

123182

ТЕКТОНИКА,

ГЕОДИНАМИКА

И

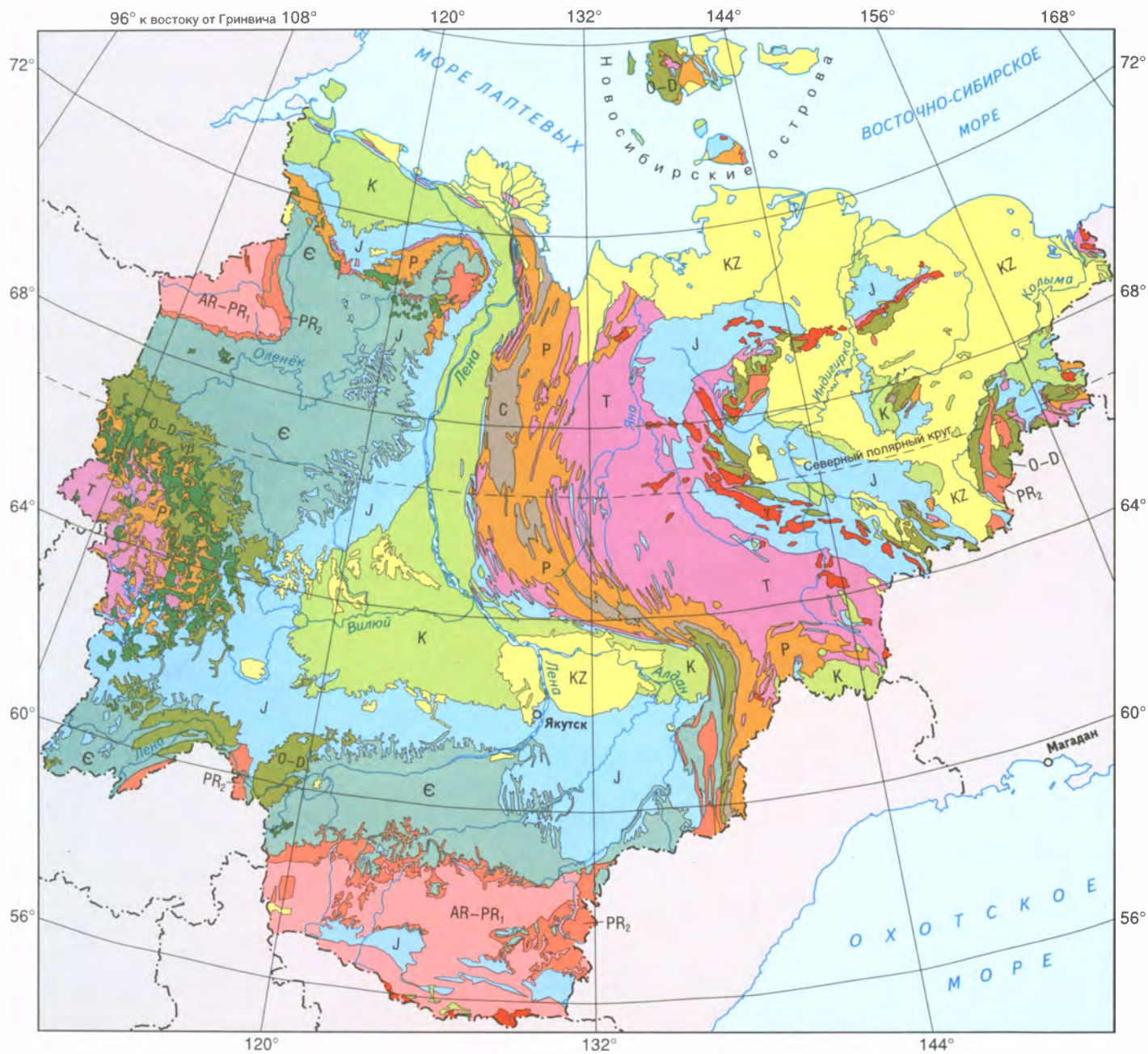
МЕТАЛЛОГЕНИЯ

территории
Республики Саха
(Якутия)

МАИК

«НАУКА / ИНТЕРПЕРИОДИКА»

СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ)



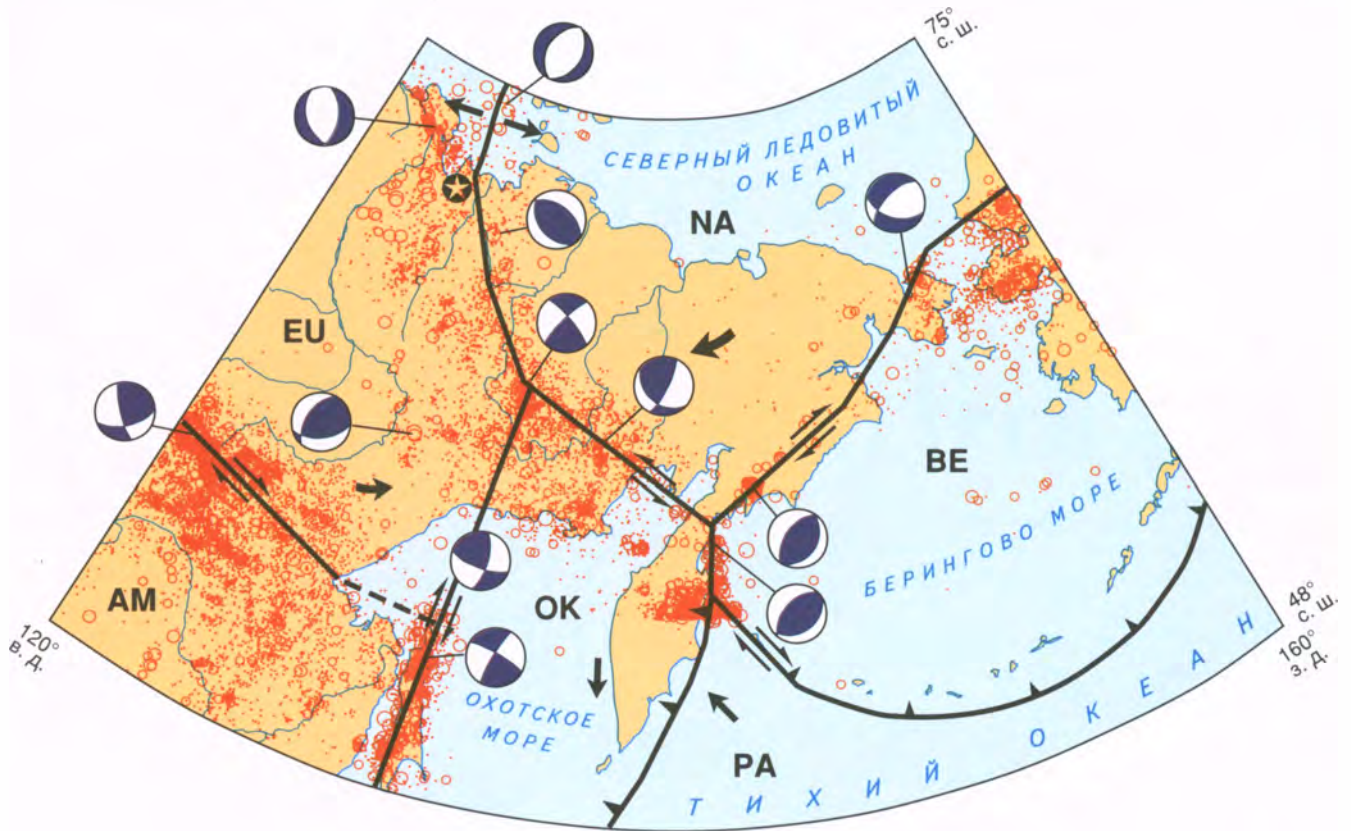
KZ	Кайнозой	P	Пермь	PR ₂	Верхний протерозой
K	Мел	C	Карбон	AR-PR ₁	Архей–нижний протерозой
J	Юра	O-D	Ордовик, силур, девон	γ	Мезозойские гранитоиды
T	Триас	E	Кембрий	vβ	Интрузивные траппы возрастом 250 млн лет

0 200 400 км

Составили: С. В. Седенко, Е. Г. Седенко, С. П. Васильев
© ГУП "Сахагеоинформ", Якутск

СХЕМА СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ


(Fujita et al., 1997, с дополнениями и изменениями
В. С. Имаева и Б. М. Козьмина)



Эпицентры землетрясений различной магнитуды (M):

$<4,0$ 4,0–4,9 5,0–5,9 6,0–6,9 $>7,0$

(Эпицентры землетрясений вдоль Алеутской и Курило-Камчатской вулканических дуг не показаны)

 Диаграммы фокального механизма землетрясений (синим показаны области действия напряжений растяжения, белым—сжатия)

 Границы литосферных плит и микроплит

 Полюс вращения Северо-Американской и Евразийской плит

Плиты:

NA – Северо-Американская

EU – Евразийская

ПА – Тихоокеанская

Микроплиты:

AM – Амурская

BE – Берингоморская

OK – Охотоморская

РОССИЙСКАЯ
АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ АЛМАЗА
И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

АКАДЕМИЯ НАУК
РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ)
ЯКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ им. М. К. АММОСОВА
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ
РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ)
ПО ГЕОЛОГИИ И НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И МЕТАМОРФОГЕНЕЗИС

территории
Республики Саха
(Якутия)

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ:

доктор геолого-минералогических наук Л. М. ПАРФЕНОВ,
член-корреспондент РАН М. И. КУЗЬМИН



МОСКВА
МАИК «НАУКА / ИНТЕРПЕРИОДИКА»
2001

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук *С.Д.Соколов*,
доктор геолого-минералогических наук *Э.Д.Избеков*

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. – 571 с.
ISBN 5-7846-0046-X

Книга представляет собой обстоятельную сводку по тектонике, сейсмичности и полезным ископаемым территории Республики Саха (Якутия). Геодинамика формирования тектонических структур, определяемая моделями тектоники литосферных плит, является основой металлогенического районирования и систематизации данных по полезным ископаемым. Наряду с рудными полезными ископаемыми охарактеризованы главные нефтяные и газовые месторождения, угленосные бассейны и месторождения, бассейн кембрийских горючих сланцев на востоке Сибирской платформы; проанализированы проявления россыпной платиноносности, состояние и перспективы развития сырьевой базы по золоту, цветным и редким металлам. Рассматривается тектоническая и металлогеническая эволюция земной коры территории Якутии с докембрия до современности на фоне развития всего северного обрамления Тихого океана.

Для широкого круга специалистов в области наук о Земле, аспирантов, студентов, а также потенциальных инвесторов в горнорудную промышленность Республики Саха (Якутия).

Табл. 23. Ил. 390 + цв. фото 41. Библиогр.: 996 назв.

Tectonics, geodynamics and metallogeny of the Sakha Republic (Yakutia). – М.: МАИК “Nauka/Interperiodica”, 2001. – 571 p.
ISBN 5-7846-0046-X

The book summarizes data on the tectonics, seismicity, and mineral resources of the vast territory of the Sakha Republic (Yakutia). Geodynamic settings of tectonic structures of the region are determined based on plate tectonics models, which are of prime importance for identifying the main metallogenic zones of Yakutia and systematizing data on its mineral wealth. Detailed descriptions of major ore deposits, oil and gas fields, coal basins, and a Cambrian oil shale basin in the eastern Siberian Platform are given. Platinum placers in the east of the platform are analyzed and the current state and outlook for the development of the mineral base of Yakutia with regard to gold, non-ferrous and rare metals are discussed. Tectonic and metallogenic evolution of the Earth's crust in the republic from the Precambrian to the present are considered in the context of tectonic evolution of the entire north part of Circum-Pacific.

The book is intended for a wide circle of researchers specialized in Earth sciences, potential investors in the mining industry of the Sakha Republic, postgraduates, students.

Tabl. 23. Fig. 390 + colour photos 41. Bibliogr.: 996.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ (Л.М. Парфенов)	8	Глава 4	
Глава 1		ФУНДАМЕНТ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО	
РЕЛЬЕФ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ		КРАТОНА	81
И ИСТОРИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ		Алдано-Становой щит (А.П. Смелов, А.Н. Зедгени-	
(Л.М. Парфенов, А.В. Прокопьев, В.Б. Спектор)	12	зов, В.Ф. Тимофеев)	81
Ступень шельфа и приморских низменностей	12	Западно-Алданский гранит-зеленокаменный со-	
Шельф морей Лаптевых и Восточно-Сибирско-		ставной террейн	91
го	12	Центрально-Алданский супертеррейн	94
Приморские низменности	13	Восточно-Алданский супертеррейн	97
Происхождение шельфа и приморских низмен-		Тындинский тоналит-трондьемитогнейсовый	
ностей	14	составной террейн	99
Континентально-платформенная ступень	18	Чогарский гранулит-ортогнейсовый террейн	99
Горная ступень	21	Зоны тектонического меланжа	100
Верхояно-Чукотская горная страна	21	Анабарский щит (В.С. Оксман)	104
Байкало-Становая горная страна	30	Оленёкское поднятие (А.П. Смелов)	107
Происхождение горных хребтов Якутии	31	Общая структура фундамента восточной части	
		кратона (А.П. Смелов, В.Д. Габьшев, В.П. Ковач,	
		А.Б. Котов)	108
Глава 2		Глава 5	
СЕЙСМИЧНОСТЬ И СОВРЕМЕННАЯ		ЧЕХОЛ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	
ГЕОДИНАМИКА		И СМЕЖНЫХ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫХ	
(Б.М. Козьмин, В.С. Имаев, Л.П. Имаева)	33	ПОЯСОВ	
Система сейсмологических наблюдений и обработ-		(А.В. Прокопьев, Л.М. Парфенов, М.Д. Томишин,	
ки сейсмической информации	33	И.И. Колодезников)	113
Сейсмический пояс Черского	35	Рельеф поверхности кристаллического фунда-	
Арктическая сейсмическая зона	37	мента и главные тектонические структуры чех-	
Хараулахская сейсмическая зона	39	ла	113
Сейсмическая зона хребта Черского	42	Рифейский структурный ярус	116
Байкало-Становой сейсмический пояс	49	Венд-нижнепалеозойский структурный ярус	124
Олёкмо-Становая сейсмическая зона	49	Среднепалеозойский структурный ярус	129
Современная геодинамика	67	Верхнепалеозойский структурный ярус	137
		Мезозойский структурный ярус	146
Глава 3		Глава 6	
ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ		ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ	
(Л.М. Парфенов)	69	СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫХ ПОЯСОВ	
Теоретические основы тектонического анализа	69	(А.В. Прокопьев, А.В. Дейкуненко)	156
Содержание террейнового анализа	70	Верхоянский складчато-надвиговый пояс	156
Ключевые понятия террейнового анализа	70	Зона форланда	156
Террейны в раннедокембрийском фундаменте		Оленёкский сектор	156
кратонов	73	Западно-Верхоянский сектор	160
Развитие представлений о тектонике территории		Южно-Верхоянский сектор	178
Якутии	74	Система сопряженных поперечных сдви-	
Главные тектонические единицы территории		гов	186
Якутии	76	Типы фронтов Верхоянского складчато-над-	
		вигового пояса	186

Природа фронтальных структур Верхоянско-го складчато-надвигового пояса	188
Зона хинтерланда	189
Главные тектонические структуры	189
Поперечные разломы зоны хинтерланда	191
Формирование деформационной структуры Верхоянского пояса	191
Основные закономерности строения складчато-надвигового пояса	192
Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс ...	192
Зона форланда	194
Зона хинтерланда	198

Глава 7

КОЛЛАЖ ТЕРРЕЙНОВ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ

(Л.М. Парфенов, В.С. Оксман, А.В. Прокопьев, В.Ф. Тимофеев, Ф.Ф. Третьяков, В.А. Трунилина, А.В. Дейкуненко)	199
--	-----

Перикратонные террейны

Кулар-Нерский турбидитовый террейн (сланцевый пояс)	199
Охотский кратонный террейн	204
Котельный миогеоклиальный террейн	206
Кольмо-Омолонский супертеррейн	210
Омулевский миогеоклиальный террейн	210
Нагонджинский турбидитовый террейн	215
Мунилканский океанический (офиолитовый) террейн	217
Арга-Тасский турбидитовый террейн	223
Омолонский кратонный террейн	226
Приколымский миогеоклиальный террейн	226
Березовский турбидитовый террейн	231
Олойский островодужный террейн	232
Хетачанский островодужный террейн	233
Алазейский островодужный террейн	233
Кенкельдинский террейн аккреционного клина типа Б	234
Полоусно-Дебинский террейн аккреционного клина типа А	234

Постамальгамационные образования Кольмо-Омолонского супертеррейна

Бат-келловейская олистострома	241
Уяндино-Ясачненская магматическая дуга	243
Олойская магматическая дуга	251
Центрально-Алазейский плитный комплекс	252
Святоноская магматическая дуга	252

Террейны, расположенные к северу от Кольмо-Омолонского супертеррейна

Южно-Анойский террейн аккреционного клина типа Б	253
Шалауровский океанический (офиолитовый) террейн	253
Чукотский миогеоклиальный террейн	253
Миогеоклиальный террейн Де-Лонга	254

Палеомагнитные данные о природе террейнов Верхояно-Колымской области

Глава 8

ПОСТАККРЕЦИОННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ

Главный батолитовый пояс (В.А. Трунилина)	256
Северный батолитовый пояс (В.А. Трунилина)	259

Поперечные пояса гранитоидов (В.А. Трунилина)	261
Тас-Кыстабытский магматический пояс (А.Г. Бахарев, А.И. Зайцев)	263
Южно-Верхоянский метаморфический пояс и сопряженные с ним магматические образования (А.Г. Бахарев, А.И. Зайцев)	269
Тыловая зона Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (А.Г. Бахарев)	275
Индибирский пояс растяжения земной коры (В.А. Трунилина, Л.М. Парфенов)	277

Глава 9

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

(Л.М. Парфенов)	291
-----------------------	-----

Ключевые понятия металлогенического анализа

История металлогенических исследований территории Якутии	292
Главные металлогенические единицы территории Якутии	293

Глава 10

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ

СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА	301
--	-----

Доаккреционные металлогенические зоны

(А.П. Смелов, В.М. Никитин, Г.В. Бирюлькин, Н.В. Попов, В.И. Жижин)	301
---	-----

Западно-Алданская металлогеническая зона: Au и Pt рудопроявления в зеленокаменных поясах, месторождения железистых кварцитов	301
Сутамская металлогеническая зона: месторождения железистых кварцитов	304

Каларо-Учурский раннепротерозойский коллизионный металлогенический пояс (А.П. Смелов, В.М. Никитин, Г.В. Бирюлькин, Н.В. Попов, В.В. Стогний)

Каларо-Становая металлогеническая зона: Au кварцевые жилы в blastsмилонитах	306
Амгино-Становая металлогеническая зона: Au кварцевые жилы в blastsмилонитах	307
Тыркандино-Становая металлогеническая зона: Au кварцевые жилы в blastsмилонитах	307
Дес-Леглиерская металлогеническая зона: Fe скарновые месторождения	308
Тимптонская металлогеническая зона: флогопитовые скарновые месторождения	310
Учурская металлогеническая зона: флогопитовые скарновые месторождения	310
Кавактинская металлогеническая зона: апатит-Тi-Fe рудопроявления в дифференцированных ультраосновных-основных плутонах	311

Чара-Учурский постамальгамационный рифтогенный металлогенический пояс конца раннего протерозоя

Угуйско-Удоканская металлогеническая зона: рудопроявления медистых песчаников (Ю.В. Давыдов)	311
Нимнырская металлогеническая зона: апатитовые месторождения в карбонатитах (О.А. Тянь)	312
Верхнеалданская металлогеническая зона: месторождения пьезокварца (А.П. Смелов, В.М. Никитин, Г.В. Бирюлькин)	315
Давангро-Налуракская металлогеническая зона: рудопроявления РЗЭ и Fe оолитовых руд (А.П. Смелов, В.М. Никитин, Г.В. Бирюлькин)	315

Лено-Анабарский раннепалеозойский внутриплатформенный металлогенический пояс стратиформного Pb-Zn и Cu оруденения (Ю.В. Давыдов)	316
Прианабарская металлогеническая зона: Pb-Zn стратиформные рудопрооявления	316
Среднеленская металлогеническая зона: Cu стратиформные рудопрооявления	316
Приленский металлогенический пояс пассивной континентальной окраины венд-раннемезозойского возраста	317
Кыллахская металлогеническая зона: стратиформные Pb-Zn месторождения (Ю.В. Давыдов)	317
Туора-Сисская металлогеническая зона: Pb-Zn стратиформная минерализация (Ю.В. Давыдов)	320
Сетте-Дабанская металлогеническая зона: стратиформная Cu минерализация, Nb, Ta, РЗЭ и апатитовая минерализация в щелочно-ультраосновных породах и карбонатитах (Ю.В. Давыдов, О.А. Тян)	320
Орулганская металлогеническая зона: Cu-Pb-Zn стратиформное оруденение (Ю.В. Давыдов)	322
Западно-Верхоянская металлогеническая зона: Ag стратифицированные и Ag-Au жильные месторождения (А.В. Костин)	323
Западно-Якутский пояс алмазоносных кимберлитов и щелочно-ультраосновных пород с карбонатами (Н.Н. Зинчук, О.А. Тян)	323
Ботубинско-Мархинская зона: алмазоносные кимберлиты	326
Далдыно-Оленёкская зона: алмазоносные кимберлиты	329
Куонамская зона: слабоалмазоносные кимберлиты	333
Уджинская металлогеническая зона: Nb и РЗЭ оруденение	333
Попигайская зона: импактные алмазы	333

Глава 11

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ

Доаккреционные металлогенические зоны	337
Каменная металлогеническая зона: Pb-Zn стратиформные рудопрооявления (Ю.В. Давыдов)	338
Ороёкская металлогеническая зона: Cu стратиформные рудопрооявления (Ю.В. Давыдов)	338
Березовская металлогеническая зона: стратифицированная колчеданно-полиметаллическая минерализация (Ю.В. Давыдов)	339
Томмотская металлогеническая зона: РЗЭ минерализация в щелочных габброидах и гранитах (В.М. Суплецов, В.А. Трунилина)	339
Эриkitская металлогеническая зона: Ag колчеданно-полиметаллическое оруденение (Г.Н. Гамянин, В.В. Алпатов)	340
Рассохинская металлогеническая зона: стратифицированное Cu и колчеданно-полиметаллическое оруденение (Ю.В. Давыдов)	341
Яно-Колымский позднеюрско-раннеэокомовый коллизионный металлогенический пояс	341
Чыбагалахская металлогеническая зона: касситерит-кварцевые и касситерит-вольфрамит-	

кварцевые месторождения, В-Sn скарны, Au редкометальные месторождения ([Я.В. Яковлев])	342
Адыча-Нерская металлогеническая зона: гидротермальные и метаморфогенные Au кварцевые жильные месторождения (Г.Н. Гамянин, В.М. Суплецов, В.Ю. Фридовский)	345
Куларская металлогеническая зона: метаморфогенные Au кварцевые месторождения (В.Ю. Фридовский)	350
Верхоянская металлогеническая зона: метаморфогенные Au кварцевые месторождения (В.Ю. Фридовский)	353
Аллах-Юньская металлогеническая зона: метаморфогенные Au кварцевые месторождения (В.Ю. Фридовский)	355
Томпонская металлогеническая зона: Cu-W скарны ([Я.В. Яковлев])	360
Яно-Полоусный позднеэокомско-аптский субдукционный металлогенический пояс	361
Яно-Адычанская металлогеническая зона: касситерит-силикатно-сульфидные, Sn полиметаллические, касситерит-редкометально-кварцевые месторождения ([Я.В. Яковлев])	361
Полоусная металлогеническая зона: Au-Cu, Au-Cu-W и Au порфиоровое оруденение (В.М. Суплецов)	365
Улахан-Тасская металлогеническая зона: Мо кварцевые жильные, Au скарновые, Au редкометальные и касситерит-силикатно-сульфидные месторождения (Г.Н. Гамянин, В.М. Суплецов)	368
Нижнеколымская металлогеническая зона: Cu-Mo порфиоровое и Au-Ag кварцевое оруденение (В.М. Суплецов)	369

Глава 12

ПОСТАККРЕЦИОННЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Восточно-Азиатский альб-позднемеловой металлогенический пояс ([Я.В. Яковлев])	370
Верхнеюдомская металлогеническая зона: малосульфидные касситерит-силикатные и Sn полиметаллические месторождения	370
Восточно-Якутский металлогенический пояс	372
Южно-Верхоянская металлогеническая зона: Au-Ag кварцевые и Ag полиметаллические жильные месторождения (Г.Н. Гамянин, В.Ю. Фридовский)	372
Хандыгская металлогеническая зона: As-Sb, Au-Hg, Hg минерализация, Ag полиметаллическое жильное оруденение (А.В. Костин, В.М. Суплецов)	375
Екюччу-Билляхская металлогеническая зона: Ag полиметаллические, Au-Sb и Hg жильные месторождения (Г.Н. Гамянин, В.М. Суплецов)	377
Нижнеянская металлогеническая зона: Au-Sb-Hg вкрапленное оруденение (В.М. Суплецов)	380
Тарынская металлогеническая зона: Au-Sb, Ag и Ag-Sn полиметаллические жильные месторождения (В.М. Суплецов, Г.Н. Гамянин)	381
Селеняхская металлогеническая зона: Au-Hg, Au-Sb-Hg, Hg и Au-Ag эпitherмальные месторождения (В.М. Суплецов)	384
Центрально-Полоусная металлогеническая зона: касситерит-сульфидные штокверки и жилы, Sn (W, Mo) и Au редкометальные грейзены,	

Ag полиметаллические жилы (А.И. Холмогоров)	389
Чохчуро-Чекурдахская металлогеническая зона: касситерит-силикатно-сульфидные жильные месторождения (А.И. Холмогоров)	392
Южно-Якутский юрско-равнемеловой металлогенический пояс (В.Г. Ветлужских)	393
Чара-Алданская металлогеническая зона: Au кварцевые стратифицированные месторождения, Au кварцевые жилы и зоны дробления, U-Au минерализованные зоны	394
Южно-Алданская металлогеническая зона: Au, Au-Ag, Au редкометальная и Au полиметаллическая минерализация	398

Глава 13

ПЛАТИНОВЫЕ МЕТАЛЛЫ В РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЯКУТИИ

(А.В. Округин)	399
Ленская платиноносная провинция	401
Алданская платиноносная провинция	404
Алдано-Становая платиноносная провинция	405
Енисейско-Хатангская платиноносная провинция	407
Колымский платиноносный район	408

Глава 14

ИСТОРИЯ, СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ЗОЛОТОДОБЫЧИ В ЯКУТИИ

(В.А. Амузинский, Г.С. Иванов)	409
--------------------------------------	-----

Глава 15

РЕСУРСЫ ЦВЕТНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ ЯКУТИИ: СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

(Г.Г. Наумов)	415
---------------------	-----

Глава 16

НЕФТЯНЫЕ И ГАЗОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЯКУТИИ

(А.Ф. Сафронов)	421
-----------------------	-----

Непско-Ботуобинская нефтегазоносная область (НБНГО)

Среднеботуобинское нефтегазоконденсатное месторождение	424
Таас-Юряхское нефтегазовое месторождение ...	425
Верхневиллючанское газовое месторождение	426
Вилуйско-Джербинское нефтегазовое месторождение	427
Иреляхское газонефтяное месторождение	428
Северо-Нелбинское газовое месторождение	429
Нелбинское нефтегазовое месторождение	429
Маччобинское нефтегазовое месторождение ...	429
Иктехское нефтегазовое месторождение	430
Чаяндинское нефтегазоконденсатное месторождение	430
Талаканское газонефтяное месторождение	432
Алинское газонефтяное месторождение	433
Тымпучиканское нефтегазовое месторождение	433

Предплатомская нефтегазоносная область (ПНГО) ...	435
Хотого-Мурбайское газовое месторождение	435
Отрадинское газоконденсатное месторождение	435
Бысахтахское газоконденсатное месторождение	435
Лено-Вилуйская нефтегазоносная провинция (ЛВНГП)	436
Средневиллюйское газоконденсатное месторождение	437
Толон-Мастахское газоконденсатное месторождение	438
Соболоох-Неджелинское газоконденсатное месторождение	440
Нижневиллюйское газовое месторождение	442
Бадаранское газовое месторождение	442
Среднетюнгское газоконденсатное месторождение	442
Нижнетюкянское газовое месторождение	444
Андылахское газовое месторождение	444
Усть-Вилуйское газоконденсатное месторождение	444
Собо-Хаинское газовое месторождение	444
Южно-Тигянское нефтяное месторождение	445
Оленёкское месторождение природных битумов	446
Перспективы и направления дальнейших поисково-разведочных работ на нефть и газ	446

Глава 17

БАСЕЙНЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ УГЛЕЙ И ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ ЯКУТИИ

Тунгусский угольный бассейн (Ш.А. Сюндюков, Д.В. Митронов)	448
Ленский угольный бассейн (Ш.А. Сюндюков, Д.В. Митронов)	450
Южно-Якутский угольный бассейн (Д.В. Митронов, Ш.А. Сюндюков)	456
Зырянский угольный бассейн (Д.В. Митронов, Ш.А. Сюндюков)	459
Кембрийский горючесланцевый бассейн Сибирской платформы (В.А. Каширицев)	462

Глава 18

ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

(В.С. Шкодзинский)	467
Происхождение мантии, земной коры и раннедокембрийских комплексов	467
Генезис магматических пород главных геодинамических обстановок	471
Докембрийские обстановки	471
Фанерозойские геодинамические обстановки	472
Происхождение рудоносных гидротерм	477
Природа эндогенного оруденения главных геодинамических обстановок Якутии	480
Раннедокембрийские обстановки	480
Обстановка внутриконтинентального рифтогенеза	487
Коллизионная обстановка	491
Субдукционная обстановка	497

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЯКУТИИ В КОНТЕКСТЕ ГЕОДИНАМИКИ СЕВЕРА ТИХООКЕАНСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА (Л.М. Парфенов)	499
Формирование земной коры в раннем докембри	499
Распад протерозойского суперконтинента и форми- рование Северо-Азиатского кратона	500
Рифтогенез и аккреция террейнов в фанерозое	501
Венд–ранний девон (650–380 млн лет)	501
Средний девон–начало раннего карбона (380– 350 млн лет)	502

Карбон–ранний триас (350–240 млн лет)	504
Поздний триас–ранняя юра (235–180 млн лет) ...	505
Средняя–поздняя юра (170–145 млн лет)	505
Ранний мел (145–120 млн лет)	507
Апт–кампан (120–74 млн лет)	508
Маастрихт–ранний эоцен (74–50 млн лет)	510
Средний эоцен–миоцен (50–5 млн лет)	511
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (Л.М. Парфенов)	513
Резюме	519
Abstract	521
Литература	523
Предметный указатель	552

ПРИЛОЖЕНИЕ

к книге

**ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ САХА
(ЯКУТИЯ)**

**Цветные варианты рисунков
к главам 16 и 19**

128182/

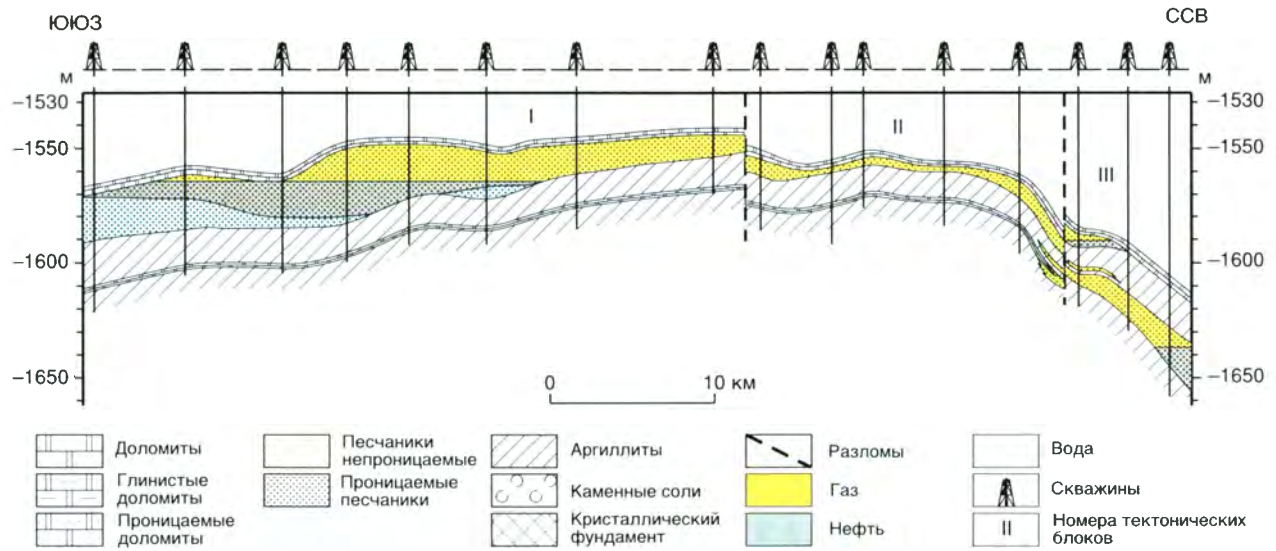


Рис. 16.4. Разрез продуктивных горизонтов Среднеботуобинского нефтегазоконденсатного месторождения

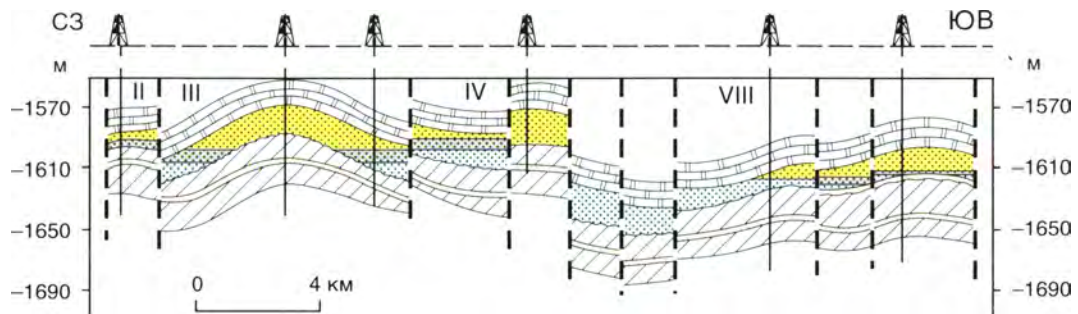


Рис. 16.5. Разрез ботуобинского горизонта Таас-Юряхского нефтегазового месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4

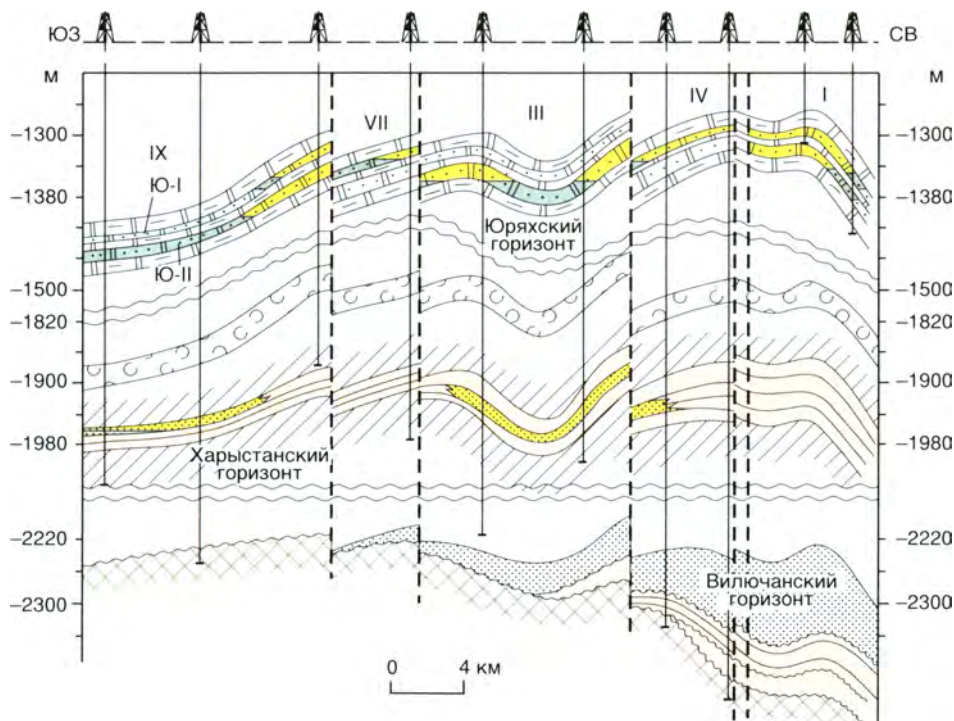


Рис. 16.6. Разрез продуктивных горизонтов Верхневилючанского газового месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4. Ю-1, Ю-2 – продуктивные толщи юряхского горизонта

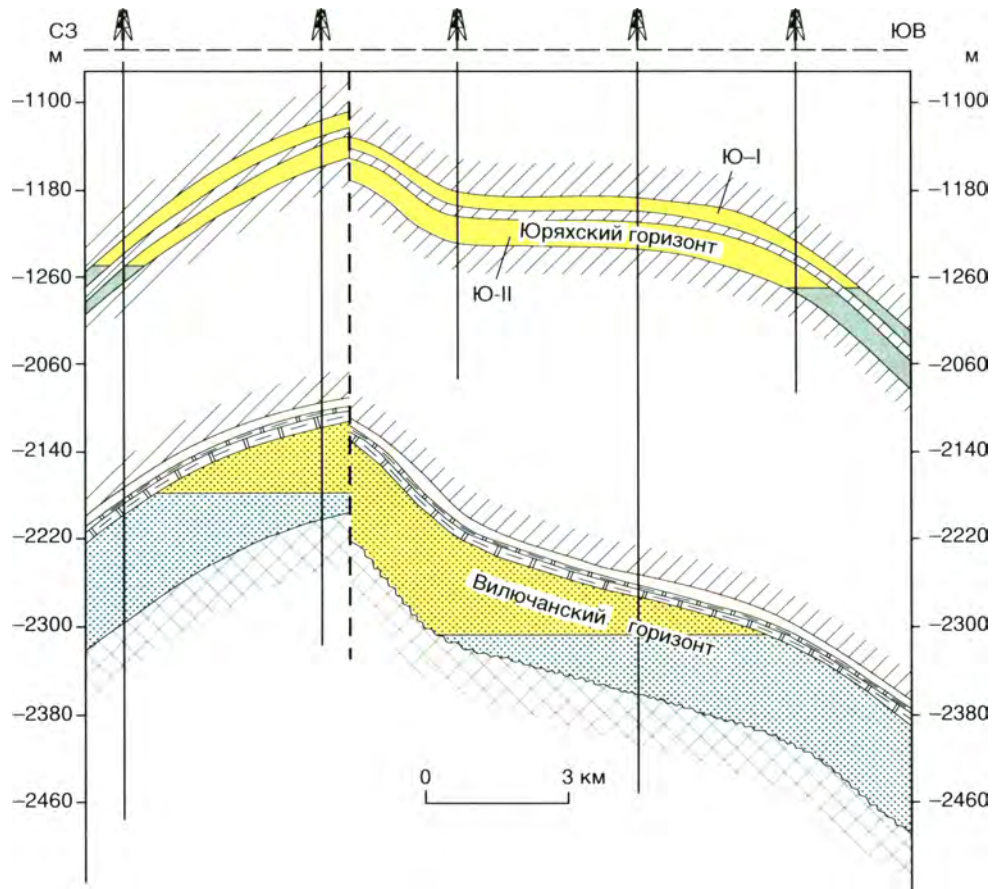


Рис. 16.7. Разрез продуктивных горизонтов Вилкойско-Джербинского нефтегазового месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4

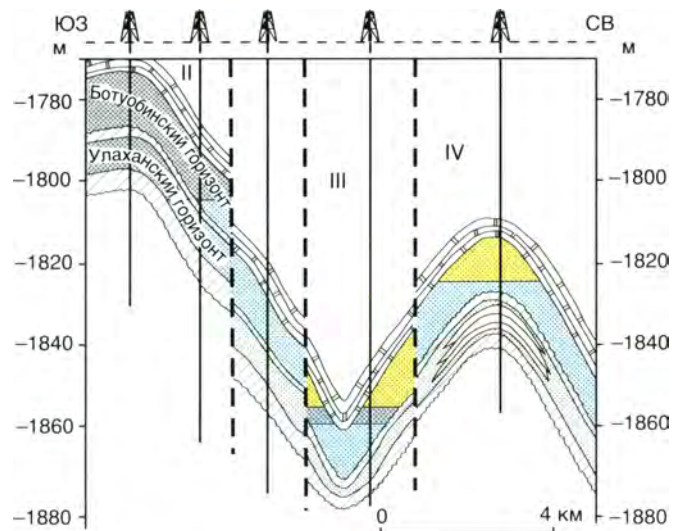


Рис. 16.8. Разрез продуктивных горизонтов Иреляхского газонефтяного месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4

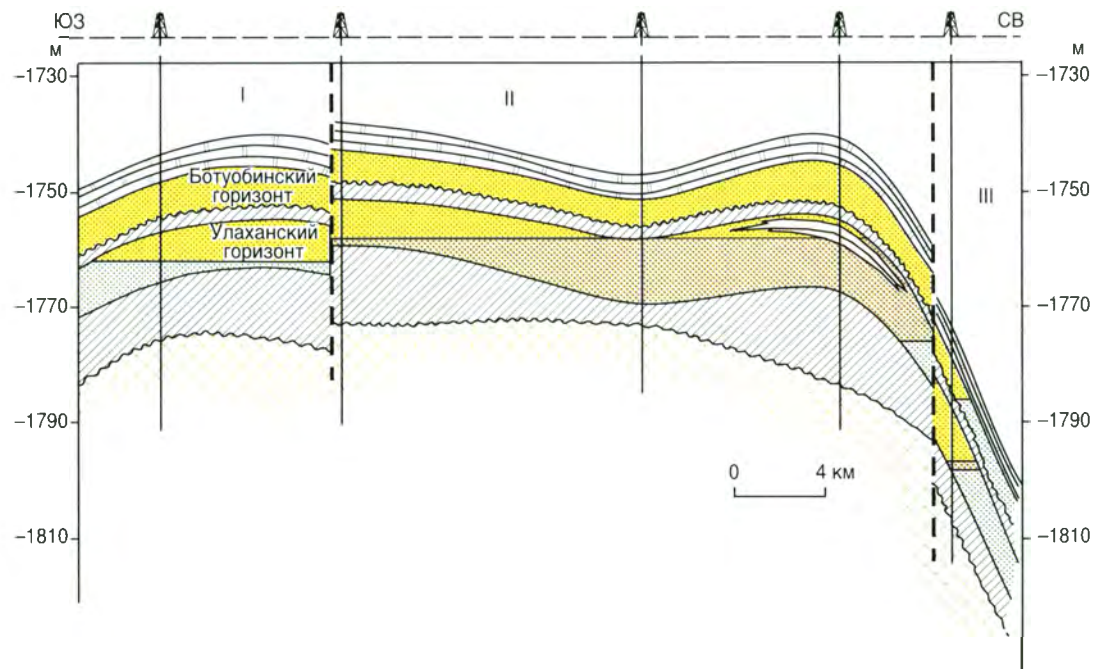


Рис. 16.9. Разрез продуктивных горизонтов Маччобинского нефтегазового месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4

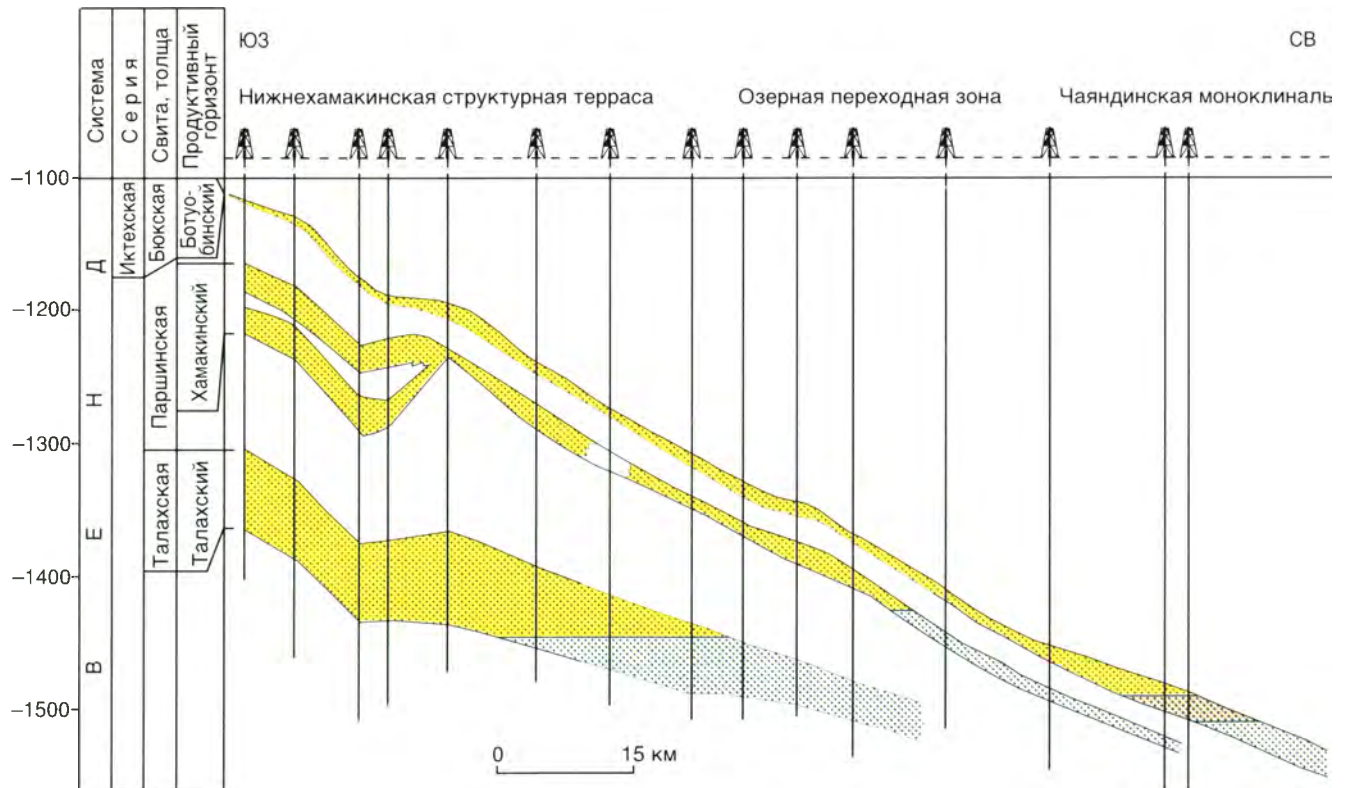


Рис. 16.10. Разрез продуктивных горизонтов Чаяндинского нефтегазоконденсатного месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4

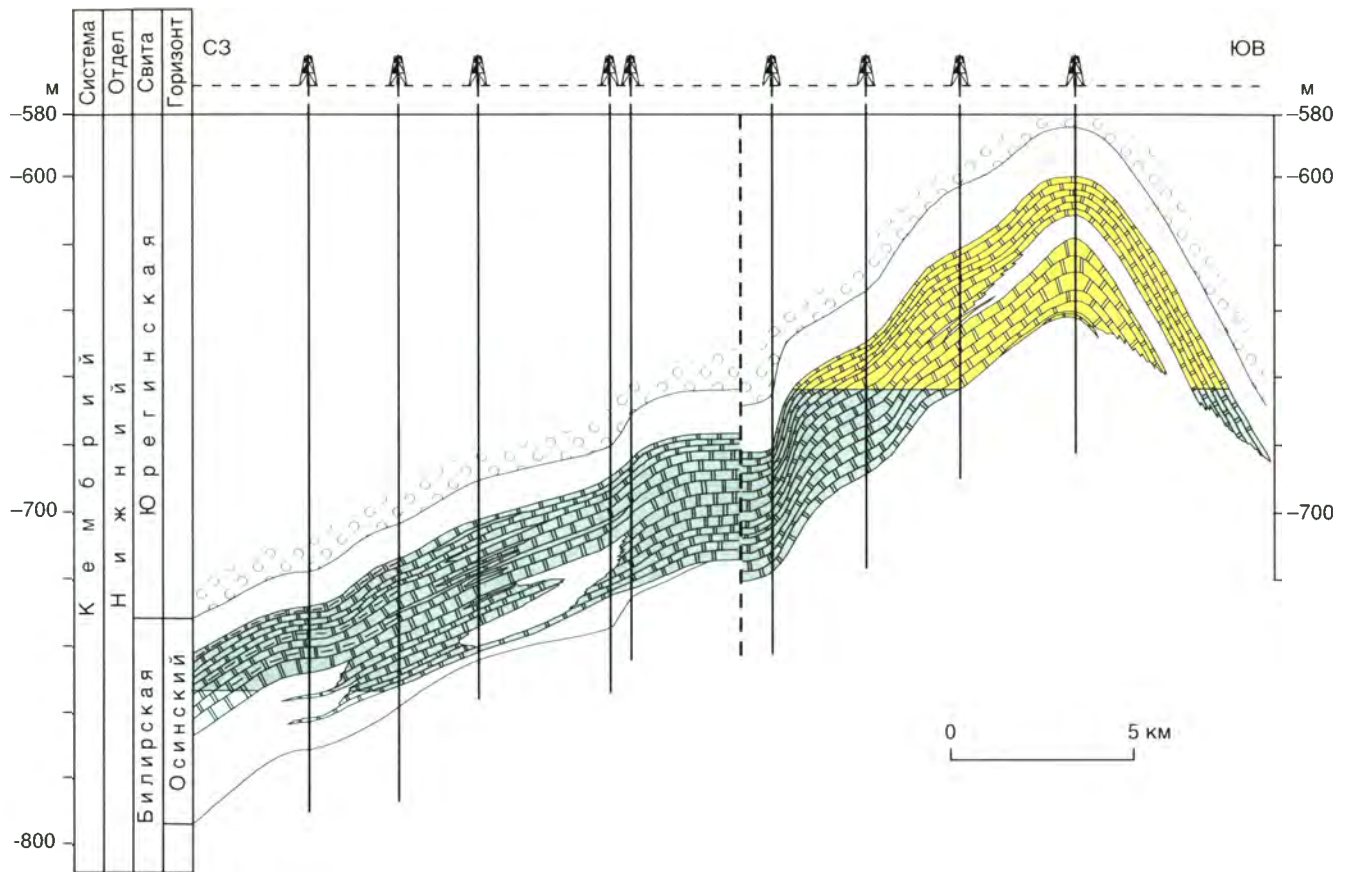


Рис. 16.11. Разрез продуктивных горизонтов Талаканского газонефтяного месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4

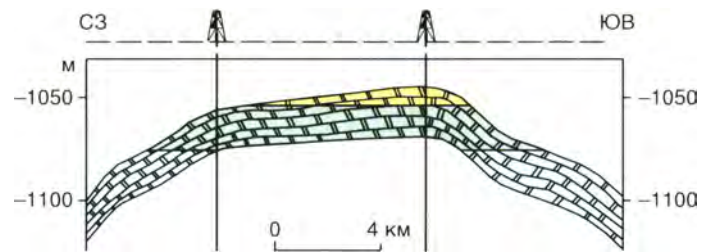


Рис. 16.12. Разрез Алинского газонефтяного месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4

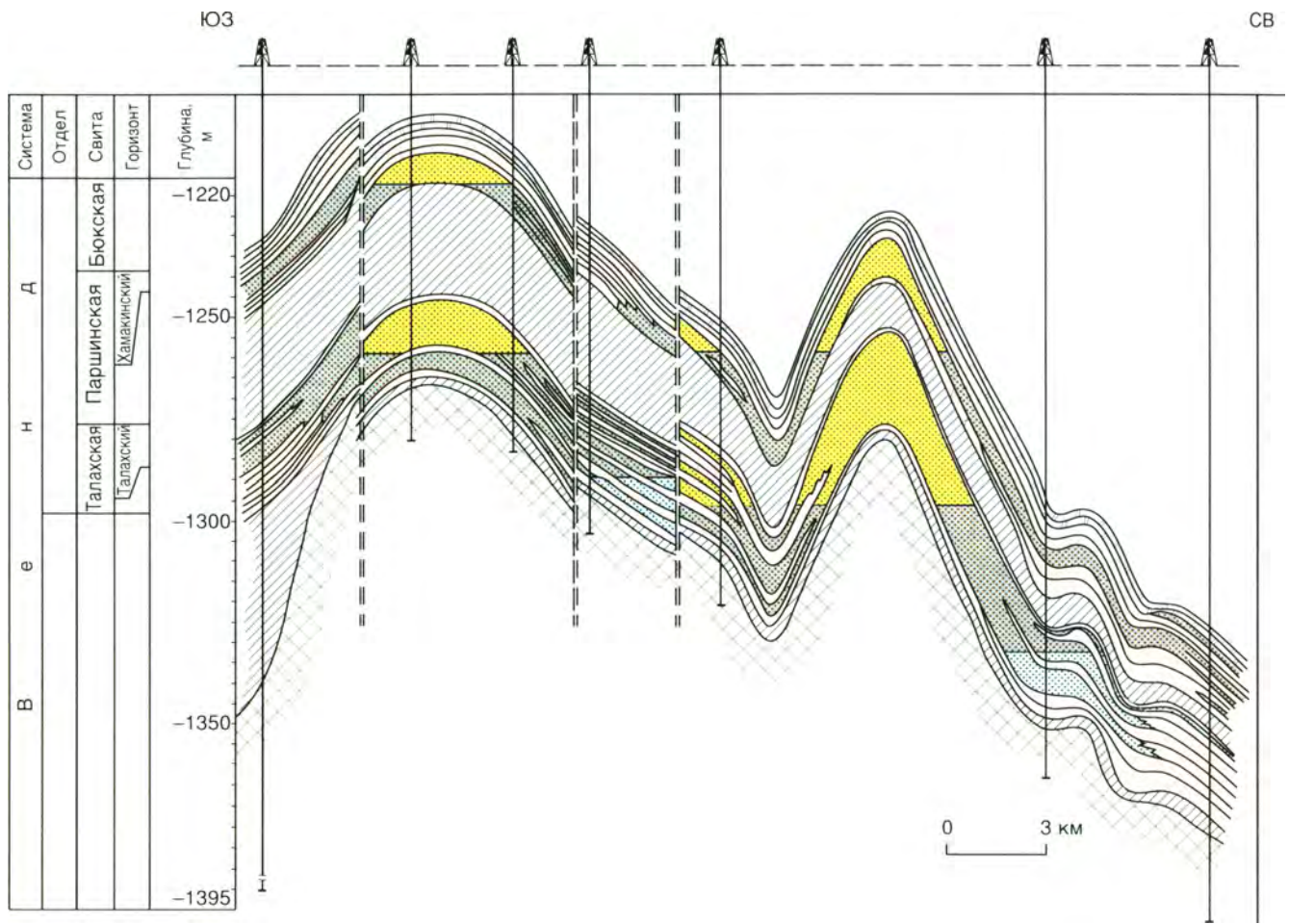


Рис. 16.13. Разрез продуктивных горизонтов Тымпучиканского нефтегазового месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4

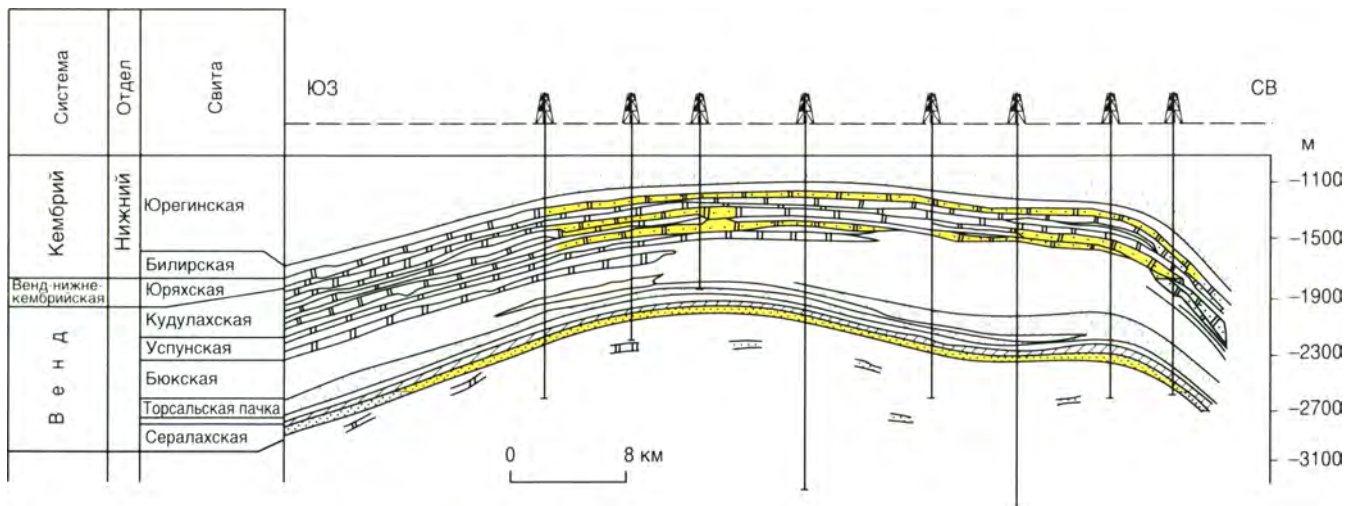


Рис. 16.14. Разрез продуктивных горизонтов Бысактахского газоконденсатного месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4

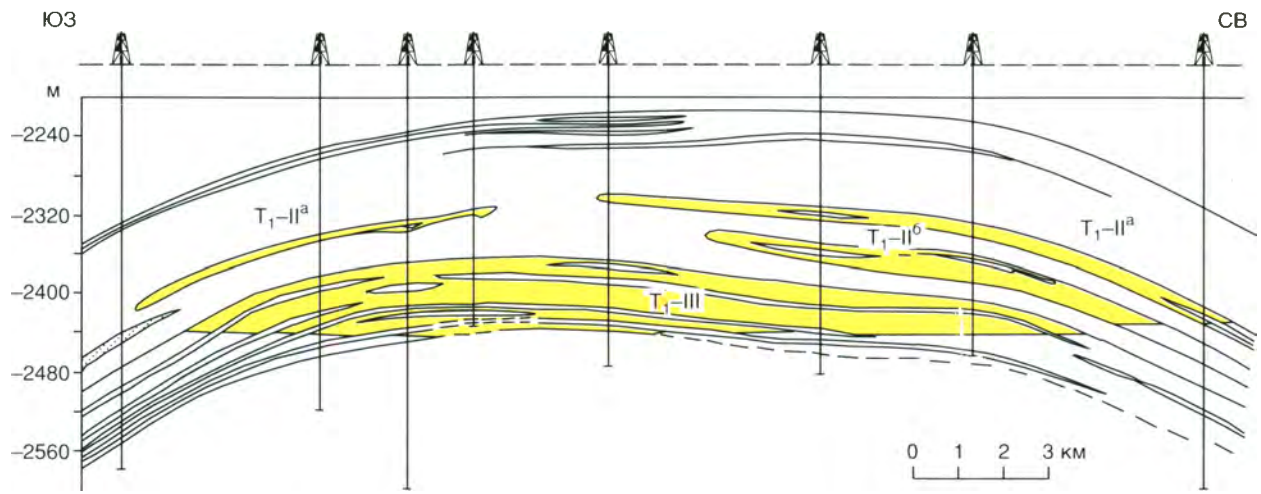


Рис. 16.15. Разрез продуктивных горизонтов Средневолжского газоконденсатного месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4. Символами обозначены продуктивные пласты в нижестриасовых отложениях

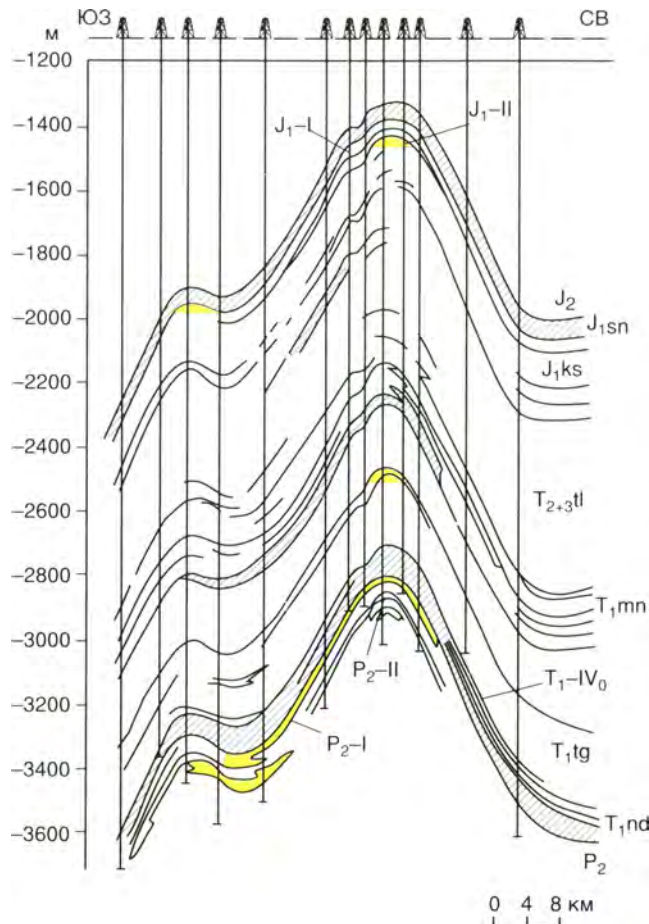


Рис. 16.16. Разрез продуктивных горизонтов Соболюх-Нежелинского газоконденсатного месторождения

Свиты: T_{1nd} – нежелинская, T_{1tg} – таганджинская, T_{1mn} – мономская, T_{2+3tl} – тулурская, J_{1ks} – кызылсырская, J_{1sn} – сунтарская. Индексами с римскими цифрами обозначены продуктивные горизонты. Остальные усл. обозн. см. на рис. 16.4

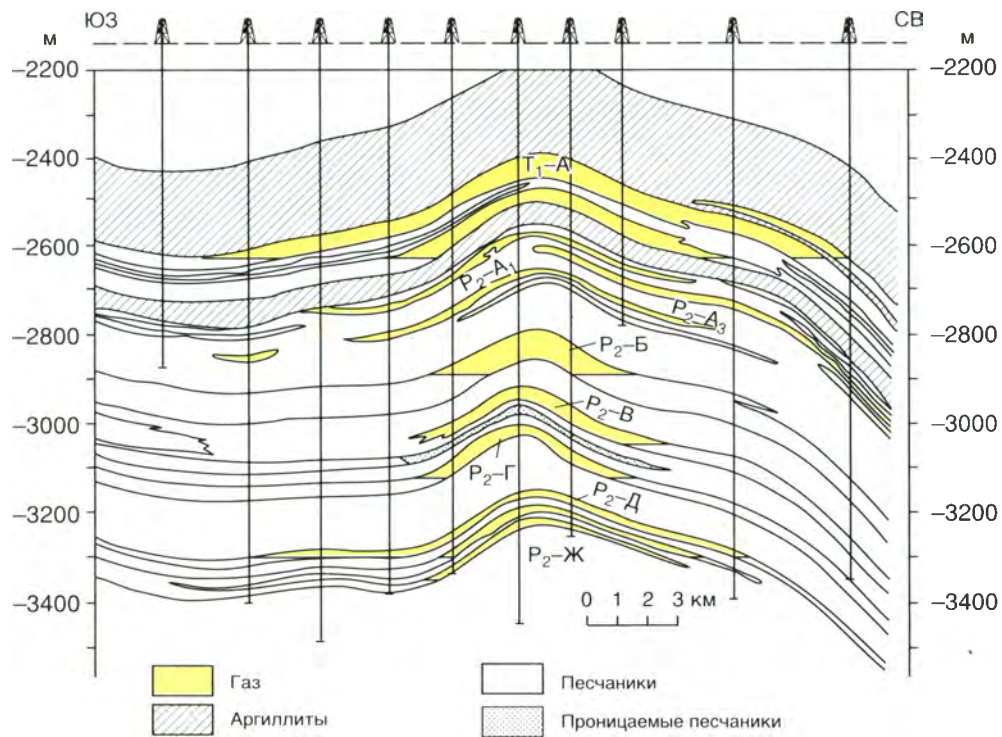


Рис. 16.17. Разрез продуктивных горизонтов Среднетюнгского газоконденсатного месторождения

Индексами обозначены продуктивные горизонты. Остальные усл. обозн. см. на рис. 16.4

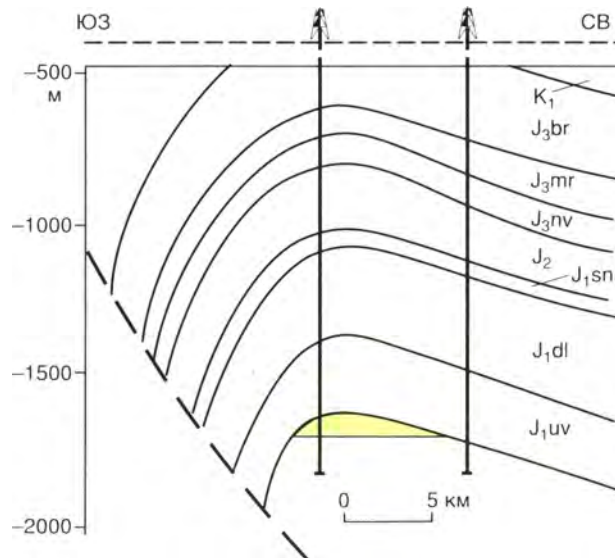





Рис. 16.18. Разрез продуктивных горизонтов Собо-Хайнского газового месторождения

J_{1uv} – устьвилкойская свита, J_{1dl} – долгайская свита, J_{1sn} – сунтарская свита, J₂ – средняя юра, J_{3nv} – нижневилкойская свита, J_{3mr} – марыкчанская свита, J_{3br} – бергеинская свита, K₁ – нижний мел. Остальные усл. обозн. см. на рис. 16.4





Металлогенические пояса:

-  связанные с рифтогенезом на окраинах континентов
-  связанные с надсубдукционными магматическими дугами островных дуг и активных континентальных окраин
-  коллизионные
-  связанные с зонами растяжения земной коры
-  Надвиги
-  Сдвиги: DE – Денали, FS – Фрейзер Стрейт Крик, KA – Калтаг, TI – Тинтина
-  Зоны субдукции
-  Направление взаимного перемещения океанических и континентальных плит

-  Кратоны
-  Каледонский орогенный пояс
-  Погруженные окраины кратонов (пассивные континентальные окраины и сформированные на их месте складчато-надвиговые пояса): NSV – Верхоянская, NAM – Кордильерская

Связанные с субдукцией окраинно-континентальные и островные магматические дуги:

-  преимущественно вулканические
-  преимущественно плутонические: по – Северный батолитовый пояс










-  Аккреционные клинья
-  Океанические бассейны
-  Срединно-океанические хребты
-  Континентальный склон и его подножие
-  Внутриокеанические поднятия различного происхождения
-  Коллаж аккрезированных террейнов
-  Пояса коллизионных гранитоидов: та – Главный батолитовый пояс, ом – пояс Оминека-Селвин
-  Внутриконтинентальные рифты
-  Пояса гранитоидов, связанные с растяжением земной коры: tr – поперечные пояса гранитоидов Верхояно-Колымской орогенной области

Рис. 19.1. Палеотектоническая реконструкция для среднего девона–начала раннего карбона

Террейны: AA – Арктической Аляски, AG – Арга-Тасский, АК – Авековский, AL – Алазейский, AM – Амурский супертеррейн, AX – Александер, BE – Березовский, CA – Кассиар, CC – Каш Крик, CH – Чукотский, CO – Колдфут, DL – Дилингер, GL – Галамский, KI – Килбук-Айдахо, KH – Хетачанский, KK – Кенкельдинский, KL – Колымо-Омолонский супертеррейн, KN – Кулар-Нерский, KO – Кутени, KT – Котельный, MY – Мистик, NG – Нагонджинский, NX – Никсон-Форк, OK – Охотский, OL – Олойский, OM – Омолонский, OV – Омудевский, PR – Приколымский, QN – Куиснелия, RB – Руби, SD – Сьюард, SM – Слайд Маунтин, ST – Стикия, SV – Севентимайл, WR – Врангелия, YA – Яракваамский, YU – Юкон-Танана, ZL – Золотогорский

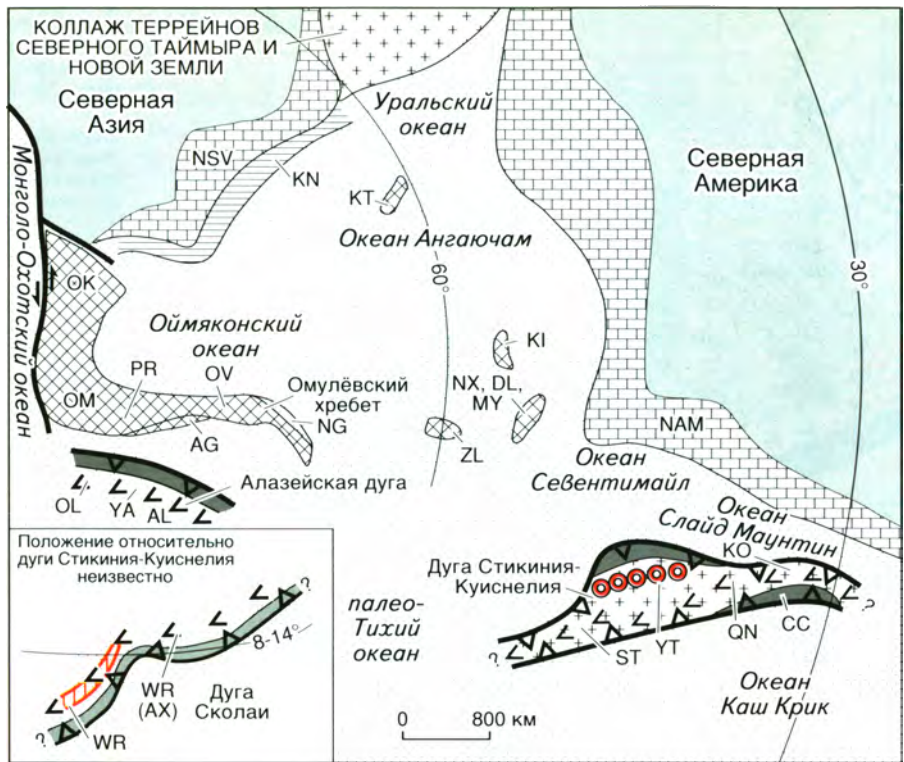


Рис. 19.2. Палеотектоническая реконструкция для карбона–раннего триаса
Усл. обозн. см. на рис. 19.1

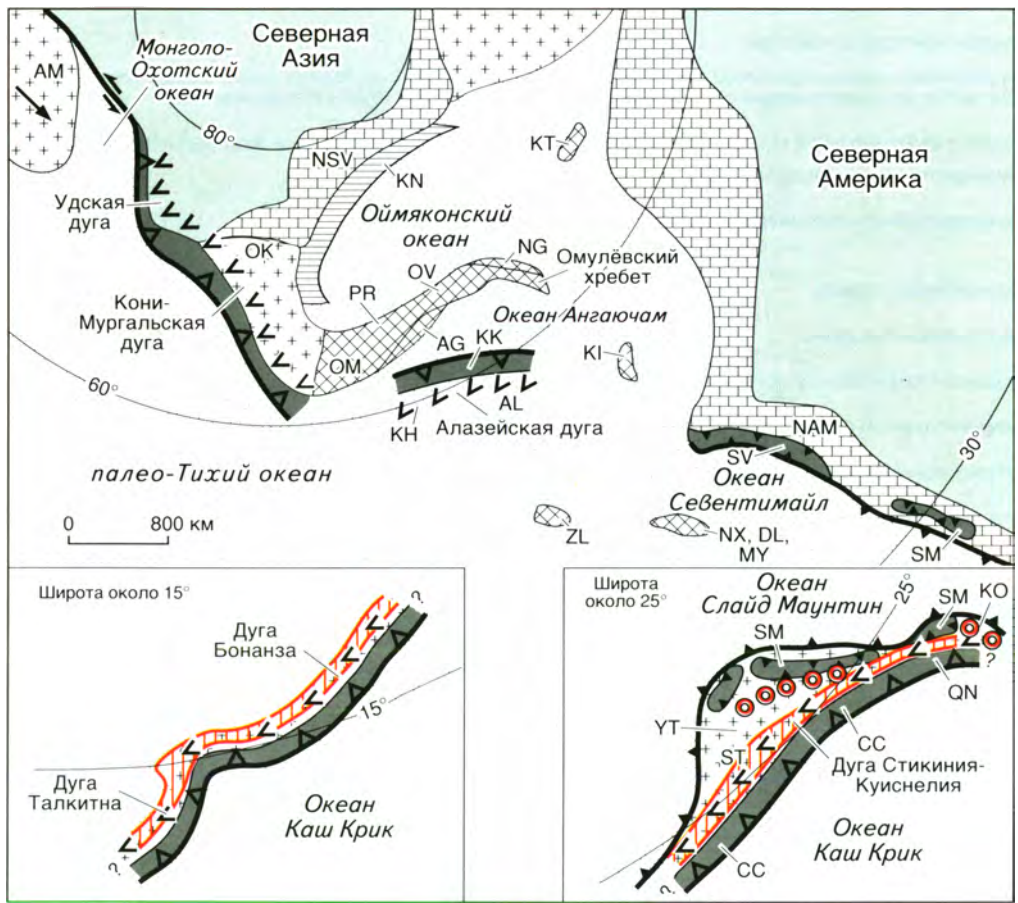


Рис. 19.3. Палеотектоническая реконструкция для позднего триаса–ранней юры
Усл. обозн. см. на рис. 19.1

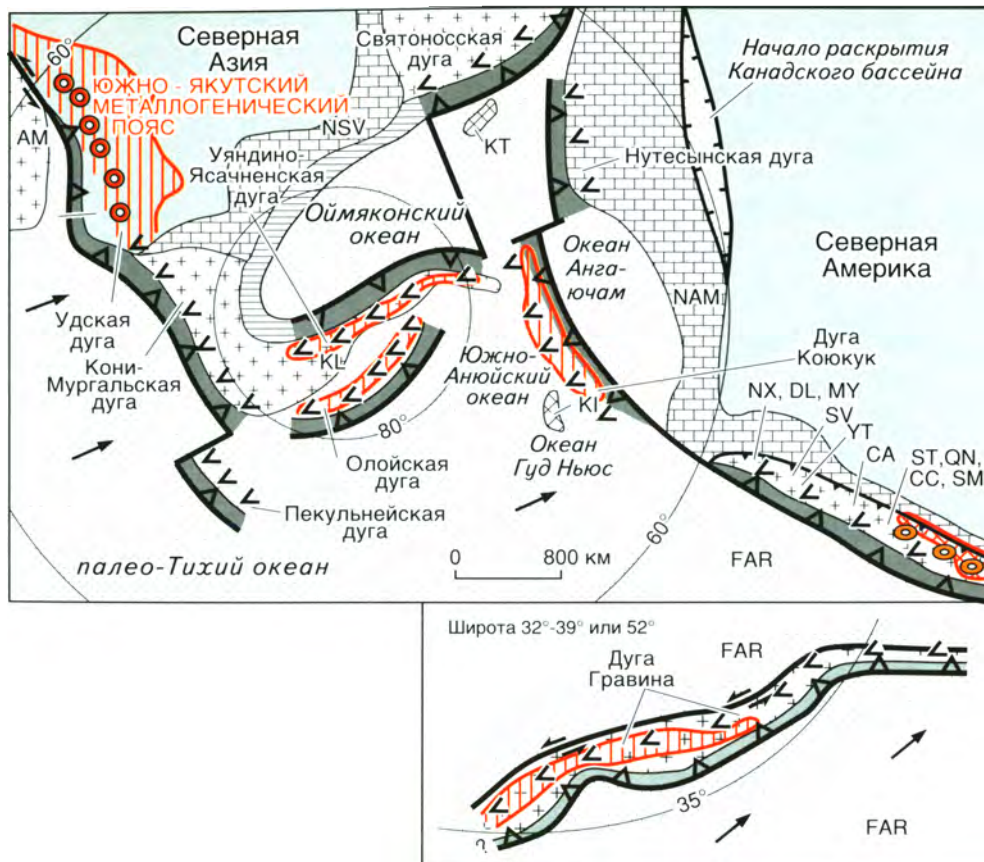


Рис. 19.4. Палеотектоническая реконструкция для средней-поздней юры
 FAR – плита Фараллон. Остальные усл. обозн. см. на рис. 19.1

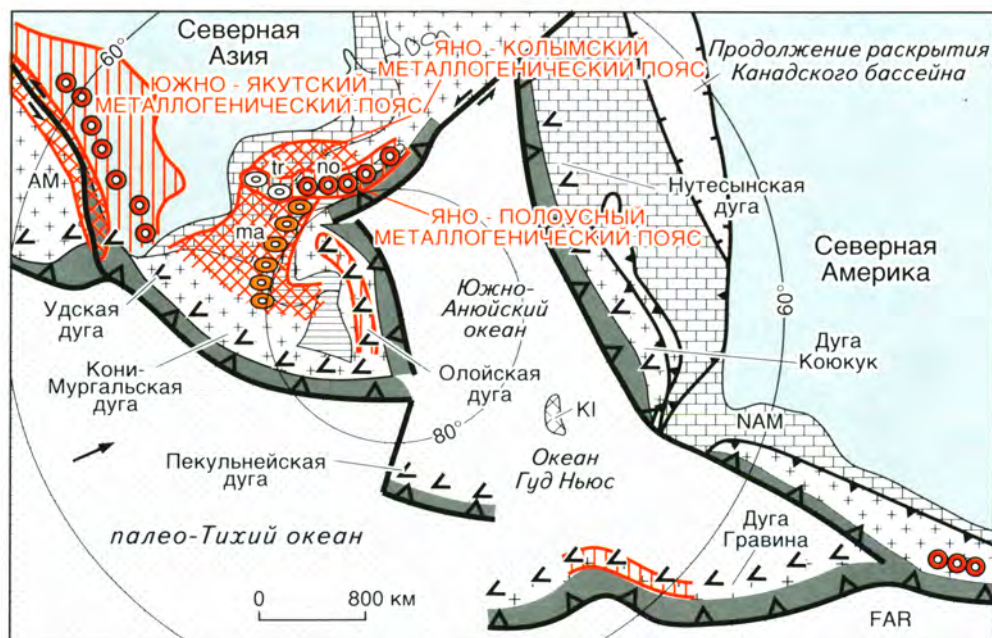


Рис. 19.5. Палеотектоническая реконструкция для раннего мела
 Усл. обозн. см. на рис. 19.1, 19.4



Рис. 19.6. Палеотектоническая реконструкция для албта–кампана
Усл. обозн. см. на рис. 19.1, 19.4

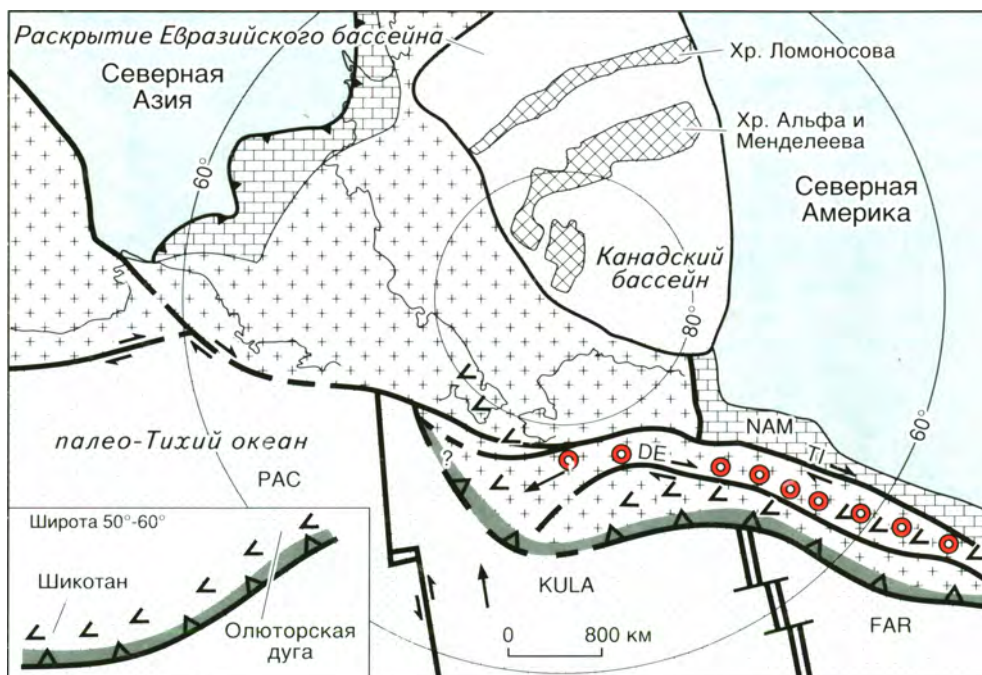


Рис. 19.7. Палеотектоническая реконструкция для маастрихта–раннего эоцена
KULA – плита Кула, PAC – Тихоокеанская плита. Остальные усл. обозн. см. на рис. 19.1, 19.4

*Посвящается светлой памяти
замечательных геологов –
Льва Павловича Зоненшайна
и Марка Соломоновича Маркова,
внесших неоценимый вклад
в познание российских недр.*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Республика Саха (Якутия) занимает огромную площадь (около 3,1 млн км²) на северо-восточной, наиболее холодной окраине Сибири. Она располагается между 55 и 78° с.ш. и 105 и 163° в.д. Река Лена – одна из крупнейших и красивейших сибирских рек – пересекает территорию республики примерно в центральной ее части в направлении с юга на север. Другие крупные реки располагаются восточнее (Яна, Индигирка и Колыма), они также начинаются на юге и несут свои воды в Северный Ледовитый океан.

Восточная Якутия, расположенная к востоку от долины р. Лены и ее притока р. Алдана, представляет собой обширную горную страну. Наиболее крупными горными системами являются хребты Верхоянский, Сетте-Дабан, Сунтар-Хаята, Черского и Момский с высотами 2000–2500 м над уровнем моря. Наиболее высоким является пик Победы в хр. Черского – 3147 м над уровнем моря. Горные хребты Восточной Якутии к северу понижаются и сменяются заболоченной аккумулятивной низменностью побережий Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых. Западная Якутия, охватывающая бассейны рек Лена, Вилюй, Оленёк и Анабар, большей частью представляет собой покрытую тайгой заболоченную равнину с высотами 150–500 м над уровнем моря, которая к северу от Полярного круга сменяется тундрой. Южная Якутия, расположенная в верховьях р. Алдан и в бассейнах рек Олёкма, Тимптон и Учур, включает Алданское нагорье с высотами 1500–2000 м и находящийся восточнее хр. Суннагын с высотами до 2200 м над уровнем моря.

Климат резко континентальный. Зима продолжается около 6–7 месяцев с температурами до –(50–55) °С в центральных районах. Лето короткое (2,5–3 месяца), обычно сухое, но жаркое, с температурами до +35 °С. Реки свободны ото льда лишь около 5 месяцев в году.

В республике проживает около 1 млн человек, которые сосредоточены преимущественно в крупных городах: Якутске, Мирном, Нерюнгри, Алдане, Олёкминске и Ленске. В сельской мест-

ности живет примерно 36% населения, которое занято скотоводством, оленеводством, охотой, рыбной ловлей, а в центральных и южных районах, несмотря на суровый климат, также земледелием, в том числе и товарным.

Наземные транспортные коммуникации развиты слабо. Железная дорога, связывающая республику с Транссибирской железнодорожной магистралью, в настоящее время доходит лишь до г. Томмота. В ближайшие годы предполагается продлить ее далее на север до г. Якутска. Основные грузы в республику доставляются по железной дороге до порта Осетрово в верховьях р. Лены (Иркутская обл.) и далее водным транспортом вниз по Лене или Северным морским путем до пос. Тикси в ее устье и далее также по р. Лене. В зимний период действуют зимние дороги – зимники, по которым доставляются грузы во многие районы республики. Воздушный транспорт является основным и хорошо развит. Регулярные воздушные линии связывают Якутск со всеми районными центрами республики, а также с городами Сибири, Дальнего Востока и Европейской части России.

Территория республики, несмотря на сложные природные условия и труднодоступность многих ее районов, хорошо изучена в геологическом отношении, что явилось результатом целенаправленной политики Министерства геологии б. СССР и самоотверженной, без преувеличения можно сказать, – героической, работы нескольких поколений геологов различных производственных и научных организаций Якутии, а также Москвы, Ленинграда (Санкт-Петербурга), Новосибирска и др. К настоящему времени составлены геологические карты масштаба 1 : 200 000 на всю территорию республики, большая часть которых опубликована. Большие площади, особенно в горнорудных районах, покрыты геологическими съемками масштаба 1 : 50 000. Близки к завершению составление и издание блоков обновленной геологической карты республики масштаба 1 : 500 000. На многие районы имеются опубликованные сводные гео-

логические карты масштаба 1 : 1 000 000. Вся территория республики покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 200 000 и большая часть – среднемасштабной гравиметрической съемкой. В пределах Сибирской платформы в связи с поисками нефти и газа выполнены значительные объемы глубокого бурения и сейсмического профилирования. Результатом этих региональных геологических и геофизических исследований явилось открытие почти 40 тыс. месторождений и рудопроявлений самых разнообразных полезных ископаемых, некоторые из которых являются уникальными. В республике добываются практически все российские алмазы и 20–25% российского золота. Здесь расположены крупнейшие в России месторождения олова (Депутатское), сурьмы (Сарылах), редкоземельных элементов (Томтор), каменного угля, разведаны крупные запасы природного газа, а в последние годы открыты нефтяные месторождения.

Большое количество и разнообразие месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых определяются не столько огромными размерами территории республики, сколько широтой спектра имеющихся здесь геологических образований самого различного возраста: широко распространены древнейшие архейские (древнее 2,6 млрд лет) гранит-зеленокаменные образования, гранулит-гнейсовые образования различного типа нижних горизонтов континентальной земной коры, имеющие возраст около 2,0 млрд лет, позднедокембрийские и фанерозойские платформенные недеформированные и сложнодеформированные образования этого же возраста самого разнообразного типа, представленные как осадочными, так и магматическими горными породами. Активные тектонические процессы продолжаются и в настоящее время и концентрируются в пределах сейсмических поясов Черского и Байкало-Станового, которые являются фрагментами глобальных сейсмических поясов.

В работе на основе теории тектоники литосферных плит и террейнового анализа систематизированы данные о тектонических структурах территории Республики Саха (Якутия), рудных месторождениях, а также месторождениях нефти, газа и угля. Выделены и охарактеризованы металлогенические зоны и пояса, образованные в определенной геодинамической обстановке. История формирования тектонических структур территории Якутии и связанных с ними металлогенических зон и поясов рассматривается на фоне тектонической эволюции всего северного обрамления Тихого океана. Излагаются современные представления об истории формирования рельефа земной поверхности территории республики, приводятся данные о сейсмичности и современной геодинамике.

Концепция тектоники литосферных плит является теоретической основой современной геологии, и поэтому обширные материалы по тектонике и металлогении территории республики систематизированы на ее основе.

Теория литосферных плит, разработанная в 50–60-х годах XX в. для объяснения новейшей геодинамики Земли и происхождения современных океанов, дает возможность с единых актуалистических позиций объяснить происхождение позднедокембрийских и фанерозойских орогенных поясов, платформенных областей, осадочных бассейнов и рифтовых зон. Оказалось, что движения тектонических плит, определяющие современную сейсмичность, современный вулканизм и происхождение современных океанов, являются характерным свойством Земли и были ответственны за формирование тектонических структур, начиная, по крайней мере, с позднего докембрия. Модели, разработанные в рамках теории литосферных плит, позволяют связать воедино формирование тектонических структур, процессы осадконакопления, магматизма, метаморфизма и образование месторождений полезных ископаемых.

Методология тектоники плит стимулировала исследование генезиса осадочных, магматических и метаморфических пород на основе принципа актуализма, и здесь были достигнуты огромные успехи. Перед геологами, по существу, открылись новые горизонты в понимании природы многих горных пород и их ассоциаций, например, офиолитов, турбидитов, глаукофановых сланцев, карбонатных и кремнистых пород и многих других.

Нельзя не обратить внимания, что поздний докембрий и фанерозой, для которых определяющее значение плейттектонических процессов в развитии литосферы не вызывает сомнения, охватывают менее половины (примерно 1500 млн лет) геологической истории Земли. Большая, раннедокембрийская часть геологической истории до сих пор остается загадочной. Остается неясным, “работала” ли тектоника плит в то время и насколько принцип актуализма и плейттектонические модели применимы при интерпретации горных пород и структур раннего докембрия. В связи с этим мы сочли необходимым поместить в книге главу “Геодинамика и металлогения”, написанную В.С. Шкодинским, в которой излагаются весьма дискуссионные представления о раннедокембрийском магматическом океане, фракционирование которого привело к образованию основного объема континентальной земной коры и главных типов характерных для нее магматических горных пород. На основе данной гипотезы и рассчитанных автором диаграмм фазового равновесия

принципиально по-новому трактуются происхождение серий магматических пород различных геодинамических обстановок в позднем докембрии и фанерозое и связь с ними рудных месторождений различного типа, в том числе таких характерных для Якутии пород, как алмазоносные кимберлиты, происхождение которых до сих пор не находило удовлетворительного объяснения. Большинство авторов книги не разделяют развиваемые В.С. Шкодзинским представления. Публикацией данной главы мы обращаем внимание на возможность принципиально новой, отличной от широко распространенных актуалистических представлений интерпретации раннедокембрийской истории Земли и несомненную связь геодинамики ранней Земли с последующей ее историей в фанерозое. Выполненный автором теоретический анализ соотношения процессов магматизма и металлогенезиса представляется весьма перспективным новым направлением металлогенических исследований. На основе полученных результатов автор интерпретирует природу металлогенических зон и поясов Якутии. Их соотношение друг с другом и с поясами магматических пород в ряде случаев отлично от того, каким оно представляется большинству авторов книги. Принятая в книге интерпретация, по-видимому, наиболее адекватна современному уровню знаний. Тем не менее мы отдаем себе отчет, что она может претерпеть изменения в будущем. Прогресс в понимании природы рудогенеза и успех в научном прогнозировании открытия новых месторождений определяется, с одной стороны, углублением наших знаний о геодинамике формирования тектонических структур и, с другой стороны, дальнейшей теоретической разработкой на основе законов физикохимии связей между процессами геодинамики, магматизма и рудогенеза.

Авторами книги являются геологи различных научных и производственных организаций республики и Якутского государственного университета им. М.К. Аммосова. Они объединились в один авторский коллектив, сознавая необходимость создания книги, которая систематизирует современные знания по геологии, полезным ископаемым и геодинамике территории республики. Книга подводит итог героическому этапу в изучении геологии Якутии, который вряд ли повторится, по крайней мере в ближайшем будущем.

Книга написана большим коллективом авторов, которые не всегда согласны друг с другом в интерпретации тех или иных тектонических структур и геодинамической природы магматических поясов, в оценке возраста и происхождения некоторых месторождений полезных ископаемых.

Результаты тектонического и металлогенического анализов, выполненных авторами, мы

постарались представить в виде, доступном широкому кругу читателей, а не только геологам-профессионалам. Публикацией данной книги мы надеемся привлечь внимание специалистов, преподавателей вузов, студентов, а также горнорудных компаний, как в нашей стране, так и за рубежом, к изучению геологии, тектонических структур и металлогении территории республики; обратить внимание потенциальных инвесторов на уникальные месторождения полезных ископаемых Якутии и тем самым стимулировать организацию совместных горнорудных предприятий.

Полагаем также, что книга будет полезна студентам геолого-разведочного факультета Якутского государственного университета им. М.К. Аммосова, которые планируют связать свою судьбу с геологией Республики Саха (Якутия).

БЛАГОДАРНОСТИ

В процессе многолетних исследований в различных районах обширной территории республики в разные годы каждый из авторов встречался и обсуждал актуальные аспекты геологии Якутии со многими геологами, как отечественными, так и зарубежными. Излагаемые в книге идеи во многом являются результатом этих обсуждений и, во всяком случае, получили ту интерпретацию, которая здесь представлена. Плодотворное влияние на формирование наших представлений по тектонике, геодинамике и металлогении территории Якутии оказали встречи и дискуссии с такими геологами, как Ю.В. Архипов, Р.Н. Ахметов, В.И. Бергер, М.Д. Булгакова, С.Г. Бялобжеский, А.Н. Вишневецкий, И.Г. Волкодав, В.В. Гайдук, Н.А. Горячев, В. Госсен, В.С. Гриненко, О.В. Гриненко, Г.А. Гурьев, Г.С. Гусев, А.С. Дагис, В.Г. Данилов, С.С. Драчев, А.Ю. Егоров, Ю.В. Карякин, В.И. Коростелев, М.К. Косько, К.К. Левашов, П. Лейер, П.П. Лычагин, В.М. Мерзляков, Е. Миллер, К.Б. Мокшанцев, Б.А. Натальин, Л.М. Натапов, А.П. Неустроев, У. Ноклеберг, Ю.С. Орлов, Х.-Ю. Пейх, А.Ф. Петров, В.С. Прокопьев, С.П. Роев, С.С. Рожин, О.М. Розен, В.С. Руденко, Л.А. Савостин, С.Д. Соколов, Д. Стоун, Е.П. Сурмилова, Х. Торо, В.П. Тарабукин, А.М. Трущелев, Р.Б. Умитбаев, В. Уоллес, Г.С. Фрадкин, К. Фуджита, А.И. Ханчук, А.К. Худoley, М.М. Шашкин, В.И. Шпикерман, В.А. Ян-жин-шин.

Мы признательны профессору С.Д. Соколову за ценные замечания по рукописи книги, которые были учтены авторами.

Большое спасибо А.К. Валькову, М.Н. Григорьеву, А.Г. Степанову и П.Н. Колосову за пре-

доставление цветных фотографий различных живописных районов Якутии и разрешение поместить их в нашей книге. Огромная работа по компьютерной обработке иллюстраций к книге выполнена В.Ф. Тимофеевым, А.В. Дейкуненко и А.В. Прокопьевым, которые являются также авторами ряда разделов. Основная работа по подготовке текста и списка литературы проведена И.В. Парфеновой. Авторский коллектив выражает им свою глубокую благодарность.

В книге приводятся результаты, полученные при выполнении работ в рамках следующих проектов: РФФИ (01-05-65485, 99-05-64329, 00-05-65077, 00-05-65105, 01-05-64348, 01-05-96231, 01-05-96212, 01-05-96227, 01-05-96219, 01-05-96216, 01-05-96224, 98-05-03844-р98арктика); ФЦП “Интеграция” (№ 18.1); “Университеты России – фундаментальные исследования” (№ 1727); грант 340 VI Конкурса-экспертизы молодых ученых РАН.

РЕЛЬЕФ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ИСТОРИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

В пределах территории республики выделяются три крупные морфологические ступени рельефа земной поверхности: шельф и приморские низменности, континентальная платформа и горы (рис. 1.1).

СТУПЕНЬ ШЕЛЬФА И ПРИМОРСКИХ НИЗМЕННОСТЕЙ

Шельф и приморские низменности побережий морей Лаптева и Восточно-Сибирского располагаются к северу от 70° с.ш. до континентального склона на расстоянии 900–1000 км, из которых на приморские низменности в самом их широком месте приходится около 250 км.

ШЕЛЬФ МОРЕЙ ЛАПТЕВЫХ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО

Шельф моря Лаптевых характеризуется выровненностью и мелководностью. Отметки дна на большей его части не превышают 30 м, а в десятках километров от берега составляют всего 20–10 м и, нередко, первые метры. Ровная поверхность Лаптевоморского шельфа скрывает погребенные речные долины и древние береговые линии. Погребенная долина р. Лены на шельфе прослеживается от западного края ее современной дельты – Оленёкской протоки, в субдолготном направлении к краю шельфа. Уверенно выделяется погребенная долина р. Яны (Ласточкин, Федоров, 1978). Дно Восточно-Сибирского моря также представляет собой плоскую, местами волнистую равнину. В южной его части выделяется Колымский желоб, трассирующий древнюю, частично погребенную, долину р. Колымы, а также продолжения рек Индигирка и Алазея вплоть до континентального склона. Наибольшие глубины отмечаются вблизи бровки континентального склона: 150–170 м – в море Лаптевых и 100–120 м – в Восточно-Сибирском море.

На дне морей установлена субаквальная мерзлота. Она встречается только вблизи бере-

гов и располагается на глубине от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров от поверхности дна. Субаквальная мерзлота представляет собой реликтовое (доголоценовое) образование и имеет прерывистое распространение. Ее формирование связано с позднеплейстоценовой (гримальдийской) регрессией, когда восточный сектор Арктики представлял собой сушу, на которой развивалось подземное и на отдельных участках наземное оледенение (Ласточкин, Федоров, 1978).

У побережья морей располагаются дельты крупных сибирских рек: Лены и Яны – в море Лаптевых, Индигирки и Колымы – в Восточно-Сибирском море. Несмотря на значительную площадь водосбора ($2418 \cdot 10^3 \text{ км}^2$) твердый сток р. Лены ($11,3 \cdot 10^6 \text{ т/год}$) невелик и уступает таковому даже относительно небольшой р. Индигирки (площадь водосбора – $360 \cdot 10^3 \text{ км}^2$, твердый сток – $16,7 \cdot 10^6 \text{ т/год}$) (Ласточкин, Федоров, 1978). Этим, а также молодым (последнединовым) возрастом современного положения дельты р. Лены, объясняется несравнимая с площадью водосбора площадь Ленской дельты и небольшая мощность (первые десятки метров) слагающих ее отложений. Позднеплейстоценовая дельта периода гримальдийской регрессии не совпадала с современной и располагалась на континентальном склоне, где, вероятно, находились дельты и других рек: Яны, Индигирки, Алазеи, Колымы. Современное положение эти дельты заняли только после последнединовой трансгрессии, скачкообразно изменившей базис денудации всего Арктического бассейна (Ласточкин, 1977).

Новосибирские острова, расположенные между бассейнами морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, играют роль барьерных. Они характеризуются блоковым рельефом: в одних случаях – равнинным (о-ва Нов. Сибирь, Фаддеевский, Мал. Ляховский), в других – плоскогорным (Бол. Ляховский, Котельный). На равнинах архипелага развиты льдистые покровные суглинки – ледовый комплекс арктического типа.

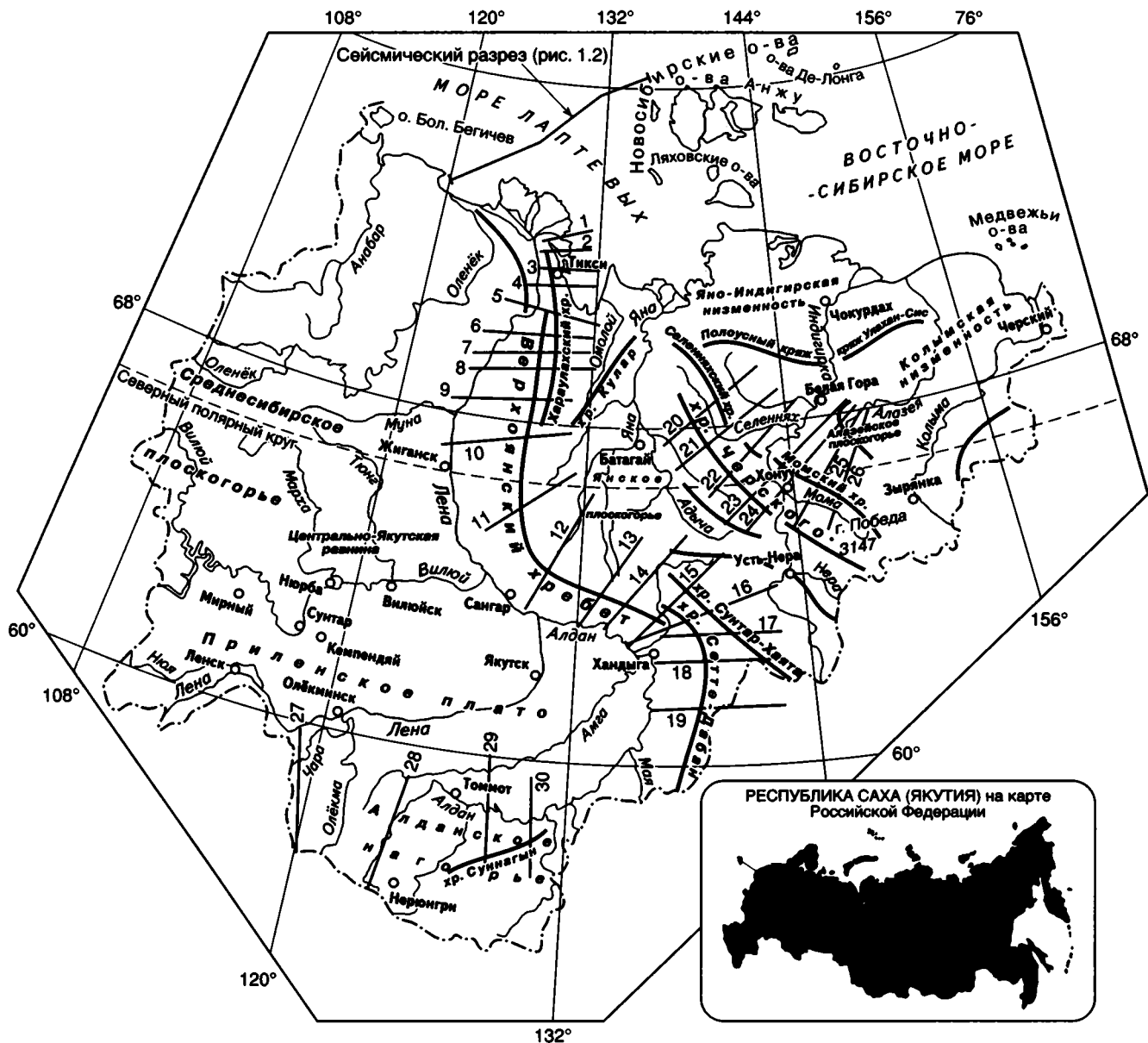


Рис. 1.1. Схема орогидрографии Якутии. Показаны горные хребты и местоположение профилей рельефа (1–30), приведенных на рис. 1.6, 1.7, 1.11, 1.15

Наиболее высокие отметки установлены на о-вах Котельном (374 м) и Бол. Ляховском (311 м). Проливы между островами представляют собой надразломные желоба, в различной степени компенсированные кайнозойскими осадками.

ПРИМОРСКИЕ НИЗМЕННОСТИ

Приморские низменности, наиболее крупной из которых является Яно-Индигирская (протяженность около 1000 км), прослеживаются в широтном направлении вдоль побережья, полого погружаясь в сторону моря. На южных их окраинах, обращенных к континенту, и склонах внутренних поднятий абсолютные отметки достигают 100–

120 м, откуда они снижаются до 0–30 м. На выступающих в море участках суши отмечается термоабразионный уступ высотой от первых до нескольких десятков метров. Этот уступ, сложенный ледовым комплексом отложений, в периоды сильных штормов разрушается (отступает) на десятки метров. Отложения состоят из алевроитов с линзами и жилами льдов и содержат костные остатки позднепалеолитического комплекса млекопитающих. Они слагают равнины от их плоских невысоких (до 100 м) водоразделов до днищ прорезающих их водотоков. Мощность отложений ледового комплекса – 60–70 м. В северном направлении отмечается увеличение объема льда в породе до количеств, превышающих объем минеральной массы в десятки раз (арктический тип ле-

дового комплекса). Примечательной особенностью ледового комплекса является широкое распространение на его поверхности термокарстовых озер – изометричных котловин диаметром от нескольких сотен метров до 10 км. Образование озер связывают с деградацией ледового комплекса, которая началась в связи с голоценовым потеплением. Поверхность приморских равнин несет следы проявления и других криогенных процессов в виде полигональных грунтов, бугров пучения (булгунняхов), останцов вытаявшего грунта (байджерахов) и пр. Интенсивное таяние мерзлых грунтов и денудационные процессы освобождают сохранявшиеся в мерзлоте кладбища животных позднего палеолита: кости, обрывки шкур, редко мумифицированные тела. До сих пор не вполне ясны причины массовой гибели животных на рубеже плейстоцена и голоцена.

Вблизи пос. Тикси на границе низменности и горной области на поверхности коренных пород (пермские и каменноугольные алевролиты и песчаники) известны ориентированные озера и сопряженные с ними серповидные гряды высотой несколько десятков метров, линейные гряды высотой несколько метров, напоминающие друмлины, сквозные трогаобразные долины, обломки кварца со шлифовкой и штриховкой. Эти явления, скорее всего, связаны с наступлением шельфового ледника, обработавшего береговую зону в плейстоцене (Гросвальд, Спектор, 1993).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ШЕЛЬФА И ПРИМОРСКИХ НИЗМЕННОСТЕЙ

Формирование шельфа моря Лаптевых и смежной части Восточно-Сибирского моря, а также сопряженных с ним приморских низменностей, связано с процессами рифтогенеза и раскрытием Евразийского океанического бассейна (Драчев, 1999; Drachev et al., 1998). Начало раскрытия Евразийского бассейна и отчленения хр. Ломоносова от

шельфа Карского и Баренцева морей датируется в 56–58 млн лет (Карасик, 1974; Карасик и др., 1983; Савостин и др., 1984). Ему предшествовали крупномасштабные процессы растяжения земной коры, которые фиксируются на шельфе и приморских низменностях. На шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского на основании сейсмических данных можно предположить существование грандиозных осадочных бассейнов (рис. 1.2). В основании сейсмического разреза бассейнов реконструируются системы рифтовых впадин, которые протягивались в долготном и северо-западном направлениях через шельф и захватывали также приморские низменности, располагаясь на продолжении срединного хребта Гаккеля Евразийского океанического бассейна (рис. 1.3). Огромная мощность осадочных толщ (до 10 км) позволяет предполагать, что бассейны выполнены не только кайнозойскими, но и меловыми отложениями. Фундаментом этих бассейнов являются палеозойские и раннемезозойские образования Верхояно-Колымской орогенной области, заключительные складчатые деформации в пределах которой происходили в середине мела. В связи с этим можно допустить присутствие в основании стратиграфического разреза бассейнов отложений не древнее аптских. С крупномасштабными растяжениями земной коры к югу от морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, на всей площади Верхояно-Колымской орогенной области, по-видимому, связаны поля апт-позднемиоценовых и, возможно, раннекайнозойских субщелочных и щелочных вулканитов, сопряженных с ними интрузивных пород, и цепочки анорогенных гранитоидов (эти образования рассматриваются в главе 8). Таким образом, растяжение земной коры, которое предшествовало раскрытию Евразийского океанического бассейна, началось, скорее всего, в апте и продолжалось вплоть до начала палеогена.

Погружение шельфа и приморских низменностей в течение кайнозоя было повсеместным и

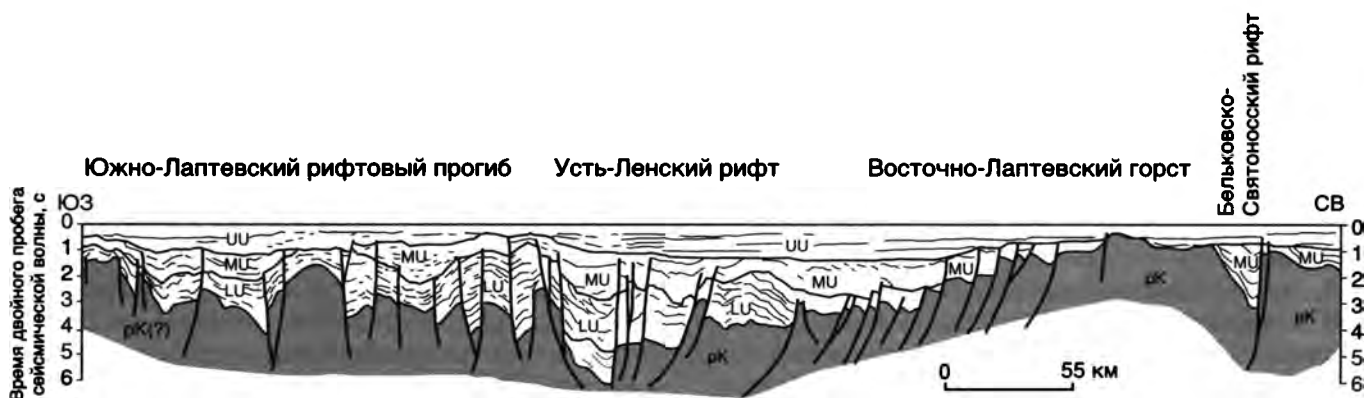


Рис. 1.2. Геологический разрез через шельф моря Лаптевых (Drachev et al., 1998)

рК – акустический фундамент, LU – мел-палеоценовые отложения, MU – эоцен-среднемиоценовые отложения, UU – верхнемиоценовые-голоценовые отложения. Местоположение разреза см. на рис. 1.1, 1.3

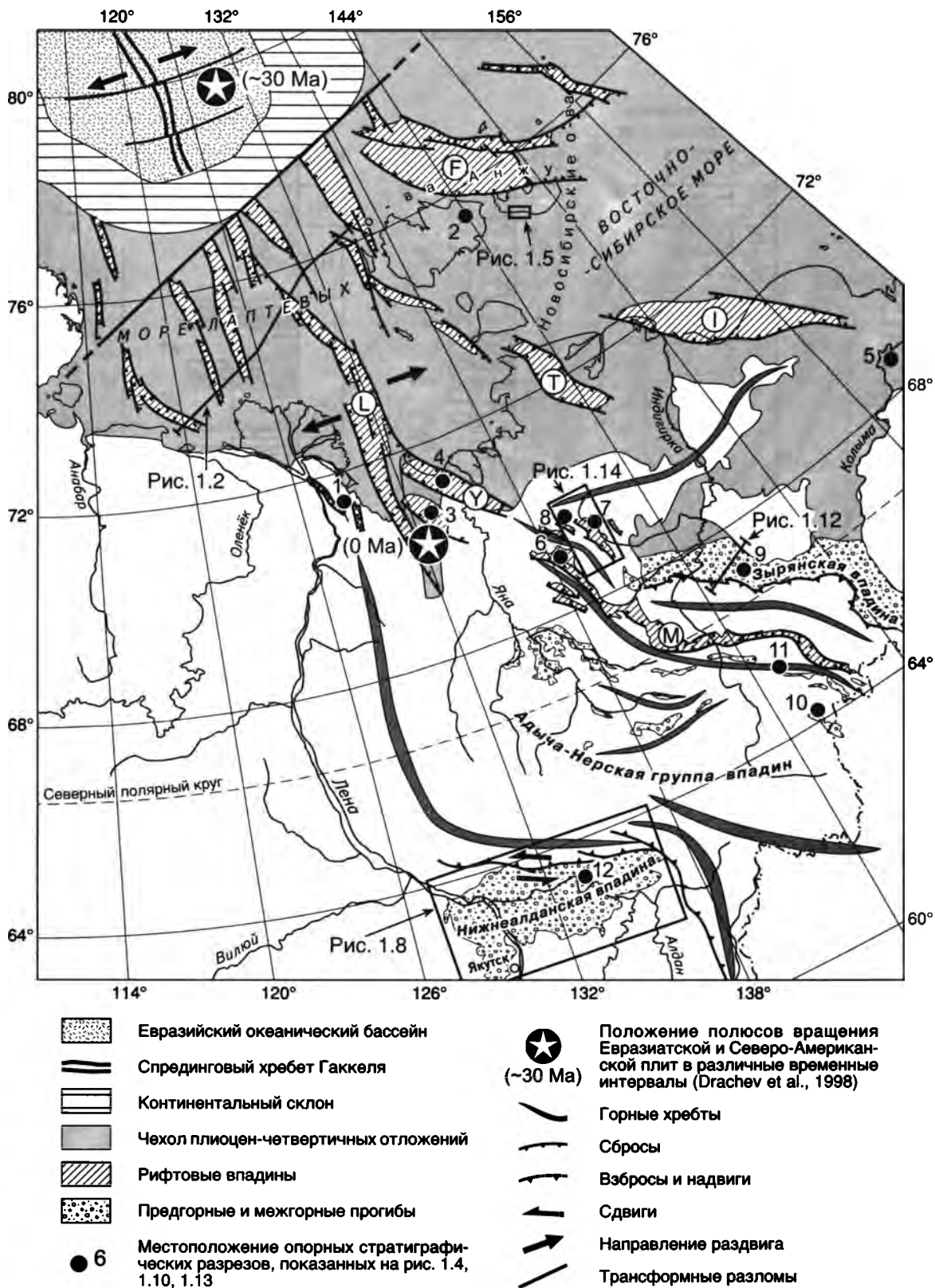


Рис. 1.3. Кайнозойская тектоника Восточной Якутии

Буквы в кружках – рифты: F – Фаддеевский, Y – Усть-Янский, T – Тастахский, I – Усть-Индибирский, L – Усть-Ленский, M – Момский

захватывало не только отдельные грабены и впадины, но и разделяющие их поднятия и смежные участки горной ступени. Кайнозойские отло-

жения обнажаются в ряде районов приморских низменностей и на островах в пределах акваторий, где их разрезы хорошо изучены (рис. 1.4).

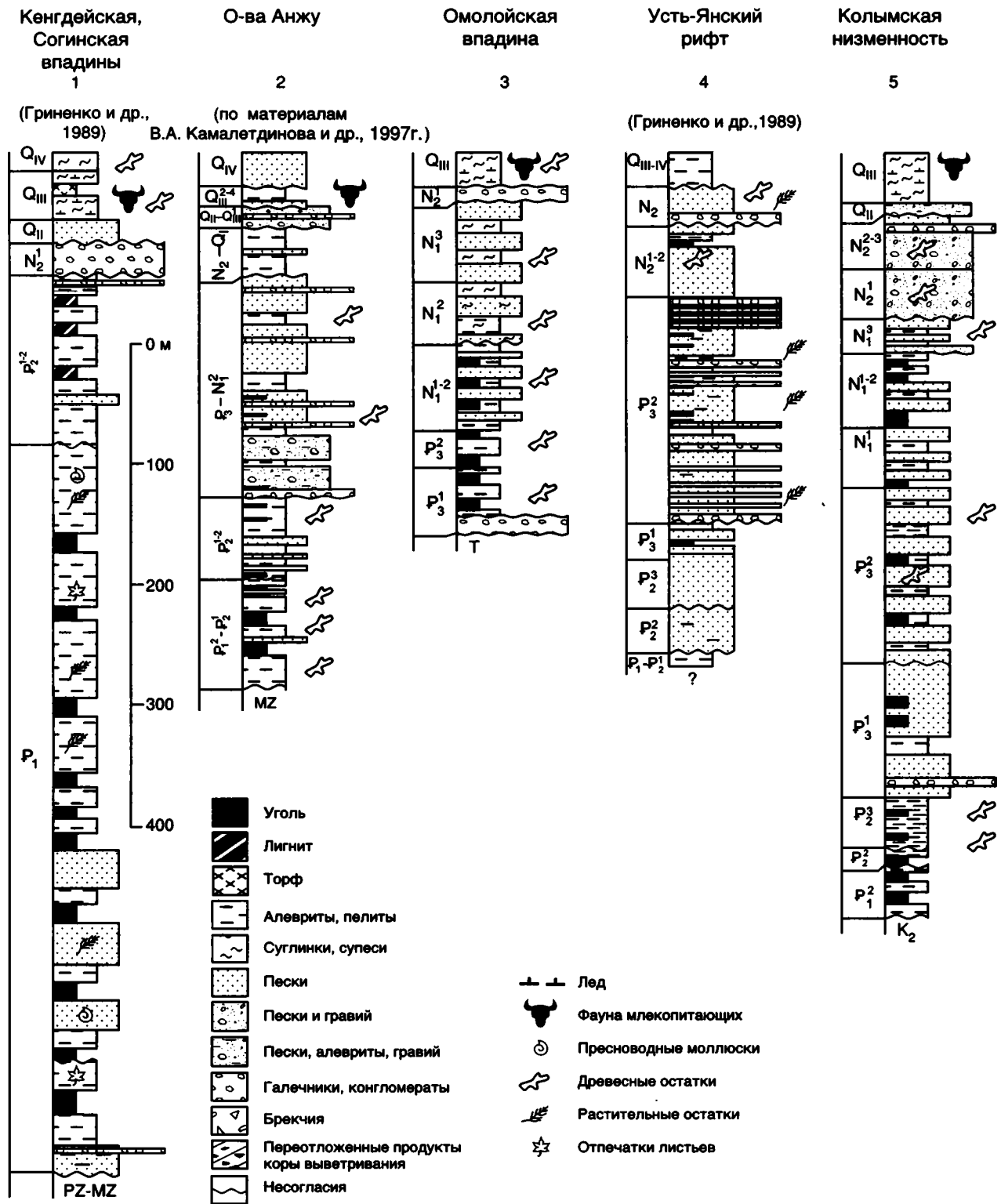


Рис. 1.4. Стратиграфические разрезы кайнозойских отложений приморских низменностей и островов моря Лаптевых. Местоположение разрезов см. на рис. 1.3

На о-вах Беннета и Жохова известны щелочные базальты, которые ^{40}Ar - ^{39}Ar методом датируются в $1,20 \pm 0,19$ млн лет (Лейер и др., 1993).

На о-вах Анжу установлены линейные складки, сопряженные с надвигами, в которые вовлечены верхнемеловые и кайнозойские, вплоть до

миоценовых, отложения (рис. 1.5) (Дорофеев и др., 1999). Надвиги и складки несогласно перекрыты горизонтально залегающими верхнеплиоценовыми отложениями. Эти данные свидетельствуют, что процессы растяжения, характерные для кайнозойской истории шельфа, в конце мио-

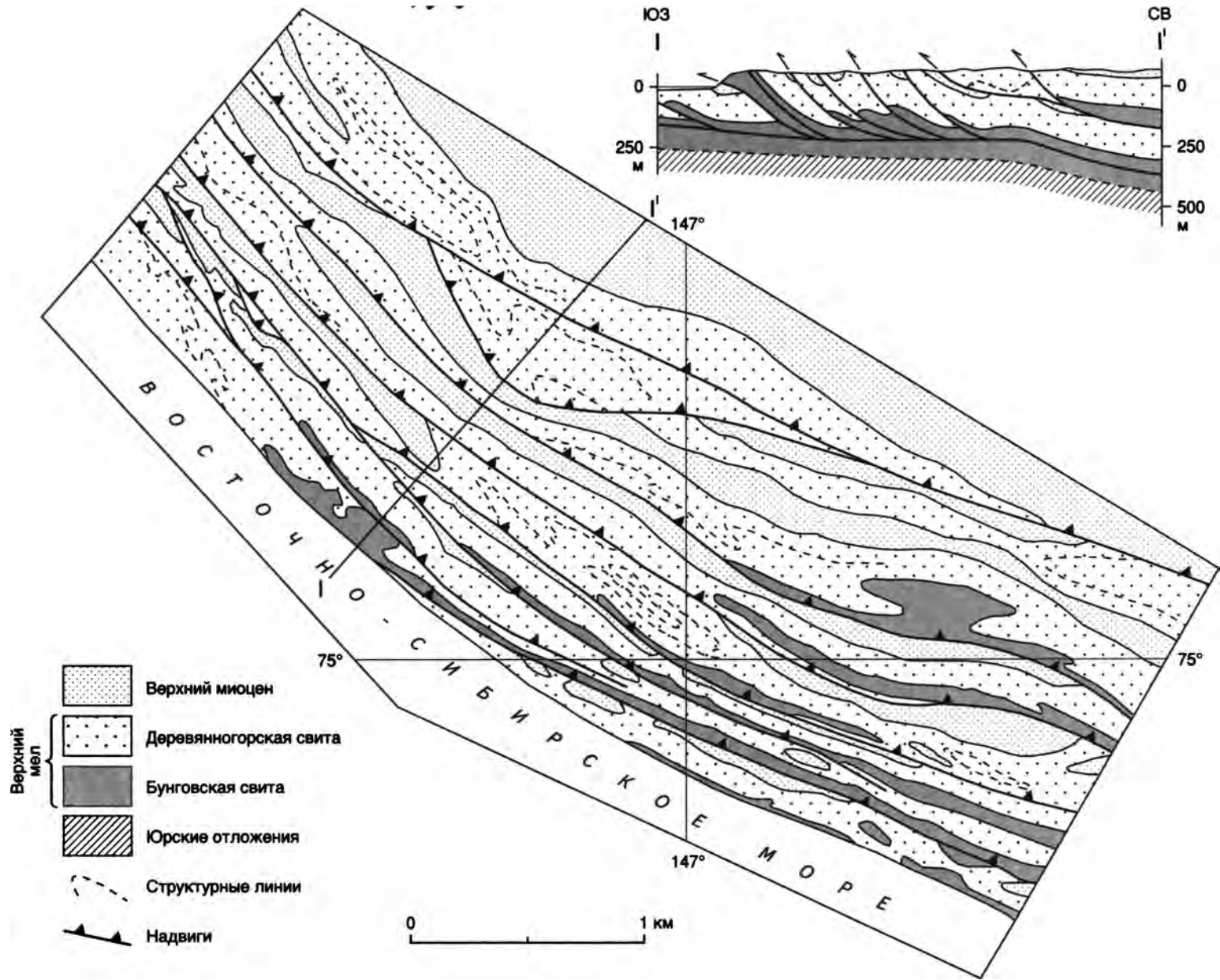


Рис. 1.5. Позднемиоценовые–раннеплиоценовые надвиги Деревянных Гор (о. Нов. Сибирь, о-ва Анжу) (по материалам В.А. Камалетдинова и др., 1997 г., с дополнениями)
 Местоположение района см. на рис. 1.3

цена были нарушены эпизодом сжатия. Изучение сейсмичности указывает, что на шельфе моря Лаптевых в настоящее время преобладают условия растяжения (см. главу 2).

КОНТИНЕНТАЛЬНО-ПЛАТФОРМЕННАЯ СТУПЕНЬ

Континентально-платформенная ступень охватывает центральные и северные районы Западной Якутии, представляющие собой обширные равнины, плоскогорья и низменности, цоколем которых служит Сибирская докембрийская платформа. Это “высокая” континентальная платформа со средними отметками рельефа около 200 м, обширными площадями с высотами около 500 м и отдельными отметками около 1000 м. Высокая степень дифференцированности континентально-платформенной ступени не затушевывает общий уклон ее поверхности к северу – в сторону Арктического бассейна.

Различаются два положительных геоморфологических элемента – Среднесибирское плоскогорье и Приленское плато, разделенные относительно опущенной Центрально-Якутской равниной. От приподнятых участков положительных морфоструктур вершинная поверхность полого погружается в сторону равнины, а на площади равнины – к ее осевой части и крутому восточному борту. Этот борт и прилегающая наиболее глубокая часть равнины с долиной р. Лены представляют собой морфологическое выражение предгорной впадины Верхоянского хребта. Характерно ограниченное распространение следов оледенения и широкое развитие “вечной” мерзлоты, а также присутствие многочисленных свидетельств эоловой деятельности.

Среднесибирское плоскогорье занимает большую часть области. На севере оно на отдельных участках уступом отделяется от приморских низменностей. В северо-западной части плоскогорья вершинная поверхность представляет собой слегка деформированный купол, абсолютные высоты которого в центральной части составляют 700–800 м (максимальная отметка 905 м). В направлении к смежным областям высота купола снижается до 300–400 м на расстоянии 20–30 км. Купол разбит на блоки, в результате чего плоские поверхности отдельных возвышенностей имеют разную высоту. Плоские вершины, по-видимому, представляют собой реликты некогда единой поверхности выравнивания (Левина, 1970). Плоскогорье расчленено водотоками, принадлежащими бассейнам рек Вилюй, Анабар и Оленёк. Превышения водоразделов над днищами долин достигают 300–400 м, склоны крутые, местами обрывистые. Долины многих рек узкие, V-образные и

каньонообразные, с невыработанным продольным профилем и водопадами высотой до 30 м.

В бассейне верхнего течения р. Вилюй раннетриасовые траппы, бронируя обширные участки плоскогорья, создают долговременные местные базисы денудации и стимулируют боковую эрозию на площадях развития неустойчивых к денудационным процессам горных пород. В соответствии с этим меняется облик рельефа: от гор столовых плосковершинных до грядовых, холмисто-увалистых, скелетно-грядовых и до равнинных заболоченных и островных поверхностей. В бассейне р. Арга-Салаа в рельефе преобладают столовые возвышенности и обширные островные плато протяженностью десятки километров, бронированные пластовыми трапповыми интрузиями. Они возвышаются над окружающими педипленами на 70–150 м. На их поверхности отмечаются галечники, состоящие из хорошо окатанной гальки кварцитов, кварца и роговиков при полном отсутствии гальки траппов. Это указывает на то, что здесь в течение длительного времени и вплоть до позднего кайнозоя существовала поверхность выравнивания. В бассейне рек Вилюй и Марха наряду со столовым развит грядовой рельеф. Гряды формируются над дайками тех же траппов, прорывающих пластовые тела и терригенные отложения и возвышаются над поверхностью плато на несколько десятков метров (Левина, 1970).

В верхнем течении р. Вилюй отмечается своеобразный скелетно-грядовой рельеф, который образован в результате препарировки непрочных терригенных отложений, вмещающих многочисленные разнонаправленные дайки и мелкие пластовые интрузии. Отпрепарированные дайки и трапповые тела возвышаются над педипленом на 30–50 м, формируя в плане причудливый узор соединяющихся между собой гряд.

По мнению Б.А. Стрелкова (1965) на поверхности плоскогорья существовал ледниковый щит, следы которого в виде реликтов морен, оз и других ледниковых форм встречаются на водоразделах и долинах по окраине плоскогорья. На восточном склоне плоскогорья долины глубоко врезаются (100–200 м), склоны их крутые и скульптурированы уступами пород, имеющих различную прочность, и деллями. На узких водоразделах сохранились следы древней поверхности выравнивания.

В северной части плоскогорья расположен известный Попигайский метеоритный кратер – неглубокая заболоченная котловина диаметром около 80 км, окаймленная прерывистым кольцом невысоких скалистых поднятий. На дне и склонах кратера установлены породы ударного происхождения (подробнее см. в главе 10).

Приленское плато располагается в южной части рассматриваемой территории, между Центрально-Якутской равниной и Алданским нагорьем, в бассейне рек Лена и Алдан. Здесь поверхность плато однообразно плоская, местами холмистая, перемещенная на разные уровни, разделенные выположенными ступенями. Субстратом служат карбонатные породы нижнего кембрия, на отдельных участках перекрытые песчаниками и конгломератами нижней юры. Вершинный уровень полого снижается с юга на север от 700–800 до 400 м. На

отдельных участках на поверхности плато установлены плиоценовые отложения – пески и галечники, указывающие на существование здесь в геологически недавнее время поверхности выравнивания. Ближе к Центрально-Якутской равнине встречаются и палеогеновые отложения. Долины рек в нижних течениях узкие, врезанные относительно водоразделов на 100–300 м. Склоны долин осложнены ступенями, формирование которых связано с различной прочностью горных пород. Для склонов долин крупных рек, сложенных плотными кембрийскими доломитами, характерны причудливые столбообразные формы выветривания. Таковы берега р. Лены в Национальном парке республики “Ленские Столбы”. Магматические породы, имеющие большую устойчивость к денудационным процессам, нежели вмещающие карбонатные породы, образуют отпрепарированные останцы, выраженные грядами на водоразделах.

Почти сплошное развитие карбонатных пород предопределило повсеместное распространение поверхностных карстовых форм. На участках голого карста, занимающих относительно небольшие площади, можно видеть карры, поноры, коррозионные воронки. На большей же части площади отмечен покрытый карст – под покровом (1–3 м) рыхлых элювиально-делювиальных отложений развиваются карры трещинной формы, которые переходят в глубокие извилистые поноры, суффозионно-карстовые депрессии и коррозионные воронки, кольматированные щебнисто-суглинистым материалом. На поверхности такой карст представлен западинами, ложбинами, озерными котловинами, а в долинах – суходолами, четковидными расширениями и сужениями русел водотоков. В днищах долин крупных рек (Лены, Алдана) отмечаются восходящие источники – воклюзы. Зоны горизонтальной циркуляции представлены подрусловым карстом. Карстовый процесс в области распространения многолетней мерзлоты, имеющей здесь мощность около 100 м, поддерживается растепляющим влиянием конденсации и фильтрации поверхностных вод, в связи с чем мерзлота имеет прерывистый, а местами и островной, характер. Глубина проникновения поверхностных вод превышает мощность мерзлоты. Они подпитывают основной водоносный горизонт провинции, располагающийся на подстилающих кембрий водупорных отложениях.

Центрально-Якутская равнина имеет форму треугольника. Вершинная поверхность равнины полого погружается от боковых сторон к осевой части и к северо-востоку, в сторону наиболее погруженной предгорной части, от 300 м до 50–100 м. Северо-восточный борт равнины на границе с Верхоянским хребтом относительно крутой и местами, напротив устья р. Вилюй, выражен обрывистой ступенью. Вдоль наиболее погруженных участков равнины располагаются

долины главных рек платформенной Якутии: Лены, Вилюя и Алдана (нижнее течение). Субстратом равнины являются терригенные мезозойские, а местами и кайнозойские, отложения.

Поверхность рельефа равнины слабо всхолмлена, а в центральной части – почти идеально ровная, заболоченная. Водораздельные пространства плавно переходят в склоны и днища долин. Превышения водоразделов над долинами не более 100 м. Особенностью равнины на участках, сложенных песком, являются эоловые формы рельефа: вытянутые дюны (тукуланы), грядово-бугристые пески, параболические дюны, дефляционные впадины. По данным М.Н. Алексеева (1961) тукуланы, широко распространенные на территории бассейна нижнего течения рек Вилюй, Тюнг, Линда, представляют собой серповидные гребни, ориентированные с северо-запада на юго-восток. Длина их составляет 200–300 м, а высота 2–8 м. Начало разветвления песков относится к концу раннего-началу среднего плейстоцена. На участках, сложенных льдистыми покровными суглинками, содержащими остатки фауны верхнепалеолитического комплекса, распространены криогенные формы рельефа: термокарстовые озера, обширные понижения, поросшие травянистой растительностью, – аласы, полигональные грунты, грунтовые и каменные медальоны, бугры пучения. Их формирование относится к послеледниковой эпохе.

На западе равнины к юго-западу от Сунтарской излучины р. Вилюй распространены формы рельефа, обязанные своим происхождением соляному карсту. Соленосные отложения кемпедийской свиты девона образуют куполовидные диапировые складки, в ядрах которых на дневную поверхность выходит каменная соль. На участках выхода соленосных отложений распространены вытянутые карстовые депрессии протяженностью до 50 км, в днищах которых располагаются русла рек и озер, широко распространены соленые источники и минеральные целебные грязи. Склоны депрессий нередко крутые и выражены в рельефе короткими грядами, которые поднимаются над поверхностью на высоту до 150 м.

На водораздельных пространствах распространены плиоцен-четвертичные или плиоценовые аллювиальные пески и галечники небольшой мощности, связанные с формированием региональной поверхности выравнивания. Эта же поверхность распространяется на восток, переходя на правобережье Лены. Фрагменты ее встречаются и высоко в Верхоянском хребте (Аркачанское плато).

В долине р. Вилюй, в среднем течении (выше р. Марха) исследователями обычно выделяют 3 уровня нижнеплейстоценовых террас, перекрытых покровными льдистыми супесями и суглинками среднего-верхнего плейстоцена.

В северном направлении Центрально-Якутская равнина сужается, занимая только долину

р. Лены и прилегающие пологонаклонные участки на западных склонах Верхоянских гор к северу от 65° с.ш. Вершинная поверхность на днище долины горизонтальная и располагается на отметках 30–100 м, поднимаясь с уклонами 100–200 м/км к Верхоянским горам до 400 м. Днище долины р. Лены относится к наиболее глубокой части предгорного прогиба, существующего на этом месте со среднего плейстоцена. Это плоская заболоченная низменность, выполненная четвертичными аллювиальными, озерно-аллювиальными и ледниковыми отложениями, с большим количеством проток и озер. Здесь выделяются три серии валов конечно-моренных гряд, которые в плане представляют собой дуги длиной до нескольких десятков км. Ширина отдельных гряд составляет 5–15 км. Долина Лены с конца раннего плейстоцена до позднего ледниковья неоднократно переформировалась ледниками, что вызвало затопления и формирование покровных озерно-аллювиальных отложений. Максимальные высоты затопления достигали 235 м над уровнем моря. Ледниковые плотины пересекались долинами прорыва, следы которых отмечаются в виде фрагментов древних русел, частично совпадающих с нижними течениями боковых притоков реки, нередко протягивающихся параллельно руслу Лены на многие километры.

Долина р. Лены в нижнем течении имеет ширину до нескольких десятков километров. По бортам ее обычно выделяются 6–7 террас плейстоцен-среднечетвертичного возраста, имеющих собственные наименования и давшие имена региональным горизонтам четвертичных отложений. Наиболее глубокий врез, глубже современного, долина испытала в конце раннего–начале среднего плейстоцена. Нормальная последовательность террасовых аллювиальных накоплений нарушена отложением озерно-подпрудных образований на самых разных уровнях.

В нижнем течении р. Алдан и прилегающей части Лено-Алданского междуречья, примерно от города Якутска до широтной ветви Верхоянского хребта, на поверхности равнины распространен покров четвертичных отложений, перекрывающих неогеновые и палеогеновые толщи. В предгорьях, на правом берегу р. Алдан четвертичные отложения представлены моренными валунниками и галечниками. Их близость к руслу р. Алдан указывает на возможность подпруживания реки горно-долинными ледниками. Моренные отложения, образованные серыми валунниками, состоящими из слабоокатанных обломков песчаников, разрабатываются в долине р. Алдан и вывозятся в г. Якутск, где используются при дорожном строительстве и возведении фундаментов на мерзлоте. На междуречье рек Лена и Алдан нижняя часть четвертичного покрова сложена песками. Вблизи долины р. Лены, на правом берегу, от Якутска до устья р. Алдан пески формируют “бестяхскую” террасу шириной около 50 км и протяженностью 200 км. Верхняя часть четвертичного покрова сложена криогенными и лёссовидными суглинками. На покровных льдистых отложениях развиваются термокарстовые озера. На аллювиальной равнине “бес-

тяхской” террасы формируются разнообразные эоловые формы: тукуланы, песчаные гряды, ниши выдувания. Между дюнами располагаются мелкие озера. В связи со своеобразными гидрологическим и термическим режимами хорошо проницаемых песков в них на небольшой глубине формируются таликовые водоносные горизонты. В пунктах естественного вскрытия водоносных горизонтов на поверхности в летнее время образуются источники исключительно чистой ультрапресной воды, а зимой – наледи. Эта вода используется для приготовления разнообразных напитков, в том числе якутской водки “Булус”.

Территория Среднесибирского плоскогорья активно поднималась в течение всего мезозоя, со скоростью, не превышавшей скорость денудации, а иногда и меньшей. К концу мела–началу палеогена здесь сформировалась поверхность выравнивания. Уступ этой поверхности выражен в рельефе флексурой, на нижнем крыле которой известны верхнемеловые отложения без признаков существенного сноса с этих поднятий. Деформация поверхности выравнивания началась, вероятно, в конце палеогена–начале неогена и носила дифференцированный характер. В краевых частях поднятий амплитуда относительного подъема составила около 200 м, исходя из чего среднюю скорость подъема в послепалеогеновое время можно оценить в 0,008 мм/год. В центральных частях плоскогорья в течение неогена и четвертичного времени продолжалось расчленение исходной поверхности, происходила блоковая дифференциация рельефа на фоне продолжающегося подъема и формирования плоскогорного рельефа. На участках, переходных к Центрально-Якутской равнине, продолжала формироваться поверхность выравнивания. Ее уровень, близкий к базису денудации (около 100 м), окончательно оформился в раннем плейстоцене. Подъем плиоцен–раннечетвертичной поверхности примерно на 200 м произошел в среднем плейстоцене. В это же время в связи с наступлением ледниковой эпохи уровень моря упал примерно на 100 м, что вызвало переуглубленный врез в нижних течениях притоков рек Лена и Оленёк. Средняя скорость подъема исходного пенеппена большей части плато составила 0,5–1 мм/год.

В районе Приленского плато после длительной среднеюрско-меловой денудации, происшедшей на фоне дифференцированного воздымания в палеогене началось формирование полигенетической поверхности выравнивания, которое продолжалось до начала четвертичного периода. Общий быстрый, но слабо дифференцированный, подъем этой поверхности, произошедший на фоне падения уровня моря, имел место в среднем плейстоцене. Скорости подъема, вероятно, не превышали 1 мм/год.

На территории Центрально-Якутской равнины накопление осадков продолжалось до конца

мела. Деформация равнины произошла в среднем плейстоцене и была связана с горообразованием в районе Верхоянского хребта. Наибольший подъем испытали части равнины, примыкающие к хребту. Скорость подъема здесь на отдельных участках превышала 1 мм/год. В предгорьях с этим этапом связано и формирование складок поперечного изгиба большого радиуса. Наиболее погруженная часть равнины сформировалась в результате изостатического прогибания перед фронтом Верхоянского хребта. Эта депрессия была частично компенсирована ледниковыми отложениями. В присеивой части предгорного прогиба образовались современные русла рек Лены и Алдана. Падение уровня моря в среднем плейстоцене вызвало переуглубление русел крупных рек. Так, величина среднеплейстоценового вреза р. Лены в районе г. Якутска глубже современного на 70 м.

ГОРНАЯ СТУПЕНЬ

К горной ступени в пределах Якутии относятся фрагменты двух горных стран: Верхояно-Чукотской и Байкало-Становой. Обе горные страны образовались в конце кайнозоя в результате

взаимодействия Евразийской и Северо-Американской литосферных плит в первом случае и Евразийской плиты и Амурского блока – во втором.

ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА

Эта страна представляет собой систему линейных горных сооружений протяженностью около 1300 и шириной около 600 км. Характерной морфоструктурной особенностью ее является развитие прямого рельефа: в ядрах горных сооружений распространены выходы более древних пород. Наиболее протяженные и высокие горные хребты, имеющие субдолготное и северо-западное простирания, располагаются по периферии горной страны, вдоль границ со смежными равнинными областями: Верхоянская система хребтов на западе и система хребтов Черского и Момского на северо-востоке.

Верхоянская система горных хребтов включает хребты Хараулахский, Верхоянский и Сетте-Дабан, сменяющие друг друга в направлении с севера на юг. На совмещенных профилях рельефа (рис. 1.6, 1.7) видно, что эта система в поперечном разрезе представляет собой асимметричный свод с крутым западным и более пологим восточным крыльями, осложненными сбросами.

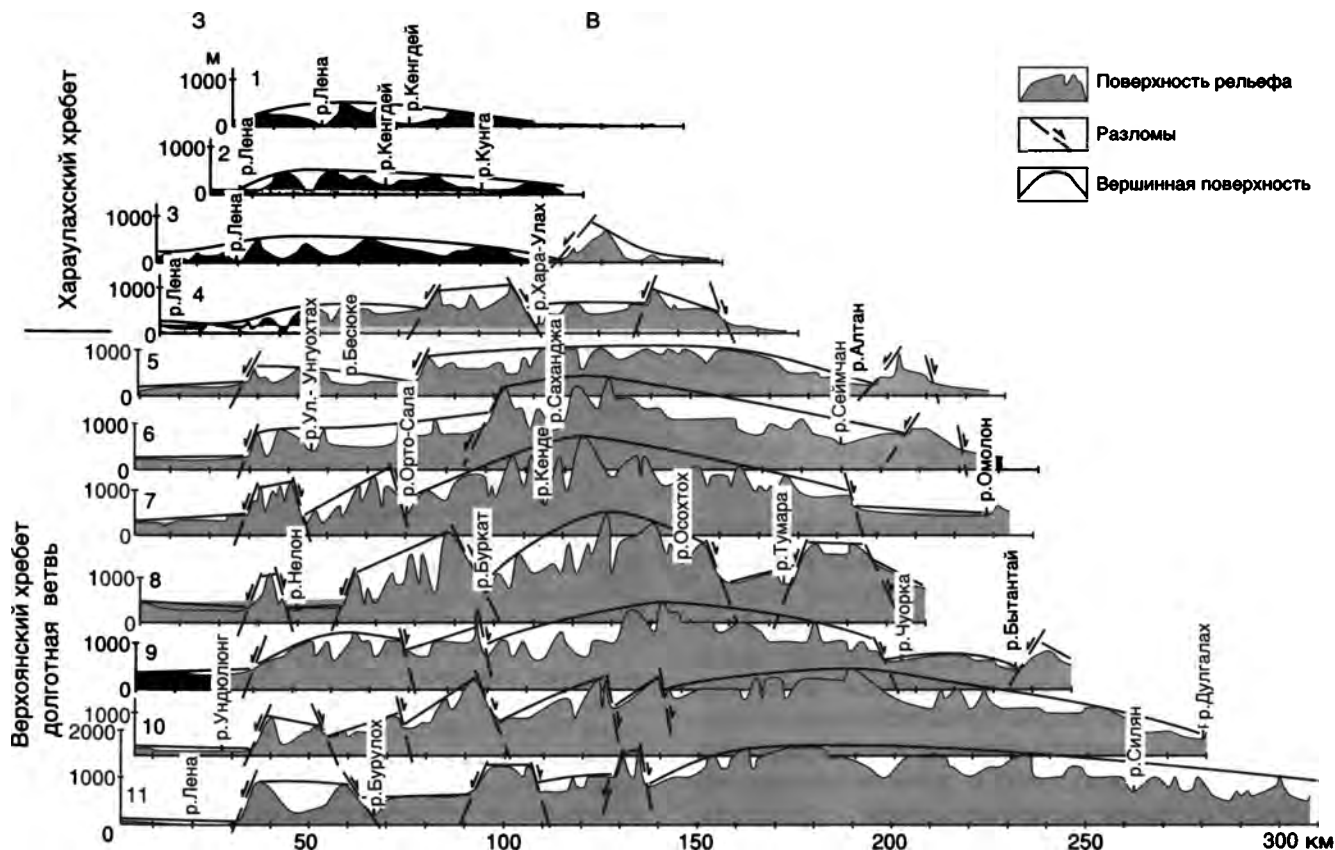


Рис. 1.6. Совмещенные профили рельефа через Хараулахский хребет и долготную ветвь Верхоянского хребта. Местоположение профилей см. на рис. 1.1

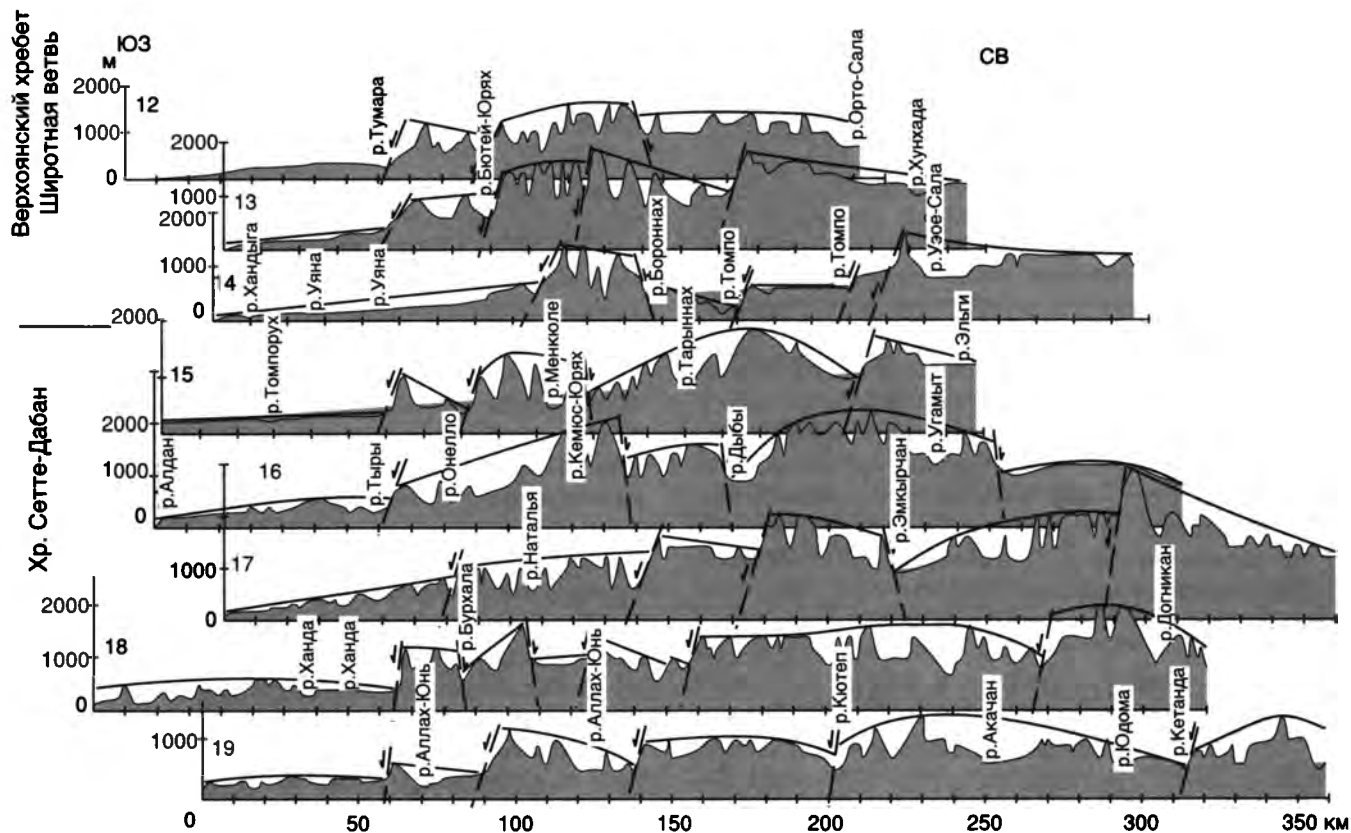


Рис. 1.7. Совмещенные профили рельефа через широтную ветвь Верхоянского хребта и хр. Сетте-Дабан. Местоположение профилей см. на рис. 1.1. Усл. обозн. см. на рис. 1.6

Хараулахский хребт, расположенный в северной части системы, представляет собой относительно узкий (порядка 70 км) свод с максимальной высотой около 1000 м. Свод Верхоянского хребта значительно шире (до 250 км). Его средняя высота около 2000 м, а максимальная отметка составляет 2389 м. Широтная ветвь Верхоянского хребта сужена до 150 км. Вершинная поверхность достигает высот 2300 м. В пределах хребта Сетте-Дабан асимметрия свода выражена не столь отчетливо как в Хараулахском и Верхоянском хребтах. В морфологии этого хребта на первое место выступает блоковая структура, которая определяется продольными сбросами и сдвигами. Максимальные высоты (около 2100 м) характерны для северной части хребта. В южном направлении они снижаются до 1300–1200 м.

В пределах горной системы установлены многочисленные фрагменты региональной поверхности выравнивания. Наиболее обширный участок ее развития – Аркачанское плато – плоская поверхность, располагающаяся на высотах около 1500 м на восточном склоне северной части Верхоянского хребта. Характерны ледниковые формы рельефа – троговые долины, кары и карлинги на высоких водоразделах. В долинах широко наблюдаются аккумулятивные формы – фронтальные, донные и боковые морены. Ледниковые отложения широко распространены в пределах западных предгорий Верхоянского хребта.

К южной окраине широтной ветви Верхоянского хребта (см. рис. 1.1) примыкает Нижнеалданская предгорная впадина, выполненная мощными (до 900 м) толщами олигоцена и неогена. Впадина имеет асимметричное строение, характерное для предгорных впадин, заполнявшихся осадками одновременно с ростом смежного хребта (рис. 1.8). Наиболее прогнутый северный борт впадины осложнен надвигами, по которым меловые отложения, слагающие предгорья Верхоянского хребта, налегают на кайнозойские осадки (рис. 1.9).

Отложения олигоцена слагают большую (до 770 м) часть разреза Нижнеалданской впадины. Их накопление было сопряжено с поднятием смежного сектора Верхоянского хребта. В нижней части разреза они представлены аллювиальными песками. Выше преобладают более тонкие осадки – озерные, болотные и озерно-аллювиальные, что указывает на замедление поднятия смежного хребта. Ритмичность строения верхней части олигоценового разреза хорошо выражена на стратиграфической колонке (рис. 1.10) и отражает ритмичность в усилении и замедлении поднятий Верхоянского хребта. Миоценовые и нижнеплиоценовые отложения представлены аллювиальными песками с линзами галечников (до 170 м). В составе базальных конгломератов олигоценовых отложений и в гальках среди олигоценовой и неогеновой частей разрезов присутствуют породы, принесенные со стороны Верхоян-

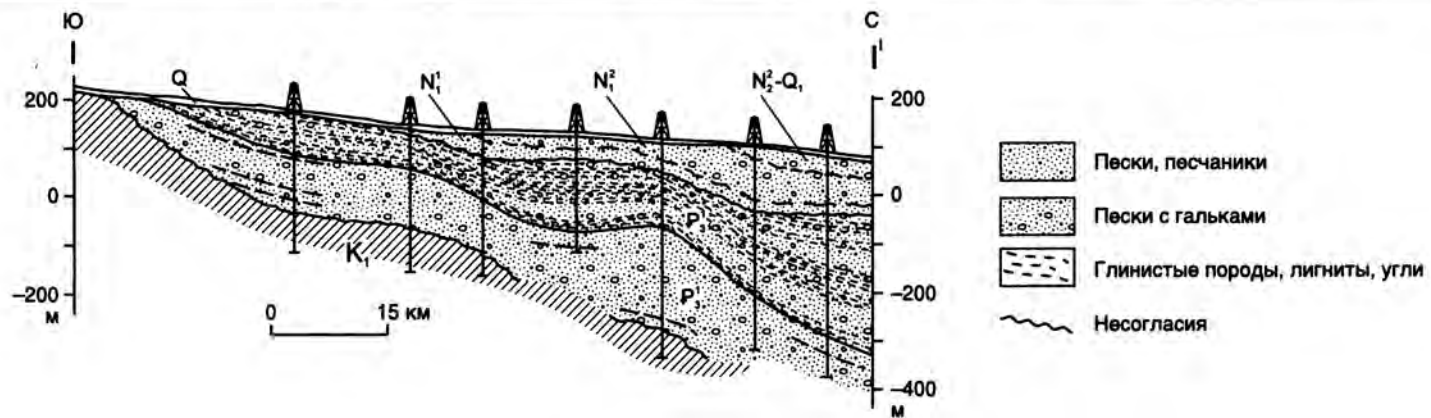
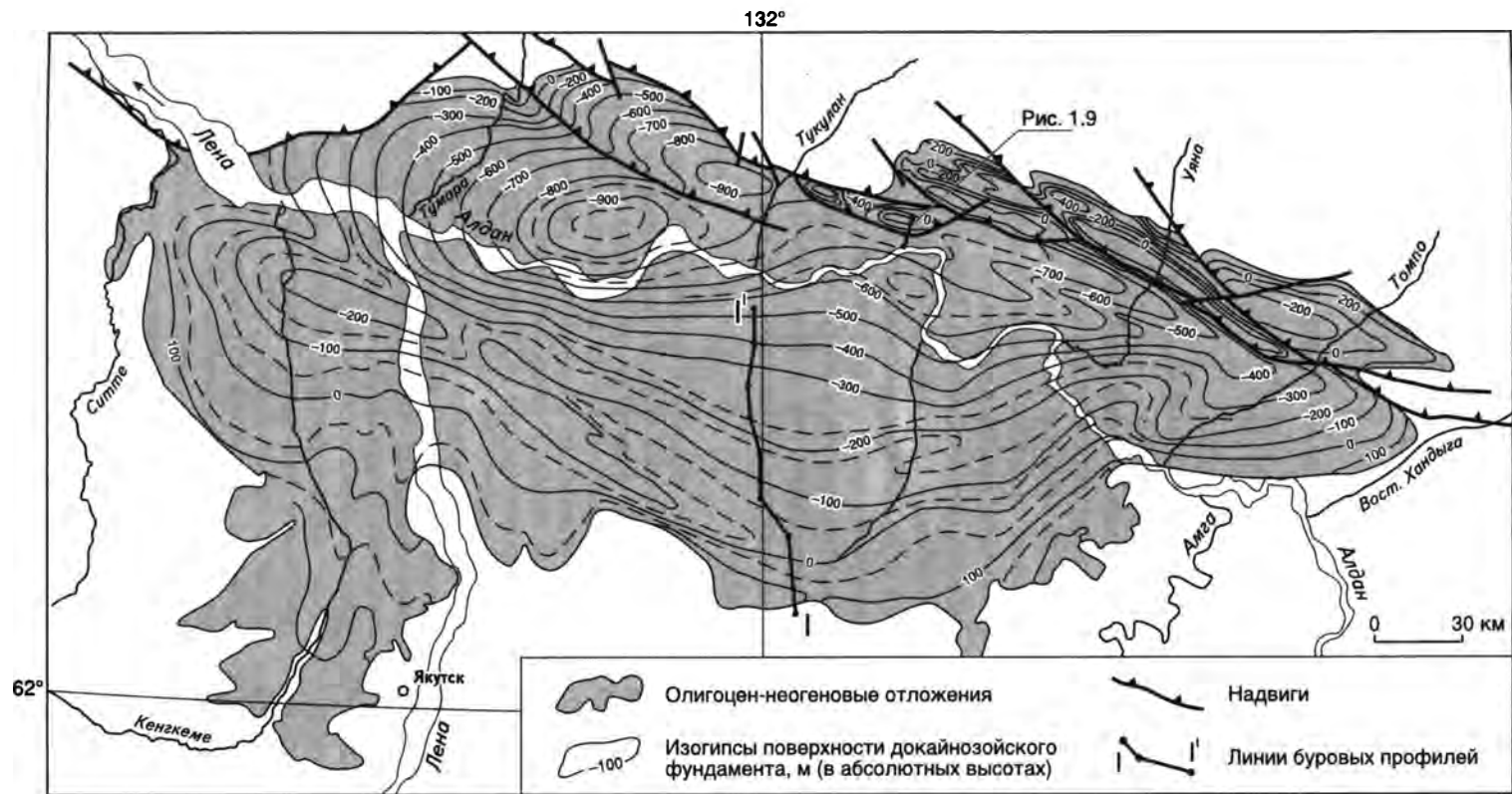


Рис. 1.8. Нижнеалданская предгорная впадина (Гриненко и др., 2000а)
Местоположение см. на рис. 1.3

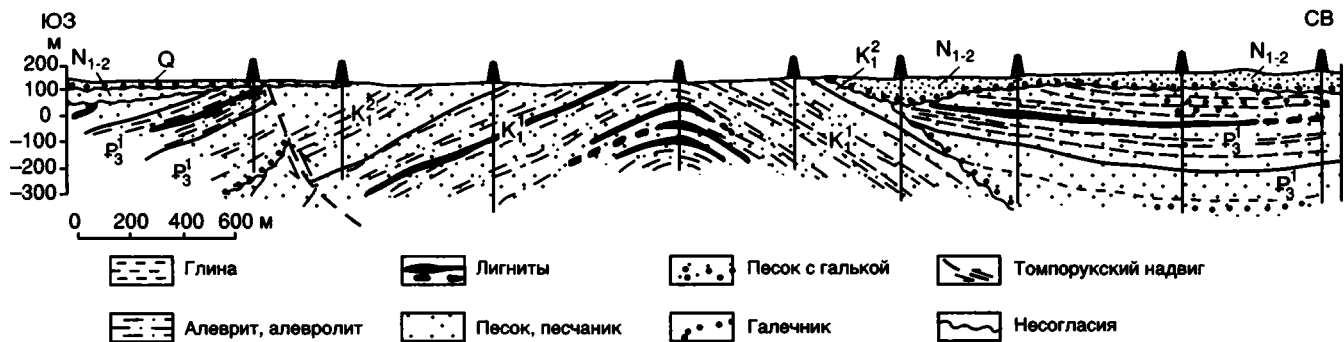


Рис. 1.9. Геологический разрез через Градыгскую антиклиналь в северной части Нижнеалданской впадины (Гусев и др., 1985, с изменениями)
Местоположение разреза показано на рис. 1.9

ского хребта (Натапов, Биджиев, 1966; Баранова и др., 1976). Большинство исследователей обращает внимание на преобладание в неогеновых отложениях продуктов размыва Алдано-Станового щита – кремней, порфиров, метаморфических сланцев, известняков, гранитов. Верхоянские горы в неогене были, по-видимому, относительно невысокими, что объясняет небольшие мощности осадков, особенно неогеновых, и высокую скорость их накопления ($0,7-4 \cdot 10^{-2}$ против $12-25 \cdot 10^{-2}$ мм/год в олигоцене). Основной обломочный материал приносился с юга реками – древними Алданом и Леной. Охарактеризованные отложения на северном борту впадины местами залегают под углами $20-30^\circ$ и осложнены надвигами (см. рис. 1.9), несогласно перекрыты покровом горизонтально залегающих позднеплиоценовых песков, слагающих верхнюю террасу долин Лены и Алдана. Таким образом, возраст надвигов и сопряженных с ними деформаций датируется как конец миоцена–начало плиоцена.

На правом берегу р. Алдан в предгорьях широтной ветви Верхоянского хребта широко распространены среднеплейстоценовые флювиогляциальные отложения (до 60 м), представленные галечниками, валунниками и песками, состоящими исключительно из терригенных пород, характерных для Верхоянского хребта. В сторону гор флювиогляциальные отложения сменяются грядами конечных морен. Наряду со среднеплейстоценовыми здесь установлены и позднеплейстоценовые ледниковые образования. Флювиогляциальные отложения распространены также к северу от Нижнеалданской впадины вдоль долины р. Лены и в предгорьях долготной ветви Верхоянского хребта почти до дельты р. Лены. Они датируются здесь поздним плейстоценом.

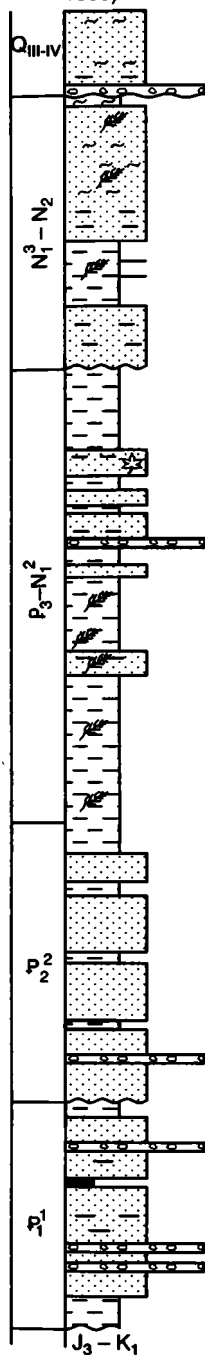
Горно-долинное оледенение, следы которого обнаружены повсеместно в пределах всего Верхоянского хребта, раньше всего началось в его широтной ветви и лишь позднее распространилось на северную часть. Следует полагать, что в среднем–позднем плейстоцене Верхоянский хребет имел облик, близкий современному, или даже более величественный, с

многочисленными ледниками, спускавшимися к его подножию.

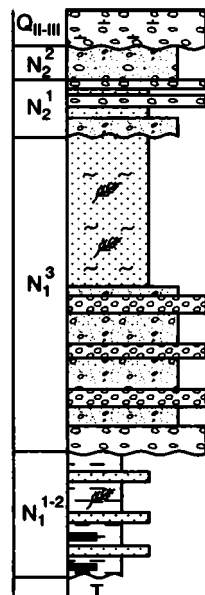
Горная система хребтов Черского и Момского, протягивающаяся в северо-западном направлении на 1000 км, включает также разделяющие их узкие линейные Момскую и Верхнеселенскую межгорные впадины. С северо-востока эта система ограничивается Зырянским предгорным прогибом, а с юго-запада – Адыча-Нерской группой небольших кайнозойских впадин. От северо-западного окончания горной системы веерообразно расходятся в северо-западном и долготном направлениях ряд узких кайнозойских межгорных впадин (Уяндинская, Иргичанская, Томмотская).

Хребет Черского – сложная горная система, состоящая из отдельных хребтов северо-западного простирания. Строение ее меняется по простиранию (рис. 1.11). Наиболее узкое (около 30 км) и в то же время наиболее высокое место системы – хр. Улахан-Чистай, расположенный в верховьях р. Момы. К северо-западу система расширяется за счет виргации хребтов до 180 км. В юго-восточном направлении, в пределах Магаданской обл., система расширяется до 100 км. Превышения водоразделов над долинами рек достигают 2000–2500 м. Вершинная поверхность системы на наиболее высоких участках достигает 2800–2900 м, пологоступенчато погружаясь в юго-западном направлении и крутыми ступенями на северо-восток к Момской впадине. Наиболее высокие участки хребтов представлены крупными гранитными плутонами. Характерны фрагменты выровненных площадок, нередко с покровом плиоценовых и четвертичных отложений. Стратиграфическими и фаціальными методами доказывается принадлежность этих фрагментов к генетически единой разновозрастной поверхности выравнивания, формирование которой закончилось в раннем плейстоцене, а деформации и перемещение фрагментов на разную высоту начались в среднем плейстоцене. Широко распространены ледниковые отложения, наиболее древние из которых залегают на водоразделах в виде небольших по мощности прерывистых покровов или отдельных эратических валунов. Более молодые ледниковые экзарационные формы приурочены к водоразделам и верховьям долин. Это кары, карлинги, троговые долины, сложенные прилавками, ригелями и т.п. Аккумулятивные ледниковые формы тяготеют к более низким участкам

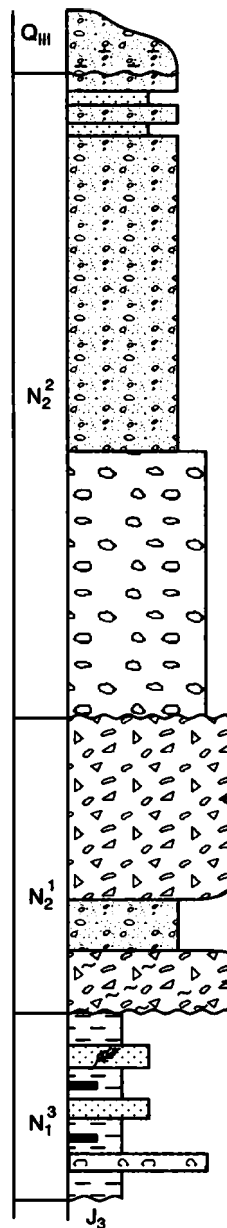
Зырянский прогиб
9
(Гайдук, Прокопьев, 1999)



Адыча-Нерская группа впадин
10
(Гриненко и др., 1989)



Хр. Улахан-Чистай
11



Нижнеалданская впадина
12
(Гриненко и др., 2000a)

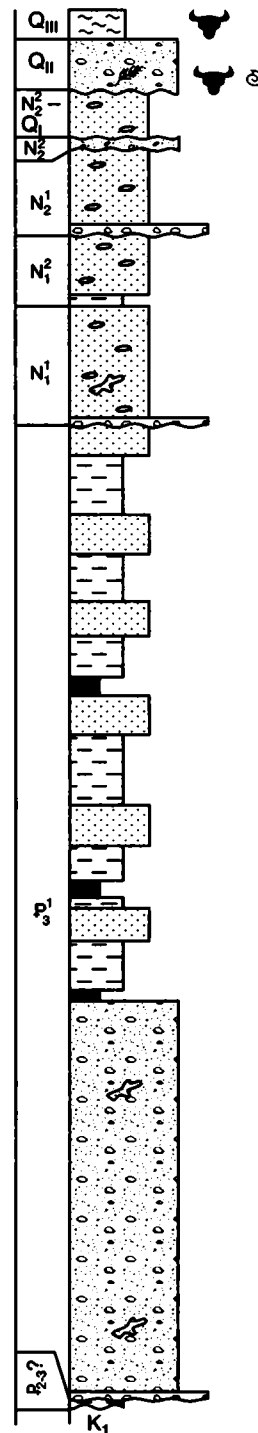


Рис. 1.10. Стратиграфические разрезы кайнозойских отложений у подножий Верхоянского, Черского и Момского хребтов

Местоположение разрезов см. на рис. 1.3. Усл. обозн. см. на рис. 1.4

троговых долин. На выходе в межгорные впадины конечные морены образуют несколько вложенных друг в друга валов высотой до 100 м, разделенных межгрядовыми депрессиями. В наиболее высокой части хребта (пик Побе-

ды – 3147 м, в хр. Улахан-Чистай) сохранилось несколько ледников площадью в десятки км². В долинах рек нередки многолетние или сезонные наледи, протягивающиеся на многие километры.

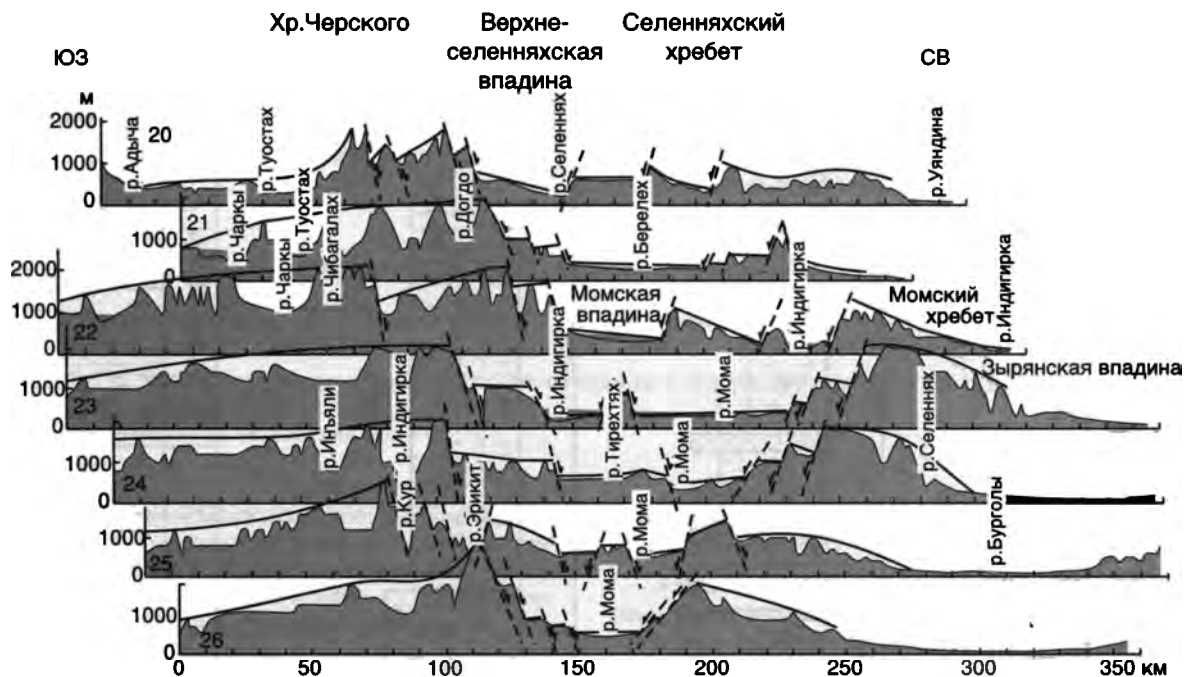


Рис. 1.11. Совмещенные профили рельефа через систему хребтов Черского и Момского и Момскую впадину. Местоположение профилей см. на рис. 1.1. Усл. обозн. см. на рис. 1.6

Момский хребет протяженностью около 700 км в поперечном разрезе представляет собой полусвод, вершинная поверхность которого полого понижается к северо-востоку и круто, ступенчато – на юго-западном его крыле к Момской впадине. На своде вершинная поверхность располагается на уровне около 1800–2000 м (максимальная высота 2284 м). Превышения водоразделов над днищами речных долин составляют несколько сот метров. На водоразделах встречаются островершинные гребни, напоминающие карлинги. У подножий хребта наблюдаются обширные веерообразные конуса флювиогляциальных отложений. Нередки участки плоских поверхностей, слагающих привершинную часть. На этих участках, вблизи бровок склонов встречаются остатки аллювиального покрова плиоценовой поверхности выравнивания.

Момская впадина отделяется от обрамляющих ее хребтов Черского и Момского крутыми разломами, которые по форме напоминают листрические сбросы (рис. 1.11). На своем протяжении (около 1200 км) впадина состоит из отрезков север-северо-западного или северо-западного простираний. Существенно меняется ширина днища – от нескольких десятков до 100 км. Форма впадины меняется от трапецевидной до пологовогнутой. На поверхности впадины преобладают четвертичные ледниковые образования. Известны также плиоценовые аллювиальные осадки, которые залегают на па-

леозойских и мезозойских породах. В долине р. Мома находится вулкан Балаган-Тас, конус которого сложен щелочными базальтами с ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастом 300 тыс. лет (Лейер и др., 1993). В юго-восточном направлении, за пределами Якутии, впадина переходит в структурный шов (между верховьями рек Омулёвка и Сеймчан). Далее в этом же направлении располагается Сеймчано-Буондинская впадина, выполненная палеогеновыми и неогеновыми отложениями.

По мнению большинства исследователей Момская впадина, располагающаяся вдоль осевой части сводового поднятия, представляет собой рифт, сформированный в плиоцене.

Зырянский предгорный прогиб протягивается на 450 км вдоль северо-восточных предгорий Момского хребта и имеет асимметричное строение (рис. 1.12). Наиболее прогнутый юго-западный борт прогиба с суммарной мощностью кайнозойских отложений в 2500 м осложнен чешуйчатыми надвигами, в которые вовлечены верхнеюрские и меловые породы предгорий Момского хребта. Кайнозойские отложения залегают с размывом и базальными конгломератами в основании на меловых отложениях, но без признаков углового несогласия (Гайдук, Прокопьев, 1999). Они представлены аллювиальными, аллювиально-озерными и болотными песчаниками, конгломератами, алевритами и глинами с прослоями углей (см. рис. 1.10).



Рис. 1.12. Геологический разрез через Зырянский прогиб (Гайдук, Прокопьев, 1999)
Местоположение разреза см. на рис. 1.3

В гальках конгломератов, широко распространенных в палеогеновых отложениях, преобладают вулканические породы различного состава (Гайдук и др., 1990, 1993). На этом основании В.В. Гайдук с соавторами считают, что снос обломочного материала в Зырянский прогиб на протяжении большей части кайнозоя происходил со стороны Алазейского поднятия, где широко распространены меловые вулканиты, и лишь в позднем миоцене–раннем плиоцене начался снос со стороны Момского хребта. Отложения позднего миоцена–раннего плиоцена представлены конгломератами (400 м), в гальке которых преобладают песчаники и филлиты из верхнеюрских отложений Момского хребта. Вместе с тем в палеогеновых конгломератах, наряду с преобладающей галькой вулканических пород, отмечается галька триасовых сланцев, гранитов и кливажированных филлитов (Raech et al., 1998). Ориентировка косой слоистости в палеогеновых и неогеновых отложениях сходна и указывает на устойчивый снос обломочного материала с юга и юго-востока.

Можно полагать, что в палеогене и большей части миоцена Момский хребет и хребет Черского входили в состав единого сводового поднятия. При этом заполнение Зырянского прогиба происходило за счет дальнего сноса из районов современного хребта Черского, где широко распространены вулканические породы позднеюрского возраста. Скорость накопления осадков в Зырянском прогибе резко возрастает в олигоцене (до $13 \cdot 10^{-2}$ мм/год, против $0,3 \cdot 10^{-2}$ мм/год в палеоцене и эоцене), что указывает на усиленный рост сводового поднятия в это время. Формирование чешуйчатых надвигов вдоль юго-западного борта прогиба датируется концом миоцена–началом плиоцена и сопровождалось поднятием в районе Момского хребта, что привело к образованию мощной толщи конгломератов с галькой момских пород.

Надвиги позднемиоценового–раннеплиоценового возраста устанавливаются также на противоположном юго-западном крыле сводового поднятия. На юго-западном склоне хр. Улахан-Чистай описана хаотическая толща (до 250 м), состоящая из угловатых и полуокатанных (до 1 м) обломков юрских осадочных и вулканических пород, заключенных в песчаном и глинистом матриксе, который по споропыльцевым комплексам датируется поздним

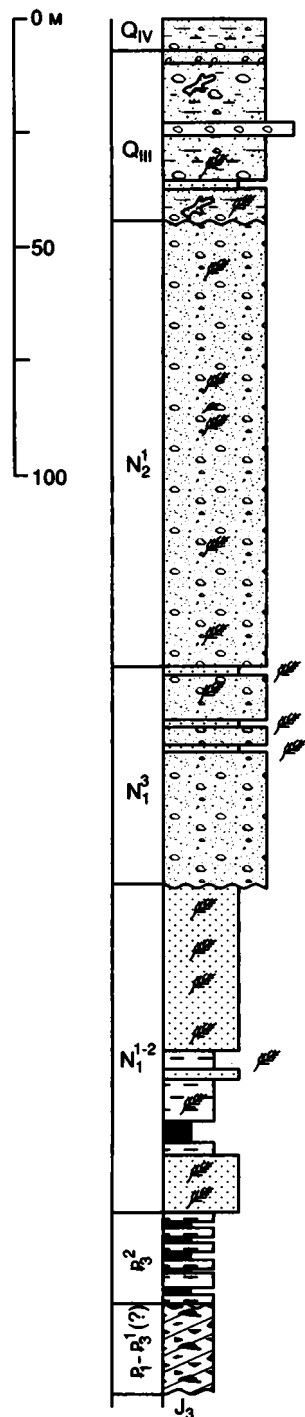
миоценом–ранним плиоценом (Гриненко и др., 1989). Характерны олистоплаки юрских песчаников мощностью до 10 м. Образование хаотической толщи связывается с движением тектонического покрова юрских пород в позднем миоцене–раннем плиоцене в юго-западном направлении на расстояние около 20 км (Спектор, 1990). Эта толща и юрские породы несогласно перекрыты валунно-глыбовыми конгломератами позднеплиоценового возраста (см. рис. 1.10).

Верхнеселенняхская впадина располагается на северо-западном продолжении Момской впадины между окончанием хребтов Черского и Селенняхского, но возникла, по-видимому, несколько раньше ее. В ней установлен мощный (200 м) комплекс отложений миоценового и плиоценового возраста, представленных песками и галечниками, которые перекрыты среднеплейстоценовыми ледниковыми образованиями (рис. 1.13).

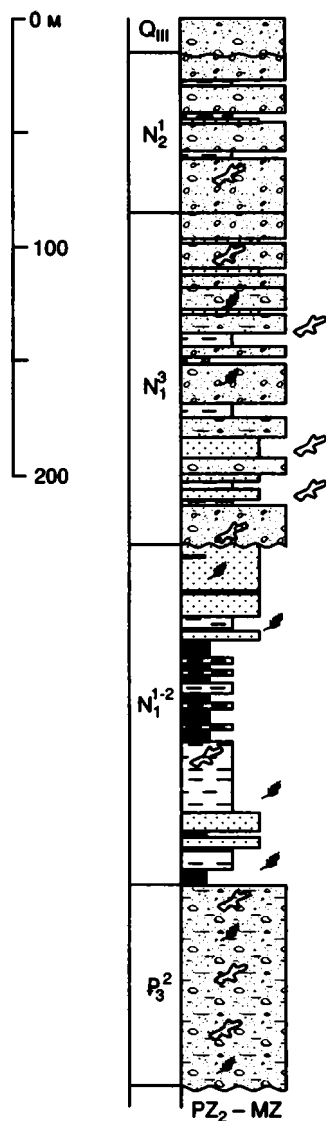
Уяндинская и Иргичанская впадины, располагающиеся на северо-западном окончании горной системы хребтов Черского и Момского, хорошо изучены бурением в связи с разведкой месторождений бурого угля (см. рис. 1.13). В них установлены отложения олигоцене, миоцена и раннего плиоцена, которые, в целом, сходны с синхронными отложениями Верхнеселенняхской впадины. Как и в ней скорость накопления осадков в этих структурах резко возрастает в позднем миоцене и раннем плиоцене ($4-6 \cdot 10^{-2}$ против $1,5-2,0 \cdot 10^{-2}$ мм/год в предшествующее время). Отложения верхнего миоцена и нижнего плиоцена более грубые. В их составе широко распространены галечники. С этим же временем совпадает поднятие Селенняхского хребта, что устанавливается по появлению галек карбонатных пород и ориентировке косой слоистости (Raech et al., 1998). Интерпретация формирования Уяндинской и Иргичанской впадин приведена на рис. 1.14. Они могут рассматриваться как впадины типа структур “pull-apart”, возникшие на окончаниях сдвигов.

Адыча-Нерская группа впадин протягивается прерывистой цепочкой вдоль подно-

Верхнеселенняжская
впадина
6
(по данным Л.И. Сметанниковой)



Уяндинская
впадина
7
(по данным Л.И. Сметанниковой)



Иргичанская
впадина
8
(Гриненко и др.,
1989)

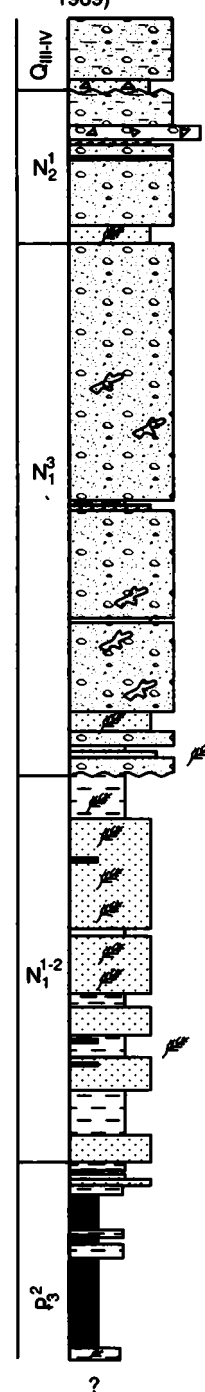


Рис. 1.13. Стратиграфические разрезы кайнозойских отложений впадин на северо-западном окончании хребтов Черского и Момского
Местоположение разрезов см. на рис. 1.3. Усл. обозн. см. на рис. 1.4

зия юго-западного склона хр. Черского в бассейнах рек Нера и Адыча. Они выполнены миоценовыми и плиоценовыми песками,

галечниками, глинами, отмечаются валунники (до 400 м) (Гриненко и др., 1998) (см. рис. 1.10).

БАЙКАЛО-СТАНОВАЯ ГОРНАЯ СТРАНА

На территории Якутии эта горная страна представлена Алданским нагорьем, которое является ее северо-восточной окраиной. Нагорье граничит на севере с Приленским плато, а на юге окаймляется Становым хребтом и восточными окончаниями хребтов Кодар и Удокан. Вершинная поверхность характеризуется общим пологим наклоном со стороны Станового хребта в северном направлении, который осложнен горстообразными поднятиями (рис. 1.15). Характерно мозаично-блоковое строение рельефа. Горные массивы разделяются узкими линейными впадинами северо-западного и северо-восточного простираний.

В южной части нагорья преобладают средневысокие (1000–2000 м) горные массивы субширотной ориентировки. Отмечаются следы двух оледенений: среднеплейстоценового и позднелайстоценового (Гриненко, Бороденкова, 1972). Следы первого из них отмечаются на юго-западе нагорья, где с ним связаны выпаханые озерные котловины, высокие троговые долины, отделенные от трогов последующего оледенения уступами высотой первые сотни метров, моренные валы и маломощные покровы ледниковых отложений на водоразделах. На остальной территории юга нагорья развит комплекс ледниковых форм, связанных с позднелайстоценовым оледенением. Это кары, карлинги, троговые долины и валы конечных и боковых морен. Отмечаются выпаханые ледником котловины, к числу которых, вероятно, относится оз. Бол. Токо. На разной высоте встречаются фрагменты некогда единой поверхности выравнивания, разобщенные неотектоническими процессами.

На западе нагорье представляет собой выровненную полого-волнистую поверхность, поднимающуюся от 500–600 м на границе с Приленским плато до 900–1000 м по направлению к отрогам Станового хребта. Здесь распространены отдельные горстообразные изометричные

поднятия с высотами до 1400–1600 м. Следы ледниковой деятельности относительно редки. Широко развиты формы рельефа, связанные с мерзлотными процессами: курумы, мерзлотные делли, солифлюкционные террасы, наледы. В местах распространения карбонатных кембрийских пород развит современный и древний (вероятно позднемоловый) погребенный карст. Большое значение в формировании современного рельефа области имеют “живые” разломы, по которым заложены речные долины. Плоские участки водоразделов принадлежат поверхности выравнивания, которая по некоторым данным имеет плиоцен-раннечетвертичный возраст (Гриненко, Бороденкова, 1972). Эта поверхность срезает юрские и меловые толщи, с нею связан комплекс маломощных аллювиальных отложений и, в свою очередь, она прорезается речными долинами, имеющими плейстоценовый возраст.

Восточная часть нагорья характеризуется более возвышенным и сложным, дифференцированным, преимущественно прямым рельефом. Его основу составляют вытянутые в широтном направлении среднегорные горстовые массивы, разделенные платообразными участками. Наиболее крупный из таких массивов – хр. Суннагын, который расположен на правом берегу р. Алдан и имеет северо-восточное простирание. Горный массив характеризуется блоковым строением. Он ступенчато, по разломам воздымается относительно смежных с ним участков плато до высот 750–2000 м (максимальная абсолютная высота 2243 м). Максимальные врезы (около 1000 м) отмечаются на северных склонах хребта, что связано с близостью р. Алдан, имеющей низкий базис эрозии. Для хребта свойствен альпийский облик, обусловленный недавней активной ледниковой деятельностью. Обычными формами рельефа являются кары, карлинги, узкие троговые долины, валы конечных морен в долинах. Здесь выделяются следы двух оледенений: древнего, представленного высокими (1500–1600 м) уровнями реликтовых каров, размытых морен на междуречьях и в древних долинах, и молодого, представленного вложенными троговыми долинами с валами конечных и реликтами донных и боковых морен, а также свежими карами.

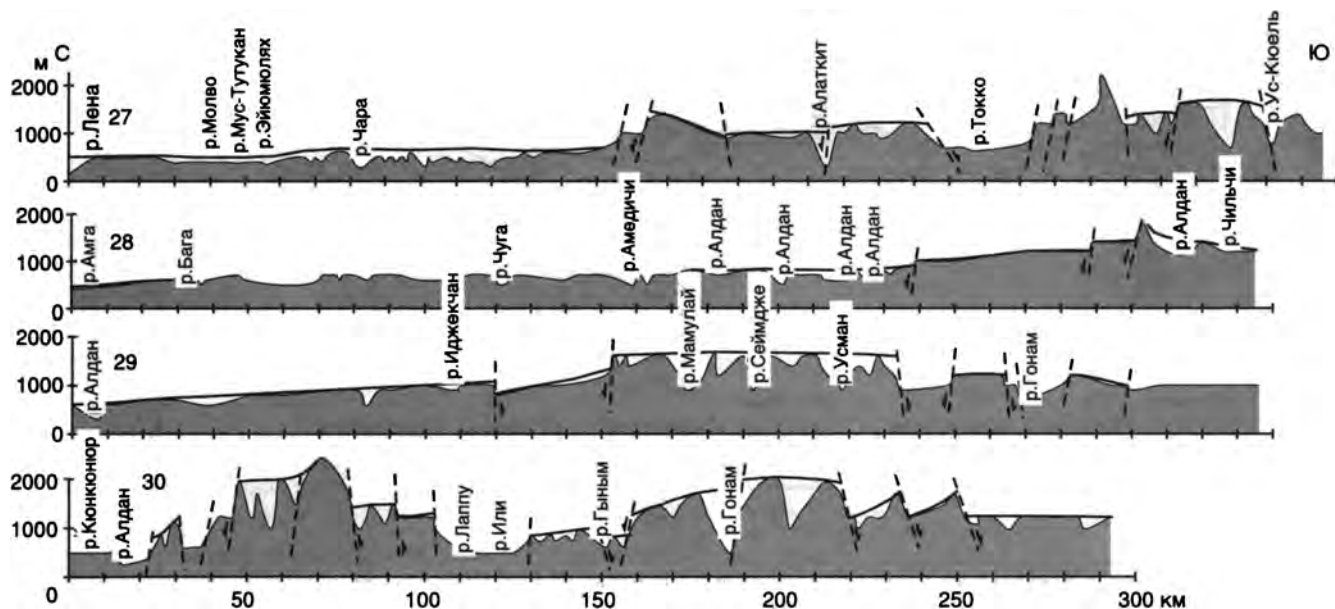


Рис. 1.15. Совмещенные профили рельефа через Алданское нагорье
Местоположение профилей см. на рис. 1.1. Усл. обозн. см. на рис. 1.6

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГОРНЫХ ХРЕБТОВ ЯКУТИИ

Формирование горных хребтов Восточной Якутии может быть связано с взаимодействием Евразийской и Северо-Американской литосферных плит и раскрытием Евразийского океанического бассейна в кайнозой. Современная граница Евразийской и Северо-Американской плит проходит вдоль спредингового хребта Гаккеля в Евразийском бассейне, выходит на шельф моря Лаптевых, трассируется эпицентрами землетрясений вдоль хр. Черского и пересекает Магаданскую обл. и Камчатку примерно на простирации трансформного разлома, проходящего вдоль западной части Алеутской островной дуги (Парфенов и др., 1988; Cook et al., 1986; Parfenov et al., 1988; Fujita et al., 1990). Современный полюс вращения плит находится в районе южного побережья моря Лаптевых. К северо-западу от полюса вращения землетрясения происходят в результате растяжения земной коры, а к юго-востоку от него, на всем протяжении хр. Черского – в результате процессов сжатия. В настоящее время в районе хр. Черского Евразийская и Северо-Американская плиты сближаются под косым углом друг к другу, что сопровождается образованием современных надвигов, взбросов и сдвигов (см. главу 2).

Полюс вращения Евразийской и Северо-Американской плит в течение кайнозоя несколько раз менял свое положение (Савостин и др., 1984; Драчев, 1999; Vogt et al., 1979; Kristoffersen, 1990; Drachev et al., 1998), чем может быть объяснено чередование эпох растяжения и сжатия, устанавливаемых на территории Восточной Якутии (рис. 1.16).

В начале палеогена полюс вращения плит был расположен несколько севернее Японии. Территория Восточной Якутии в связи с этим находилась в условиях растяжения. Современные горные хребты еще не начали формироваться, а горные хребты, которые образовались ранее в результате мезозойских деформаций, были снивелированы. Отложения палеоцена и эоцена здесь большей частью отсутствуют. Лишь в основании Зырянского прогиба, который располагается на простирации Усть-Янского рифта побережья моря Лаптевых, известны палеоценовые и эоценовые песчаники, конгломераты и глинистые сланцы с пластами бурых углей (450 м). Усть-Янский рифт и Зырянский прогиб, возможно, трассируют границу Евразийской и Северо-Американской плит для данного времени.

В олигоцене полюс вращения плит переместился в район к северу от Новосибирских островов. В связи с этим территория Восточной Якутии оказалась в обстановке сжатия, обусловленного сближением плит к югу от полюса их вра-

щения. Именно к этому времени относится начало общего поднятия и формирования сводов хребтов Верхоянского, Черского и Момского, которые, по-видимому, возникали в обстановке сжатия и коробления земной коры. По периферии сводовых поднятий начинали формироваться предгорные прогибы (Нижнеалданская впадина, Зырянский прогиб). В конце миоцена–начале плиоцена по краям сводовых поднятий образовались системы надвигов с горизонтальными перемещениями до 20 км и сопряженные с ними складчатые деформации. Надвиги и складки этого же возраста устанавливаются и на островах Анжу. Данное тектоническое событие коррелируется с усилением спрединга в Евразийском бассейне (до 1,2–1,5 см/год) (Drachev et al., 1998), что должно было соответственно вызвать увеличение скорости сближения Евразийской и Северо-Американской плит.

Поздний плиоцен–ранний плейстоцен, по-видимому, являлись временем общего растяжения земной коры на территории Восточной Якутии. В это время возникли Момская впадина и, вероятно, сбросы Верхоянского хребта. Момская впадина и Усть-Янский рифт могут рассматриваться как граница Евразийской и Северо-Американской плит для данного этапа. Полюс вращения плит следует предполагать к юго-востоку от Якутии, где-то в районе Охотского моря. В среднем плейстоцене полюс вращения Евразийской и Северо-Американской плит занял положение, близкое современному, в районе побережья моря Лаптевых. В результате на территории Восточной Якутии Евразийская и Северо-Американская плиты вновь начинают смещаться навстречу друг другу, что приводит к новому воздыманию горных хребтов и формированию их современного облика.

Время начала последней активизации горообразовательных движений в пределах Алданского нагорья относится к рубежу раннего и среднего плейстоцена. В результате этих движений произошли деформация плиоцен-раннеплейстоценовой поверхности выравнивания и глубокий врез рек с формированием горного рельефа. Эти же движения продолжались в позднем плейстоцене и протекают в настоящее время. Район Алданского нагорья, особенно в южной его части, на границе со Становым хребтом, характеризуется высокой сейсмичностью (см. главу 2), что связывалось с продвижением к востоку процессов растяжения земной коры, характерных для расположенной западнее Байкальской рифтовой зоны (Солоненко и др., 1977). Как будет показано в главе 2, сейсмичность здесь вызвана сжатием земной коры, поскольку в очагах землетрясений преобладают механизмы сдвига и взброса. Современная геодинамика определяется, в первую очередь, косым сближением Амур-

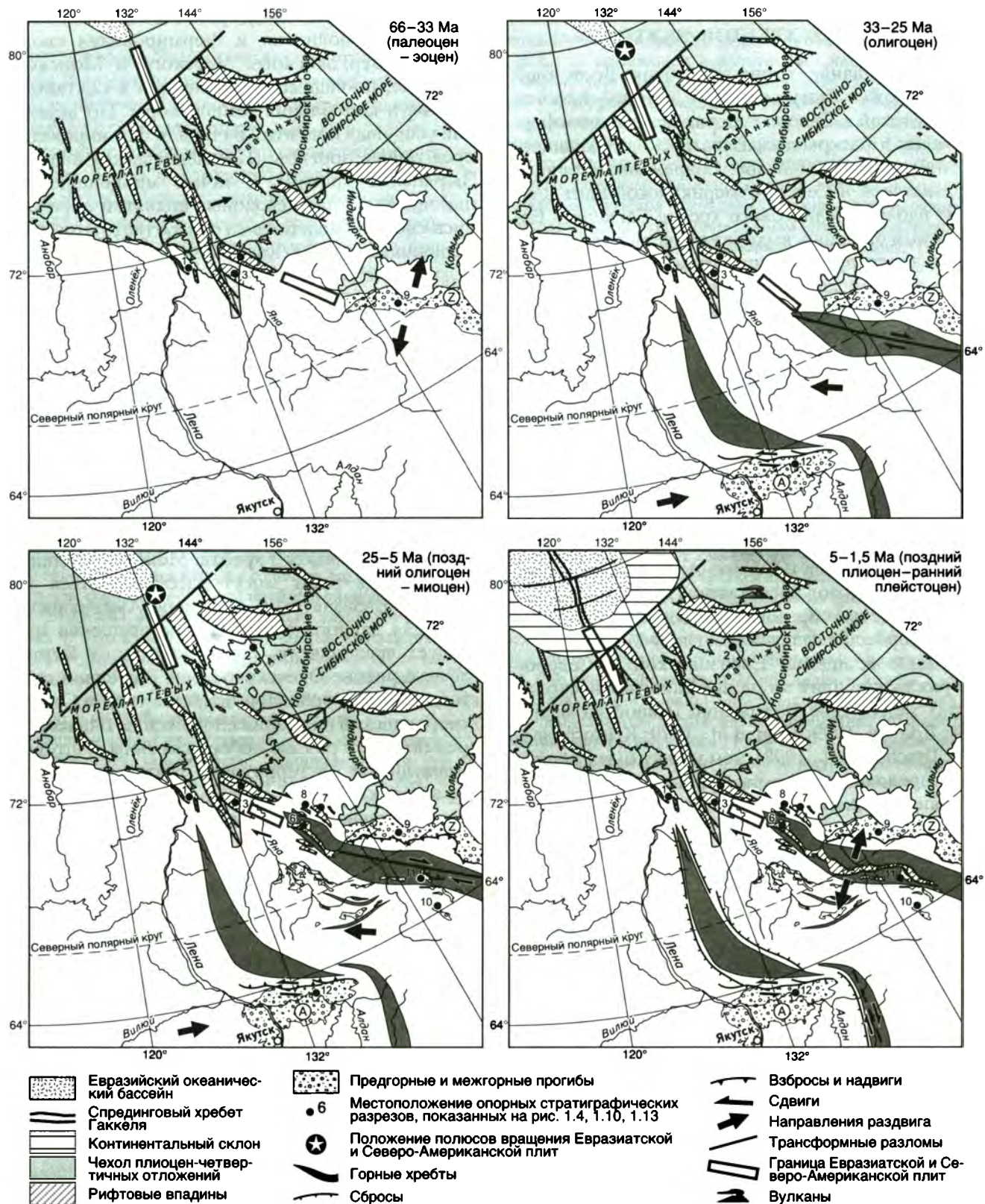


Рис. 1.16. Модель тектонической эволюции территории Восточной Якутии в кайнозое
 Буквы в кружках: А – Нижнеалданская впадина, Z – Зырянская впадина

ского блока с южной окраиной Евразийской плиты. Предполагается, что данный механизм, приводящий к торошению и короблению земной

коры с образованием взбросов и сдвигов, обусловил формирование основных черт рельефа Алданского нагорья.



Каменистая тундра, вдали – Хараулахские горы. Южное побережье моря Лаптевых. Фото Л.М. Парфенова



Долина р. Лены у Якутска, известная как долина Туймаада. Справа высокая терраса р. Лены, вдали – Табагинский мыс (южное ограничение Туймаады). Фото А.Г. Степанова



Река Ботома вблизи ее впадения в р. Лену, вдали – долина р. Лены. Центральная Якутия. Фото А.Г. Степанова



Булгуннях – бугор лучения, связанный с поднятием ледяного клина – характерный элемент рельефа Центральной Якутии. Фото А.В. Прокопьева

Река Лена в районе Ленских Столбов – живописного места, обычно посещаемого туристами. Около 200 км вверх по течению р. Лены от г. Якутска. Фото А.Г. Степанова

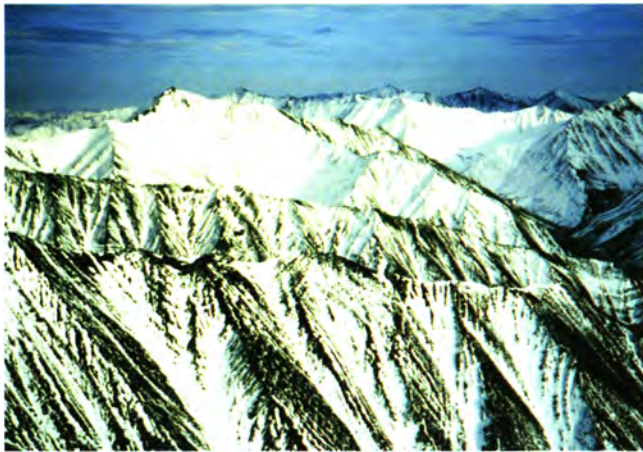




Вулкан Балаган-Тас, образованный щелочными базальтами, датированными по $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ в 300 тыс. лет. Центральная часть Момского рифта. Фото А.В. Прокопьева



Хадараньинский гранитный батолит на севере хр. Черского. Фото А.В. Прокопьева



Момский хребет, сложенный деформированными флишевыми отложениями волжского возраста. Фото А.В. Прокопьева



Северные районы хр. Черского. Фото А.В. Прокопьева



Селенняхский хребет.
Фото А.В. Прокопьева



Стратотип томмотского яруса нижнего кембрия: в нижней части – пестроцветные известняки, в верхней – светлые доломиты атдабанского яруса; р. Алдан у устья р. Улахан-Сулугур. Фото А.К. Валькова



Стратотип ленского (ботомского) яруса нижнего кембрия – пестроцветные и голубые известняки. Река Ботома, левый приток р. Лены. Фото А.К. Валькова



Пестроцветные известняки нижнего кембрия. Река Оленёк. Фото А.К. Валькова



Плейстоценовый ледовый комплекс (едома) в Арктике, о. Бол. Ляховский. Фото М.Н. Григорьева

Активно разрушающийся плейстоценовый ледовый комплекс (едома) в Арктике с обнажением остатков мамонта. Фото М.Н. Григорьева





Антиклинальная складка, сложенная вендскими доломитами и известняками. Среднее течение р. Ханда (Белая), юг Восточной Якутии. Фото Л.М. Парфенова



Позднемиоценовый Мятисский надвиг нижнемеловых песчаников (слева) на круто залегающие эоценовые отложения (справа). Северное предгорье Момского хребта. Фото Л.М. Парфенова



Надвиговые и складчатые деформации в верхнеюрских песчаниках и алевролитах Полоусного синклинория, р. Яна. Фото А.В. Прокопьева



Надвиг в Приверхойском краевом прогибе волжских морских песчаников (слева) на угленосные отложения нижнего мела (справа). Левый берег р. Лены в нижнем течении. Фото Л.М. Парфенова



Синклиналь в пермских отложениях (темное – алевролиты, светлое – песчаники). Правый берег нижнего течения р. Лены. Фото Л.М. Парфенова



Песчаники среднего рифея (верхняя часть обнажения) с угловым несогласием и разрывом перекрывают алевролиты и доломиты нижнего рифея. Южное Верхоянье. Фото Л.М. Парфенова



Средне- и верхнерифейские известняки и доломиты западного крыла Горностахской антиклинали. Среднее течение р. Ханда (Белая), Южное Верхоянье. Фото А.В. Прокопьева



Тектоническая пластина офиолитов – полосчатое габбро (верхняя часть гор) подстилается серпентинитовым меланжем. Хр. Тас-Хаяхта, р. Мунилкан. Фото В.С. Оксмана



Карбонатные отложения ордовика (дальний план) надвинуты на верхнеюрские вулканогенно-осадочные и нижнемеловые угленосные образования (передний план). Хр. Тас-Хаяхта, р. Кыра. Фото А.В. Прокопьева



Хр. Удокан, сложенный раннепротерозойскими осадочными породами. Юго-запад Якутии. Фото А.П. Смелова



Карьер на кимберлитовой трубке Мир и г. Мирный – центр алмаз-ной промышленности Республики Саха (Якутия) (Харьков и др., 1997)



Небольшая (около 500 м²) неалмаз-носная кимберлитовая трубка Обнажен-ная. Река Куойка, север Якутии. Фото В.К. Маршинцева



Кристалл алмаза (4 мм) в эклогите. Коллек-ция АК “Алмазы России–Саха”. Фото М.А. Бого-молова (Бобров и др., 1996)



Якутские алмазы (Харьков и др., 1997)



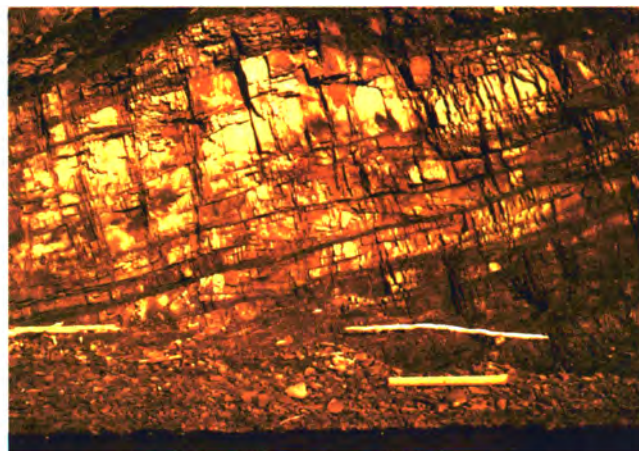
Разведка Эльгинского угольного месторождения. Южная Якутия. Фото Д.В. Митронова



Нерюнгринский угольный карьер. Южная Якутия. Фото Л.М. Парфенова



Обнажение оленёкских битуминозных песчаников перми, насыщенных битумом (коричневые полосы). Северная Якутия, левый берег р. Оленёк в устье р. Бур. Фото Л.М. Парфенова



Фрагмент обнажения оленёкских битуминозных песчаников пермского возраста. Северная Якутия, левый берег р. Оленёк в устье р. Бур. Фото Л.М. Парфенова



Глыбы каменной соли (светлые пятна) среди красноцветов девона. Гора Таас-Туус на правом берегу р. Кемпендяй, Центральная Якутия. Фото К.Е. Колодезникова



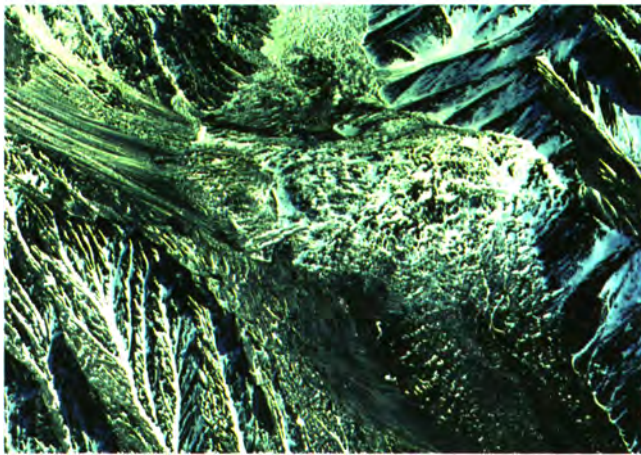
Штольня в глыбе каменной соли. Гора Таас-Туус на правом берегу р. Кемпендяй, Центральная Якутия. Фото К.Е. Колодезникова



Характерная складка верхнепалеозойских отложений Верхоянского хребта. Бассейн р. Дянышка. Фото А.В. Прокопьева



Река Индигирка в районе северного предгорья хр. Черского. Фото А.В. Прокопьева



Сейсмогенный обвал на разломе Дарпир. Хр. Улахан-Чистай. Фото В.С. Имаева



Сдвиг Дарпир. Отделяет известняки кембрия (справа) от верхнеюрских вулканитов (слева). Возник в конце мезозоя и "живет" доньше, контролируя современную сейсмичность. Хр. Улахан-Чистай. Фото Л.М. Парфенова



Весна в Центральной Якутии. Бассейн р. Лены, долина Туймаада. Фото А.Г. Степанова



Зима в Центральной Якутии. Фото А.Г. Степанова

СЕЙСМИЧНОСТЬ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА

Воздействию местных землетрясений подвержена почти половина территории Якутии, что составляет около одной трети площади всех сейсмоопасных зон России. Землетрясения сконцентрированы в двух протяженных сейсмических поясах: поясе Черского на северо-востоке и Байкало-Становом поясе на юге (Козьмин, 1984; Парфенов и др., 1985; 1986; 1988а) (рис. 2.1).

СИСТЕМА СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ И ОБРАБОТКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Для изучения долговременной сейсмичности используются материалы наблюдений в наиболее сейсмоактивных районах Якутии с помощью сети стационарных сейсмических станций, принадлежащих Институту геологии алмаза и благородных металлов СО РАН и Якутской опытно-методической сейсмологической партии СО РАН.

Первые инструментальные наблюдения за близкими якутскими землетрясениями начали проводиться в Тикси (1956 г.) и Якутске (1957 г.). Впоследствии система наблюдений увеличивалась в среднем на 1 сейсмическую станцию каждые 2–3 года. В 1964 г. в республике действовала уже сеть из 5 пунктов регистрации землетрясений (Якутск, Тикси, Усть-Нера, Чульман и Усть-Нюкжа). В 1975 г. их число возросло до 7 (добавились сейсмостанции в Чагде и Батагае). К 1980 г. в систему регистрации якутских землетрясений входило 12 сейсмостанций. Наибольшее количество пунктов наблюдений пришлось на 1990 г., когда в сети были задействованы 22 сейсмические станции (рис. 2.2). В дальнейшем, в связи с трудностями финансирования, их число сократилось в 2 раза и в настоящее время работают 11 сейсмостанций.

Все станции были оборудованы отечественными приборами: сейсмографами СКМ-3 и гальванометрами ГК-VII, предназначенными для аналоговой записи землетрясений на осциллографную фотобумагу. Лишь в 1991 г. благодаря совместным исследованиям с Геофизическим инсти-

тутом Университета Аляски и Университета штата Мичиган (США) были установлены первые цифровые сейсмические станции из США с регистрацией землетрясений на компьютер в Якутске (1991 г.), Батагае и Тикси (1992 г.). Сейчас на двух сейсмостанциях в Якутске и Тикси установлена новейшая американская аппаратура с цифровой записью землетрясений, и они входят в мировую систему сейсмических наблюдений IRIS, поддерживаемую консорциумом научно-исследовательских институтов США в области сейсмологии. Еще одна станция в Усть-Нере оборудована цифровой РС-аппаратурой.

Для изучения последствий сильных землетрясений и их афтершоков создавались и работали на временной основе локальные сети полевых сейсмических станций. Такие сети, например, действовали в эпицентральных зонах катастрофических землетрясений: Тас-Юряхском 1967 г., Артыкском 1971 г., Южно-Якутском 1989 г.

Определение параметров якутских землетрясений (момент возникновения, координаты, энергетический класс, глубина очага и др.) производились на основе метода засечек с использованием скоростей прямых продольных и поперечных сейсмических волн, полученных из региональных годографов на разномасштабных планшетах, а также с помощью специальных компьютерных программ. Точность определения параметров эпицентров соответствовала 5, 10, 25 и 50 км. Глубина очага землетрясений оценивалась из уравнения гиперболического годографа по наблюдениям над прямыми Р и S волнами для эпицентральных расстояний 50 км и менее. Энергетический класс землетрясений рассчитывался по номограмме Т.Г. Раутиан (Козьмин, 1984).

В сводной обработке, кроме сведений якутских станций, использовались сейсмограммные записи и бюллетени сейсмических станций соседних регионов: Опытной-методической сейсмологической партии Института морской геологии и геофизики ДВНЦ РАН (Сахалин), Байкальской опытно-методической сейсмологической экспедиции Института земной коры СО РАН (Ир-

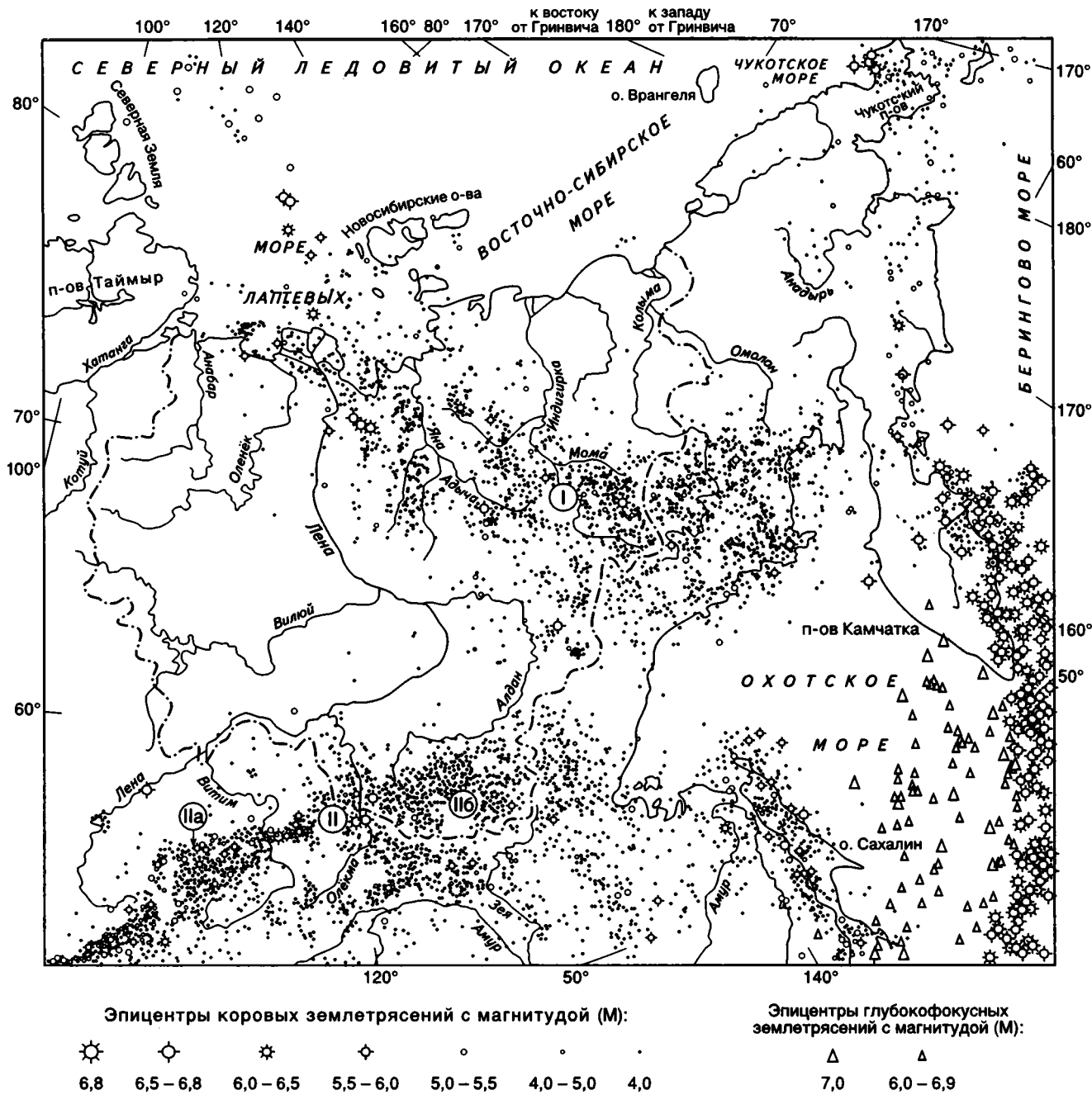


Рис. 2.1. Эпицентры землетрясений на территории северо-востока Азии

Цифры в кружках: I – сейсмический пояс Черского; II – Байкало-Становой сейсмический пояс; IIa – Байкальская рифтовая зона, IIb – Олёкмо-Становая сейсмическая зона

кутск), Опытно-методической сейсмологической партии Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ РАН (Магадан) и Опытно-методической сейсмологической экспедиции Объединенного института физики Земли РАН (Москва).

В зависимости от действующей системы инструментальных наблюдений менялась представительность данных, которая определяется энергетическим классом землетрясений, регист-

рируемых на данной территории без пропусков. Так, например, на северо-востоке республики в 1990–1991 гг. имелись два участка, где без пропусков регистрировались все сейсмические события, начиная с 7–8-го энергетического класса: первый – в междуречье среднего течения Яны и Индигирки, второй – между низовьями рек Лена и Яна. Землетрясения 8-го энергетического класса не пропускались на большей части сейсмического пояса Черского (СПЧ) за исклю-

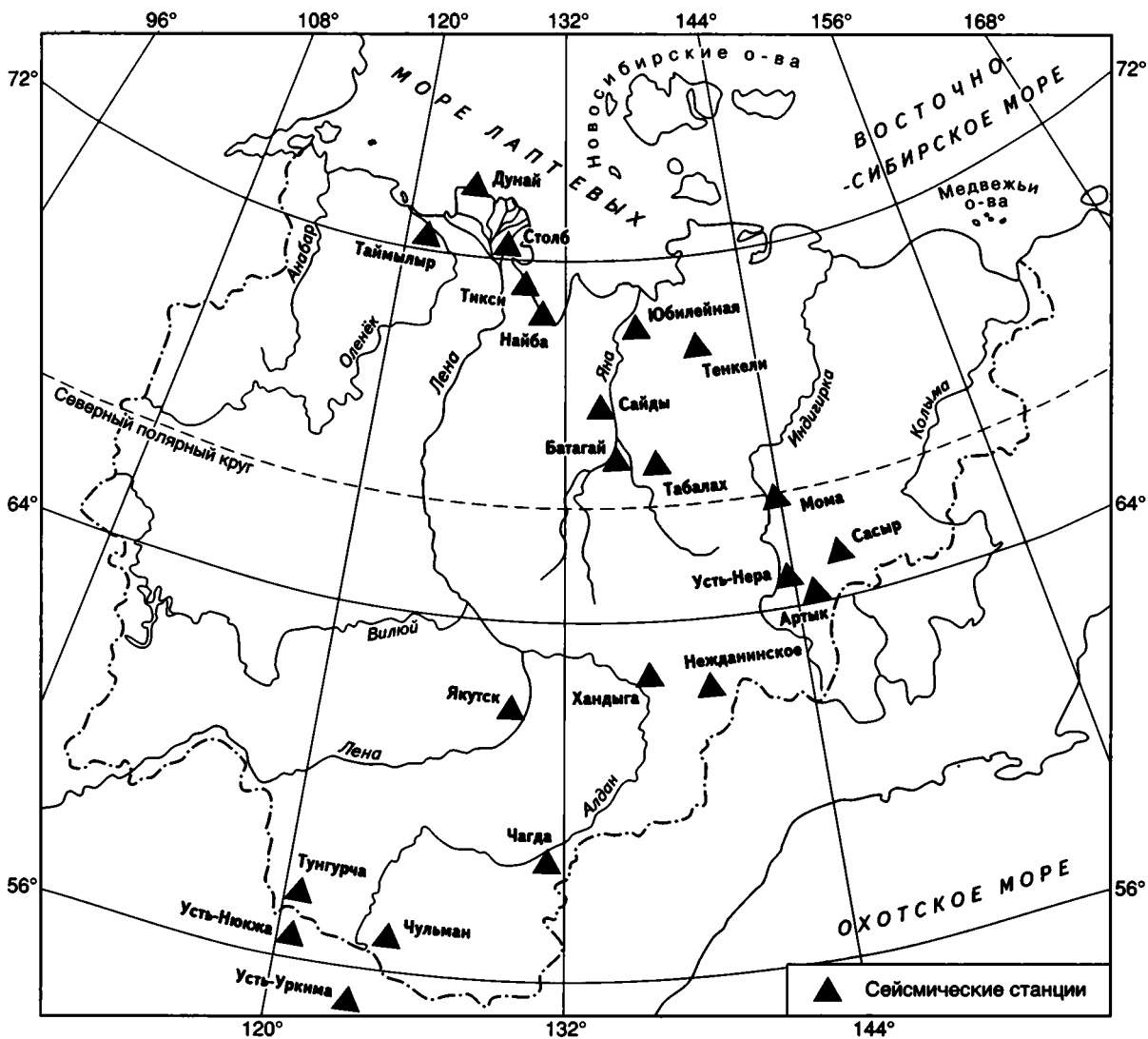


Рис. 2.2. Расположение сейсмических станций на территории Республики Саха (Якутия) и прилегающих районов в 1991 г.

чением шельфа моря Лаптевых. Подземные толчки с $K \geq 10$ (K – энергетический класс землетрясений) фиксировались в полном объеме на всей территории СПЧ, включая прилегающий шельф.

В пределах Олёкмо-Становой сейсмической зоны (ОСЗ), располагающейся на юге Якутии, в 1990–1991 гг. без пропусков записывались землетрясения с $K \geq 7$ в районе среднего течения р. Олёкмы и $K \geq 7-8$ на западе Станового хребта. Полностью регистрировались в пределах ОСЗ все сейсмические события с $K \geq 9$. В целом, при системе наблюдений 1990–1991 гг. для территории Якутии были представительны землетрясения, начиная с 11-го энергетического класса. После закрытия ряда станций в настоящий момент представительность землетрясений существенно ухудшилась и составляет для СПЧ – $K \geq 11$, ОСЗ – $K \geq 10$, а для всего региона – $K \geq 12$.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПОЯС ЧЕРСКОГО

Сейсмический пояс Черского располагается на продолжении спредингового хр. Гаккеля в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана и охватывает шельф моря Лаптевых, районы хр. Черского, смежные районы Магаданской обл. и через п-ов Камчатку соединяется с сейсмическими поясами обрамления Тихого океана, разграничивая Северо-Американскую и Евразийскую плиты на расстоянии более 8 тыс. км (Зоненшайн, Савостин, 1979; Cook et al., 1986; Parfenov et al., 1988; Имаев и др. 1990). В составе пояса различаются три сейсмические зоны, лежащие на продолжении друг друга: Арктическая – располагающаяся на шельфе моря Лаптевых, Хараулахская – между низовьями рек Лены и Яны, и хребта Черского – прослеживающаяся от Хараулахских гор через горные цепи хр. Черского к Охотскому морю.

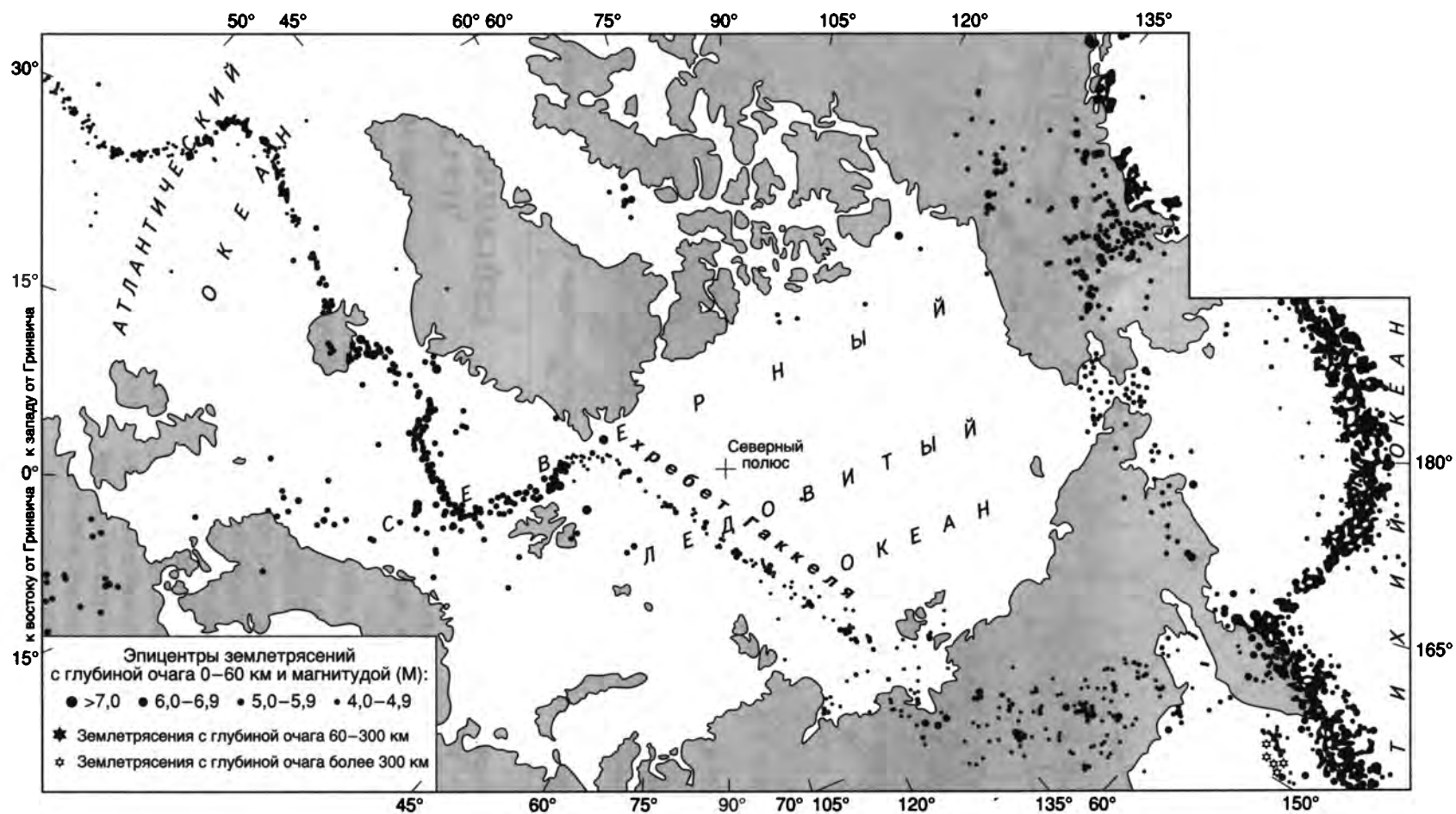


Рис. 2.3. Эпицентры землетрясений Арктики и прилегающих территорий (Трешников, 1980, с дополнениями)

АРКТИЧЕСКАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ ЗОНА

Сейсмичность в акватории Северного Ледовитого океана представлена цепочкой эпицентров землетрясений, которая прослеживается параллельно линии островов Шпицберген–Земля Франца-Иосифа–Северная Земля от трансформного разлома Де-Гира, трассируемого между островами Шпицберген и Гренландия, к устью р. Лены (рис. 2.3). Пространственно она тяготеет к структурам срединно-океанического хр. Гаккеля, вытянутого на 1700 км при ширине 80–160 км от Гренландского шельфа к шельфу моря Лаптевых. В Арктической сейсмической зоне с начала

XX в. отмечено свыше 150 местных землетрясений с магнитудой 4,5–7,0. Очаги землетрясений группируются здесь, главным образом, в пределах земной коры (Аветисов, 1996; Fujita et al., 1990).

Хр. Гаккеля входит в мировую систему подводных срединно-океанических хребтов Земли и является ее северным фрагментом, продолжающим Североатлантический срединно-океанический хребет в бассейн Северного Ледовитого океана (Грачев и др., 1973; Savostin, Karasik, 1981; Grachev, 1982). Это надежно подтверждается данными фокальных механизмов (сбросовые подвижки в очагах местных землетрясений) и осо-

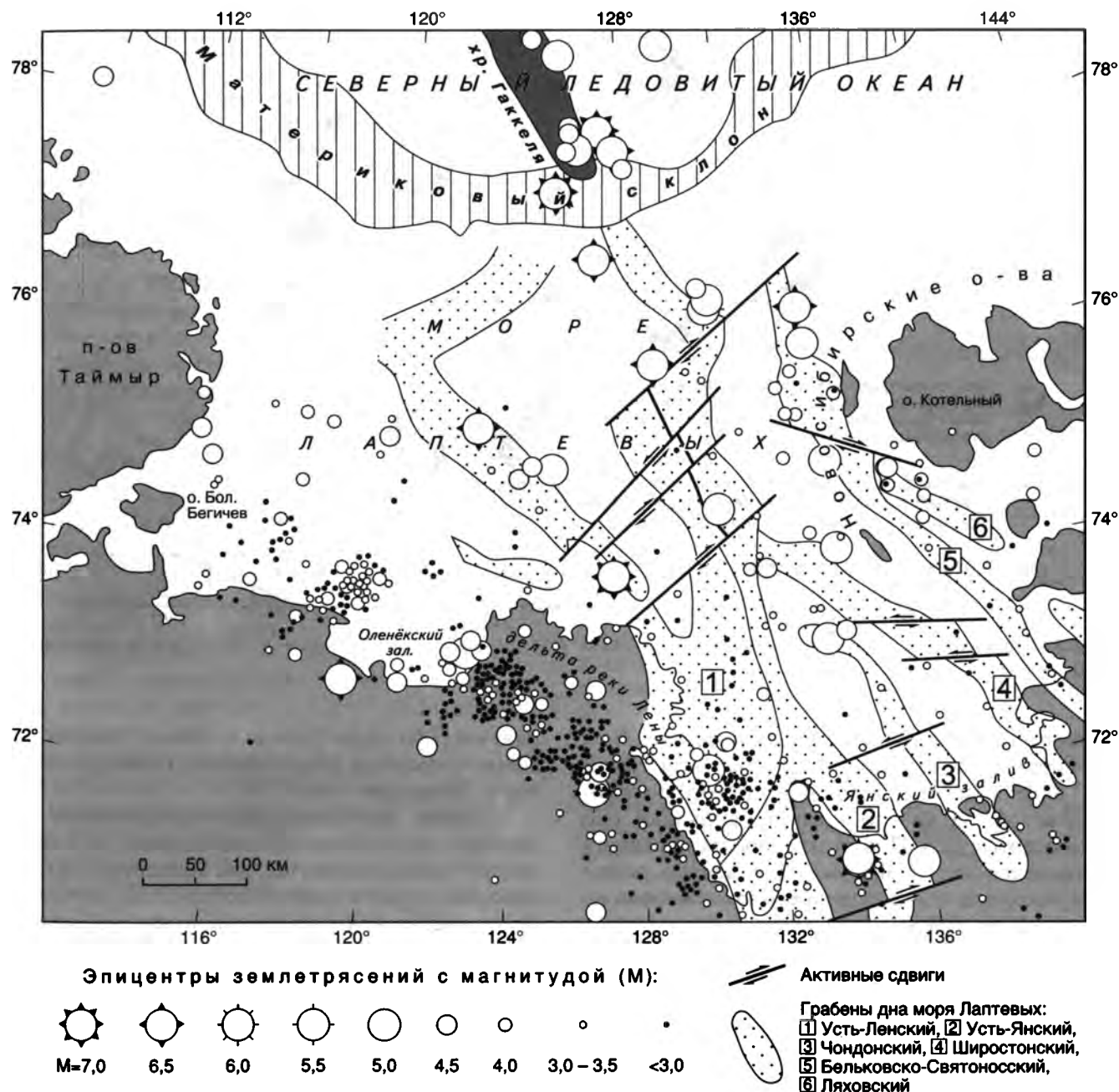


Рис. 2.4. Эпицентры землетрясений шельфа моря Лаптевых и прибрежных районов

рис. 2.4). Другая (Лено-Таймырская полоса слабых землетрясений) – прослеживается от Омской впадины в северо-западном направлении через дельту р. Лены к п-ову Таймыр и далее к о-вам Северная Земля, возможно намечая вместе с первой границей контуры Лаптевоморского блока.

По данным фокальных механизмов 16 сильных землетрясений, произошедших в 1960–1990 гг. на шельфе моря Лаптевых и в прибрежных районах, в очагах этих событий фиксируются подвижки типа сброса и сбросо-сдвига (рис. 2.5), при очевидном преобладании сбросовых перемещений. Обе возможные плоскости разрыва на диаграммах фокальных механизмов имеют субдолготные или север-северо-западные простирания, что согласуется с ориентацией границ грабенов дна моря Лаптевых. Приведенные материалы свидетельствуют, что влияние рифта хр. Гаккеля может распространяться от его юго-восточной окраины до прибрежных районов континента (Fujita et al., 1990; Имаев и др., 1998).

ХАРАУЛАХСКАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ ЗОНА

Первые инструментальные данные о сейсмичности этого района относятся к 1909 г., когда мировой сетью сейсмических станций было зарегистрировано землетрясение в море Лаптевых вблизи дельты р. Лены с магнитудой $M = 6,8$ (см. рис. 2.1). В дальнейшем, за период 1914–1926 гг. этой же системой наблюдений был зафиксирован еще ряд землетрясений с магнитудами $M = 5,5–6,0$ и эпицентрами в пределах моря Лаптевых (Hodgson et al., 1964). Самые сильные землетрясения (Булунские) произошли в 1927–1928 гг. в районе Хараулахского хребта (Северное Верхоянье). Эпицентры пяти Булунских землетрясений с магнитудами $M = 5,8–6,8$ отмечены в 120–160 км к югу от пос. Тикси (рис. 2.6). В данном районе известны также сильные Тит-Арынское землетрясение 1963 г. с $M = 5,0$; Быковское землетрясение 1964 г. с $M = 5,3$. В 1980 г. здесь произошло два землетрясения: с $M = 5,7$ в Оленёкском заливе моря Лаптевых и с $M = 4,0$ вблизи Тикси. Следующее ощутимое событие с $M = 4,5$, было отмечено в дельте р. Лены в 1986 г., и последнее сильное местное землетрясение было зарегистрировано 1 марта 1991 г. с $M = 5,1$ в 105 км к северо-западу от Тикси.

Сопоставление местоположения очагов местных землетрясений с рельефом Хараулахской зоны показывает, что эпицентры тяготеют к хребтам и кайнозойским впадинам: кряжи Приморский и Кунга, Хараулахский хребет и Буорхаинская впадина.

Большая часть очагов близких землетрясений данной зоны располагается в пределах зем-

ной коры на глубинах до 35 км (94% от общего числа определений) и лишь 6% зафиксированы в интервале 36–55 км. Глубина наиболее часто происходящих местных событий соответствует 15 км.

В пределах Хараулахской сейсмической зоны по сгущениям эпицентров землетрясений намечается несколько протяженных линейных сейсмоактивных участков, трассирующих зоны “живых” разломов.

Северо-Верхоянский сейсмоактивный участок обладает самым высоким сейсмическим потенциалом и тяготеет к Хараулахскому хребту субдолготного простирания. На его южном окончании произошло 5 сильных Булунских землетрясений 1927–1928 гг. с $M = 5,8–6,8$. Глубина их возникновения соответствует 21–22±10 км. Сейсмограммы записи самой близкой тогда к этим эпицентрам сейсмической станции “Иркутск” указывают на то, что для всех пяти Булунских землетрясений разность времен пробега между продольной Р и поперечной S волнами изменялась от 3 мин 36,4 с до 3 мин 38 с. Названный факт подтверждает, что они практически произошли в одном месте.

Инструментальные наблюдения 1986–1998 гг. свидетельствуют, что Северо-Верхоянский участок активен на всем своем протяжении. Цепочка очагов слабых землетрясений ($K = 7–10$) трассирует его от места эпицентров Булунских землетрясений на юге к Кунгинской впадине на севере. В 1986 г. в районе Булунских событий отмечен подземный толчок средней силы ($K = 11$). Средняя глубина возникновения землетрясений Северо-Верхоянского участка соответствует 15–25 км (рис. 2.6).

Приморский сейсмоактивный участок выделяется по полосе (шириной до 30–40 км) эпицентров землетрясений от Оленёкского залива моря Лаптевых до губы Буор-Хая вдоль Оленёкской и Быковской протоков в устье р. Лены к бухтам Неелова и Тикси, включая кряжи Приморский и Кунга. В его пределах отмечены Оленёкское 1980 г. с $M = 5,7$ и Тит-Арынское 1963 г. с $M = 5,0$ землетрясения, а также три сейсмических события с $K = 12$ и значительное число (более 50) подземных толчков с $K = 6–11$. Землетрясения этого участка трижды за последние 10 лет ощущались в пос. Тикси с силой 2–4 балла. Гипоцентры землетрясений располагаются на глубинах 5–40 км, а их средний интервал соответствует 10–15 км.

Повышенным уровнем сейсмической активности характеризуется сочленение Хараулахского и Приморского сейсмоактивных участков южнее мыса Косистого, расположенного между бухтой Тикси и северным окончанием Кунгинской впадины. Его активность подтверждается сгущением слабых землетрясений с $K = 6–10$.

Буорхаинский сейсмоактивный участок представлен скоплением эпицентров землетрясений, вытянутым с севера на юг примерно по центру губы Буор-Хая. Он имеет продолжение к северу и соединяется с сейсмической зоной срединно-океанического хр. Гаккеля. На юг он продолжается к устью р. Омоллой. Энергетический класс зарегистрированных здесь подземных толчков составил $K = 5–11$. Наиболее интенсивное Быковское землетрясение с $M = 5,3$ произошло в 1964 г. Отмечается группа более глубокофокусных моретрясений (до 55 км) по сравнению с глубинами очагов землетрясений на суше (5–35 км).

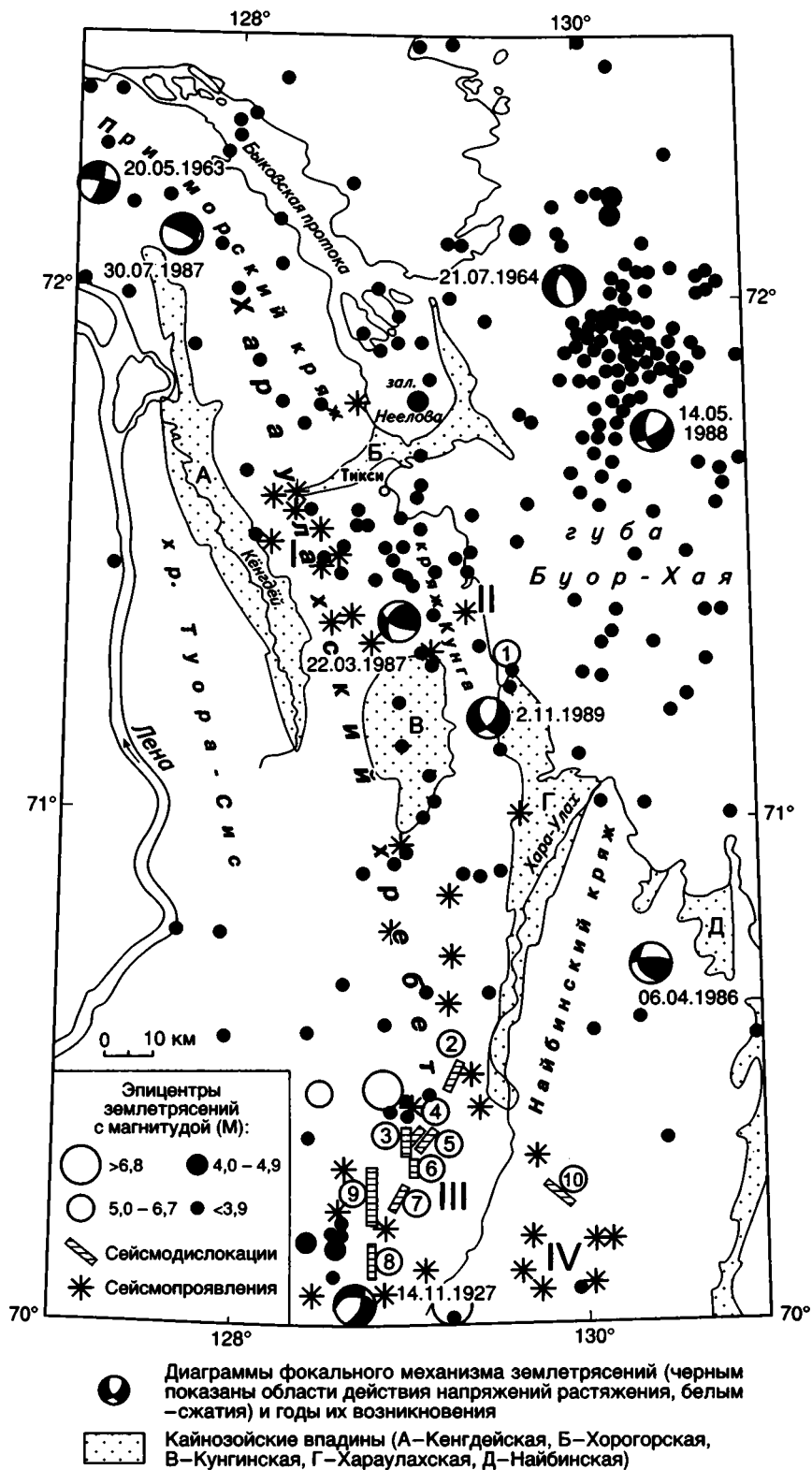


Рис. 2.6. Эпицентры землетрясений и сейсмодислокации Хараулахской сейсмической зоны

Группы дислокаций: I – Кенгдейская, II – Кунгинская, III – Хараулахская, IV – Богучанская. Сейсмодислокации (номера в кружках): 1 – Корякинская, 2 – Буянкинская, 3 – Тюнгнинская-I, 4 – Тюнгнинская-II, 5 – Дэк-Кадарская, 6 – Ойун-Юрегенская, 7 – Баданг-Балаганская, 8 – Аата-Суохская, 9 – Бэрис, 10 – Намганданская

Западно-Верхоянский сейсмоактивный участок, приуроченный к хр. Туора-Сис, слабоактивен. Здесь зарегистрировано лишь несколько местных подземных толчков с $K = 8-11$.

На основе сейсмостатистических данных о землетрясениях ($K = 7-16$), происшедших в 1914–1998 гг., а также сведений об известных крупных сейсмических событиях за 90 лет составлен график повторяемости, нормированный по времени. Его угловой коэффициент составил $0,48 \pm 0,4$ и сопоставим с таковыми для сейсмической зоны хр. Черского (0,45) и Олёкмо-Становой сейсмической зоны на юге Якутии (0,47).

Расчеты средней повторяемости сильных землетрясений на территории Хараулахской зоны (Тикси, радиус 300 км) показали, что здесь следует ожидать появления землетрясения 14-го энергетического класса каждые 25 лет, 15-го – каждые 75 лет, 16-го – через 225 лет и 17-го – через 715 лет.

Напряженное состояние земной коры Хараулахской зоны изучалось по фокальным механизмам землетрясений, определяемым по известной методике с использованием теории дислокаций (Балакина и др., 1972). Получены параметры

8 фокальных механизмов (1–2 определения на каждый из выявленных сейсмоактивных участков) (рис. 2.6). Главные напряжения, действующие в очагах землетрясений, имеют различный азимут простирания и углы падения от горизонтальных до субвертикальных. Это может свидетельствовать, что сейсмический процесс в Хараулахской зоне развивается в условиях как растяжения, так и сжатия. Буорхайнский и граничащий с ним Приморский сейсмоактивные участки находятся в настоящее время под влиянием растягивающих усилий, действующих вкрест простирания структур. На это указывают фокальные механизмы землетрясений 21.07.1964 г., 15.06.1986 г. (см. рис. 2.5), 30.07.1987 г., 14.05.1988 г. (см. рис. 2.6), где подвижки в очагах соответствуют сбросам. К западу от губы БуорХая по направлению к р. Лене растяжение сменяется сжатием. В очагах местных землетрясений появляются смещения типа сдвигов, сдвигосбросов и надвигов. Так, при землетрясениях 20.05.1963 г. и 22.03.1987 г. фиксируются сдвиги. Сдвигосбросы отмечены при Булунских землетрясениях 1927–1928 гг. на Северо-Верхоянском сейсмоактивном участке.

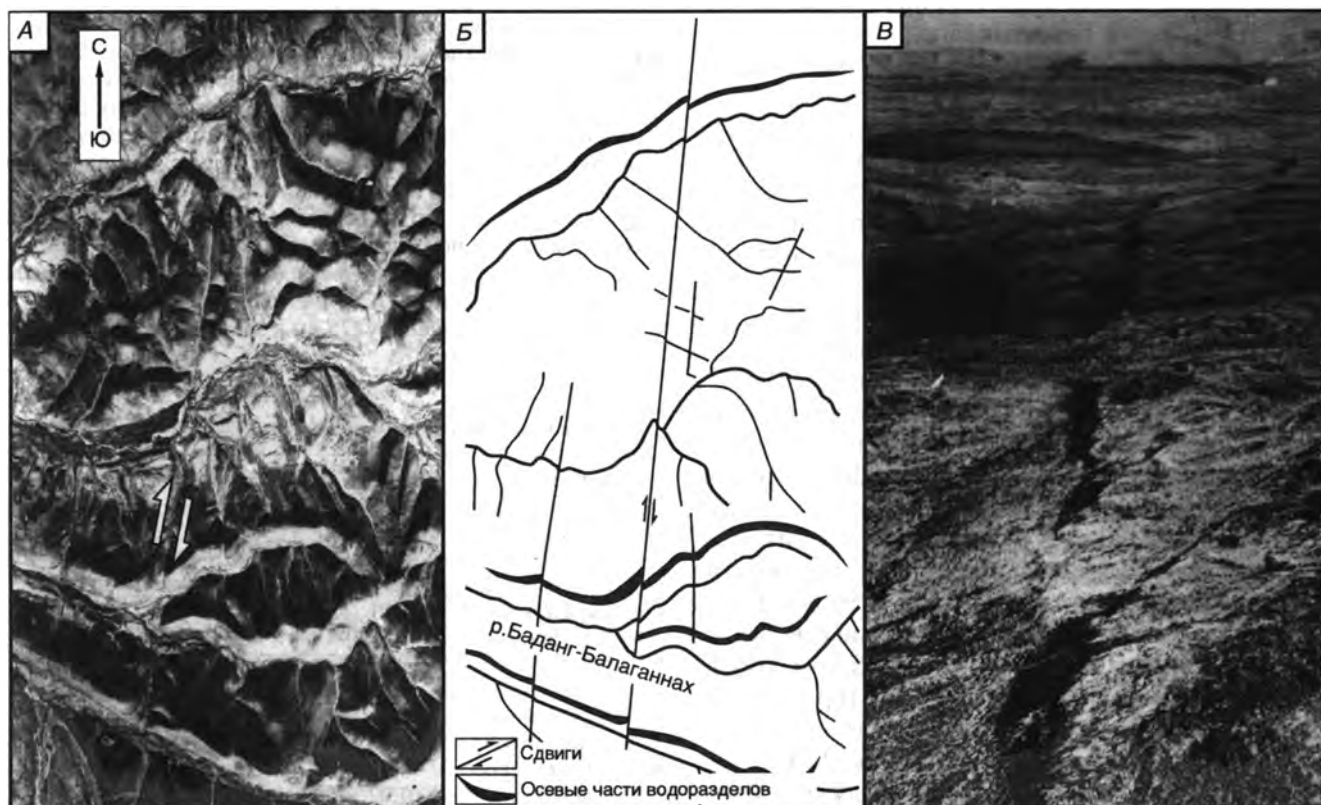


Рис. 2.7. Сейсмодислокация Бэрис

А – аэрофотоснимок сейсмодислокации в виде активного разлома, вскрытого на земной поверхности при Булунских землетрясениях 1927–1928 гг. Стрелками показано направление смещения вдоль плоскости разлома (Имаев и др., 1995). Б – фрагмент дешифрирования снимка А. В – сейсмогенные трещины растяжения, фиксируемые в зоне Хараулахских разломов, где возникла сейсмодислокация Бэрис (Имаев и др., 1995)

В направлении с севера на юг также обнаруживается переход напряжений растяжения (молетрясения в губе Буор-Хая) в сжатие (землетрясение 06.04.1986 г.) в районе Найбы, где отмечены надвиговые подвижки. Еще юго-восточнее в пределах сейсмической зоны хр. Черского наблюдается устойчивое поле тектонических напряжений сжатия, которое выдерживается от губы Буор-Хая моря Лаптевых до Камчатки, а в очагах землетрясений наблюдаются подвижки типа сдвигов, надвигов и взбросов (Козьмин, 1984).

Разнообразие фокальных механизмов показывает, что территория Хараулахской сейсмической зоны находится в области влияния разных тектонических напряжений, где сказывается воздействие процессов растяжения, происходящих в хр. Гаккеля, и сжатия, фиксируемых в сейсмической зоне хр. Черского (Парфенов и др., 1988а). На земном шаре подобные области встречаются редко. К ним, например, относятся район Афарского рифта (Восточная Африка), структуры которого взаимосвязаны со структурами срединно-океанического хребта в Индийском океане, и район Северной Калифорнии, где северное окончание Восточно-Тихоокеанского поднятия через разлом Сан-Андреас соединяется с системой срединно-океанических хребтов Горда, Хуан-де-Фука и Эксплорер в Тихом океане.

Признаком активности любого разлома может служить приуроченность к нему сейсмопроявлений и дислокаций, образованных в результате воздействия сильных землетрясений на земную поверхность. Известно, что следы сильных землетрясений (современные и палеосейсмодислокации) обычно сохраняются в рельефе длительное время (возможно тысячи лет) и могут свидетельствовать об активизации тектонических структур в то время, к которому относится возраст этих дислокаций (Хромовских и др., 1979), а также существенно дополнять инструментальные наблюдения над местными землетрясениями (Солоненко, 1974). Это позволяет более объективно оценивать сейсмическую опасность таких малообжитых и слабоизученных территорий, как Якутия, где крупные сейсмические события происходят сравнительно редко, и существенно дополнить немногочисленные данные сейсмостатистики, свидетельствующие о высоком уровне сейсмичности исследуемого района. В районе Хараулахской сейсмической зоны установлен ряд характерных сейсмодислокаций (рис. 2.7).

Анализ сейсмодислокаций, наряду со сеймостатистическими и геолого-структурными данными, позволяет сделать вывод о том, что Хараулахская сейсмическая зона способна генерировать землетрясения с максимальными магнитудами 7,1–7,5.

Структура эпицентрального поля сейсмической зоны хр. Черского (СЗЧ) крайне неоднородна. На схеме (см. рис. 2.1) наглядно видно, что эпицентры землетрясений неравномерно располагаются на территории: на одних участках их концентрация повышена, на других они практически отсутствуют, хотя в целом они образуют единую дугообразную полосу, протягивающуюся с северо-запада от Хараулахского хребта (Северное Верхоянье) на юго-восток к Камчатскому полуострову. С начала XX в. в пределах СЗЧ зафиксировано около 8 тысяч местных сейсмических событий.

На общем фоне слабой сейсмичности СЗЧ выделяется ряд сильных землетрясений, интенсивность которых могла достигать в эпицентре 7–9 баллов (табл. 2.1).

Ямское землетрясение. В “Каталоге землетрясений Российской империи” И.В. Мушкетова и А.Н. Орлова (1893) сообщалось, что 28 ноября 1851 г. “весьма сильное землетрясение” произошло “в селениях Охотского округа по всему берегу Охотского моря, от Тауйского форпоста до Туманского на расстоянии 700 верст...”. В Ямской крепости в “доме священника упала труба”, а в “30 верстах от крепости землянки рассыпались, и лед на реке сломало”.

Булу́нские землетрясения. Газета “Автономная Якутия” от 29 января и 12 февраля 1928 г. сообщала о сильных землетрясениях на севере Якутии: “14 ноября 1927 г. в 9 часов утра (по местному времени) граждане Булуна, Кюсюра и окрестностей были сильно встревожены значительными колебаниями почвы, сопровождающимися сильными толчками, дрожанием, гулом. Всего за день было четыре толчка (...) 15 ноября в 6 час. 47 мин. (...) и в 7 час. 20 мин. снова повторение толчков, сотрясение стен, дрожание почвы, но в незначительной степени. В горах Хараулаха отмечен ряд обвалов”.

Адычанское землетрясение отмечено 12 февраля 1951 г. в бассейне р. Адычи, правого притока Яны. В ближайшем к эпицентру (75 км к западу) пос. Аргыс-Хая

Таблица 2.1

7–9-балльные землетрясения сейсмической зоны хр. Черского

Название	Дата	M	S, тыс. км ²	I ₀
Ямское	27.11.1851	6,5	150	8
Булу́нское-1	14.11.1927	6,8	50	8–9
Булу́нское-2	14.11.1927	6,8	50	8–9
Тауйское	03.11.1936	5,7	150	7–8
Адычанское	12.02.1951	6,4	300	8
Иргичанское	19.04.1962	6,2	60–80	7–8
Артыкское	18.05.1971	7,1	900	9
Кулинское	13.01.1972	5,7	200	7
Сеймчанское	19.06.1974	4,9	60	7
Гижигинское	19.08.1979	5,2	50	7
Оленёкское	01.02.1980	5,5	170	7
Купкинское	08.11.1981	5,4	180	7
Уяндинское	22.11.1984	5,4	130	7

Примечание: M – магнитуда землетрясений – площадь ошутимых сотрясений, I₀ – интенсивность землетрясения в эпицентре в баллах по шкале MSK-64.

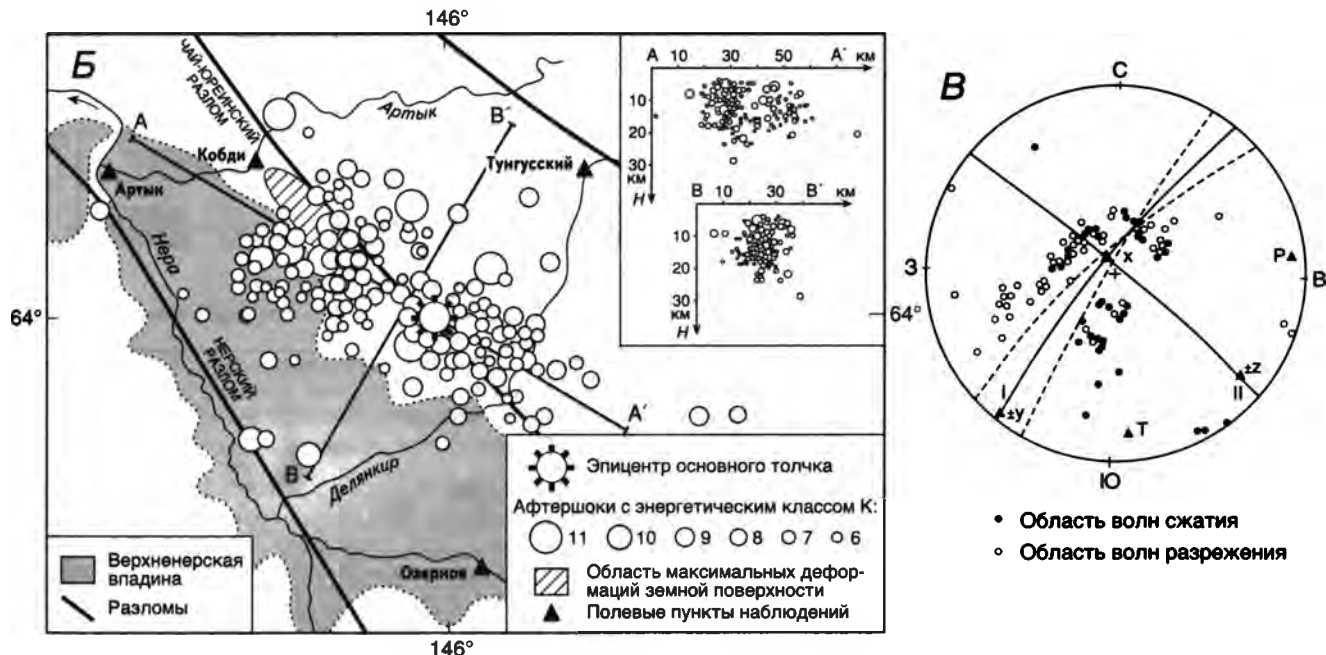
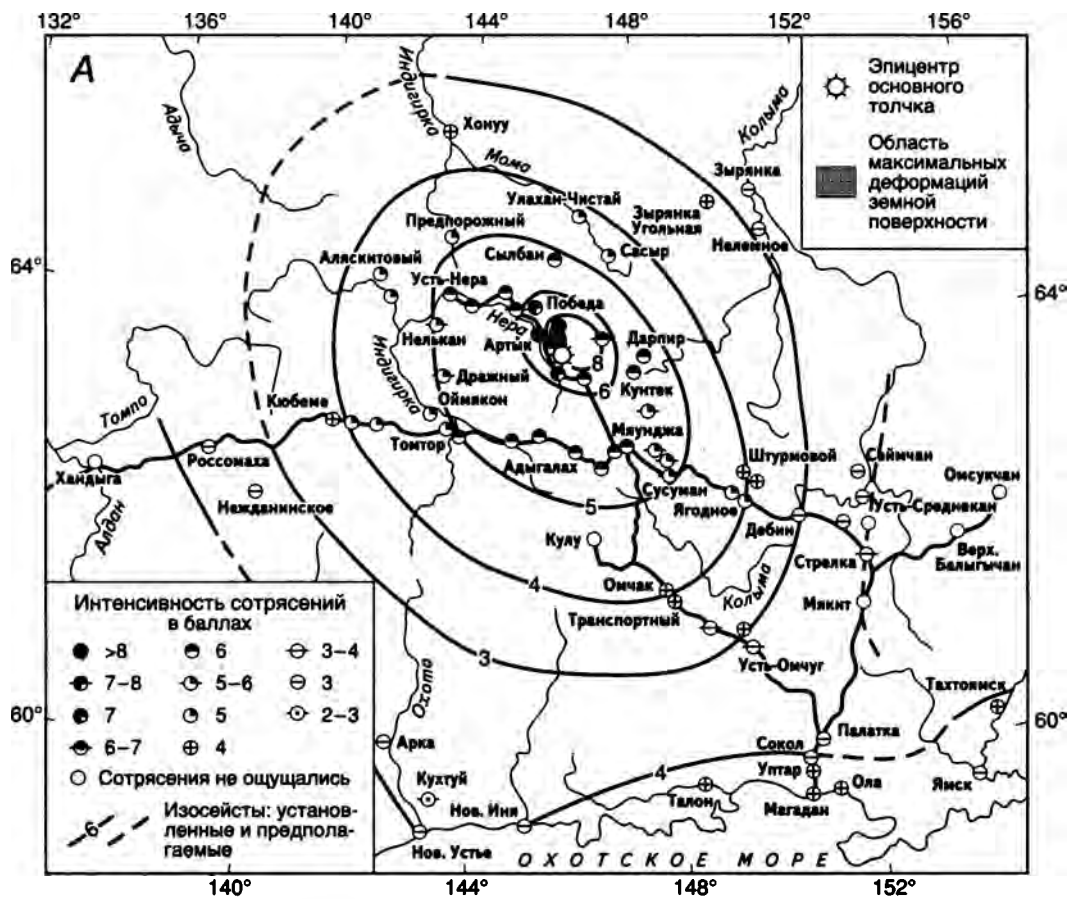


Рис. 2.8. Проявления Артыкского землетрясения 18 мая 1971 г.

А – карта изосейст; Б – карта эпицентров повторных толчков Артыкского землетрясения за 1971 г. На врезке показаны вертикальные сечения очаговой зоны вдоль (AA') и вкрест (BB') ее простирания. В – фокальный механизм землетрясения: P – положение вектора сжатия; T – положение вектора растяжения; I и II – ориентация возможных плоскостей разрыва

землетрясение проявилось силой в 7 баллов. Интенсивность толчка в 6 баллов наблюдалась в пос. Бургавли, 5 баллов – на участке Ерколоу, 4 балла – в Бала, Бахтахе, Батагае и др. (Кочетков, 1966).

Иргичанское землетрясение. Эпицентр приурочен к Иргичанской кайнозойской впадине, заключенной между Иргичанским и Селенныхским хребтами. Сила землетрясения в пос. Депутатском (75 км к юго-востоку) дос-

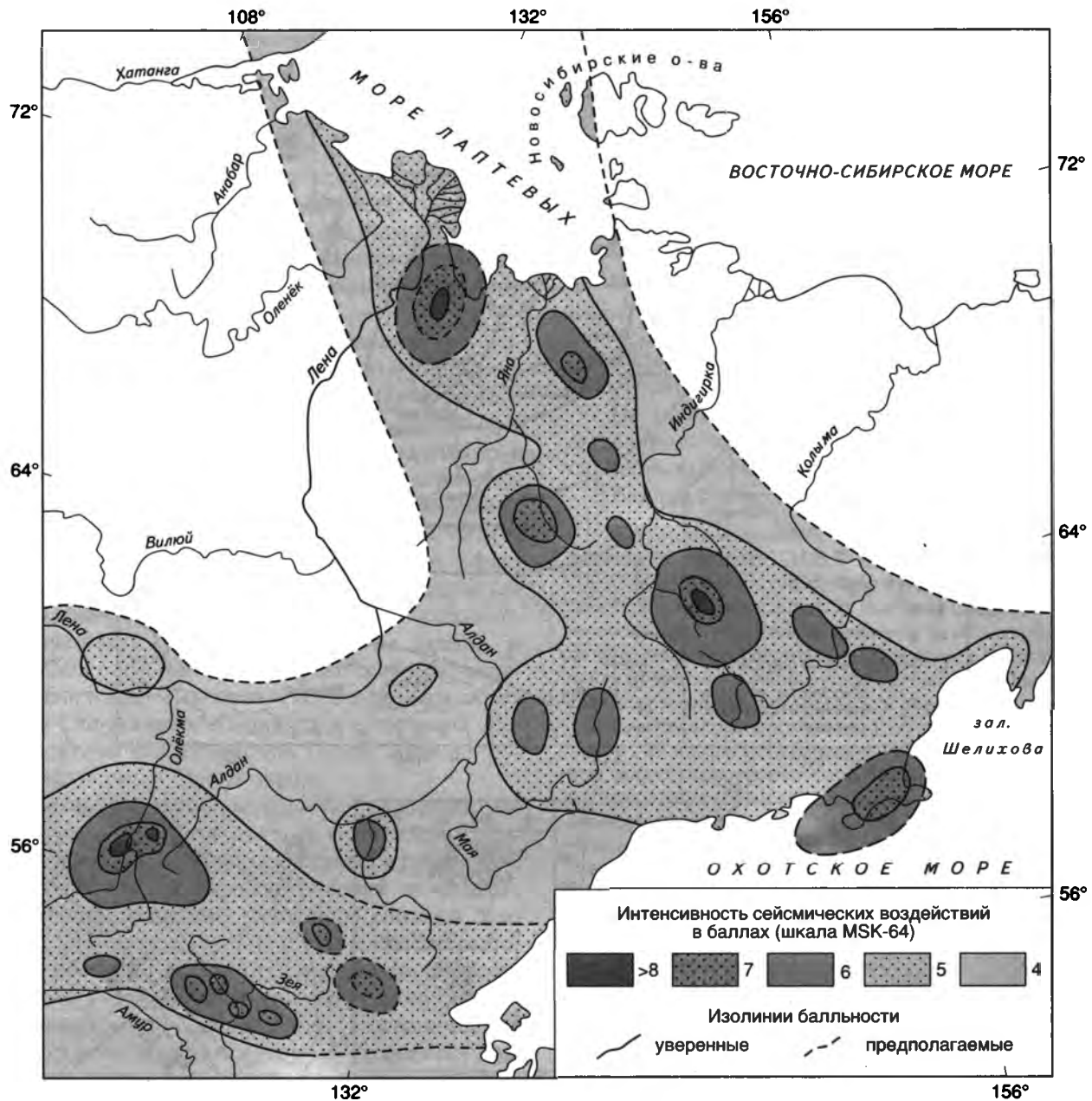


Рис. 2.9. Сводная схема изосейст сильных землетрясений сейсмических поясов северо-востока России

тигала 6 баллов. В населенных пунктах Киров, Семен-Кюель, Казачье и других оно проявилось силой в 5 баллов (Кочетков, 1966).

Артыкское землетрясение (самое крупное на северо-востоке России) произошло 18 мая 1971 г. Его интенсивность в эпицентре 9 баллов. Массовые срывы и оползни поверхностного слоя произошли в плейстосейстовой зоне на участке в 18 км². Образовались селевые потоки, мощность наносов которых в устьевых участках притоков ручья Кобди составляла 5–7 м. Толчок ощущался от пос. Хону (Республика Саха (Якутия)) до Магадана на территории площадью почти 1 млн км². В поселках Артык, Делянкир, Озерный и др. отмечены 7-балльные сотрясения (Козьмин, 1984). Изосейсты Артыкского землетрясения (рис. 2.8, А) имеют эллипсообразную форму, причем направление большой оси эллипса согласуется с северо-западным простиранием горных хребтов Черского.

После главного толчка в течение 1971 г. было зарегистрировано свыше 1500 афтершоков. Их распределение в пространстве и сеть временных сейсмостанций, установленных в эпицентральной зоне Артыкского землетрясения, показаны на рис. 2.8, Б. Повторные толчки образовали протяженную – более 60 км при ширине 30 км – эпицентральной область, расположенную между правыми притоками (Артык и Делянкир) р. Неры (бассейн р. Индигирки). Афтершоковая область оказалась вытянутой в северо-западном направлении от эпицентра основного события вдоль трассы Чай-Юреинского глубинного разлома.

Сечения области повторных толчков по глубине вдоль (АА') и вкрест (ВВ') простирания Чай-Юреинского разрыва (см. врезку к рис. 2.8, Б) показывают, что глубина залегания очагов афтершоков соответствует 4–29 км. Максимальная плотность гипоцентров приходится на глубины 10–18 км. Распределение афтершоков по глубине в

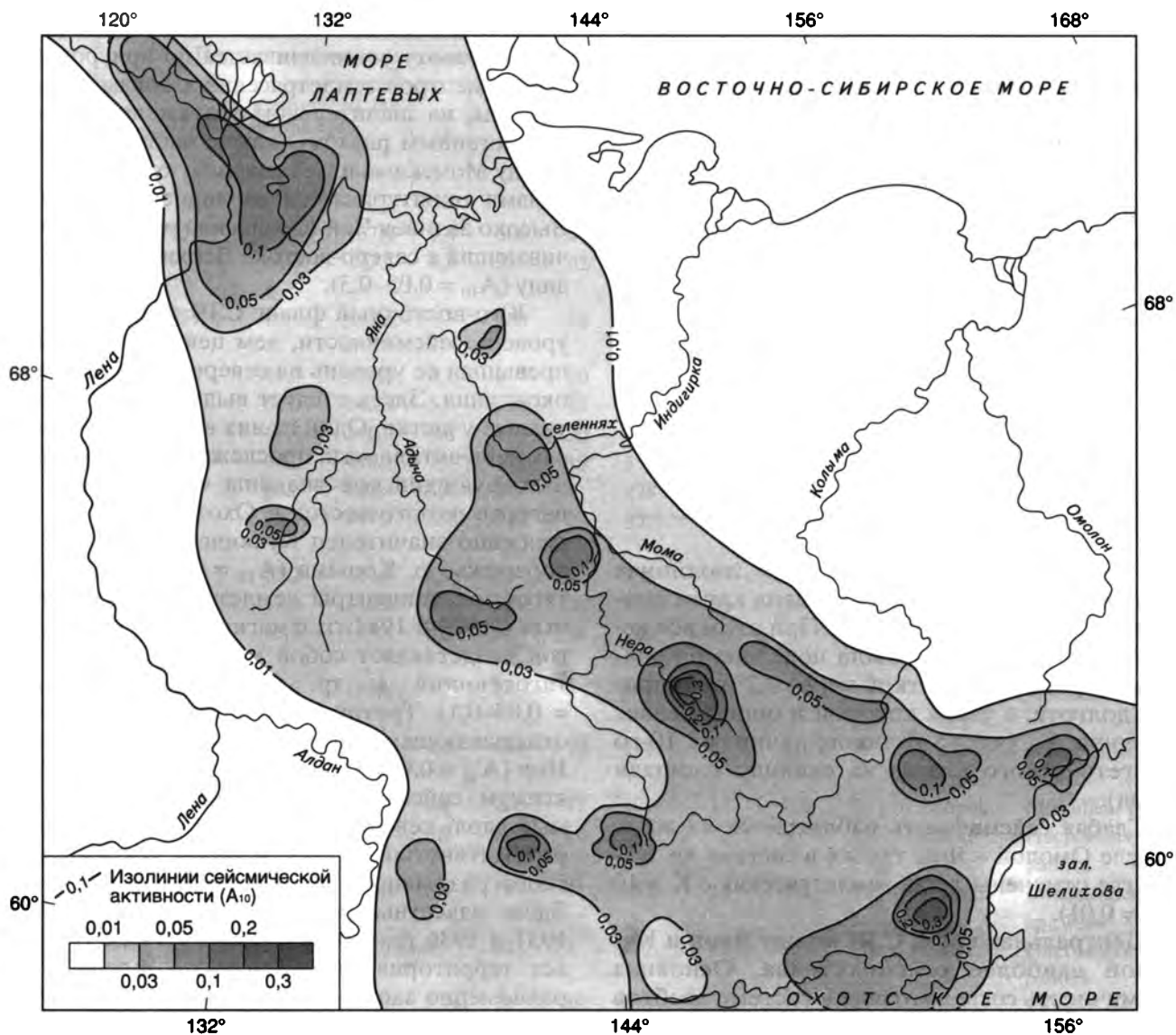


Рис. 2.10. Сейсмическая активность пояса Черского

сечении ВВ' свидетельствует, что плоскость скольжения Чай-Юреинского разлома практически вертикальна, что является характерным признаком сдвига. Это подтверждает также фокальный механизм Артыкского землетрясения (рис. 2.8, В). Сравним параметры названного фокального механизма и пространственную ориентацию области афтершоков с морфо-кинематической характеристикой Чай-Юреинского разлома, к которому приурочено Артыкское землетрясение. Поверхностью скольжения в очаге является плоскость II (простираение 308° , падение -38° , угол падения 86°), что находится в хорошем согласии с элементами залегания разлома (простираение 330° , угол падения 90°). Этому не противоречит ориентация в пространстве зоны повторных толчков (азимут простираения ее большой оси 300°), при этом она была вытянута вдоль трассы разлома на расстояние 60 км. Совокупность перечисленных данных позволяет определить кинематику Чай-Юреинского разлома как левый сдвиг.

На основании макроэффектов, наблюдавшихся на земной поверхности при сильных землетрясениях на всей территории Якутии, вклю-

чая Хараулахскую зону, СЗЧ и ОСЗ, была составлена сводная схема изосейст (рис. 2.9). Максимальная интенсивность на северо-востоке (более 8–9 баллов) наблюдалась в Северном Верхоянье (Булунские землетрясения 1927–1928 гг.) и верховьях р. Индигирки (Артыкское землетрясение 1971 г.). 6–7-балльные участки сотрясений, как правило, окаймляли эпицентральные зоны сильных сейсмических событий, которые имели место в бассейнах рек Лена, Яна, Индигирка и Колыма. Зона 5-балльной интенсивности охватывает большую часть сейсмического пояса Черского – от дельты р. Лены до Охотского моря. 4-балльные возмущения зафиксированы на всей территории северо-востока Азии между морями Лаптевых и Охотским.

Рассмотрим распределение очагов землетрясений в СЗЧ в пространстве на основе карты сейсмической активности (рис. 2.10).

Таблица 2.2

**Глубины возникновения очагов землетрясений
Хараулахской сейсмической зоны и сейсмической зоны
хр. Черского**

Район	Интервал, км
Губа Буор-Хая моря Лаптевых	(5–23) ± 5
Найбинский кряж	(15–18) ± 5
Туостахская впадина	21 ± 8
Хр. Черского (Артыкское землетрясение 18.05.71 г.)	22 ± 5
Афтершоки Артыкского землетрясения	(4–29) ± 3
Афтершоки Кулинского землетрясения 13.01.72 г.	(10–25) ± 5
Северное Приохотье	10–27
Север Камчатки	0–50

Для построения этой карты в изолиниях активности A_{10} была использована карта эпицентров землетрясений СЗЧ. При этом вся исследуемая территория была поделена на участки координатной сеткой через $0,2^\circ$ по широте и долготе, в узлах которой и определялась величина A_{10} (число толчков, начиная с 10-го энергетического класса на единицу площади за год).

Слабая сейсмичность наблюдается на водоразделе Омолой – Яна, так же в системе хр. Кулар, где отмечены лишь землетрясения с $K > 10$ ($A_{10} = 0,01$).

Центральная часть СЗЧ между Яной и Колымой наиболее сейсмоактивна. Основная сейсмичность сосредоточена в системе хребтов Черского. Максимальная концентрация эпицентров землетрясений приходится на ее юго-восточный фланг (Артыкское поле эпицентров), где отмечены самые сильные землетрясения 1913, 1970 и 1971 гг. с $M = 5,6–7,1$. Здесь расположен максимум сейсмической активности 0,1–0,3. В Момском хребте за 26 лет инструментальных наблюдений зарегистрировано немногим больше 30 сейсмических событий. Их энергия в очаге не превышает 10^{11} Дж ($A_{10} = 0,01$). Практически слабосейсмична система Момских впадин, где в основном активны борта этих депрессий. Идентичная ситуация имеет место в Неннелинской, Туостахской, Ольджейской и Томмотской депрессиях. Напротив, высокая активность регистрируется в Верхнеадычанской ($A_{10} = 0,05$), Верхнерской ($A_{10} = 0,05$) и Иргичанской впадинах ($A_{10} = 0,05$). К ним приурочены крупные сейсмические события, происшедшие в 1951–1971 гг. в интервале магнитуд 6,3–7,1.

Ряд разрывных нарушений СЗЧ обладают высокой тектонической и сейсмической активно-

стью. Подвижность таких дизъюнктивов в современную эпоху устанавливается по приуроченности эпицентров землетрясений к зонам их влияния. Так, на значительном протяжении является сейсмогенным разлом Улахан, часть его трассы между Момскими и Сеймчано-Буюндинской впадинами оконтуривается изолинией $A_{10} = 0,05$. Высоко активен Чай-Юреинский разлом, ограничивающий с северо-востока Верхнерскую впадину ($A_{10} = 0,05–0,3$).

Юго-восточный фланг СЗЧ имеет меньший уровень сейсмичности, чем центральная часть, превышая ее уровень на северо-западном своем окончании. Здесь следует выделить четыре активных участка. Один из них включает ряд максимумов активности, прослеживаемых от Сеймчано-Буюндинской впадины через Колымское нагорье на юго-восток к Охотскому морю, где особенно значителен Купкинский узел на правом берегу р. Колыма ($A_{10} = 0,05–0,1$). К нему тяготеют эпицентры землетрясений, отмеченных в 1979 и 1981 гг. с магнитудой 5,0–5,4. Другой представляет собой максимум активности, тяготеющий к хр. Сунтар-Хаята ($A_{10} = 0,03–0,1$). Третий – субдолготный максимум, охватывающая бассейны рек Охоты, Ульбеи и Ини ($A_{10} = 0,03$). Последний – субширотный максимум сейсмической активности, наблюдаемый вдоль северного побережья Охотского моря и вытянутый по простиранию Челомджа-Ямского разрывного нарушения ($A_{10} = 0,05–0,3$). Здесь известны сильные землетрясения 1851, 1931 и 1936 гг. с магнитудами 5,5–6,5. В целом вся территория юго-восточного фланга СПЧ равномерно заполнена эпицентрами слабых землетрясений с $K \leq 10$. Обращает на себя внимание высокий уровень сейсмической активности, наблюдаемый в Сеймчано-Буюндинской, Тасканской впадинах и их горных обрамлениях, а также в цепочке неогеновых и четвертичных впадин в долинах рек Челомджа, Кава, Тауя и Яма, впадающих в Охотское море. Ширина зоны вдоль северного побережья Охотского моря, “заполненной” эпицентрами землетрясений, около 600 км. Указанная зона может отвечать тройному сочленению Евразийской и Северо-Американской плит, а также Охотоморского блока.

Все землетрясения СЗЧ возникают в пределах земной коры (табл. 2.2), мощность которой, по отдельным оценкам, около 30 км (Суворов, Корнилова, 1986; Maskey et al., 1998). На основе сейсмо-статистических данных о землетрясениях в интервале энергетических классов $K = 8–12$, происшедших в 1964–1996 гг., а также сведений об известных сильных землетрясениях за последние 100 лет были выполнены приближенные расчеты средней повторяемости крупных событий для территории,

Параметры фокальных механизмов землетрясений сейсмического пояса Черского

№ п/п	Дата	Координаты эпицентра, град		M	σ_1		σ_2		σ_3		Тип подвижки в очаге	Источник
		с.ш.	в.д.		Аз ⁰	е ⁰	Аз ⁰	е ⁰	Аз ⁰	е ⁰		
1	12.02.1951	65,8	137,0	6,4	306	68	316	13	222	18	Взброс	Мишарина, 1967
2	14.04.1951	61,3	137,4	6,5	35	62	218	28	103	39	Взброс	Koz'min et al., 1996
3	30.10.1959	66,0	137,5	5,3	350	75	344	16	255	0	Взброс	Мишарина, 1967
4	19.04.1962	69,5	139,0	6,2	0	80	336	8	250	5	Взброс	"
5	09.09.1968	66,0	142,0	5,0	139	49	294	39	34	13	Надвиг	Козьмин, 1984
6	05.06.1970	63,4	146,0	5,6	153	30	343	60	246	4	Надвиг	"
7	18.05.1971	64,0	146,1	7,1	173	10	331	80	82	4	Сдвиг	"
8	30.09.1971	61,6	140,4	5,6	24	8	228	82	115	5	Сдвиг	"
9	13.01.1972	61,9	147,1	5,7	310	2	45	62	218	29	Сдвиго-сброс	"
10	19.06.1974	63,2	150,9	4,9	10	9	236	77	102	9	Сдвиг	"
11	21.01.1976	67,8	140,2	5,2	309	20	185	58	49	24	Сдвиг	"
12	18.11.1977	60,2	143,4	4,7	315	38	209	18	97	45	Сбросо-сдвиг	Настоящая работа
13	19.08.1979	61,6	158,8	5,2	84	4	347	58	177	22	Сдвиго-сброс	Козьмин, 1984
14	07.10.1979	64,9	143,9	4,8	304	70	111	27	210	1	Взброс	Настоящая работа
15	22.05.1981	61,2	156,6	5,1	106	77	190	12	199	2	Взброс	Mcsmullen, 1985
16	29.08.1981	65,4	136,5	4,7	104	26	240	57	4	19	Сдвиг	Настоящая работа
17	08.11.1981	61,9	153,6	5,4	117	41	263	34	5	17	Надвиг	Владимирова и др., 1984
18	03.09.1982	66,8	133,0	4,5	72	5	177	67	339	20	Сдвиг	Настоящая работа
19	25.03.1983	63,6	149,9	4,7	70	46	273	42	172	11	Взброс	То же
20	22.11.1984	68,5	140,9	5,4	316	43	112	40	208	18	Надвиг	Dziewonski et al., 1985
21	02.12.1984	63,3	150,7	5,2	283	60	88	29	356	2	Взброс	Настоящая работа
22	24.06.1985	65,2	144,0	4,7	156	45	74	80	355	45	Надвиг	То же
23	07.01.1999	67,8	141,2	5,4	210	77	115	1	25	13	Взброс	Данные USGS

Примечание: M – магнитуда землетрясения; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – оси тектонических напряжений: растяжения, промежуточного и сжатия; Аз – азимут оси напряжения; е – угол между направлением оси напряжения и горизонтальной плоскостью. Номера землетрясений соответствуют приведенным на рис. 2.11.

занимаемой Хараулахской зоной и СЗЧ, и отдельно для сейсмической зоны хр. Черского.

В пределах Хараулахской зоны и СЗЧ следует ожидать появления землетрясений 14-го, 15-го, 16-го и 17-го классов через 5, 13, 36 и 105 лет соответственно. Указанная частота повторений сильных событий примерно совпадает с подобными данными для Байкальской рифтовой зоны (Голенецкий, 1978) и в 15 раз реже, чем в Камчатском желобе (Бунэ, Горшков, 1980). В СЗЧ период между предполагаемыми событиями больше, так

как сильные землетрясения могут происходить один раз в 17, 51, 155 и 456 лет (соответственно 14-й, 15-й, 16-й и 17-й энергетические классы), что в 3 раза реже, чем в Байкальском рифте.

Фокальные механизмы землетрясений СЗЧ. Напряженное состояние земной коры СЗЧ исследовалось по механизмам очагов землетрясений с использованием теории дислокаций (Балакина и др., 1972). Оценки параметров фокальных механизмов, полученные из диаграмм, обобщены в табл. 2.3, где также помещены сведения о

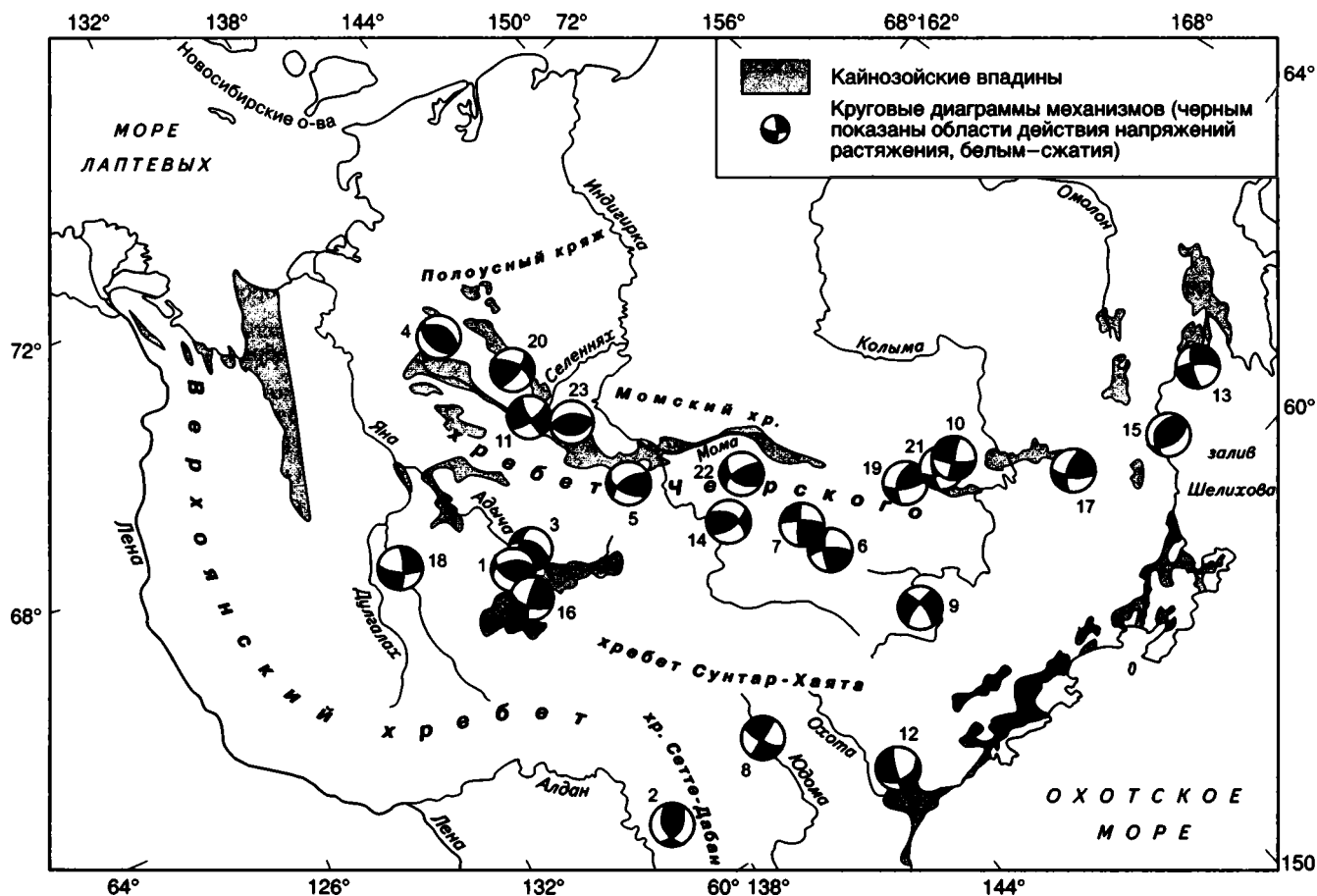


Рис. 2.11. Фокальные механизмы землетрясений сейсмической зоны хр. Черского
Цифры возле диаграмм соответствуют порядковым номерам в табл. 2.3

механизмах, заимствованные у других авторов. 70% выполненных определений относится к классу точности А (положение осей главных напряжений по азимуту, зениту и горизонту варьировало не более, чем на 10°), остальные к классу В (вариации находились в пределах $15\text{--}30^\circ$). Сведения из табл. 2.3 отражены на рис. 2.11, где показаны сферограммы фокальных механизмов землетрясений и элементы рельефа СЗЧ. Для землетрясений сейсмической зоны Черского характерно, что все они происходят в условиях устойчивого северо-восточного сжатия. При этом сжимающие усилия близки к горизонтальным или умеренно наклонным (углы падения $3\text{--}44^\circ$) и действуют вкрест простирания структурных элементов территории. Напряжения растяжения ориентированы как горизонтально, так и почти близвертикально по отношению к земной поверхности (углы падения $2\text{--}85^\circ$). Оси промежуточного напряжения имеют беспорядочную пространственную ориентацию и широкий интервал углов падения – от 0 до 82° . При этом названная ориентация напряжений в очагах землетрясений господствует на всем протяжении СЗЧ от Северного Верхоянья до Охотского моря.

Выявленная система взаимодействия главных тектонических напряжений позволяет утверждать, что большинство фокальных механизмов землетрясений в СЗЧ соответствует взбросам, надвигам и сдвигам. Из 23 таких определений 39% составляют взбросы, 30% – сдвиги, 17% – надвиги, остальные – сочетание сдвигов и сбросов (14%). Полученные материалы свидетельствуют, что сейсмический процесс в СЗЧ протекает в условиях сжатия. Его реализацией служит появление на исследуемой территории в современную эпоху систем левых сдвигов в сочетании с надвигами и взбросами. При этом устанавливается два типа напряженного состояния земной коры, один из которых связан с ее растяжением на шельфе моря Лаптевых и в хр. Гаккеля в Северном Ледовитом океане, а другой – ее сжатием в континентальной части Северо-Восточной Азии. Смена поля тектонических напряжений растяжения на сжатие происходит вблизи губы Буор-Хая (Cook et al., 1986; Parfenov et al., 1988).

В последнее десятилетие в процессе геологических работ и полевых наблюдений в пре-

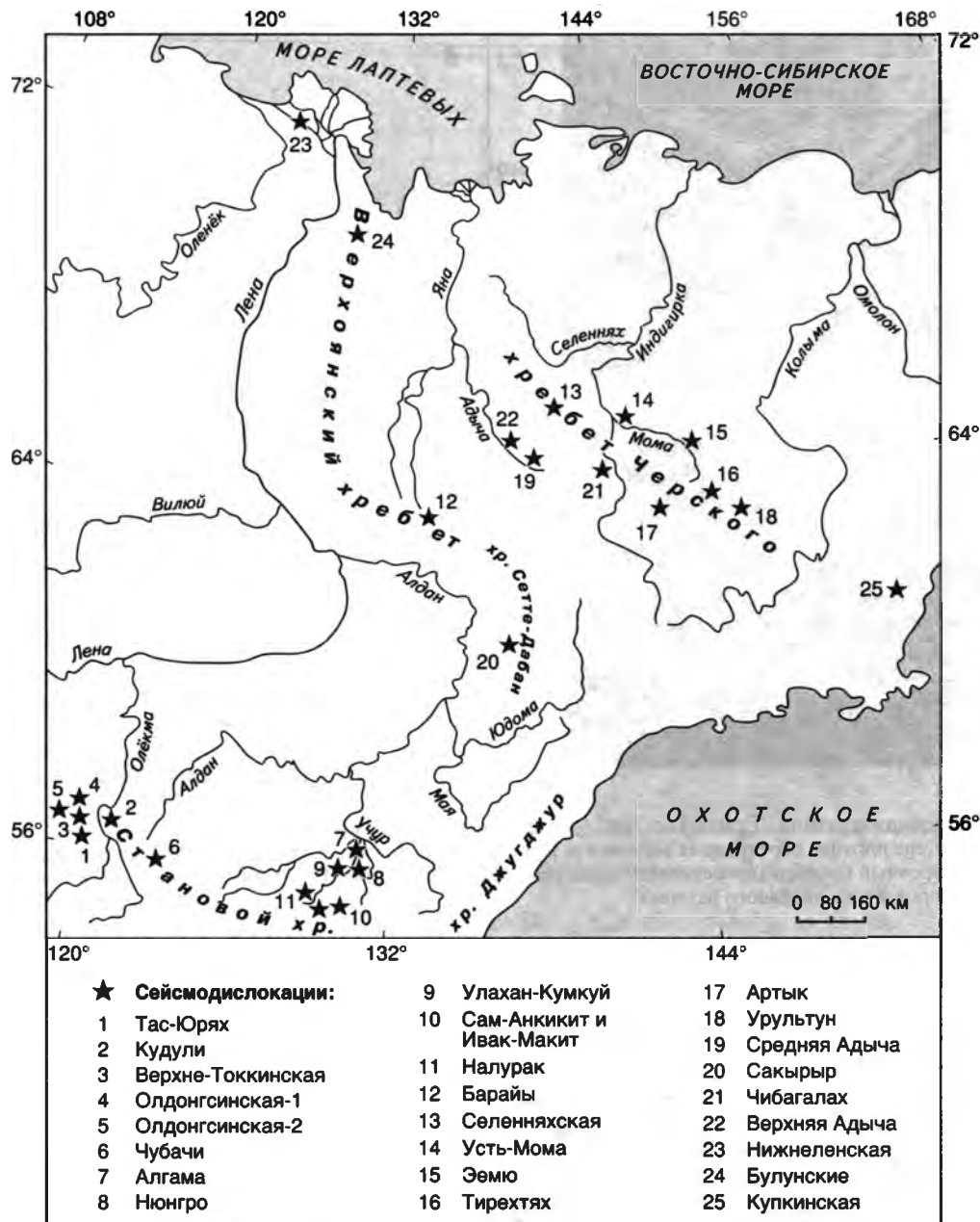


Рис. 2.12. Схема расположения сейсмодислокаций сейсмической зоны хр. Черского и Олёкмо-Становой сейсмической зоны

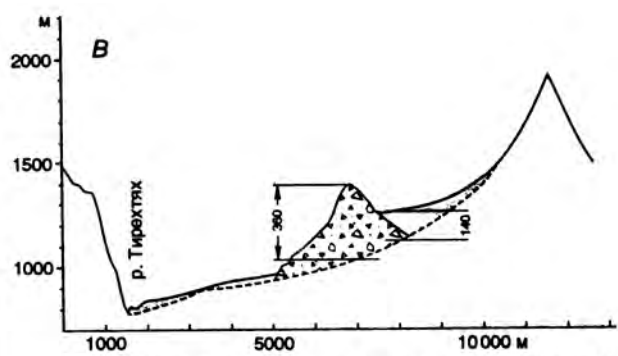
делах сейсмической зоны хр. Черского установлен ряд отчетливо выраженных в рельефе сейсмодислокаций (рис. 2.12, 2.13).




БАЙКАЛО-СТАНОВОЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПОЯС

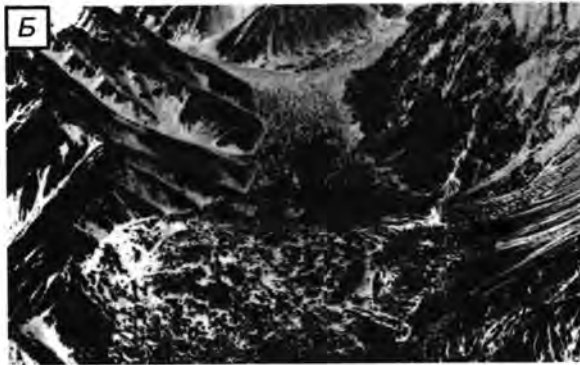
ОЛЁКМО-СТАНОВАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ ЗОНА

Байкало-Становой сейсмический пояс, отделяющий Евразийскую плиту на севере от Амурского блока на юге (Зоненшайн, Савостин, 1979; Парфенов и др., 1985), на территории Якутии

представлен своим восточным окончанием, известным как Олёкмо-Становая сейсмическая зона (ОСЗ). Она протягивается на 1000 км в субширотном направлении вдоль южной окраины республики от р. Олёкмы на западе к Удской губе Охотского моря на востоке. ОСЗ существенно отличается по сейсмическому режиму от расположенной к западу от нее Байкальской рифтовой зоны. В Байкальской рифтовой зоне ежегодно происходит более 2000 землетрясений с энергетическим классом $K \geq 8$, в то время как в ОСЗ число таких событий в год не превышает 500. Наибольшая магнитуда M землетрясений в Байкальском рифте соответствует величине 7,6–7,8



 Глыбы мраморизованных известняков, слагающих тело завала
 Валунно-галечные, песчаные аллювиальные, пролювиальные и озерные отложения подпрудного бассейна
 Восстановленное положение дневной поверхности, существовавшей до завала







Плотность трещин, %
 1-3  3-5  5-10  >10

Рис. 2.13. Сейсмогенная плотина “Ерюн-Тас-Тас” (сейсмодислокация Тирехтях)

А – вид спереди, где плотина перекрывает верховья р. Ерюн-Тас-Тас; Б – вид сверху (обвал, перекрывший долину реки и стенка отрыва); В – поперечный профиль, проведенный через сейсмогенную плотину (Важенин, Смирнов, 1987); Г – диаграмма трещиноватости горных пород в зоне активного разлома

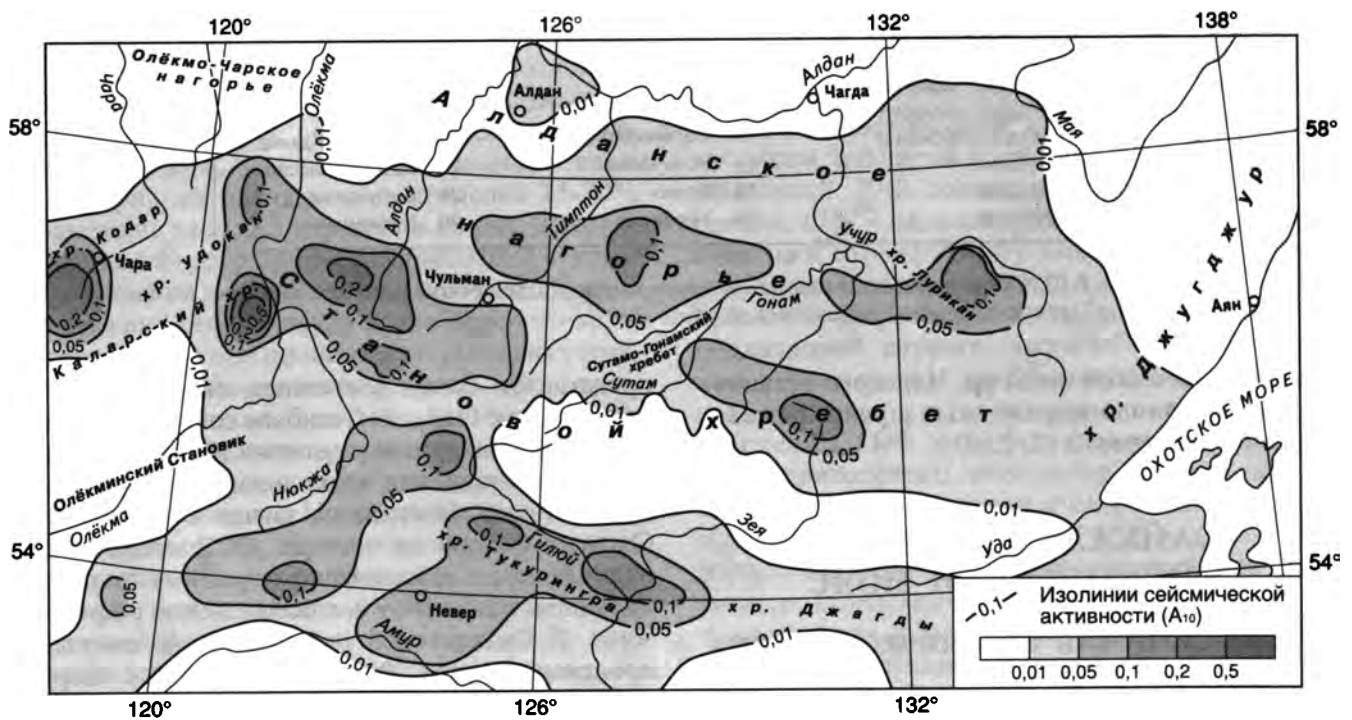
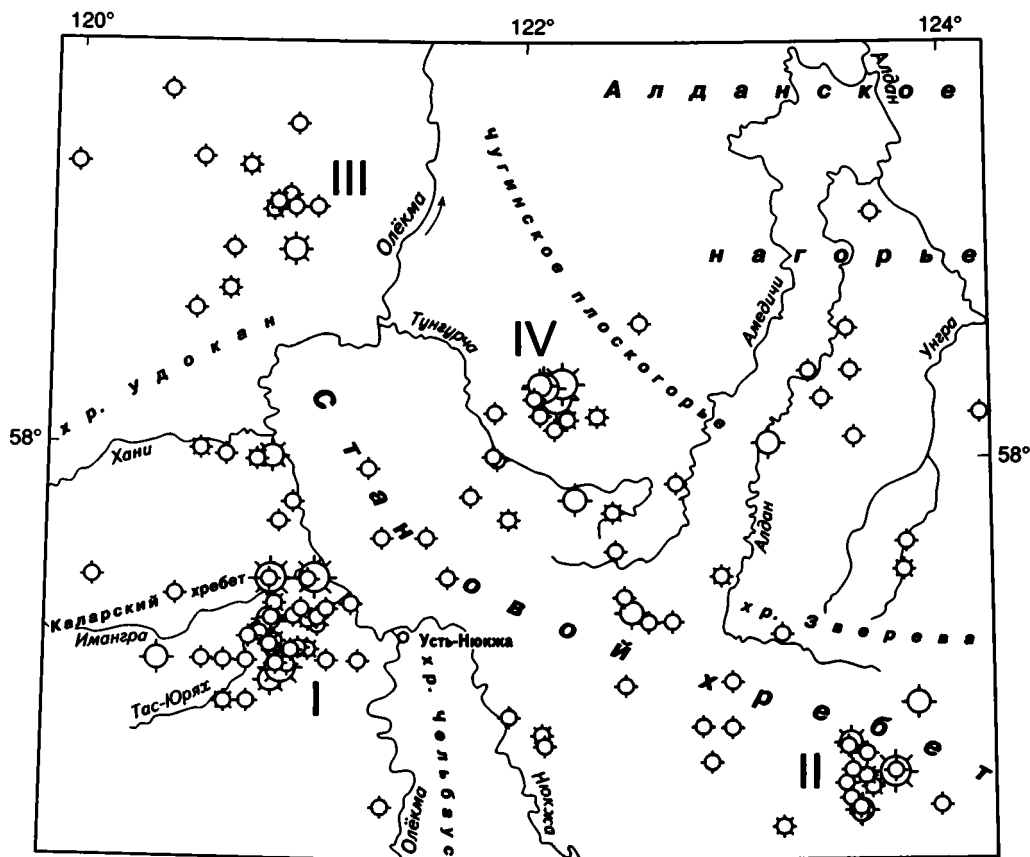


Рис. 2.14. Сейсмическая активность Олёкмо-Становой сейсмической зоны



Эпицентры землетрясений с энергетическим классом ($K = \lg E$, Дж)

☀ $K = 15-17$ ○ $K = 14$ ⊗ $K = 13$ ⊖ $K = 12$ ⊕ $K = 11$ ◊ $K = 10$

Рис. 2.15. Эпицентры сильных землетрясений западного фланга Олёкмо-Становой сейсмической зоны 1958–1997 гг.

I–IV – эпицентральные поля (сгущение эпицентров землетрясений): I – Олёкминское; II – Ларбинское; III – Тас-Миелинское; IV – Южно-Якутское

(Муйское землетрясение 1957 г. $M = 7,6$; Моготское землетрясение 1967 г. $M = 7,8$). В ОСЗ значения магнитуд не превышают 7,0 (Тас-Юрхское землетрясение 1967 г. $M = 7,0$).

Первые сведения о землетрясениях в Южной Якутии имеются в “Каталоге землетрясений Российской империи” И.В. Мушкетова и А.Н. Орлова (1893), где эти события относятся к 1779 и 1849 г. В “Атласе землетрясений в СССР” (Саваренский и др., 1962) приведены сведения о землетрясениях восточного фланга Станового хребта, которые произошли в 1937 и 1939 г. в Токинском Становике вблизи оз. Бол. Токо, а также данные о двух сильных землетрясениях 1958 г., отмеченных в среднем течении р. Олёкмы с интенсивностью в эпицентре до 9 баллов.

Эпицентры землетрясений ОСЗ располагаются в виде широкой (до 200 км) полосы, протягивающейся на 800–1000 км к востоку от Байкальского рифта к Охотскому морю (см. рис. 2.1). Все землетрясения отмечены здесь в пределах Станового хребта и примыкающего к нему Алдано-Учурского плато. За последние 30 лет ин-

струментальных наблюдений здесь зарегистрировано более 12 тыс. событий. На основе карты эпицентров землетрясений построена карта сейсмической активности A_{10} (рис. 2.14), показывающая число подземных толчков с $K \geq 10$ за год, происшедших в пределах элементарной площадки размером $0,2 \times 0,4^\circ$, на которые была разбита территория исследований. На карте активности в изолиниях A_{10} отчетливо выявляется территория, занятая ОСЗ. Различаются следующие крупные максимумы сейсмичности: Олёкминский (I), Ларбинский (II), Тас-Миелинский (III), Южно-Якутский (IV) (рис. 2.15), в которых значения сейсмической активности достигают 0,1–0,5.

Наибольшая активность зафиксирована в районе левобережья среднего течения р. Олёкма (междуречье Тас-Юрхья–Имангра, левые притоки Олёкмы), где обычно регистрируется до 80–100 толчков в год (максимальное значение $A_{10} = 0,5$). Среди них отмечено несколько крупных сейсмических катастроф, в их числе: 9–10-балльные Олёкминское и Нюкжинское 1958 г. с $M = 6,5$ и Тас-Юрхское 1967 г. с $M = 7,0$ землетрясения, ко-

Таблица 2.4

Глубина очагов землетрясений Олёкмо-Становой сейсмической зоны

Район	Интервал глубин, км
Среднее течение р. Олёкмы	(8–31) ± 2
Олёкмо-Чарское нагорье	(11–25) ± 8
Становой хребет (Южно-Якутский надви́г, Чульманская депрессия, район Южно-Якутского землетрясения 1989 г.)	(20–30) ± 10
Становой хребет (район Ларбинского землетрясения 1971 г.)	(8–23) ± 5
Становой хребет (Кряж Зверева, восточное окончание Чульманской впадины)	(11–23) ± 5
Учурский район	(20–25) ± 10

торые сопровождалось многочисленными афтершоками, а также 7-балльное Дырындинское землетрясение 1987 г. с $M = 5,2$. На южных склонах Станового хребта к югу от истоков р. Алдан в верховьях р. Нижней Ларбы (бассейн р. Ньюжа) локализовано скопление эпицентров землетрясений, возникшее при Ларбинском событии 1971 г. с магнитудой 5,9 ($A_{10} = 0,1$).

Другой активный участок в бассейне р. Тас-Миеле (левый приток р. Олёкмы) локализован на Олёкмо-Чарском нагорье в 100 км севернее района среднего течения р. Олёкмы. Магнитуда местных землетрясений, отмеченных здесь, не превышала 4,9. Сейсмическая активность A_{10} равна 0,1. Восточнее, между реками Олёкма и Алдан выявляется активный участок района Южно-Якутского землетрясения 1989 г. с $M = 6,6$, после которого отмечено свыше 5 тыс. афтершоков (5 из них имели магнитуду в интервале 4,0–6,0). Он расположен в пределах одного из крупных максимумов сейсмической активности ($A_{10} = 0,1–0,2$), охватывающего верховья рек Тунгурча и Алдан.

На территории центральной части и юго-восточного фланга Олёкмо-Становой сейсмической зоны выделяются три крупных участка концентрации эпицентров землетрясений: в центре Алданского нагорья, в районе Токинского Становика вблизи оз. Бол. Токо и в бассейне среднего течения р. Учур. Первый из них – тяготеет к правобережью р. Тимптон в центре Алданского нагорья. Ему соответствует сейсмическая активность, имеющая величину 0,05–0,1. Здесь, в основном, фиксируется значительное количество слабых землетрясений с $M \leq 3$ (около 20–30 в год). Число ощутимых событий с $M = 4,0–4,5$ составляет единицы и лишь одно Усмунокское землетрясение 1972 г. имело $M = 4,9$. Второй участок концентрации очагов землетрясений отмечается в районе Токинского Становика около оз. Бол. Токо вблизи поля кайнозойских вулканов, в месте стыка Авгенкуро-Майского сдвига с диагональной перемычкой, а также южнее Авгенкуро-Майского разлома. Сейсмическая активность этого участка соответствует 0,05–0,1. Ежегодно в районе Токинского Становика записывается в среднем 40–50 сейсмических событий. За весь период инструментальных работ в этом районе отмечено около 600 землетрясений. Два из них – Токинское 1937 г. с $M = 5,5$ и Джугдырское 1939 г. с $M = 6,0$, могли ощущаться в эпицентре с силой 7–9 баллов. Здесь также выявлено около

30 толчков с возможными макроэффектами в эпицентре до 6 баллов. Магнитуда таких сотрясений соответствовала 4,0–4,5.

Участок с максимумом сейсмичности ($A_{10} = 0,05–0,1$) выявлен в среднем течении р. Учур. Уровень его активности меньше двух предыдущих, здесь зарегистрировано несколько ощутимых землетрясений с $M = 4,0–4,5$.

По данным наблюдений близких станций (эпицентрального расстояние равно или меньше 50 км) определялась глубина возникновения южноякутских землетрясений, которая соответствовала интервалу 8–40 км. Наибольшая глубина местных подземных толчков отмечена в эпицентральной зоне Южно-Якутского землетрясения 1989 г. и составила 40 км. Анализ распределения глубин возникновения очагов землетрясений в ОСЗ показал, что все они располагаются выше подошвы земной коры, которая по оценкам разных исследователей находится здесь на глубине 40–60 км (Булин, 1989; Суворов, Корнилова, 1985). Найденные значения глубин гипоцентров землетрясений приведены в табл. 2.4.

На основе сейсмостатистических данных с начала XX в. была рассчитана средняя повторяемость сильных землетрясений как в целом для всей ОСЗ, так и для отдельных ее районов. В итоге, в пределах всей ОСЗ следует ожидать возникновения землетрясений с интенсивностью 7 баллов в эпицентре через 9 лет, 8 баллов – через 30 лет, 9 баллов – через 80 лет, 9–10 баллов – через 250 лет (табл. 2.5).

На территории Южной Якутии неоднократно имели место сильные землетрясения (табл. 2.6).

Учурское землетрясение 8 августа 1895 г. Сохранилось лишь одно донесение Иркутской магнитно-метеорологической обсерватории о значительном сейсмическом событии, отмеченном 8 августа 1895 г. “В Якутской области по реке Учуре, притоку Алдана, в 40 верстах от стойбища Учур, которое находится при пересечении р. Учуря дорогой с Алдана на Удской Остры, тунгузы на-

Таблица 2.5

Средняя повторяемость сильных землетрясений Олёкмо-Становой сейсмической зоны (в годах)

К (I)	Становой хребет	Среднее течение р. Олёкмы	Алданское нагорье	Токинский Становик	Вся зона
10 (4)	0,3	0,4	1,5		0,1
11 (5)	0,7	1	4		0,4
12 (6)	2	3	10	7	1
13 (6–7)	6	10	30	25	3
14 (7)	20	30	100	80	9
15 (8)	55	80	280	260	30
16 (9)	160	240	800		80
17(9–10)	470	700	2500		250

Примечание: К – энергетический класс землетрясений ($K = \lg E, \text{Дж}$); I – интенсивность землетрясений в баллах

Список ощутимых землетрясений Олёкмо-Становой сейсмической зоны

Название	Дата	M	S, тыс. км ²	I ₀ , балл
Учурское	08.08.1895	~6,5	~1000	9
Нюкжинское	05.01.1958	6,5	800–900	9
Олёкминское	14.09.1958	6,4	500	8–9
Нерюнгринское	23.10.1964	4,5	~30	6–7
Тас-Юряхское	18.01.1967	7,0	1000	9–10
Ларбинское	14.06.1971	5,9	100	7–8
Усмунское	09.08.1972	4,9	60	6–7
Суннагинское	16.02.1976	4,7	~40	6
Эвотинское	01.03.1985	4,5	50	6
Дырындинское	07.07.1987	5,2	70	7
Южно-Якутское	20.04.1989	6,6	1500	8
Афтершоки Южно-Якутского	24.04.1989	4,3	280	6
землетрясения	29.04.1989	5,2	345	7
	07.05.1989	4,9	225	6–7
	17.05.1989	6,0	430	7–8

Примечание: M – магнитуда землетрясения, S – площадь ощутимых сотрясений, I₀ – интенсивность землетрясения в эпицентре в баллах по шкале MSK–64

блюдали сильное землетрясение”. Во время землетрясения катились с гор камни и валились деревья. Это событие продолжалось с перерывами “от 8 августа до 20 сентября 1895 г.”

Нюкжинское землетрясение 5 января 1958 г. с M = 6,5. Интенсивность в эпицентре составляла 9 баллов. Оно произошло в среднем течении р. Олёкмы. В плейстоценовой области обнаружены сейсмогенные обвалы, камнепады, трещины растяжения. В ближайшем к эпицентру (40 км) пос. Усть-Нюкжа землетрясение ощущалось с силой 7–8 баллов. Его макроэффекты наблюдались в Якутии, Бурятии, Забайкалье и Приамурье на площади около 800–900 тыс. км² (Кочетков, 1966). В пос. Чульман ощущался толчок с силой в 5 баллов.

Олёкминское землетрясение 14 сентября 1958 г. с M = 6,4. Интенсивность в эпицентре, вероятно, достигала 9 баллов. Оно также произошло в среднем течении р. Олёкмы. В плейстоценовой области выявлены трещины растяжения, выбиты крупные глыбы в скальных бортах рек, обнаружен массовый повал деревьев и каменные осыпи. В пос. Усть-Нюкжа наблюдались 7-балльные макроэффекты. Общая площадь ощутимых сотрясений в Якутии, Бурятии, Забайкалье и Приамурье составила более 500 тыс. км² (Кочетков, 1966). В пос. Чульман это событие проявилось с интенсивностью в 5 баллов.

Нерюнгринское землетрясение 23 октября 1964 г. с M = 4,5. Интенсивность его в эпицентре могла достигать 6–7 баллов. Землетрясение возникло в зоне влияния Южно-Якутского надвига (верховья р. Чульман). Ощущалось в Нерюнгринском районе Якутии на территории около 30 тыс. км²: в пос. Золотинка с силой 6 баллов, в населенных пунктах Чульман и Нагорный – 4–5 баллов.

Тас-Юряхское землетрясение 18 января 1967 г. с M = 7,0. Интенсивность его в эпицентре близка к 9–10 баллам. Оно возникло в бассейне левого притока р. Олёкма – р. Тас-Юряха (рис. 2.16, Б). В эпицентральной зоне наблюдались сейсмогравитационные оползни, массовые каменные осыпи, повал леса, образовались полосы битого льда и местные ледоходы по рекам Тас-Юрях и Олёкма. Землетрясение ощущалось в Якутии, Бурятии, Забайкалье и Приамурье на площади около 1 млн км². В пос.

Чульман наблюдались 5-балльные эффекты (рис. 2.16, А). Изосейсты 6–9 баллов в виде эллипсов оказались ориентированы своей большой осью в субдолготном направлении, в то же время изолинии низкой балльности (3–5 баллов) были вытянуты в двух направлениях: далеко на юго-запад вплоть до Байкала и в меньшей степени на восток. Объяснение этой асимметрии следует искать, по-видимому, в особенностях глубинного строения территории. После главного толчка отмечена крупная серия афтершоков (в течение 1967 г. зарегистрировано свыше 1 тыс. повторных толчков). Их проявлениями был охвачен район верхнего течения р. Тас-Юрях и его притока Дырынмакит (рис. 2.16, В) площадью свыше 500 км². Глубина возникновения основного события составила 13 км, а афтершоки происходили в интервале 7–31 км. Фокальный механизм Тас-Юряхского землетрясения соответствовал подвижкам в очаге типа сброса, при этом растягивающие усилия действовали в субдолготном направлении.

Ларбинское землетрясение 14 июня 1971 г. с M = 5,9. Интенсивность подземного толчка в эпицентре достигала 7–8 баллов. Землетрясение зафиксировано на южном склоне Станового хребта в верховьях р. Ниж. Ларбы (бассейн р. Олёкмы). Оно ощущалось на значительной территории юга Якутии и севера Амурской обл. на площади около 100 тыс. км². В Нагорном, Чульмане и Золотинке наблюдались 5-балльные макроэффекты (рис. 2.17, А). Вытянутые с запада на восток изосейсты данного события от 4 до 6 баллов были ориентированы вдоль структур Станового хребта. После Ларбинского события отмечено свыше 180 афтершоков, сконцентрированных в междуречье Ниж. Ларбы и ее притока Чубачи (бассейн р. Нюкжи) на площади в 230 км² (рис. 2.17, Б). Согласно данным диаграммы фокального механизма названного землетрясения движения в его очаге соответствовали сдвигу (рис. 2.17, В).

25 ноября 1972 г. произошел сильный повторный толчок Ларбинского землетрясения с M = 5,0. Его интенсивность в эпицентре могла составить 6–7 баллов.

Усмунское землетрясение 9 августа 1972 г. 6–7-балльный толчок с магнитудой M = 4,9 произошел на Алданском нагорье в пределах Ытымджинской впадины в истоках рек Усмуна (бассейн р. Гонам), Сеймдже (бассейн

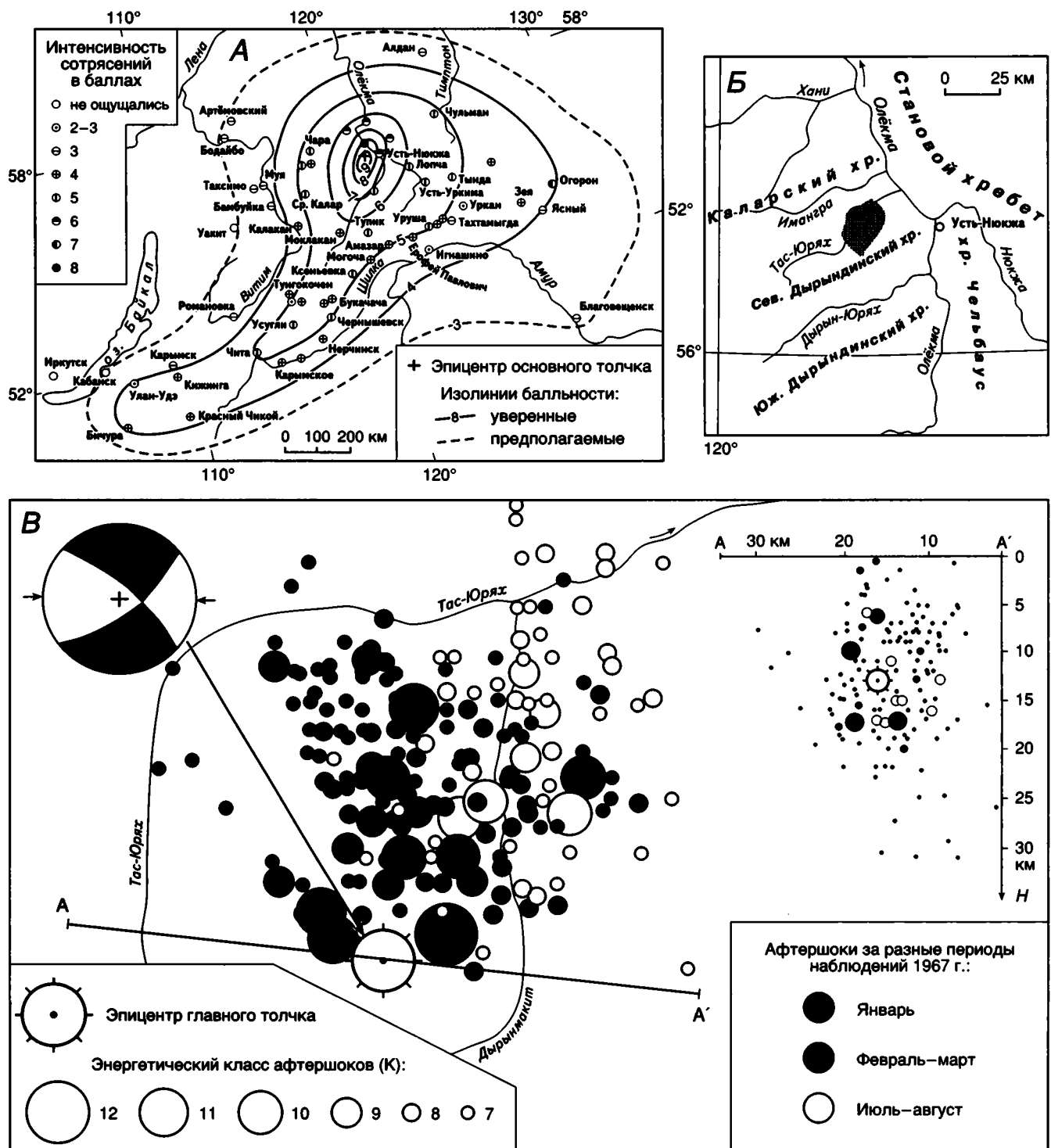


Рис. 2.16. Проявления Тас-Юрты землетрясения 18 января 1967 г. (Кочетков и др., 1975)

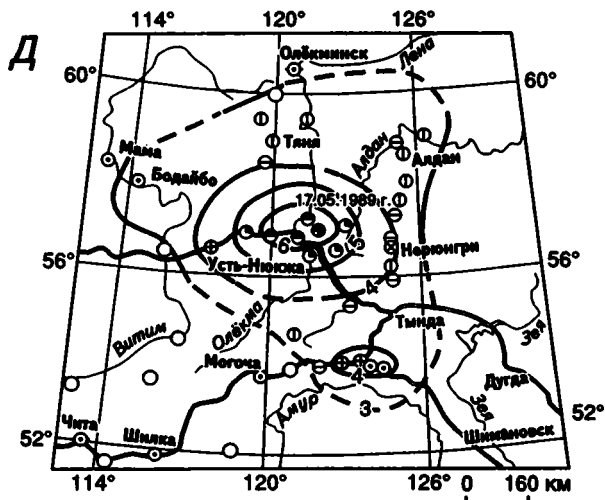
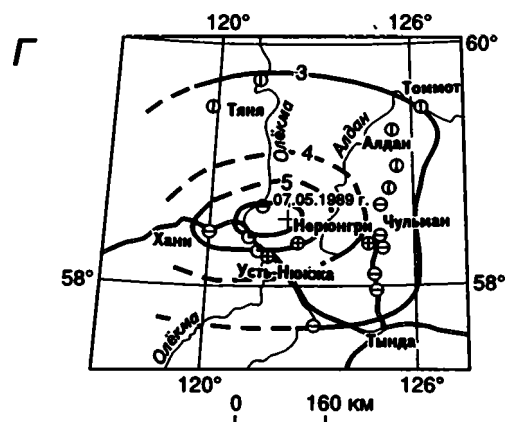
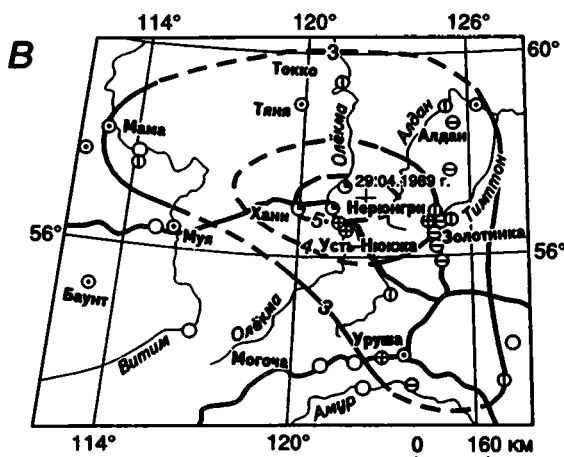
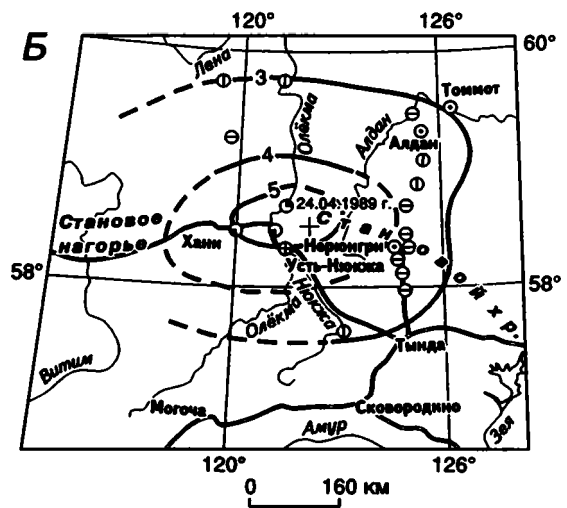
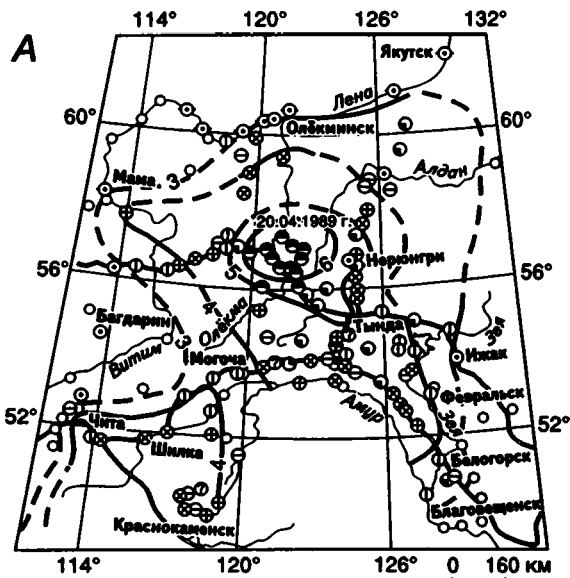
А – карта изосейст; Б – географическое положение эпицентральной области землетрясения; В – местоположение эпицентров основного толчка и афтершоков, распределение глубин их очагов вдоль сечения АА', диаграмма фокального механизма основного землетрясения (сбросо-сдвиг), стрелками обозначена ориентация сжимающих напряжений

р. Тимптон) и Гыныма. В пос. Чульман в 140 км к западу от эпицентра землетрясения наблюдались 3–4-балльные эффекты. Площадь ощутимых сотрясений при упомянутом событии не превышала 60 тыс. км² (Козьмин, 1984).

Суннагинское землетрясение 16 февраля 1976 г. с $M = 4,7$. Оно отмечено на Алданском нагорье у восточного окончания хр. Суннагин недалеко от пос. Чагда. Ин-

тенсивность в эпицентре составляла 6 баллов. Сейсмические возмущения наблюдались на площади около 40 тыс. км². 6-балльные эффекты отмечены в пос. Чагда (в 60 км к северу от эпицентра) и метеостанции Чюльбю (50 км южнее эпицентра).

Эвотинское землетрясение 1 марта 1985 г. с $M = 4,5$. Интенсивность в эпицентре могла достигать 6 баллов.



Интенсивность сотрясений в баллах

● 7 ⊙ 6 ⊙ 5-6 ⊙ 5 ⊙ 4-5
 ⊙ 4 ⊙ 3-4 ⊙ 3 ⊙ 2-3 ⊙ 2

⊙ · Сведений недостаточно
 ○ Землетрясение не ощущалось

Изосейсты :

— 4 — уверенные
 - - - предполагаемые
 — Железная дорога

Рис. 2.18. Сейсмические воздействия (в баллах) при Южно-Якутском землетрясении 20 апреля 1989 г. и его афтершоках

А – основной толчок; Б – афтершок 24.04.1989 г.; В – афтершок 29.04.1989 г.; Г – афтершок 07.05.1989 г.; Д – афтершок 17.05.1989 г.

Сильные афтершоки Южно-Якутского землетрясения 20 апреля 1989 г.

Дата	Время в очаге			φ, град. с.ш.	λ, град. в.д.	h, км	К	M _S
	ч	мин	сек					
21.04	00	04	44,8	57,04	122,17	25	10,9	4,0
	00	16	00,8	57,07	122,21	8	10,9	
	08	30	08,0	57,12	122,20	20	11,8	
	08	51	38,9	57,07	122,34	25	11,7	
	19	08	38,3	57,06	122,27	32	13,0	
	22	30	36,2	57,06	122,20	22	11,1	
24.04	01	34	00,8	57,05	122,24	23	12,9	4,3
28.04	15	20	54,6	57,04	122,16	16	11,0	
29.04	06	25	40,3	57,11	122,14	34	13,7	5,2
07.05	16	28	06,4	57,11	122,18	34	13,3	4,9
17.05	05	04	37,6	57,09	122,25	17	14,8	6,0
	07	25	49,8	57,05	122,21	27	11,0	
	07	40	40,2	57,00	122,17	22	11,2	
	15	55	24,1	57,04	122,22	28	11,6	
23.05	08	12	13,8	57,00	122,15	21	10,6	
24.05	19	42	33,5	57,08	122,20	24	10,8	
27.06	10	38	36,5	57,13	122,32	23	11,4	
09.07	20	07	47,7	57,08	122,24	28	12,5	

Примечание: Параметры землетрясения: φ и λ – координаты эпицентра, h – глубина очага, К – энергетический класс землетрясения, M_S – его магнитуда.

самых сильных из них построены карты изосейст (рис. 2.18, Б–Д) (Козьмин и др., 1993).

Анализ макросейсмических эффектов на земной поверхности от Южно-Якутского землетрясения и его сильных афтершоков показал зависимость их первых изосейст от глубинного строения региона. Как правило, изосейсты 4, 5 и 6 баллов имели форму эллипса, большая ось которого оказалась вытянутой вдоль субширотных структур Станового хребта. Подобная картина наблюдалась здесь также и раньше, например, для Ларбинского землетрясения 1971 г. с M = 5,9 (см. рис. 2.17). Сотрясения 3-го балла характеризовались хаотичным распределением, при этом обнаружилось несколько аномальных участков территории, где стабильно отмечалось повышение уровня сейсмических воздействий на 1 балл (в районе Читы и Сковородино). Эта особенность прослеживается также для Тас-Юряхского землетрясения 1967 г. с M = 7,0.

В регистрации повторных толчков Южно-Якутского землетрясения кроме стационарной системы сейсмических станций (Усть-Нюкжа, Тунгурча, Чульман и Усть-Уркима) участвовала сеть временных полевых наблюдений из 5 станций, которые окружали эпицентральной зону и располагались от нее на расстоянии 30–100 км. За первые сутки после Южно-Якутского землетрясения действующей сетью стационарных станций было зарегистрировано 262 повторных толчка с энергетическим классом К = 7–13, во вторые – 107, в третьи – 55. Эпицентральной областью афтершоков полностью сформировалась

за 1,5 месяца после основного события. Она была локализована на правом берегу р. Тунгурча (правый приток р. Олёкмы) вблизи южной границы Чульманской впадины со Становой складчатой областью (рис. 2.19). Следует отметить, что область повторных толчков имеет изометрическую форму, а ее площадь составляет около 450 км². Максимальное скопление эпицентров землетрясений приходится на водораздел Усмуна и Агыкты (правые притоки р. Тунгурчи), сюда же тяготеют все сильные афтершоки с К > 10. Параметры самых крупных повторных сейсмических событий приведены в табл. 2.7.

Сравнивая активность этой зоны в апреле–июне и июле–сентябре 1989 г., следует отметить, что первоначально все события происходили на водоразделе рек Усмуна–Агыкта и восточнее долины р. Усмуна. На втором этапе в течение июля – сентября 1989 г. эпицентры переместились к западу и заняли территорию, включающую названный водораздел и правобережье р. Агыкты. Это может свидетельствовать о миграции повторных толчков с востока на запад по мере развития афтершоковой деятельности.

Анализ проявлений повторных толчков после Южно-Якутского землетрясения во времени показывает, что затухание сейсмического процесса происходило экспоненциально. Эта тенденция нарушалась отдельными вспышками активности, которые были отмечены после пяти сильных афтершоков 21, 24, 29 апреля, 7 и 17 мая 1989 г. За каждым из них следовала своя серия повторных толчков. Наиболее крупная последовательность

Распределение числа повторных толчков (*N*) Южно-Якутского землетрясения по энергетическим классам (*K*) за 1989 г.

K	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Всего
<i>N</i>	65	1600	1247	373	133	41	10	6	3	1	1	3480

наблюдалась после события 17 мая, когда за 10 дней было зарегистрировано 565 афтершоков, что составило 16% от их общего числа. Большая часть сейсмической энергии (99%) высвободилась при Южно-Якутском землетрясении в течение апреля–мая 1989 г. и лишь 1% пришелся на остальной временной интервал. В целом, с 20 апреля по конец 1989 г. были определены координаты 3480 афтершоков. Их распределение по энергетическим классам приведено в табл. 2.8.

Наблюдения локальной сети сейсмостанций вблизи эпицентральной зоны Южно-Якутского землетрясения (≤ 50 км) позволили провести массовое определение глубин возникновения его афтершоков. Оценки осуществлялись как с помощью ручной обработки на основе уравнения гиперболического годографа, так и на ЭВМ. Глубина очага была определена в 1778 случаях или у 51% афтершоков.

Таким образом, интервал глубин афтершоков составил 1–48 км, но наиболее многочисленными оказались глубины их гипоцентров в пределах 20–30 км (рис. 2.20). По данным разных авторов мощность земной коры в районе землетрясения варьирует от 40 (Алакшин, Карсаков, 1985) до 60 км (Суворов, Корнилова, 1985), поэтому можно считать, что наиболее активно афтершоковая деятельность проявилась в средней и нижней частях земной коры. Особенно наглядно это прослеживается при анализе поведения очага Южно-Якутского землетрясения по глубине и во времени. Так, с апреля по начало июля 1989 г. до 70% афтершоков возникло на глубинах 19–28 км. В июле наряду с землетрясениями на доминирующих глубинах заметно возросла сейсмическая активность на меньших (5–12 км) глубинах. Таким образом, спустя 4 месяца после основного события активизировалась также верхняя часть области очага. Общая тенденция затухания сейсмического процесса во всем диапазоне глубин сохранялась до апреля 1990 г.

В определении механизма очага Южно-Якутского землетрясения и его афтершоков использованы данные более 200 региональных и телесеизмических станций Сибири, Дальнего Востока, Европейской части территории России и Мира.

В итоге тип смещения в очаге этого землетрясения может быть определен как взбросо-сдвиг. Найдены две возможные плоскости разрыва: NP 1 близдолготного простирания при кру-

том ее падении (67°) на юго-восток с подвижкой по ней типа взброса с правосторонним сдвигом и NP 2 юго-восточного простирания с падением на юго-запад под углом к горизонту в 70° и движением по ней типа взброса с левосторонним сдвигом (см. рис. 2.19, № 1 в левой колонке диаграмм). При этом, сжимающие усилия – горизонтальны и действовали в северо-восточном направлении, а напряжения растяжения имели азимут 340° и были наклонены к горизонту под небольшим углом 32° . Промежуточные напряжения – близвертикальны и ориентированы в субдолготном направлении (азимут 158°).

Другие фокальные механизмы были построены для двух сильных афтершоков Южно-Якутского землетрясения 29 апреля и 17 мая 1989 г. (см. рис. 2.19, №№ 2 и 3 в левой колонке диаграмм). Фокальный механизм землетрясения 29 апреля позволяет установить, что его очаг находился под воздействием почти горизонтально расположенных сжимающих и растягивающих усилий, а промежуточные напряжения были ориентированы субвертикально. Обе поверхности разрыва субвертикальны, при этом подвижка по субдолготной плоскости NP 1 соответствовала правому, а по субширотной плоскости NP 2 – левому сдвигам. Механизм повторного толчка 17 мая выявил, что в его очаге действовали практически горизонтальные сжимающие напряжения и более круто наклоненные к горизонту – растягивающие. Ось промежуточного напряжения – субгоризонтальна. Одна из плоскостей разрыва NP 1 имеет субдолготное простирание и пологое падение к северо-востоку, тип смещения по ней – надвиг с правосторонним сдвигом. Плоскость разрыва NP 2 ориентирована субширотно и круто наклонена к горизонту, тип движения по ней – левый сдвиг.

При рассмотрении механизма очагов основного события и его сильных афтершоков в районе Южно-Якутского землетрясения обнаруживаются следующие особенности поля тектонических напряжений:

– простирание одной из альтернативных плоскостей разрыва (NP 1), чаще всего, субдолготно, а другой (NP 2) – субширотно. Угол наклона плоскости (1) к горизонту изменяется от 23° до 75° , плоскости (2) – от 70° до 84° ;

– кинематика возможных разрывов в очаге соответствует сдвигам, взбросам и надвигам;

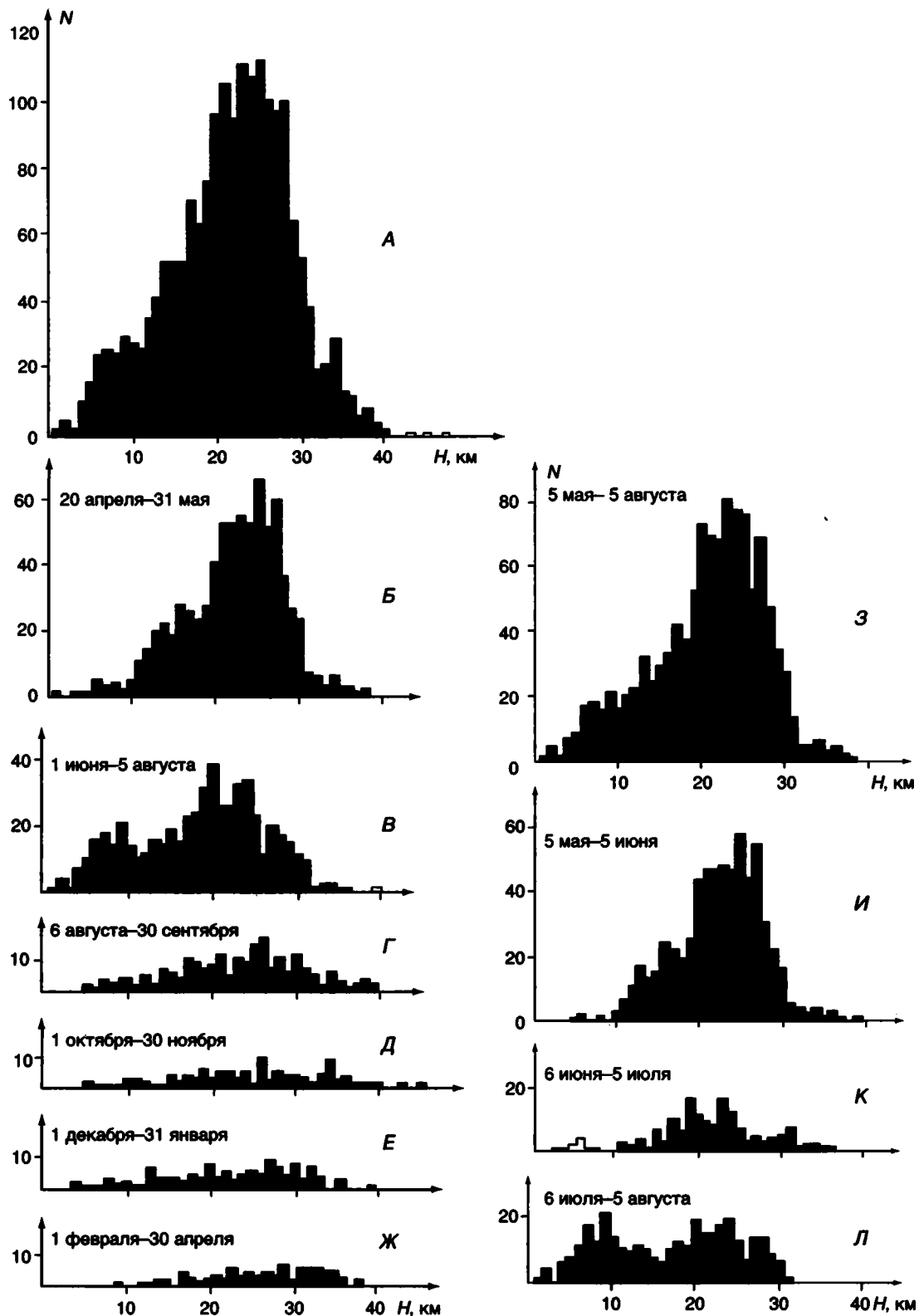


Рис. 2.20. Гистограммы распределения количества (N) повторных толчков Южно-Якутского землетрясения 1989 г. по глубинам (H) их возникновения

A – сводная: апрель 1989 г. – апрель 1990 г.; B – $Ж$ – за каждые два месяца наблюдений; Z – сводная за время работы временных полевых сейсмических станций: май–август 1989 г.; $И$ – $Л$ – за каждый месяц полевых наблюдений

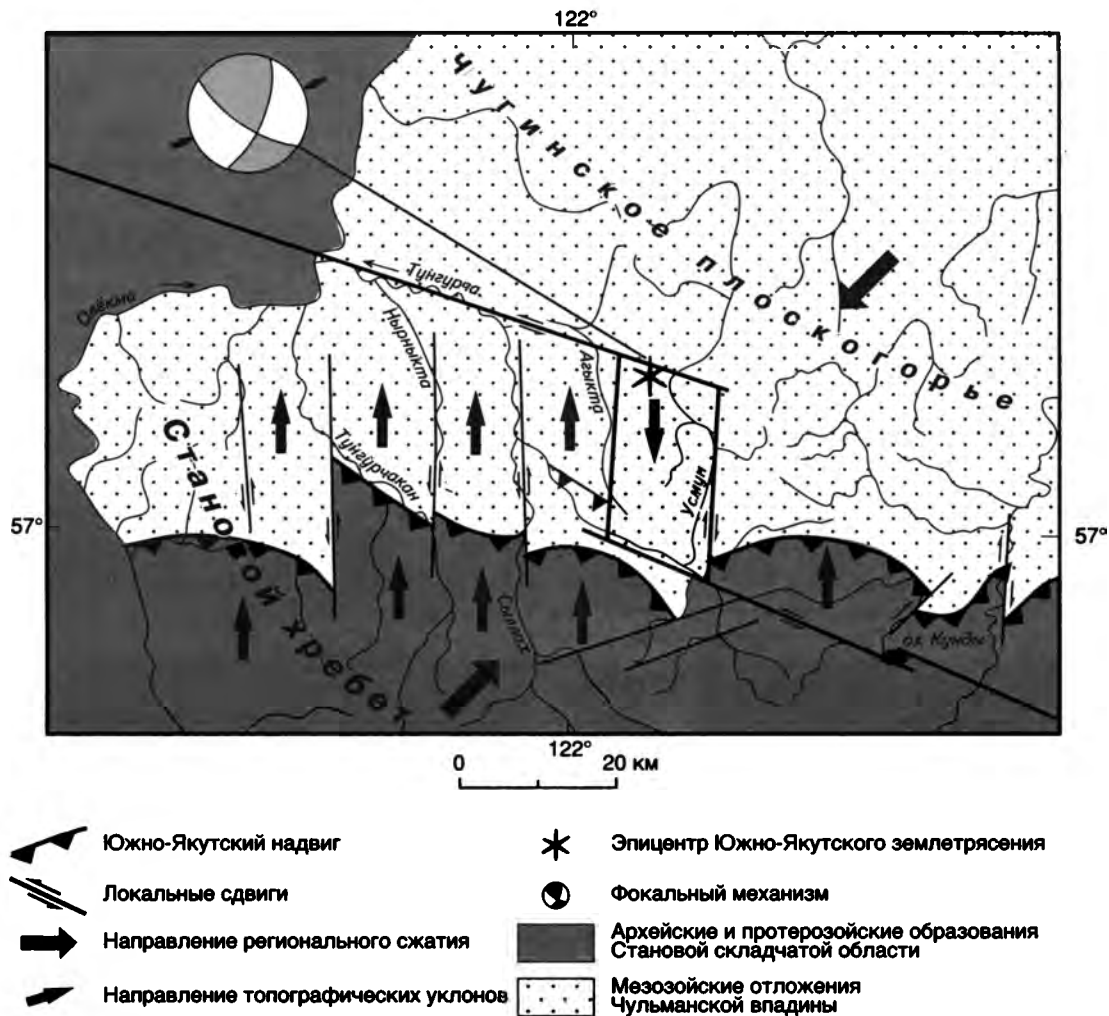


Рис. 2.21. Схема блокового строения района Южно-Якутского землетрясения 1989 г.

– тектонические напряжения сжатия – субгоризонтальны и действуют в северо-восточном направлении по азимуту 31–74°.

Современный тектонический план исследуемой территории определяет система молодых разломов (Тунгурчинский, Усмунский, Агиктинский, Сыллахский и др.) (рис. 2.19 и 2.21), которые надежно диагностируются по аэрофото- и космоснимкам, а также по другим геолого-геофизическим признакам (приспособление гидро-сети к разломам, приуроченность к ним аномалий полей магнитного и силы тяжести). На карте афтершоков Южно-Якутского землетрясения отчетливо прослеживается, что вся совокупность повторных толчков сосредоточена, главным образом, в Агикта-Усмунском блоке, заключенном между Усмунским (на востоке), Агиктинским (на западе) и Тунгурчинским (на севере и юге) разломами.

Для реконструкции поля тектонических напряжений в кайнозое в полевых условиях структурно-геологическими методами исследовались зеркала скольжения в плоскостях сместителей

названных разрывных нарушений. На рис. 2.19 в колонке справа показаны 3 диаграммы трещиноватости горных пород в зонах разломов: Усмунского (А), Тунгурчинского (Б) и Южно-Якутского (В). В частности, на диаграмме А, построенной по данным натуральных наблюдений в плоскости Усмунского разлома, видно, что главная плоскость сместителя имеет субдолготное простирание (азимут 10°), а ее проекция на земную поверхность (заштрихованная область на диаграмме) указывает, что она почти вертикальна (угол ее падения составляет 70–75°). Вектор сжатия σ_3 действует здесь в северо-восточном (азимут 45–50°), а растяжения σ_1 – в северо-западном (азимут 335°) направлениях. Оба вектора – почти горизонтальны (углы падения не более 10°). По характеру мелких уступов и борозд на трещинах (борозд скольжения) устанавливается, что в плоскости Усмунского разлома происходили правосторонние перемещения со взбросовой компонентой движения. Кинематика других дизъюнктивов (Тунгурчинский, Южно-Якутский и др.) соответствует сдвигам,

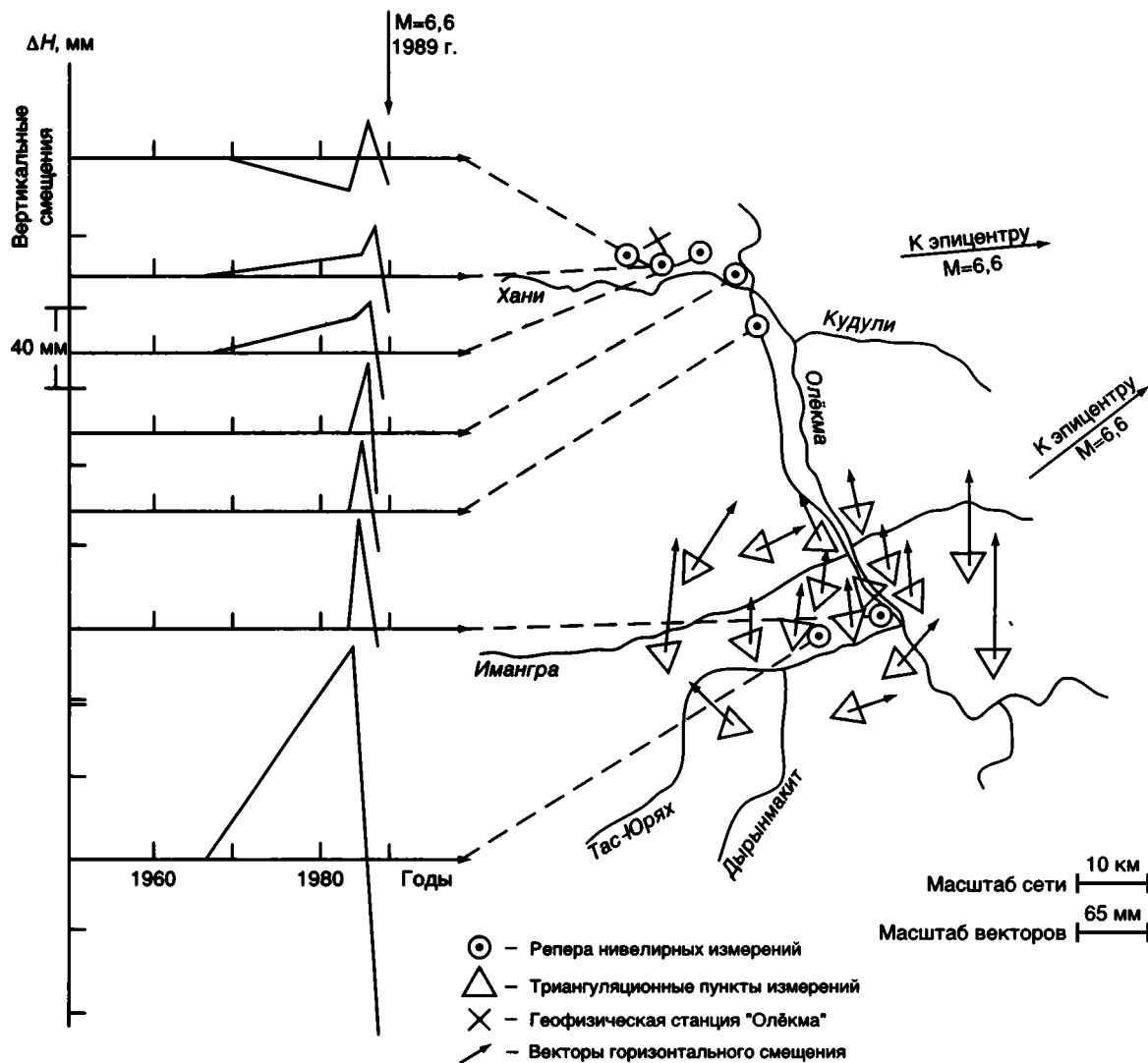


Рис. 2.22. Современные вертикальные и горизонтальные движения в районе Южно-Якутского землетрясения

взбросам и надвигам, причем практически отсутствуют сбросы.

Таким образом, наблюдается совпадение особенностей поля тектонических напряжений, выявленных по сейсмологическим и геолого-структурным данным. Напряженное состояние земной коры в Чульманской впадине (Южная Якутия) характеризуется сжатием, при этом сжимающие усилия субгоризонтальны и ориентированы в северо-восточном направлении. Вследствии сжатия здесь развивалась система молодых субширотных и субдолготных взбросо-сдвигов, которые контролировали проявления Южно-Якутского землетрясения и его афтершоков.

Для территории Южной Якутии впервые представилась возможность систематизировать отдельные факты по предвестникам сильного землетрясения. Этому способствовало расположение вблизи эпицентра Южно-Якутского землетрясения ряда населенных пунктов, а также проведение на данной территории цикла геодезиче-

ских и геофизических работ в период, предшествующий этому событию.

Геодезические предвестники. В течение последних 30 лет в районе среднего течения р. Олёкмы на границе Якутии с Читинской и Амурской областями Якутским аэрогеодезическим предприятием велись работы на Олёкминском геодезическом полигоне, где был выполнен значительный комплекс геодезических работ, включающий наблюдения линейно-угловой сети, астрономические измерения и нивелирование.

На рис. 2.22 вдоль р. Олёкмы и ее притоков показан ряд кружков-реперов нивелирных измерений для оценки вертикальных движений земной коры и треугольников – пунктов линейно-угловой сети для определения горизонтальных движений земной коры. На графике изменения уровня вертикальных смещений во времени видно, что его медленный рост начался около 20 лет назад. Максимум уровня вертикальных смещений был достигнут в 1986–1988 гг., за 1–3 года до исследуемого события. Затем наблюдался его интенсивный спад, во время которого и произошло Южно-

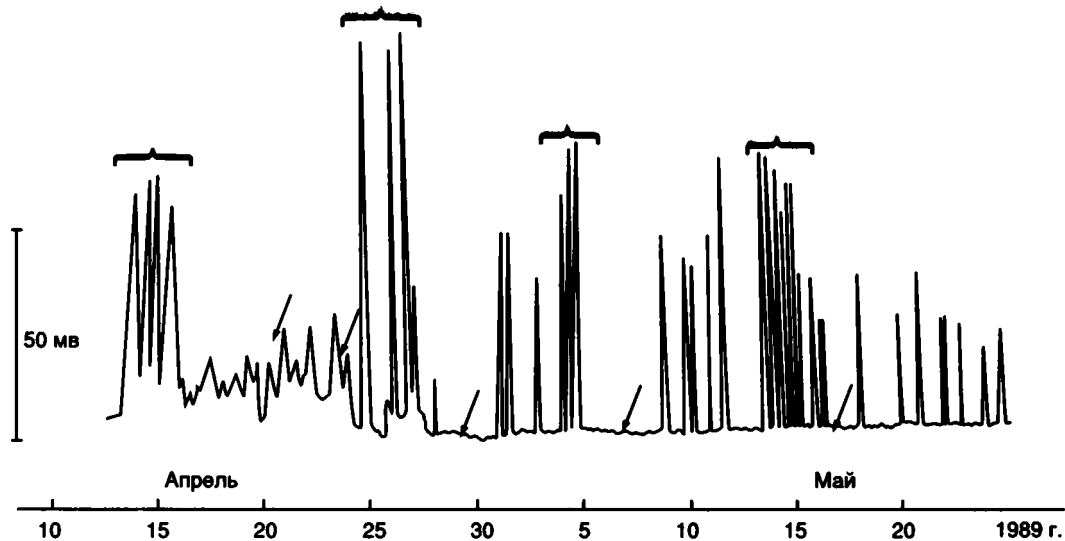


Рис. 2.23. Вариации электромагнитного излучения (ЭМИ), зарегистрированные на геофизической станции “Олёкма” перед Южно-Якутским землетрясением и его сильными афтершоками

Стрелками отмечены моменты возникновения главного толчка 20 апреля 1989 г., его афтершоков 24, 29 апреля, 7 и 17 мая. Фигурные скобки указывают на возмущения ЭМИ, зафиксированные перед этими событиями

Якутское землетрясение. Анализ поведения пунктов геодезической сети, для которых были определены вектора горизонтального смещения, отчетливо показал, что они также реагировали на формирование будущей зоны сильного землетрясения. В частности, большинство векторов, измеренных по данным наблюдений 1968, 1985 и 1988 гг., оказалось ориентированным на северо-восток в направлении к очагу землетрясения (Бочаров, Замараев, 1991). Несмотря на отсутствие пока надежной картины поведения реперов на Олёкминском геодинатическом полигоне, удалось определить среднюю скорость накопления аномальных деформаций за год, составляющую $4 \cdot 10^{-6}$ относительных единиц горизонтальной сдвиговой компоненты. При этом было замечено необычное свойство накопления сдвиговой деформации в этом районе: как только она достигала некоторого критического значения около $70 \cdot 10^{-6}$ могли возникнуть местные землетрясения с магнитудой $M = 4-5$, а когда этот уровень повышался до $(90-100) \cdot 10^{-6}$ – появиться подземные толчки с $M \geq 6$. При Южно-Якутском землетрясении эти аномалии подтвердились. Так, по наблюдениям 1984 г. сдвиговая деформация соответствовала $75 \cdot 10^{-6}$, в дальнейшем она продолжала расти и к 1989 г., когда и произошло само событие, достигла величины $97 \cdot 10^{-6}$.

Геофизические предвестники. Исследования вариаций геофизических полей проводились в 1985–1989 гг. на геофизической станции “Олёкма” Проблемной лабораторией Якутского государственного университета. Она располагалась в устье р. Хани (левый приток Олёкмы) в 90 км к западу от эпицентра Южно-Якутского землетрясения (см. рис. 2.22). В течение пяти лет перед событием здесь выполнялись непрерывные геофизические наблюдения, в том числе магнитной и электромагнитной природы. Приборными измерениями за указанный период времени не было зафиксирова-

но ни одного случая явного аномального изменения геофизических параметров, которые можно было бы рассматривать как предвестники землетрясений. Впервые в апреле–мае 1989 г. во время Южно-Якутского землетрясения и его афтершоков аномальные эффекты некоторых геофизических полей многократно превысили фоновые расщепления их параметров. Наиболее ярко это проявилось при регистрации вариаций электромагнитного излучения (ЭМИ), которая осуществлялась с помощью селективного вольтметра ВС-6 на резонансную антенну с частотой 11,5 кгц.

На рис. 2.23 приведена запись ЭМИ на геофизической станции “Олёкма” в течение 10 апреля–30 мая 1989 г. Справа показан масштаб зарегистрированных аномалий. Стрелками отражены моменты возникновения Южно-Якутского землетрясения 20 апреля 1989 г. и его афтершоков 24 и 29 апреля, 7 и 17 мая. Обращает на себя внимание появление интенсивных аномалий электромагнитного излучения величиной более 50 мВт, превышающих уровень фона в 5–8 раз. Протяженность аномалий во времени соответствовала 2–4 дням. Отчетливо наблюдается группирование всплесков интенсивности ЭМИ перед сейсмическими событиями. Так, выявилось, что возмущения начались за 7 дней и закончились за 4 дня до главного толчка. Перед сильными афтершоками эти аномалии прекращались за более короткий интервал времени до события – 1–2 дня. Следует отметить также, что всплески ЭМИ наиболее уверенно отмечались лишь для землетрясений, имеющих $M > 5$. Например, в случае афтершока 24 апреля 1989 г. с $M = 4,3$ подобного эффекта не наблюдалось.

Одной из причин аномалий ЭМИ могут быть изменения амплитудно-фазовых характеристик регистрируемых радиосигналов, которые, в свою очередь, появляются из-за ионизированного со-

Параметры фокальных механизмов землетрясений Олёкмо-Становой сейсмической зоны

№ п/п	Дата	Координаты эпицентра, град		M	σ_1		σ_2		σ_3		Тип подвижки в очаге	Источник
		с.ш.	в.д.		Аз ⁰	е ⁰	Аз ⁰	е ⁰	Аз ⁰	е ⁰		
1	18.01.1967	56,5	121,0	7,0	2	2	96	58	271	32	Сбросо-сдвиг	Козьмин, 1984
2	29.08.1970	51,1	135,3	5,2	23	52	239	33	137	18	Взброс	"
3	09.04.1971	56,9	133,1	4,4	276	46	136	36	30	21	Взбросо-сдвиг	"
4	14.06.1971	56,2	123,7	5,9	162	0	76	76	252	14	Левый сдвиг	"
5	15.01.1972	57,5	121,1	4,5	170	12	267	26	57	62	Сбросо-сдвиг	"
6	13.06.1972	54,3	126,5	5,7	341	6	110	80	250	7	Левый сдвиг	"
7	09.08.1972	56,9	127,7	4,9	149	66	267	16	2	19	Взброс	"
8	02.11.1973	54,4	125,4	5,5	110	26	1	33	230	46	Сдвиго-сброс	"
9	08.10.1974	60,6	118,5	5,2	23	55	273	36	273	13	Взброс	"
10	29.06.1975	53,6	132,2	5,1	210	69	306	4	38	21	Взброс	"
11	16.02.1976	58,2	131,0	4,7	64	8	158	31	320	57	Сброс	"
12	24.11.1976	54,1	122,0	5,0	332	55	87	20	187	30	Левый сдвиг со взбросом	"
13	16.08.1977	54,2	128,9	5,0	335	4	200	84	66	4	Левый сдвиг	Настоящая работа
14	01.11.1977	55,9	130,6	4,9	93	20	224	62	356	20	Правый сдвиг	Козьмин, 1984
15	21.08.1978	55,2	124,8	4,0	202	72	100	22	22	18	Взброс	"
16	27.04.1979	55,9	130,5	4,5	98	61	249	27	345	14	Взброс с правым сдвигом	"
17	01.03.1985	57,6	125,5	4,6	254	78	55	10	146	3	Взброс	Настоящая работа
18	07.07.1987	56,6	121,1	5,2	190	7	294	65	97	25	Сбросо-сдвиг	"
19	20.04.1989	57,2	122,2	6,6	340	32	158	59	249	2	Взбросо-сдвиг	Козьмин и др., 1992
20	29.04.1989	57,1	122,1	5,2	123	7	236	73	31	15	Левый сдвиг	Козьмин и др., 1993
21	17.05.1989	57,1	122,3	6,0	1	57	119	17	217	27	Надвиг	"

Примечание. M, σ_1 , σ_2 , σ_3 ; Аз, е – см. примеч. к табл. 2.3. Номера землетрясений соответствуют приведенным на рис. 2.24.

стояния атмосферы над зоной подготовки будущего землетрясения (Садовский, 1986). Как отзвук рассмотренных эффектов могут быть, на наш взгляд, сведения о нарушении радиосвязи на почте железнодорожной станции БАМ "Хани" и селекторной связи в линейном отделении милиции г. Тынды. Таким образом, поле тектонических напряжений сжатия, сформировавшееся перед Южно-Якутским землетрясением, могло привести здесь к увеличению скорости деформаций земной коры и появлению краткосрочных геодезических и геофизических предвестников землетрясений.

В результате дополнительных исследований Южно-Якутского землетрясения были получены детальные инструментальные сведения о самой крупной последовательности афтершоков (более

5 тыс.), наблюдавшейся на территории Якутии после этого события. Обращает на себя внимание импульсивный характер афтершокового процесса, когда за главным толчком последовала серия из нескольких сильных афтершоков, происшедших 21, 24, 29 апреля и 7, 17 мая. Каждый из них сопровождался последовательностью афтершоков второго порядка. Наиболее крупная из них наблюдалась для самого сильного афтершока 17 мая (более 500 событий).

Магнитуда сильнейшего афтершока мало отличалась от магнитуды главного землетрясения и составляла всего 0,6 M. Другим интересным фактом является то, что суммарная энергия всей последовательности афтершоков Южно-Якутского землетрясения соответствовала 10,2% энергии главного толчка, что несколько

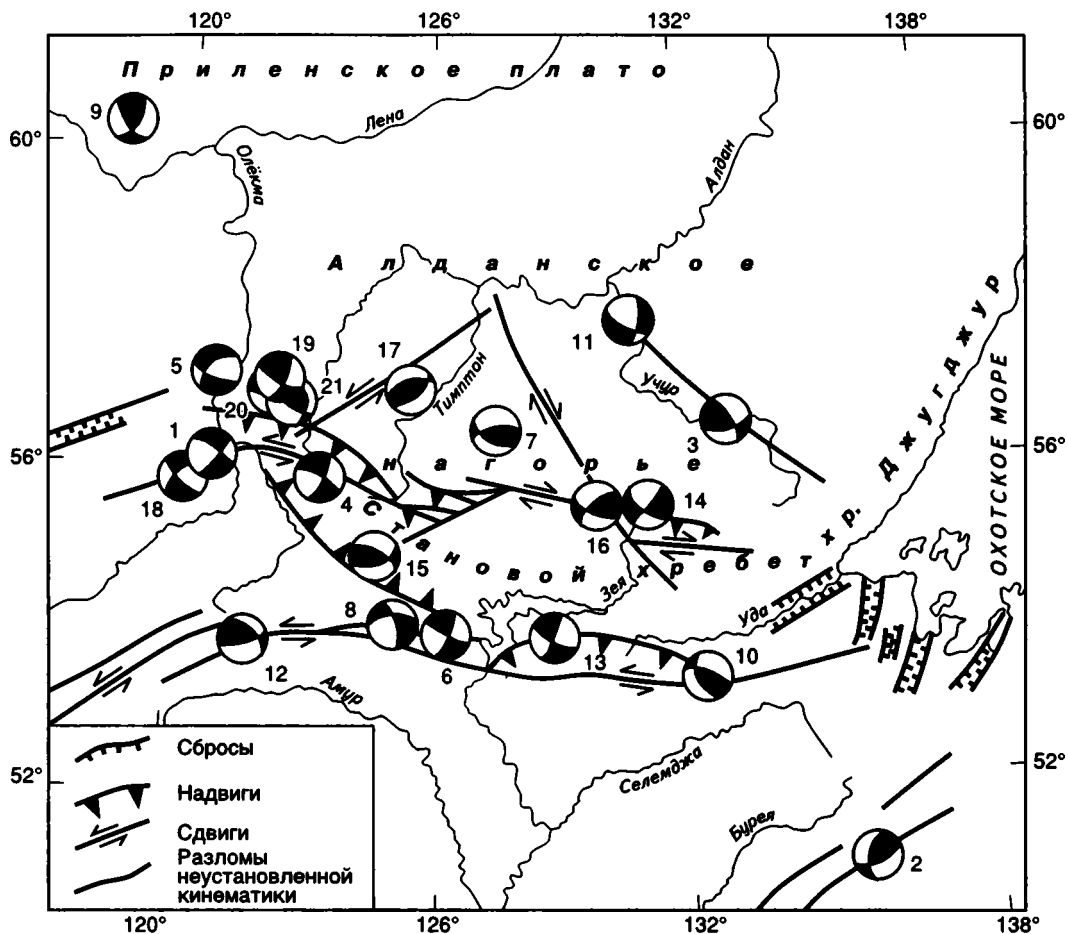


Рис. 2.24. Фокальные механизмы землетрясений Олёкмо-Становой сейсмической зоны и смежных территорий

В круговых диаграммах: белые области – действие напряжения сжатия, черные – растяжения. Номера соответствуют приведенным в табл. 2.9

больше среднестатистического значения (около 9%). За первые 2,5 месяца (20 апреля–июнь 1989 г.) после основного землетрясения произошло 2172 повторных события, что составило 62% от их общего числа в 1989 г. Эпицентральная зона, сформированная названными афтершоками на юге Чульманской впадины, располагалась в междуречье Усмун и Агыкты (правые притоки р. Тунгурчи) и частично на левобережье р. Усмун. В последние три месяца (июль–сентябрь 1989 г.) наблюдалась миграция афтершоков по площади, в результате чего эта зона сместилась на 8–10 км к западу от ее первоначального положения.

Особая специфичность поведения зоны повторных толчков Южно-Якутского землетрясения проявилась в распределении их глубин. Так, сейсмическим процессом оказалась затронута практически вся толща земной коры, так как гипоцентры располагались в пределах 1–48 км. Из них 34% произошли в интервале 1–19 км, 58% – было локализовано на глубине 20–30 км, остальные 8% отмечены на глубине 31–48 км. Эти

данные свидетельствуют, что 2/3 повторных толчков (66%), для которых была определена глубина очага, возникли в нижней части земной коры. При этом максимальное скопление гипоцентров повторных толчков приходится на 20–30 км. Следует отметить, что интервал глубин в 20–30 км, где чаще всего возникали афтершоки Южно-Якутского землетрясения, примерно в 2 раза больше средних глубин для землетрясений прилегающих районов Южной Якутии (10–15 км) и соседней Байкальской рифтовой зоны (7–14 км). В итоге площадь, занятая афтершоками, составила 450 км², а объем гипоцентральной области повторных толчков достиг 11 тыс. км³.

Землетрясение 20 апреля 1989 г. и его афтершоки произошли в результате левосторонних движений со взбросом по молодому субширотному Тунгурчинскому разлому, а также субдолготным сдвиго-взбросам (Усмунскому и Агыктинскому), ограничивающим с востока и запада Агыкто-Усмунский блок, к которому приурочены практически все эпицентры повторных толч-



Рис. 2.25. Оползень в эпицентральной зоне Тас-Юряхского землетрясения 1967 г. (р. Тас-Юрях, бассейн р. Олёкмы. Площадь оползня – 1000 м²)

ков. Сейсмический процесс протекал здесь в условиях сжатия, о чем уверенно свидетельствуют параметры фокальных механизмов основного толчка и его афтершоков, а также данные натуральных структурно-геологических наблюдений за трещиноватостью горных пород в зонах местных активных разломов (см. рис. 2.19 и 2.21).

Фокальные механизмы землетрясений. Для сильных землетрясений ОСЗ выполнены определения механизмов их очагов на основе данных о знаках первых вступлений продольных волн, главным образом, по записям короткопериодных приборов, установленных на станциях Республики Саха (Якутия) и в соседних регионах Сибири и Дальнего Востока. При построении диаграмм фокальных механизмов использовались также сведения о первых движениях из бюллетеней “Материалы по сейсмичности Сибири”, “Сейсмологического бюллетеня Института физики Земли РАН”, а также международных бюллетеней ISC и BISC. Параметры фокальных механизмов землетрясений за последние 30 лет приведены в табл. 2.9 и показаны на рис. 2.24.

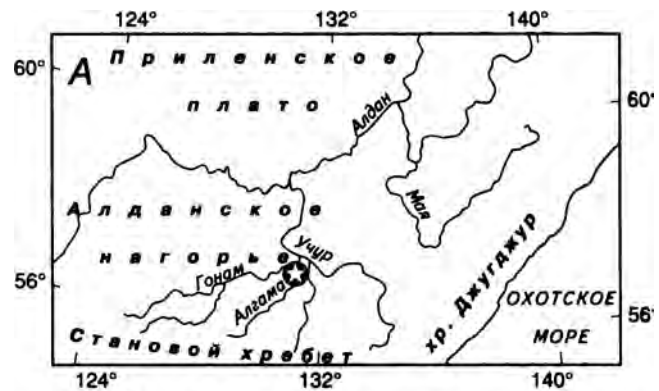
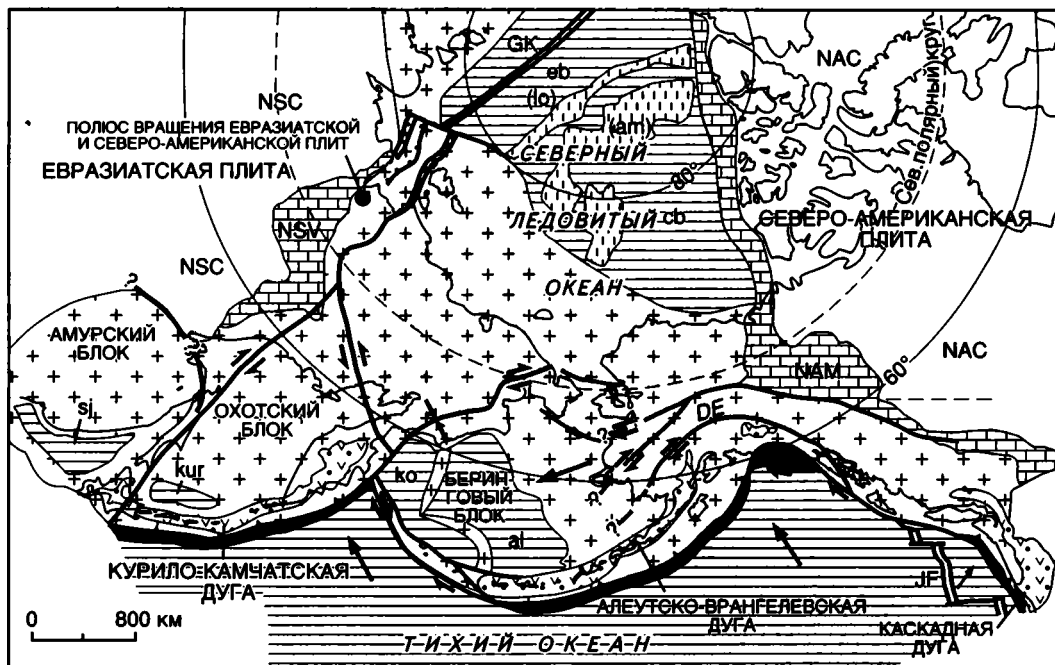


Рис. 2.26. Сейсмодислокация “Алгма”

А – местоположение дислокации (отмечено звездочкой);
Б – сейсмогенные рвы; В – зона разлома

Анализ распределения фокальных механизмов отчетливо показывает, что при переходе от Байкальской рифтовой зоны к ОСЗ в районе среднего течения р. Олёкмы наблюдается смена “байкальского” поля тектонических напряжений растяжения на “становое” поле напряжений сжатия. Система напряжений “байкальского” типа (растягивающие усилия горизонтальны и действуют вкрест простирания геологических структур) сохраняется лишь для участков ОСЗ, граничащих с Байкальским рифтом (левобережье р. Олёкмы), где для 5 землетрясений 1958 (2 толчка), 1967, 1972 и 1987 г. наблюдались сбросо-сдвиговые подвижки в их очагах. На правом берегу р. Олёкмы и восточнее наблюдается “становое” поле тектонических напряжений сжатия, действующего вкрест простирания















-  Кратоны: NAC - Северо-Американский, NSC - Северо-Азиатский
-  Опущенные окраины кратонов (ископаемые пассивные континентальные окраины): NAM - Северо-Американского кратона, NSV - Северо-Азиатского кратона (Верхоянский складчато-надвиговый пояс)
-  Окраинно-континентальные и островные магматические дуги
-  Аккреционные клинья
-  Океаны и бассейны с океанической корой: eb - Евразийский бассейн, cb - Канадский бассейн, al - Алеутский бассейн, ko - Командорский бассейн, sj - Японское море, kur - Южно-Курильская впадина
-  Срединно-океанические хребты: GK - хр. Гаккеля, JF - хр. Хуан-де-Фука
-  Внутриокеанические поднятия: lo - хр. Ломоносова, am - хребты Альфа и Менделеева
-  Коллаж аккрезированных террейнов
-  Надвиги
-  Сдвиги: DE - Денали
-  Сбросы
-  Направления взаимного перемещения океанических и континентальных плит

Рис. 2.27. Современная геодинамика севера тихоокеанского обрамления (Nokleberg et al., 1998a; Парфенов и др., 1999б)

структур, когда в очагах землетрясений преобладают движения типа сдвига, взброса и надвига. На это, например, указывает фокальный механизм последнего сильного Южно-Якутского землетрясения 1989 г. и его афтершоков (Козьмин и др., 1992; 1993). Данные факты могут свидетельствовать о том, что Байкальская рифтовая система заканчивается на левобережье р. Олёкмы и не продолжается на восток.

Обращает на себя внимание (см. рис. 2.24), что ориентация вектора сжатия в очагах землетрясений ОСЗ изменяется с запада на восток. Так, на западном фланге ОСЗ (бассейн рек Олёкма и Тимптон) вектор сжатия действует в субширотном, а в

центре (Алдано-Учурское плато) и на восточном фланге – в субдолготном направлениях.

За последние 20 лет в процессе геолого-съёмочных работ и полевых наблюдений на юге Якутии было выявлено более 10 отчетливо выраженных в рельефе сейсмодислокаций (рис. 2.12, 2.25, 2.26).

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА

Современная геодинамическая обстановка обусловлена взаимодействием Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской плит (Fujita et al., 1997; Cook et al., 1986; Парфенов и

др., 1985, 1986, 1988a) (рис. 2.27). При этом Тихоокеанская плита, перемещающаяся в северо-западном направлении, погружается под смежные окраины Северной Азии и Северной Америки. Результатом ее субдукции является продолжающаяся активность возникших в миоцене Курило-Камчатской и еще раньше Алеутско-Врангелевской вулканических дуг. Они сопрягаются между собой по трансформному разлому, который протягивается вдоль Командорских островов. В срединно-океаническом хр. Гаккеля, пересекающем Северный Ледовитый океан, продолжается образование океанической коры Евразийского бассейна. Полоса эпицентров землетрясений хр. Гаккеля (см. рис. 2.3) трассирует границу между Евразийской и Северо-Американской плитами в Арктике. На северо-востоке Азии эта граница продолжается сейсмическим поясом Черского, в пределах которого по данным фокальных механизмов в очагах землетрясений устанавливаются условия сжатия. Современный полюс вращения Евразийской и Северо-Американской плит располагается на южном побережье моря Лаптевых (Парфенов и др., 1988a; Fujita et al., 1997; Cook et al., 1986).

Изучение пространственного размещения современных сейсмических поясов указывает на существование в настоящее время на окраинах сближающихся Евразийской и Северо-Американской плит трех самостоятельных блоков, ограниченных “живыми” разломами: Берингового, Охотского и Амурского (Fujita et al., 1997; Mackey et al., 1997).

Убедительным подтверждением сближения Евразийской и Северо-Американской плит в субширотном направлении навстречу друг другу служат материалы спутниковой геодезии, полученные в последнее время высокоточными измерениями на станциях GPS на территории Якутии, Магаданской обл. и на Аляске (Kogan et al., 1998). Направление движения реперов Фербенкс (Аляска) и Билибино (Чукотка), расположенных в пределах Северо-Американской плиты, – юго-запад и запад, в то время как пункты наблюдений Иркутск, Якутск, Лхаса (Китай) и др., принадлежащие Евразийской плите, перемещаются к ним навстречу в восточном и северо-восточном направлениях. Устанавливаются высокие скорости современных горизонтальных движений – до 20–25 мм/год для Якутска, Иркутска и Фербенкса.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Общей теоретической основой выполненных авторами тектонического и металлогенического анализов является теория литосферных плит и, в частности, базирующийся на этой теории метод регионального тектонического анализа орогенных поясов, получивший название террейнового. Террейновый анализ был разработан в 80-е годы преимущественно на примере Аляски и Кордильер Северной Америки (Coney et al., 1980; Howell, 1989; Howell et al., 1985; Jones et al., 1983). Опубликованы карты террейнов Аляски, Кордильер Северной Америки (Jones et al., 1987; Monger, Berg, 1987; Silberling et al., 1987; Wheeler et al., 1988) и ряда других регионов (Howell, 1985; Nokleberg et al., 1997 b). Террейновый анализ в настоящее время служит основой регионального металлогенического анализа орогенных поясов (Nokleberg et al., 1994a, 1996, 1997a). Одна из первых карт террейнов территории России была составлена в рамках проекта по тектонике и металлогении севера тихоокеанского обрамления, которая охватывает и большую часть территории Республики Саха (Якутия) (Парфенов и др., 1993; Parfenov et al., 1993). Вместе с тем, следует признать, что представления о террейнах и террейновом анализе не получили еще широкого распространения в нашей стране и остаются неизвестными широкому кругу российских геологов. Поэтому целесообразно остановиться подробнее на этих представлениях, которые более детально были рассмотрены ранее (Парфенов и др., 1998a).

В 70-е годы было признано, что офиолиты орогенных поясов представляют собой фрагменты земной коры ранее существовавших, а затем исчезнувших океанов. В пределах орогенных поясов были установлены также фрагменты островных дуг, континентов и микроконтинентов. На основе концепции тектоники литосферных плит неоднократно выполнялись глобальные и трансрегиональные палеотектонические реконструкции. Казалось, что новая парадигма позволяет быстро, на основе относительно ограниченных исходных данных разрешить все глобальные

проблемы, касающиеся строения и эволюции фанерозойских орогенных поясов и аккреции континентов, и на долю будущих поколений геологов уже ничего не останется.

В начале 80-х годов на основе детальных исследований, прежде всего на Аляске и в Кордильерах Северной Америки, было установлено, что орогенные пояса различного возраста представляют собой коллаж или мозаику ограниченных разломами блоков земной коры, получивших название террейнов. Террейны являются фрагментами более крупных тектонических образований: кратонов, пассивных и активных континентальных окраин, пластин океанической коры (офиолиты), внутриокеанских структур различного типа и островных дуг. Все эти образования в прошлом находились на расстоянии в сотни и тысячи километров от мест их современного нахождения и, возможно, относительно друг друга и близлежащих кратонов. Аккреция и коллизия континентов, в результате которых формировались орогенные пояса, сопровождались крупными надвиговыми и сдвиговыми перемещениями. При этом происходило расчленение на части единых в прошлом тектонических единиц, их дезинтеграция и совмещение в единой структуре фрагментов разнородных и разнотипных образований. Именно эти фрагменты получили название террейнов, мозаика которых определяет структуру орогенного пояса. Стало ясным, что палеотектоническим реконструкциям должна предшествовать большая и кропотливая работа по выделению террейнов, установлению их геодинамической природы, корреляции и т.п., которая сейчас определяется как террейновый анализ. Террейновый анализ стал действенным методом регионального тектонического анализа орогенных поясов, который связывает в единое целое геологическое картографирование территории и детальные тематические исследования (структурные, геохимические, палеомагнитные, палеобиогеографические и др.) с региональными и глобальными палеотектоническими реконструкциями на основе тектоники литосферных плит.

СОДЕРЖАНИЕ ТЕРРЕЙНОВОГО АНАЛИЗА

В процессе террейнового анализа решаются следующие задачи:

1. Выделение террейнов, перекрывающих их (осадочные и осадочно-вулканогенные) и “сшивающих” (магматические и метаморфические) образований.

2. Определение границ террейнов и их типов (надвиг, сдвиг, сброс).

3. Типизация террейнов, перекрывающих и “сшивающих” их образований на актуалистической основе (выделение среди них островодужных образований, комплексов аккреционного клина, активных и пассивных континентальных окраин, фрагментов океанической коры и т.п., магматических образований, связанных с процессами рифтогенеза, коллизии, субдукции и др.).

4. Выделение и типизация постааккреционных разломов, возникших после причленения террейнов к кратону, которые приводят к разрушению (дисперсии) террейнов.

5. Анализ палеобиогеографических и палеомагнитных данных, необходимых для суждения о происхождении террейнов.

КЛЮЧЕВЫЕ ПОНЯТИЯ ТЕРРЕЙНОВОГО АНАЛИЗА

Ключевыми понятиями террейнового анализа являются: кратон, тектоностратиграфический террейн (для краткости просто террейн), аккреция, амальгамация, дисперсия, перекрывающие и “сшивающие” образования.

Кратон (англ. *craton*) – сформированный в докембрии крупный (несколько миллионов км²) жесткий участок земной коры континентов (например, Северо-Азиатский, Сино-Корейский, Северо-Американский кратоны). Кратон включает древнюю платформу и внешние зоны (складчато-надвиговые пояса) примыкающих орогенов. Внешние зоны орогенных поясов имеют тот же докембрийский кристаллический фундамент, что в пределах платформы, а перекрывающие фундамент мощные деформированные осадочные толщи связаны постепенными переходом по латерали с синхронными образованиями чехла древней платформы. Так, Северо-Азиатский кратон (Косыгин и др., 1964) включает Сибирскую платформу и расположенные по ее периферии разновозрастные складчато-надвиговые пояса: Верхоянский, Байкало-Патомский, Енисейского кряжа и Южного Таймыра. Эти внешние зоны орогенных поясов отделяются от платформы фронтальными надвигами или фронтальными моноклиналями, а характер деформаций в их пределах определяется надвигами, в том числе региональными тектоническими срывами,

которые отслаивают осадочные толщи от кристаллического фундамента, а также крупными складками. В палеотектоническом отношении эти зоны соответствуют пассивным континентальным окраинам или миогеоклиналям (Dietz, Holden, 1966). В современной структуре орогенных поясов они выделяются под названием складчато-надвиговых поясов, поскольку их деформационная структура определяется складками и надвигами.

Кратон вместе с расположенными на его окраинах миогеоклиналями в палеотектоническом отношении соответствует континенту. При этом миогеоклинали обычно соответствуют пассивным окраинам современных континентов. Кратон (континент) со временем увеличивается в размерах в результате причленения к нему (аккреции) террейнов различного типа.

Тектоностратиграфический террейн (англ. *tectonostratigraphic terrane*) (террейн) – ограниченный разломами блок земной коры, достаточно крупный, чтобы быть показанным на карте масштаба 1:5 000 000, который по своей геологической истории резко отличается от смежных с ним блоков (террейнов). Совокупность террейнов, находящихся в сложных структурных соотношениях друг с другом, слагает все пространство орогенного пояса за пределами кратона.

Выделение террейна основывается не на представлении о его возможных больших горизонтальных перемещениях, а на анализе стратиграфических, палеонтологических и структурных данных, анализе магматизма и метаморфизма, указывающих на его принципиальное отличие в своем геологическом развитии от смежных террейнов и кратона.

Термин “тектоностратиграфический террейн” означает, что каждый террейн, выделяемый в фанерозойских орогенных поясах, характеризуется, прежде всего, своей стратиграфией, стратиграфической последовательностью геологических комплексов, сформированных в определенной геодинамической обстановке (геодинамических комплексов), а также особенностями и временем проявления процессов деформации, метаморфизма и магматизма. В строении террейна могут принимать участие один или несколько геодинамических комплексов. В объяснительной записке к карте террейнов севера тихоокеанского обрамления (Nokleberg et al., 1994b) каждый террейн иллюстрируется тектоностратиграфической колонкой, в которой показаны последовательность геодинамических комплексов, главные стратиграфические перерывы и несогласия, характер палеонтологических остатков (макрофауна, микрофауна или флора), данные изотопного геохронологического датирования, время проявления деформационных, метаморфических и магматических событий.

Во многих орогенных поясах установлено, что некоторые террейны “прошли” путь в тысячи километров до их причленения к континенту и были принесены на “спине” океанской литосферы, которая субдуцировала под окраину континента или островную дугу. Такие террейны получили название *экзотических* (англ. *exotic terrane*). Экзотическими являются многие террейны Корякского нагорья и Сихотэ-Алиня, которые содержат остатки позднепалеозойской и раннемезозойской тетической фауны. В принципе все выделенные террейны должны быть проверены на основе палеомагнитных и палеобиогеографических данных на их “экзотичность” в данном районе, поэтому их называют иногда *подозрительными террейнами* (англ. *suspect terrane*) (Howell, 1989).

Террейны представляют собой фрагменты более крупных тектонических единиц, дезинтегрированных в процессе аккреции. Различаются террейны кратонные, внутриконтинентальных рифтов, миогеоклинальные (пассивных континентальных окраин), окраинно-континентальной магматической дуги (активных континентальных окраин), островодужные, аккреционного клина типа А, сложенные преимущественно турбидитами при подчиненном значении океанических пород, аккреционного клина типа В, сложенного преимущественно океаническими породами, океанические (офиолиты, обдурченные на континентальные блоки) и др., которые представляют собой фрагменты соответствующих тектонических образований. Многие террейны включают геологические образования разной геодинамической природы, т.е. несколько разных геодинамических комплексов, например, окраинно-континентальные или рифтогенные вулканиты на раннекембрийском кристаллическом фундаменте. В этом случае природа террейна определяется по верхнему геодинамическому комплексу.

В пределах террейнов могут выделяться *субтеррейны* (англ. *subterrane*), которые определяются как ограниченные разломами части террейнов со сходной, но не идентичной геологической историей (Nokleberg et al., 1994b).

При анализе орогенных поясов с позиций тектоники плит широкое распространение получил термин *шовная зона* или *сутура* (англ. *suture*, *suture zone*), который определяется как тектоническое выражение зоны коллизии (столкновения) континентальных блоков (Howell, 1989). Шовная зона обычно содержит офиолиты и (или) метаморфические породы высоких давлений. Офиолиты и метаморфические породы высоких давлений с глаукофаном и лавсонитом на карте террейнов севера тихоокеанского обрамления входят в состав террейнов аккреционного клина.

Многие из этих террейнов, имеющие лентовидную в плане форму, описаны в литературе как шовные зоны, например, террейн Ангаючам на Аляске, Южно-Аньюский террейн на Чукотке или Тукуруингра-Джагдинский террейн в Монголо-Охотском поясе. В связи с этим нет необходимости выделения шовных зон как самостоятельных тектонических единиц. Многие террейны в прошлом были разделены обширными пространствами с океанической корой. Офиолиты, их фрагменты и метаморфические породы высоких давлений тяготеют к границам многих террейнов, но, вместе с тем, их наличие не является необходимым условием при определении границ террейнов. Границами террейнов являются крупные надвиги, сдвиги и реже сбросы, характерны зоны тектонического меланжа.

Аккреция (англ. *accretion*) – тектоническое причленение террейна или террейнов к кратону (континенту). Аккреция является кардинальным событием в тектонической эволюции террейна и окраины кратона. Геологические образования, сформированные до аккреции, определяются как *доаккреционные* (англ. *pre-accretion assemblages*), а сформированные после аккреции – как *постаккреционные* (англ. *post-accretion assemblages*). Аккреция террейнов может происходить в процессе субдукции, например, столкновение островной дуги с пассивной или активной континентальной окраиной, может явиться результатом обдукции океанической коры на окраину континента или крупных сдвиговых перемещений параллельно окраине континента.

Амальгамация (англ. *amalgamation*) – тектоническое объединение двух или более террейнов в единую более крупную тектоническую единицу до их причленения к кратону. В результате амальгамации возникают *супертеррейн* (англ. *superterrane*) и *составной террейн* (англ. *composite terrane*). Супертеррейн включает террейны различной природы, например, островодужные, пассивной континентальной окраины, океанические и др. Составной террейн состоит из террейнов одинаковой природы.

В террейновом анализе, кроме терминов “аккреция” и “амальгамация”, используются также термины “*коллизия*” (англ. *collision*), “*стыковка*” или “*швартовка*” (англ. *docking*). Термин “коллизия” в англоязычной геологической литературе обычно используется в его прямом смысле – как столкновение. Видимо этим объясняется отсутствие термина “коллизия” в фундаментальном английском геологическом словаре (Bates, Jackson, 1990). Говорят о коллизии, т.е. столкновении террейнов друг с другом или кратоном, о коллизии континентов, островных дуг и др. Термином “стыковка” (“швартовка”) обозначается причленение террейна к кратону (континенту)

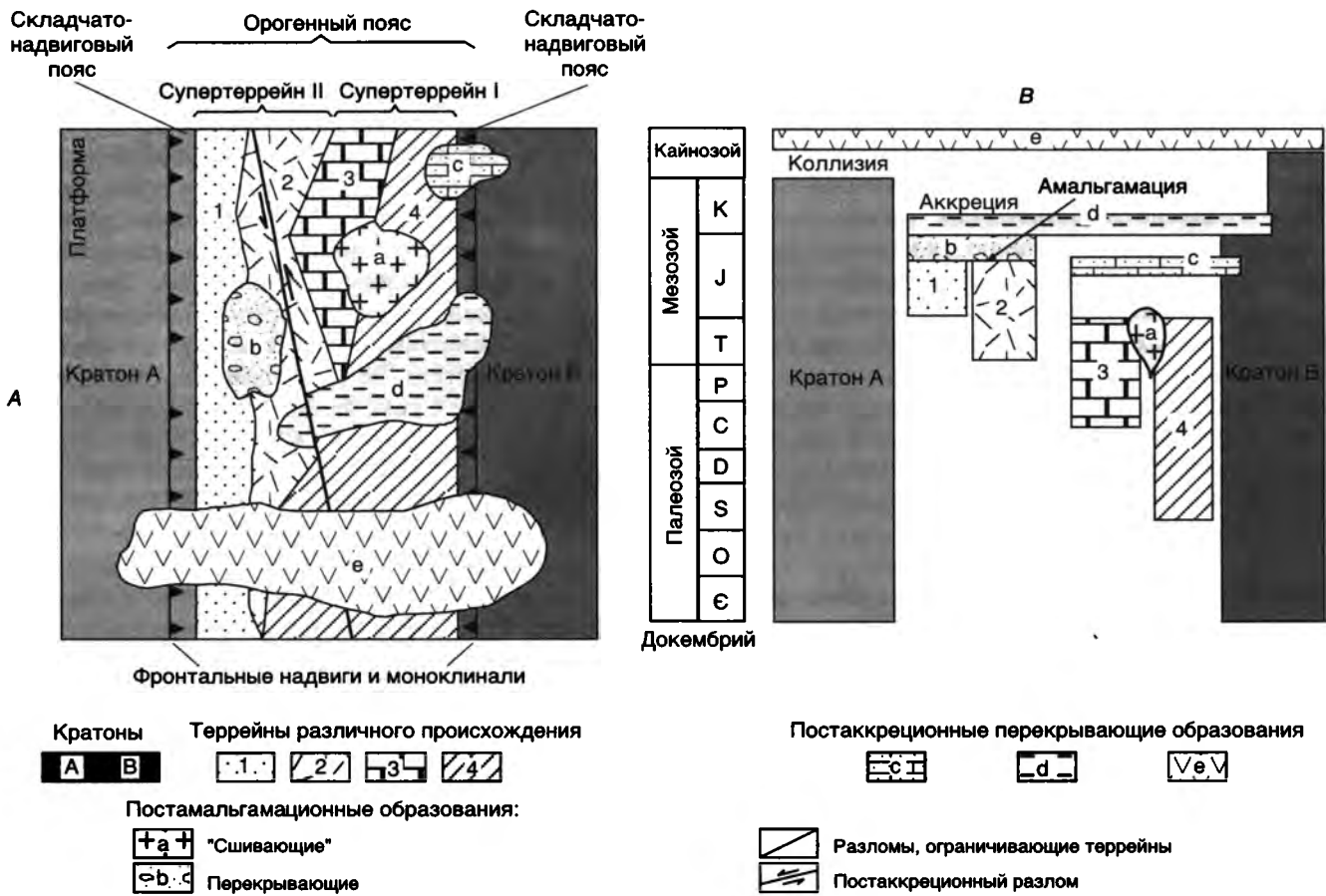


Рис. 3.1. Ключевые понятия террейнового анализа (Twiss, Moores, 1992, с изменениями и дополнениями)

(Twiss, Moores, 1992), т.е. он является синонимом термина “аккреция”.

Дисперсия (англ. *dispersion*) – тектоническое разрушение, расчленение на фрагменты ранее аккрецированных или амальгамированных террейнов. Дисперсия террейнов может осуществляться тремя различными способами (Howell, 1989): 1) путем трансляции, перемещений фрагментов террейна по крупным сдвигам на расстояния в сотни и первые тысячи километров; 2) путем рифтогенеза, в результате которого фрагменты ранее единых террейнов или террейна расходятся друг относительно друга; величина таких смещений может быть очень большой, если рифтогенез перерастает в открытие нового океана; 3) путем расчленения террейна глубинными надвигами на серию пластин с выдвиганием к поверхности нижних горизонтов земной коры или даже верхней мантии.

Части террейна, рассеянные в результате дисперсии, предлагается выделять как *фрагменты террейна* (англ. *terrane fragments*).

Перекрывающие и “сшивающие” образования (англ. *overlap* и *stitch assemblages*) формируются после аккреции или амальгамации террейнов и позволяют определить максимальный предел возраста этих процессов. Перекрываю-

щие образования представлены осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами, которые накапливались после амальгамации или аккреции террейнов и стратиграфически перекрывают два или более смежных террейна или террейны и окраину кратона. К перекрывающим образованиям относятся чехлы древних и молодых платформ, молассы краевых и межгорных прогибов и др. “Сшивающие” образования представлены поясами плутонических пород или роями даек и метаморфическими поясами различной геодинамической природы, которые как бы прошивают или пронизывают смежные террейны и окраину кратона. Эти образования могут быть связаны с аккрецией и амальгамацией террейнов, процессами рифтогенеза, субдукции и др.

Ключевые понятия террейнового анализа схематически проиллюстрированы на рис. 3.1, где показан орогенный пояс, который образован террейнами 1, 2, 3 и 4 и расположен между двумя кратонами А и В. Здесь же приведена тектоностратиграфическая диаграмма, на которой показан возрастной объем толщ, слагающих террейны, и возраст постамальгамационных и постаккреционных перекрывающих и “сшивающих” образований. Плутон а раннеюрского возраста интрузи-

рует террейны 3 и 4, начиная с этого времени они образуют одну тектоническую единицу – супертеррейн I, который был аккретирован к кратону В в средней юре, что определяется возрастом нижних горизонтов перекрывающих их образований с. Из данных диаграммы также следует, что террейны 1 и 2 были амальгамированы в супертеррейн II в поздней юре, а в начале мелового периода супертеррейн II был аккретирован к кратону В. Формирование орогенного пояса завершилось лишь в кайнозое путем столкновения (коллизии) кратонов А и В. В меловое время после аккреции супертеррейна II к кратону В имела место дисперсия террейнов 2 и 4, обусловленная смещением по сдвигу.

ТЕРРЕЙНЫ В РАННЕДОКЕМБРИЙСКОМ ФУНДАМЕНТЕ КРАТОНОВ

Раннедокембрийские структуры фундамента кратонов, обнажающиеся в пределах щитов, представляют собой мозаику блоков размером в сотни километров в поперечнике, которые разделяются и обрамляются линейными поясами складчатых и в различной степени метаморфизованных (до гранулитовой фации) пород. На Канадском щите они описывались как провинции, субпровинции, орогенные и гранулитовые пояса, в Африке и Австралии – как кратоны, сложенные гранит-зеленокаменными образованиями, и мобильные пояса, сложенные породами, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях, на Алдано-Становом щите – как складчатые области, системы и зоны. В последние годы термин “террейн” все шире используется при описании этих крупных раннедокембрийских тектонических единиц или более мелких блоков внутри них (Dobretsov et al., 1997; Dook, 1989; Frost et al., 1998; Glover, Ho, 1992; Howell, 1989; Rosen et al., 1994).

Применение термина “террейн” к раннедокембрийским тектоническим единицам, которые ограничены разломами и различаются по своим геологическим характеристикам и, следовательно, по истории геологического развития, представляется правомерным. Если отвлечься от глубокого метаморфизма горных пород, то легко заметить, что общий мозаичный узор раннедокембрийской структуры во многом сходен со структурами некоторых фанерозойских орогенных поясов, в частности, так называемого “мозаично-блокового” строения, такими, как палеозойские структуры Центрального Казахстана или мезозойские Северо-Востока России. На первый взгляд может показаться, что и модели тектоники литосферных плит приложимы к интерпретации структур раннего докембрия кратонов,

если мы сможем на основе геохимических и других данных восстанавливать первичный состав глубокометаморфизованных горных пород. Однако однозначно восстановить первичный состав метаморфических пород далеко не всегда представляется возможным и, главное, до сих пор остается неясным, “работала” ли тектоника плит в раннем докембрии, а если “работала”, то насколько она отличалась от тектоники плит фанерозоя. Кевин Бёрк в предисловии к книге “Зеленокаменные пояса”, представляющей фундаментальный обзор современных знаний об архейских структурах Мира, пишет: “Тектоника плит – основное свойство современной Земли и было бы интересно знать, была ли Земля столь отличной в архее от современной, что тектоника плит отсутствовала. К сожалению, на этот вопрос нет ответа” (Burke, 1997). Находки офиолитов с возрастом 1,8–1,9 млрд лет в Центральной Аризоне (Dann, Bowring, 1997) и на Канадском щите (St-Onge et al., 1997), а также эклогитов подобного возраста в Гренландии (Nutman, Friend, 1992) и Алдано-Становом щите (Smelov, Beryozkin, 1993), возможно, свидетельствуют о проявлении механизмов тектоники литосферных плит в данное время (Теркот, Шуберт, 1985).

В структурах раннего докембрия кратонов предлагается выделять террейны, определяемые как и террейны фанерозойских орогенных поясов, т.е. как ограниченные разломами крупные (десятки и первые сотни километров в поперечнике) тектонические единицы, различающиеся по истории своего геологического развития. Раннедокембрийские террейны, в отличие от фанерозойских, типизируются на основе их современного вещественного состава. Среди них различаются: гранит-зеленокаменные, гранулит-ортогнейсовые, гранулит-парагнейсовые, тоналит-трондьемито-гнейсовые, эндербит-гнейсовые террейны и т.п. Раннедокембрийские террейны, как и в фанерозойских орогенных поясах, могут объединяться в составные террейны и супертеррейны. Террейны разделяются зонами тектонического меланжа, в пределах которых тектонически совмещены пластины, сложенные породами смежных террейнов, а также породами нижних горизонтов земной коры, представленными гранулитами повышенных давлений. Все эти породы претерпели повторный высокотемпературный метаморфизм. К зонам меланжа обычно приурочены анортозиты. На Анабарском щите подобные зоны меланжа шириной до нескольких десятков километров разделяют блоки (террейны), сложенные гранулитами различного состава и описаны как глубоко эродированные зоны разломов (Лутц, Оксман, 1990).

Если допустить существование в раннем докембрии тектоники литосферных плит, в той или

иной степени сходной с современной, то можно попытаться наметить возможные фанерозойские аналоги геодинамическим обстановкам формирования раннедокембрийских террейнов. Так, гранит-зеленокаменным террейнам, возможно, могут отвечать островодужная и океаническая обстановки, тоналит-трондьемитогнейсовым и эндербит-гнейсовым террейнам – корневые зоны островной или окраинно-континентальной магматической дуги, гранулит-ортогнейсовым террейнам – корневая зона орогенного пояса, гранулит-парагнейсовым террейнам – миогеоклиналь (пассивная континентальная окраина), преддуговой или задуговой прогибы островных дуг.

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИКЕ ТЕРРИТОРИИ ЯКУТИИ

Первый синтез сведений по тектонике территории республики был выполнен в начале 60-х годов лабораторией тектоники Института геологии Якутского филиала СО АН СССР в сотрудничестве с геологами производственных организаций г. Якутска (Мокшанцев и др., 1964). Он основывался, главным образом, на результатах интенсивно проводившихся в те годы среднемасштабных геологических съемок, буровых и геофизических данных. В последующие годы подобный синтез тектонических данных проводился регулярно (Мокшанцев и др., 1968, 1975) и завершился изданием тектонической карты Якутской АССР и сопредельных территорий масштаба 1:1 500 000 (Мокшанцев, 1976) и сводной монографии “Структура и эволюция земной коры Якутии” (Гусев и др., 1985), которая была подготовлена в связи с составлением “Атласа тектонических карт Сибири”. Сведения о более ранних тектонических исследованиях на территории республики приведены в работе К.Б.Мокшанцева с соавторами (Мокшанцев и др., 1964).

В результате обобщений, выполненных в 60-е и 70-е годы, определились представления о Сибирской платформе, Верхояно-Колымской и Байкало-Патомской орогенных областях как главных тектонических единицах территории республики. Наибольший прогресс в те годы был достигнут в изучении структур Сибирской платформы. На основании геофизических и буровых данных была построена карта рельефа поверхности кристаллического фундамента, установлены главные структуры 1-го, 2-го и 3-го порядков, главные структурные ярусы чехла платформы: рифейский, венд-нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойский и мезозойский, обосновано выделение рифейских (Косыгин и

др., 1964), а несколько позднее девонских (Масайтис и др., 1975а) авлакогенов и определено важное значение рифейского и девонского рифтогенезов в тектонической эволюции восточной части платформы (Гусев и др., 1985).

О структуре и истории формирования Верхояно-Колымской орогенной области, которая охватывает почти половину территории республики, в те годы сложились весьма оригинальные и, как оказалось впоследствии, весьма далекие от действительности представления. Считалось, что под всей этой огромной областью существует единый раннедокембрийский фундамент того же типа, что и в пределах Сибирской платформы, который разбит субвертикальными долгоживущими “глубинными разломами” на различные по размерам изометричные и линейные блоки. Наиболее приподнятые, изометричные, угловатые в плане блоки выделялись как срединные массивы (Колымский, Омолонский, Охотский). Более погруженные блоки раннедокембрийского фундамента предполагались под так называемыми зонами пологих дислокаций (Адычанская, Куларская и др.). Структура области, согласно этим представлениям, определяется мозаикой таких блоков и разделяющих их линейных зон с повышенными деформациями, сформированных над зонами “глубинных разломов”. Вся эта область получила название эпикратонной складчатой геосинклинали области (Косыгин, Лучицкий, 1962), т.е. сформированной на погруженном раннедокембрийском фундаменте, в результате различных по величине вертикальных смещений его блоков по зонам “глубинных разломов”.

Следует обратить внимание, что “глубинным разломам” придавалась определяющая роль не только в формировании Верхояно-Колымской области, но и Сибирской платформы. На тектонической карте Якутской АССР 1976 г. в пределах платформы показана решетка ортогональных и диагональных “глубинных разломов” с шагом в первые десятки километров, с которыми связывались широко распространенные на востоке платформы рои базальтовых даек, массивы основных и щелочно-ультраосновных пород, траппы и кимберлиты. “Глубинные разломы” трассировались как в пределах платформы, так и в орогенных областях, главным образом, по гравитационным и магнитным аномалиям. В существовании таких разломов мало кто сомневался в те годы, хотя в большинстве случаев они не смещали толщи горных пород мощностью даже в десятки метров. Считалось, что эндогенные полезные ископаемые, как и магматические проявления любого типа, связаны с субвертикальными перемещениями по “глубинным разломам”, многие из которых воз-

никли еще в докембрии и сохранили свою активность до настоящего времени. Широкое распространение в нашей стране получили представления о своеобразии Сибирской платформы и Верхояно-Колымской области, их глубоко отличии соответственно от других древних платформ и орогенных поясов.

Потребовались долгие годы целенаправленных полевых исследований во многих регионах Якутии, чтобы убедиться в искусственности и надуманности таких взглядов. Первые сомнения в правильности подобных представлений возникли еще в середине 70-х годов, когда в центре Колымского срединного массива с предполагаемым раннедокембрийским фундаментом, в районе Алазейского поднятия, был установлен мощный разрез вулканогенно-осадочных образований островодужного типа верхнего палеозоя и нижнего мезозоя (Русаков и др., 1975, 1977; Лычагин и др., 1977) и глаукофановые метаморфические сланцы (Лычагин и др., 1975).

В 80–90-е годы было доказано, что деформационные структуры Верхояно-Колымской области принципиально не отличаются от структур других хорошо изученных орогенных поясов мира, таких как Альпы, Аппалачи, Кордильеры Северной Америки и др. В таких поясах деформационные структуры определяются надвигами, в том числе крупными, с перемещениями до 90 км, и более поздними сдвигами (Архипов и др., 1981; Парфенов, 1985а, б, 1987б; Парфенов, Прокопьев, 1986, 1993; Парфенов и др., 1988б, 1989а, 1998б; Прокопьев, 1989, 1998). Характерны сложные складчатые деформации, а во внутренних районах области широко распространено явление повторной складчатости уже деформированных ранее осадочных толщ. Так, в Куларском хребте, где по результатам среднемасштабной геологической съемки изображались пологоволнистые синклинали и антиклинали, оказалось, что за слоистость была принята сланцеватость пакетов лежащих складок, которая действительно лишь полого изогнута (Парфенов и др., 1989б). В 80-е годы в пределах Верхояно-Колымской области были открыты олистостромы, зоны офиолитового меланжа, доказано существование офиолитов, комплексов активных и пассивных континентальных окраин, островных дуг. Наиболее полно эти данные, свидетельствующие о правомерности использования моделей тектоники литосферных плит при определении условий формирования Верхояно-Колымской области, суммированы в книге Л.М. Парфенова (1984).

В 70-е и 80-е годы было предложено несколько моделей формирования Верхояно-Колымской области, основанных на теории тектоники литосферных плит (Churkin, 1973; Fujita, 1978; Fujita,

Newberry, 1982, 1983; Parfenov et al., 1978; Parfenov, Natal'in, 1985, 1986; Rowley, Lottes, 1988; Парфенов, 1984; Парфенов, Натальин, 1977, 1981; Натапов, Ставский, 1985). Эти первые модели, еще несколько наивные и во многом противоречившие друг другу, поскольку в те годы было еще недостаточно фактического материала, получили свое развитие в 90-е годы (Зоненшайн и др., 1990а, б; Parfenov, 1991, 1994, 1995; Sengör, Natal'in, 1996; Fujita et al., 1997).

В 1990–1994 гг. в рамках международного проекта по тектонике и металлогении севера тихоокеанского обрамления был выполнен террейновый анализ Верхояно-Колымской области и составлена первая карта террейнов региона масштаба 1:5 000 000 (Парфенов и др., 1993; Parfenov et al., 1993; Nokleberg et al., 1994b, 1997b). Последовательное выполнение террейнового анализа и широкое международное обсуждение проблем тектоники северо-востока Азии в контексте проблем всего севера тихоокеанского обрамления пролили новый свет на тектонику Верхояно-Колымской области. В результате в пределах Верхояно-Колымской области было выделено около 20 террейнов континентальной и океанической природы, проведена их корреляция с террейнами смежных регионов, включая Аляску и Кордильеры Северной Америки. Было сформулировано представление о Колымо-Омолонском супертеррейне (микроконтиненте), возникшем в конце средней юры в результате амальгамации ряда террейнов континентальной природы вокруг Алазейской островной дуги (Parfenov, 1994). Показано, что деформационные структуры определяются столкновением (коллизией) Колымо-Омолонского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном, которое сопровождалось формированием Главного и Северного протяженных продольных поясов гранитных батолитов и рядом поперечных гранитных поясов.

Принципиально новые данные в эти же годы были получены в процессе совместных полевых исследований с сотрудниками Геофизического института Университета Аляски. В результате массового датирования ^{40}Ar – ^{39}Ar методом мезозойских гранитоидов Восточной Якутии и смежных районов Магаданской области было установлено, что формирование Главного и Северного продольных батолитовых поясов и поперечных поясов гранитов связаны с самостоятельными тектоническими событиями (Layer et al., 1995; Layer et al., 2001; Fujita et al., 1997). Ранее на основании К-Аг датирования считалось, что длительность формирования одного гранитного батолита составляет 100–150 млн лет (Ненашев, Зайцев, 1980, 1985). ^{40}Ar – ^{39}Ar датирование показало, что длительность формирования целого пояса грани-

ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ ТЕРРИТОРИИ ЯКУТИИ

тов протяженностью около 1 тыс. км не превышает 10 млн лет. Эти данные о возрасте гранитов весьма важны как для выводов о геодинамике формирования тектонических структур, так и при металлогеническом анализе, поскольку с гранитами связаны главные рудные богатства Восточной Якутии. Палеомагнитные исследования, выполнявшиеся совместно с геохронологическими работами, показали, что осадочные породы различного возраста в обширной области с центром в северо-западной части хр. Черского были перемагничены и практически утратили свою первичную намагниченность (Stone et al., 1994). Субвертикальная ориентировка векторов повторной намагниченности указывает на положение изученной области в районе Северного полюса в то время, которое определяется как ранний мел.

Изучение современной сейсмичности Якутии совместно с Мичиганским университетом, продолжающееся и в настоящее время, показало, что сейсмичность Восточной Якутии, которая концентрируется в сейсмическом поясе Черского, определяется сближением Северо-Американской и Евразийской плит, которые вращаются вокруг полюса, расположенного в районе пос. Тикси (Cook et al., 1986; Parfenov et al., 1988; Riegel et al., 1992).

Важное значение для понимания тектонических структур территории республики и истории их формирования имеют данные о толщине земной коры. Современные представления о ее мощности в пределах Сибирской платформы основываются на результатах глубинного сейсмического зондирования, выполненного еще в 70-е годы, и на данных по корреляции с гравитационными аномалиями (Неустроев, Парфенов, 1985). Детальное площадное глубинное сейсмическое зондирование в районах Мирнинского и Айхальского кимберлитовых полей выявило аномально высокие значения граничных скоростей (до 8,8–9,0 км/с) по поверхности Мохоровичича (Суворов и др., 1985, 1986; Гусев и др., 1985; Уаров, 1994).

На территории Восточной Якутии глубинные сейсмические зондирования не проводились. Представления о толщине земной коры здесь основывались до недавнего времени на использовании корреляционной зависимости между толщиной земной коры, установленной в пределах Сибирской платформы по данным глубинного сейсмического зондирования, и гравитационными аномалиями (Мокшанцев и др., 1975). В последние годы для определения толщины земной коры Восточной Якутии были использованы сейсмологические данные, что позволило уточнить существовавшие ранее представления (Суворов, Корнилова, 1985, 1986; Mackey et al., 1998).

Большую часть территории Якутии занимают две крупные тектонические единицы: Сибирская платформа, располагающаяся к западу от рек Лена, Алдан и Учур, и Верхояно-Колымская мезозойская орогенная область – обширная горная страна в междуречье Лены и Колымы. В верховьях р. Лены в состав Якутии входит также северная окраина Байкальской палеозойской орогенной области, представленная фрагментами Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса (рис. 3.2).

Сибирская платформа – древний жесткий блок земной коры, который не подвергался пластическим деформациям в течение последних 1,0–1,4 млрд лет. Платформа имеет двухъярусное строение и включает: 1) фундамент, образованный сложно деформированными и измененными (метаморфическими) горными породами, и 2) чехол, сложенный пологозалегающими осадочными и вулканическими породами, которые моложе 1,6 млрд лет. Фундамент на большей части платформы залегает на глубинах от нескольких сотен метров (район г. Якутска) до 10–15 км (район нижнего течения р. Вилюй). На юге (Алдано-Становой щит) и на севере (Анабарский щит, Оленёкское поднятие) фундамент выступает на дневную поверхность.

Верхояно-Колымская орогенная область в отличие от Сибирской платформы образована деформированными горными породами, которые смяты в складки и нарушены разломами. Возраст этих деформаций позднемезозойский. Они начались в конце юрского (около 150 млн лет назад) и завершились в середине мелового периода (около 120 млн лет назад). Характерны разнообразные магматические породы, в том числе крупные плутоны гранитоидов, формирование которых происходило одновременно с тектоническими деформациями. Гранитоиды образуют два гигантских продольных пояса: Главный и Северный, а также ряд более мелких поперечных поясов, ориентированных поперек тектонических структур.

Внешняя, примыкающая к платформе часть орогенной области выделяется как *Верхоянский складчато-надвиговый пояс*. Пояс, отделяющийся от платформы протяженными системами пологих надвигов, образован мощным (до 15 км) клином деформированных обломочных пород карбона, перми, триаса и юры, которые представляют собой типичные накопления миогеоклинали (пассивной континентальной окраины). Эти шельфовые и дельтовые осадки

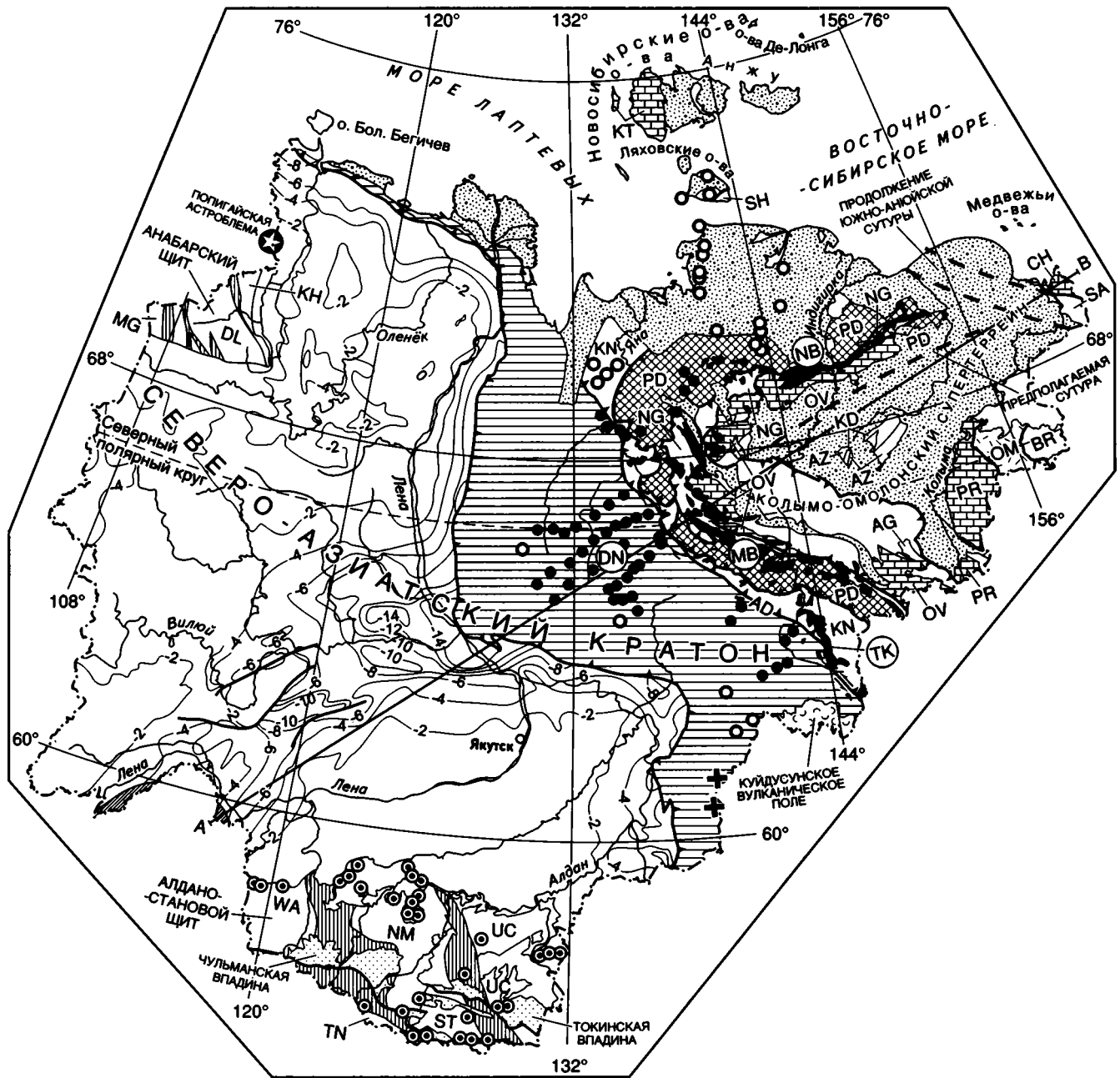


Рис. 3.2. Главные тектонические единицы территории Якутии. Усл. обозн. см. на с. 78

вблизи платформы и на платформе сменяются выклинивающимися к западу отложениями прибрежной аккумулятивной равнины, а к востоку – глубоководными черными сланцами и турбидитами континентального склона и его подножия, которые слагают Кулар-Нерский сланцевый пояс. Верхоянский складчато-надвиговый пояс сформирован на погруженной окраине того же докембрийского метаморфического фундамента, что и в пределах Сибирской платформы. Докембрийский фундамент полого погружается со стороны платформы под Верхоянский пояс, отделяясь от слагающих его мощных осадочных толщ системами пологих

субгоризонтальных срывов. В этом же направлении увеличиваются мощности отложений и происходит наращивание стратиграфического разреза.

Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс, расположенный большей частью за пределами территории республики, имеет сходное строение. Он образован мощными терригенными и карбонатными толщами рифея, венда и кембрия. Сибирская платформа и тесно связанные с ней в своем развитии Верхоянский, Байкало-Патомский и другие, расположенные на ее периферии складчато-надвиговые миогеоклинальные пояса, в совокупности образуют Северо-Ази-

Сибирская платформа



Платформенный чехол со стратоизогипсами по поверхности кристаллического фундамента (в км)

Фундамент платформы



Террейны Алдано-Станового щита (WA – Западно-Алданский гранит-зеленокаменный, NM – Нимнырский гранулит-ортогнейсовый, ST – Сутамский гранулит-парагнейсовый, UC – Учурский гранулит-парагнейсовый, TN – Тындинский тоналит-трондьемитогнейсовый) и Анабарского щита (MG – Маганский тоналит-трондьемитогнейсовый, DL – Далдынский эндербит-гнейсовый, KH – Хапчанский гранулит-парагнейсовый)



Зоны тектонического меланжа

Верхояно-Колымская орогенная область



Верхоянский складчато-надвиговый пояс

Коллаж террейнов:



Миогеоклинальные террейны (КТ – Котельный, OV – Омuleвский, PR – Приколымский, CH – Чукотский)



Омолонский кратонный террейн (OM)



AZ – Алазейский островодужный террейн; турбидитовые террейны: BR – Березовский, AG – Арга-Тасский, NG – Нагонджинский, KN – Кулар-Нерский турбидитовый террейн подножия континентальной окраины (сланцевый пояс); террейны аккреционного клина, сложенные преимущественно океаническими породами (SA – Южно-Аноийский, KD – Кенкельдинский, SH – Шалауровский)



PD – Полоусно-Дебинский террейн аккреционного клина, сложенный преимущественно турбидитами

Гранитные пояса



Продольные пояса: (MB) – Главный, 143–138 млн лет, (NB) – Северный, 130–123 млн лет, (TK) – Тас-Кыстабытский, 150–120 млн лет



Южно-Верхоянский пояс, 155–120 млн лет



Поперечные пояса: (DN) – Дербек-Нельгесинский пояс, 132–123 млн лет



Граниты, датированные в 106–95 млн лет



Фрагменты Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса



Фрагменты Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса

Фрагменты раннемезозойской активной континентальной окраины



Юрско-раннемеловые субщелочные и щелочные магматические породы



Юрские континентальные отложения задугового прогиба



Кайнозойские отложения



Разломы



Надвиги (AD – Адыча-Тарынский разлом)



Сдвиги



Линия разреза, приведенного на рис. 3.3

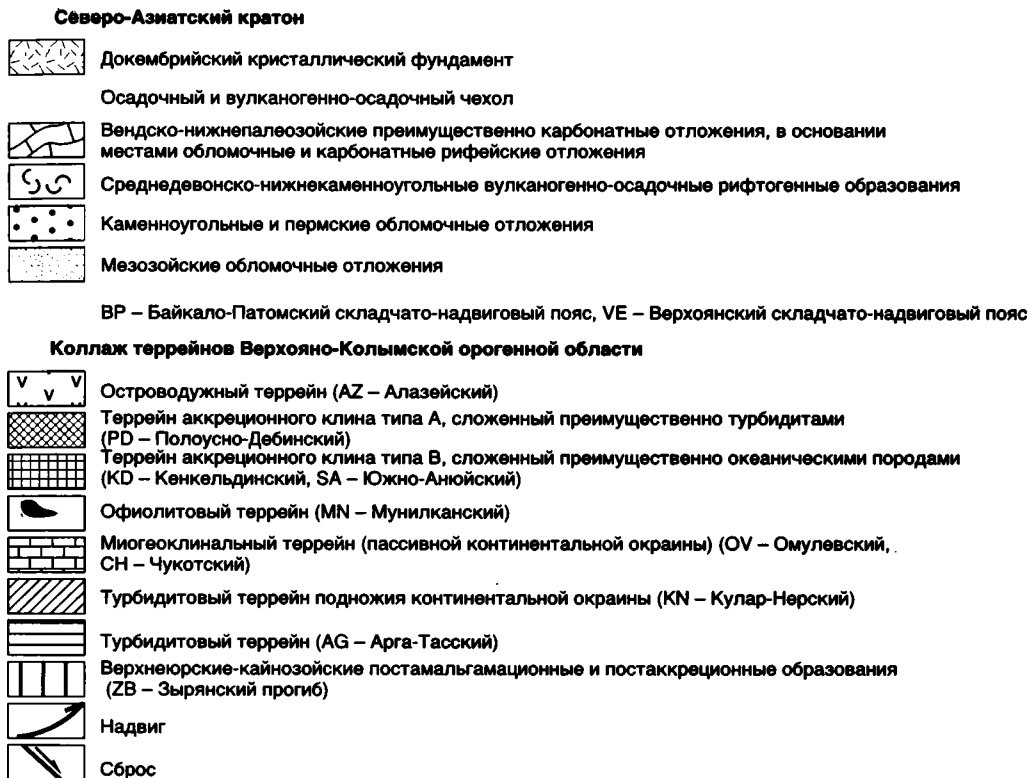
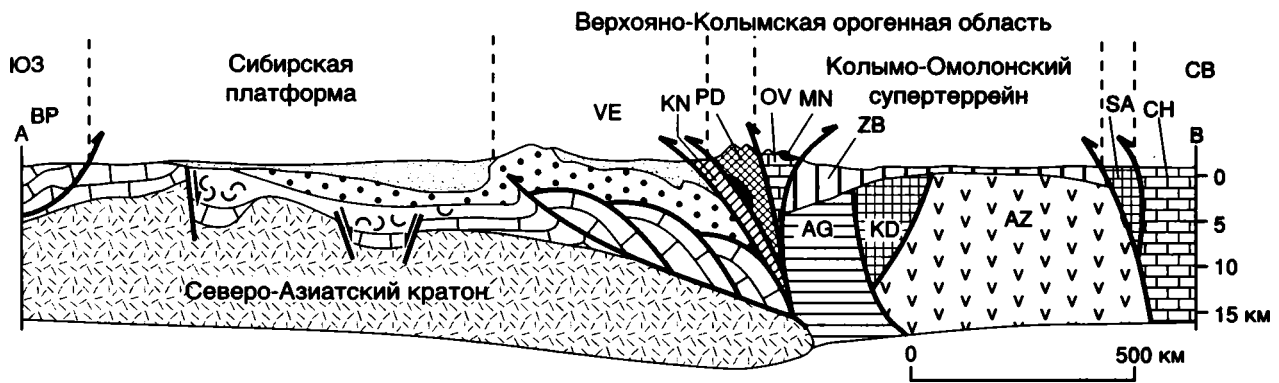


Рис. 3.3. Принципиальный геологический разрез главных тектонических зон Якутии. Местоположение линии разреза см. на рис. 3.2

атский кратон (Косыгин и др., 1964) (рис. 3.3). Сибирская платформа представляет собой ядро кратона, а Верхоянский и Байкало-Патомский складчато-надвиговые пояса – его погруженные соответственно восточную и юго-западную окраины. Южная окраина кратона в районе Алдано-Станового щита, примыкающего за пределами территории республики к Монголо-Охотской шовной зоне, в течение позднего докембрия, палеозоя и мезозоя представляла собой область преобладающего поднятия. Ее воздымание в течение длительного времени было обусловлено тем, что эта граница относится к типу трансформных, и вдоль нее или под острым углом к ней происходило скольжение смежной океанической плиты в палеозое и раннем мезозое (Парфенов и др., 1996а). В юре здесь устанавливается ак-

тивная континентальная окраина. Магматизм этой окраины представлен известково-щелочными гранодиоритовыми батолитами Станового поднятия и широко распространенными к северу от него, в пределах Алдано-Станового щита, комплексами субщелочных и щелочных горных пород. Чульманская и Токинская впадины, выполненные юрскими и нижнемеловыми угленосными отложениями, являются фрагментами тылового прогиба этой активной континентальной окраины. В поздней юре–начале мела к южной окраине кратона причленяется Амурский супертеррейн (микроконтинент). С этим процессом связаны крупномасштабные деформации, которые на юге республики выражены надвигами архейских пород на южные окраины Чульманской и Токинской впадин.

Большая часть Верхояно-Колымской области, располагающаяся к востоку от кратона, представляет собой коллаж террейнов – ограниченных разломами блоков земной коры, различных по своему строению, истории геологического развития и происхождению. Террейны являются фрагментами кратонов, островных вулканических дуг, аккреционных клиньев, преддуговых прогибов и древних, исчезнувших океанических бассейнов, остатки коры которых представлены офиолитами. Эти образования в конце палеозоя и начале мезозоя находились на расстоянии в сотни и первые тысячи километров от Сибирского континента, а в конце мезозоя причленялись к нему, приводя к увеличению размеров континента и формированию орогенных поясов. При этом большинство террейнов Верхояно-Колымской области в среднеюрское время были амальгамированы в одну более крупную тектоническую единицу – Колымо-Омолонский супертеррейн (микроконтинент), который уже как единое целое причленился к Сибирскому континенту в конце поздней юры–начале мела.

Коллизия Колымо-Омолонского супертеррейна с Сибирским континентом привела к деформациям в пределах Верхоянской пассивной окраины, начало которых датируется поздней юрой. Результатом этих деформаций стало сокращение ширины и увеличение толщины осадочных клиньев как в пределах Колымо-Омолонского супертеррейна, так и на окраине Сибирского континента, их изостатическое всплы-

вание и формирование горных сооружений. Перед фронтом растущих горных сооружений в поздней юре–мелу формируется Приверхоянский краевой прогиб.

Земная кора Якутии прошла длительный и сложный путь эволюции. Западная, большая часть территории республики в течение нескольких сотен миллионов лет была частью Сибирского континента, который увеличивался в размерах путем причленения к нему на востоке и юге в конце мезозоя террейнов различной природы и происхождения. Начиная с середины мелового периода, вся территория Якутии входит в состав единого Евразийского континента. Нарастание размеров континента продолжалось, но уже за пределами территории Якутии. Во второй половине мелового периода восточная окраина Азии выглядела примерно так же, как современная Андийская окраина Южной Америки. Альб-поздне меловой Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс, который протягивается на 2000 км от Чукотки до Удской губы Охотского моря и частично заходит в пределы Якутии, определял положение активной окраины Евразии, под которую происходило погружение коры палео-Тихого океана. В последующее время, в кайнозой, активные геодинамические процессы смещаются еще далее к востоку, в районы Корякского нагорья и Камчатки. В настоящее время нарастание восточной окраины Азии происходит в районах Курило-Камчатского пояса вулканов и сопровождающего этот пояс глубоководного желоба.

ФУНДАМЕНТ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

Фундамент кратона в пределах территории Якутии выступает на поверхность на обширных площадях в пределах Алдано-Станового и Анабарского щитов, в ряде обнажений на своде Оленёкского поднятия и вскрыт многими скважинами под платформенным чехлом.

АЛДАНО-СТАНОВОЙ ЩИТ

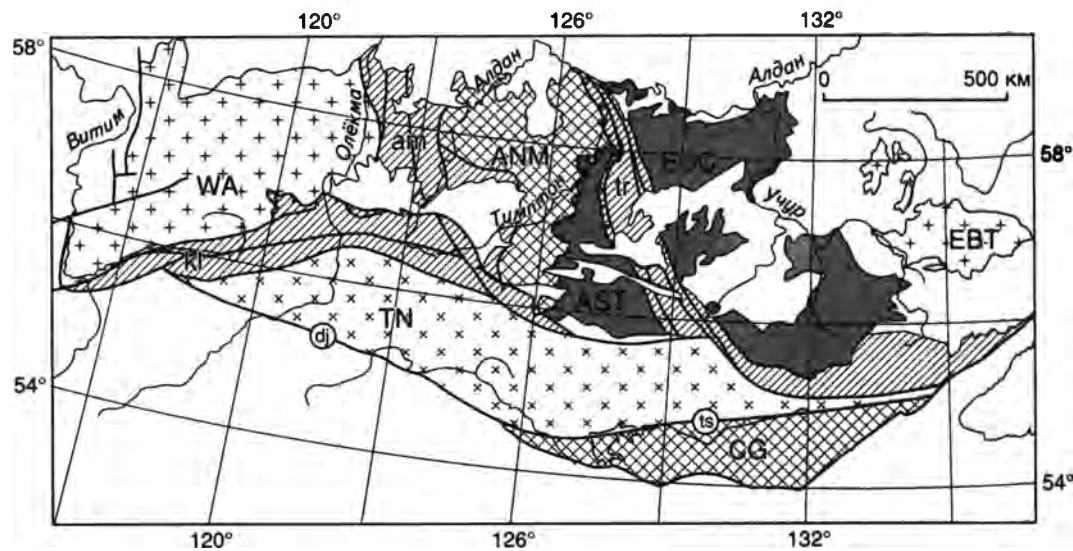
Щит, расположенный на южной окраине Сибирской платформы, сложен преимущественно глубоко измененными горными породами гранулитовой фации метаморфизма и в меньшей степени породами амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. До недавних лет считалось, что наиболее древними, архейскими, являются здесь породы гранулитовой фации, а слабее измененные образования имеют позднеархейский и раннепротерозойский возраст. Исследования последних 10–15 лет с использованием современных методов изотопного геохронологического датирования горных пород показали, что гранулитовый метаморфизм, который различается по своим *P-T* параметрам в различных частях щита, имел место в разное, но преимущественно, в раннепротерозойское время, а наиболее древними (древнее 2,6 млрд лет) являются гранит-зеленокаменные образования, большей частью относительно слабо метаморфизованные (Гаврикова и др., 1991; Ковач и др., 1996; Попов, Смелов, 1996; Rosen et al., 1994; Frost et al., 1998). Установлено широкое развитие глубинных надвигов, тектонических покровов и крупных сдвигов различного возраста (Дук, 1989; Сальникова, 1993; Богомолова, 1993; Соколовский и др., 1994; Dobretsov et al., 1997). Предложены и обоснованы плитно-тектонические модели формирования отдельных районов щита в докембрии (Борукаев, 1996; Соколовский и др., 1994).

Еще в 60-е годы на основе среднемасштабных геологических съемок было установлено неоднородное строение раннедокембрийского фун-

дамента в пределах щита. Были намечены крупные участки или блоки, различающиеся по составу слагающих их метаморфических и магматических образований, характеру и степени метаморфизма и структурному стилю. Эти участки выделялись как блоки, мегаблоки, структурно-фациальные зоны, складчатые зоны или системы, литоплинты (Максимов, Угрюмов, 1966; Дзевановский и др., 1970; Мокроусов, 1970; Фрумкин, 1970; Реутов, 1981; Дук, Кицул, 1980; Кицул и др., 1983).

Было показано, что эти участки по разному выражены в магнитном поле (Краснов, 1964) и различия между ними, устанавливаемые на земной поверхности, прослеживаются на всю толщу земной коры (Парфенов и др., 1985). Именно такие участки, или блоки, в пределах щита выделяются нами в составе раннедокембрийского фундамента кратона как террейны, которые группируются в составные террейны и супертеррейны по принципам, охарактеризованным выше для фанерозойских орогенных поясов, с учетом современных геохронологических, петрографических и структурных данных.

Определение границ раннедокембрийских террейнов является весьма сложным. При попытках проведения границ по одному или группе сближенных разломов границы между крупными тектоническими единицами, например такими, как Западная и Центральная части Алданского щита и Становая область, у разных авторов не совпадают на несколько десятков километров (Красный, 1981; Карсаков, 1995; Дук и др., 1986; Митрофанов, 1987; Moskovchenko et al., 1993). Некоторые авторы на границах раннедокембрийских террейнов выделяют так называемые переходные зоны шириной до 100 км (Другова и др., 1985). В их пределах картируются блоки и пластины, сложенные породными ассоциациями, которые принадлежат соседствующим террейнам и их глубинным частям, а также встречающиеся только здесь специфические ассоциации парагнейсов и метамагматических пород (например, слабометаморфизованные вул-



Террейны:

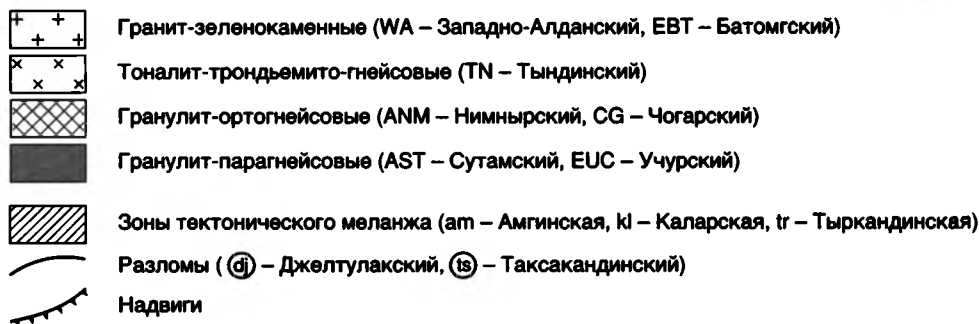


Рис. 4.1. Карта террейнов Алдано-Станового щита

Батомгский (EBT) и Учурский (EUC) террейны образуют Восточно-Алданский супертеррейн, а Нимнырский (ANM) и Сутамский (AST) террейны – Центрально-Алданский супертеррейн

каногенно-осадочные образования Чульманского грабена в Становом разломе (Березкин, 1977), чугинская толща и габбро-диорит-плагногранитный унгринский комплекс в Приолёкмо-Пристановой зоне (Дук и др., 1986). Для этих зон характерны интрузии анортозитов, устанавливаются структурные признаки глубинных надвигов и сдвигов, сопровождающихся разветвленной сетью зон бластомилонитов (Сальникова, 1993). Совмещенные породные ассоциации претерпевают совместные наложенные метаморфические преобразования и “сшиваются” поздними магматическими комплексами. По существу, такие зоны представляют собой самостоятельный элемент структуры докембрийской земной коры и должны выделяться и картироваться как зоны тектонического меланжа (Морозов и др., 1997). Они представляют собой линейные участки земной коры, характеризующиеся тектоническим смещением по системам пластических надвигов и сдвигов пластин (блоков), сложенных структурно-вещественными

комплексами соседствующих террейнов и “экзотических” образований, которые претерпевают совместные структурно-метаморфические преобразования. Обычно такие зоны проявлены в магнитном поле положительными линейными аномалиями и прослеживаются по ним на многие сотни километров под платформенным чехлом.

В пределах Алдано-Станового щита выделяется пять террейнов. На территории Якутии обнажаются Западно-Алданский гранит-зеленокаменный составной террейн, Центрально-Алданский и Восточно-Алданский супертеррейны, разделенные зонами тектонического меланжа (рис. 4.1). Современные геохронологические данные о возрасте кристаллических пород представлены в табл. 4.1. Южнее, в пределах Читинской, Амурской областей и Хабаровского края расположены Тындинский тоналит-трондьемитогнейсовый составной террейн и Чогарский гранулит-ортогнейсовый террейн.

Данные об изотопном возрасте кристаллических пород Алдано-Станового щита

№ п/п	Порода	Материал	Метод	Изотопный возраст, млн лет	Геологическое подразделение	Источник
Западно-Алданский гранит-зеленокаменный составной террейн						
<i>а. Ортогнейсовый комплекс амфиболитовой–эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма</i>						
1	Тоналит-трондjemитовый гнейс	Циркон	U-Pb изохронный	3212 ± 18	Олёкминский комплекс	Nutman et al., 1990, 1992a
2	Тоналиты	Порода	Sm-Nd изохронный	3044 ± 95	Олёкминский комплекс, Тунгурчаканский плутон	Сальникова и др., 1993
3	Тоналитогнейсы	Циркон	U-Pb изохронный	3018 ± 10	Габбро-диорит-плагиогранитный комплекс, Олондинский ЗП*	Baadsgaard et al., 1990
4	Гранитогнейсы и мигматиты	Ортит (4 пробы)	Pb-Pb и U-Pb изохронный	от 3010 до 2630	Олёкминский комплекс	Тугаринов и др., 1967
5	Трондjemитовые гнейсы	Циркон	U-Pb изохронный	3016 ± 8	Синтектонические жилы	Nutman et al., 1990, 1992a
6	Метагаббро, метадиориты и плагиограниты	"	То же	2984 ± 22	Амнуактинский плутон	Neymark et al., 1993
7	Метагаббро, метадиориты и плагиограниты	Порода	Pb-Pb изохронный	2991 ± 57	То же	То же
8	Метагаббро, метадиориты и плагиограниты	"	Sm-Nd изохронный	3094 ± 430	"	"
9	Трондjemитогнейсы	Циркон	U-Pb изохронный	2999 ± 51	Усть-Олдонгсинский плутон	То же
10	Трондjemитогнейсы	Порода	Pb-Pb изохронный	2855 ± 170	То же	"
11	Трондjemитогнейсы	"	Sm-Nd изохронный	2923 ± 144	"	"
12	Тоналитогнейсы	Циркон	U-Pb изохронный	2867 ± 7	Олёкминский комплекс	Baadsgaard et al., 1990
<i>б. Пара- и ортогнейсовые комплексы гранулитовой фации метаморфизма</i>						
13	Гранат-биотитовые гнейсы	Порода	Sm-Nd модельный	3488	Курульгинская толща, Оломокинский блок	Ковач и др., 1995в
14	Двупироксеновые кристаллические сланцы	Циркон	Pb-Pb	3150	То же	Левченков и др., 1987
<i>в. Зеленокаменный комплекс эпидот-амфиболитовой–зеленосланцевой фаций метаморфизма</i>						
15	Метавулканы ультраосновного состава	Порода	Sm-Nd изохронный	3232 ± 199	Тунгурчинская серия	Puchtel et al., 1993
16	Метавулканы основного и ультраосновного состава	"	То же	3250 ± 200	То же	А. Немчин, устн. сооб.
17	Метадациты	Циркон	U-Pb	2980	Тасмиелинская серия	Nemchin, 1990
18	Метадиабазы	Порода	Sm-Nd изохронный	2750 ± 158	Тасмиелинский ЗП	Nemchin, 1990

Таблица 4.1 (продолжение)

№ п/п	Порода	Материал	Метод	Изотопный возраст в млн лет	Геологическое подразделение	Источник
19	Метадациты	Циркон	U-Pb изохронный	2950 ± 50	Олондинская серия	Бибикова и др., 1984б
20	Кислые метавулканиды	"	То же	2983 ± 6	"	Nutman et al., 1990, 1992a
21	Кислые метавулканиды	"	"	2998 ± 9	"	"
22	Кислые метавулканиды	"	"	3006 ± 11	"	"
23	Метавулканиды основного и ультраосновного состава	Порода	Sm-Nd изохронный	2966 ± 16	"	Журавлев и др., 1989
24	Метакрипты	"	То же	2050	Дайки в олондинской серии	Рудник, 1989
<i>г. Перекрывающие протоплатформенные комплексы</i>						
25	Туфопесчаники	Циркон	U-Pb изохронный	2180 ± 30	Удоканская серия	Бережная и др., 1988
26	Филлиты	Порода	Rb-Sr изохронный	1950 ± 11	Ханнинская свита	Горохов и др., 1989
<i>д. Сиивающие (интрузивные) комплексы</i>						
27	Граниты	Циркон	U-Pb	2600	Чародоканский плутон	Рудник, 1989
28	Гранитные жилы	"	U-Pb изохронный	2608 ± 18	Олёмминский комплекс	Сальникова, 1993
29	Граниты	Порода	Rb-Sr	1900 ± 100	Кодарский комплекс	Рублев и др., 1987
30		Циркон	U-Pb	1900 ± 100	То же	"
31	Граниты	"	Pb-Pb	1780 ± 11	Чуйско-кодарский комплекс	"
32	Рапакиви	"	U-Pb изохронный	1860 ± 50	Чуйско-кодарский комплекс	"
33	Метадиабазы	Порода	Sm-Nd изохронный	1883 ± 46	Куранахский комплекс	А. Немчин, устн. сообщ.
Центрально-Алданский супертеррейн						
1. Нимнырский гранулит-ортогнейсовый террейн						
<i>а. Ортогнейсовый комплекс гранулитовой фации метаморфизма</i>						
1	Гиперстен-биотитовые плагиогнейсы	Циркон	U-Pb изохронный	3570 ± 60	Ортогнейсовый комплекс	Морозова и др., 1989
2	Гранито-гнейсы и плагиогнейсы	"	То же	3390 ± 10	То же	"
3	Гиперстен-биотитовые плагиогнейсы	"	Pb-Pb изохронный	3335 ± 3	"	Nutman et al., 1992a
4	Гиперстен-биотитовые плагиогнейсы	"	U-Pb изохронный	3225 ± 5	"	Бережная, 1996
5	Гиперстен-биотитовые плагиогнейсы	"	Pb-Pb	2600–3200	"	"
6	Гиперстен-биотитовые плагиогнейсы	"	U-Pb изохронный	1929 ± 3	"	Nutman et al., 1992a
7	Биотитовые гранито-гнейсы	Порода	Sm-Nd модельный	2400–2300	"	Сальникова, 1993

Таблица 4.1 (продолжение)

№ п/п	Порода	Материал	Метод	Изотопный возраст в млн лет	Геологическое поразделение	Источник
<i>б. Парагнейсовый комплекс гранулитовой фации метаморфизма</i>						
8	Силлиманит-кордиеритовые плагиогнейсы	Порода	Sm-Nd модельный	2975	Курумканская толща	Ковач и др., 1996
9	Гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы	"	То же	3013	То же	"
10	Кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы	"	Sm-Nd модельный	3456	Курумканская толща	Ковач и др., 1996
11	Гранат-кордиеритовые гнейсы	"	То же	2980	То же	"
12	Кордиеритовые гнейсы	"	"	2885	"	"
13	Кордиерит-гранат-гиперстеновые гнейсы	"	"	2856	"	"
14	Биотит-гранат-силлиманит-гиперстеновые гнейсы	"	"	2925	"	"
15	Гранат-силлиманитовые гнейсы	"	"	3060	"	"
16	Гранат-биотитовые плагиогнейсы	"	"	2453	"	"
17	Гранат-гиперстеновые плагиогнейсы	"	"	2435	"	"
18	Биотит-гиперстеновые плагиогнейсы	"	"	2383	"	"
19	Биотит-гиперстеновые плагиогнейсы	"	"	2331	"	"
20	Биотит-амфибол-гиперстеновые плагиогнейсы	"	"	2254	Федоровская толща	Ковач и др., 1995а
21	Биотит-гиперстеновые плагиогнейсы	"	"	2261	То же	То же
22	Биотит-амфибол-гиперстеновые плагиогнейсы	"	"	2158	"	"
23	Биотит-амфибол-двупроксеновые плагиогнейсы	"	"	2313	"	"
24	Силлиманит-биотитовые гнейсы	"	"	2229	"	"
<i>в. Сшивающие (интрузивные) комплексы</i>						
25	Биотит-гиперстеновые диоритогнейсы	Циркон	U-Pb изохронный	1962 ± 5	Дайки в ортогнейсовом комплексе	Сальникова, 1993

Таблица 4.1 (продолжение)

№ п/п	Порода	Материал	Метод	Изотопный возраст в млн лет	Геологическое подразделение	Источник
26	Аплитовидные граниты	Циркон	U-Pb изохронный	1907 ± 15	Жилы в ортогнейсовом комплексе	Сальникова, 1993
27	Аляскитовые граниты и чарнокиты	"	"	1920 ± 20	То же	Щербак, Бибикина, 1984
28	Карбонат-апатитовая руда карбонатитов Селигдарского массива	"	"	1880 ± 10	Селигдарский плутон	Тугаринов и др., 1976
2. Сутамский гранулит-парагнейсовый террейн						
<i>а. Ортогнейсовый комплекс гранулитовой фации метаморфизма</i>						
29	Тоналит-трондьемитовые гнейсы	Порода	Sm-Nd модельный	3000	Ортогнейсовый комплекс, Сутамский блок	Шемякин и др., 1996
30	Чарнокит-мигматиты	Циркон	U-Pb изохронный, верхнее пересечение	3131 ± 74	То же	Шемякин и др., 1998
31	Чарнокит-мигматиты	"	То же	1935 ± 35	"	"
<i>б. Парагнейсовый комплекс гранулитовой фации метаморфизма</i>						
32	Гранат-гиперстен-биотитовые гнейсы	Порода	Sm-Nd модельный	2654	Сеймская толща, Сеймский блок	Ковач и др., 1996
33	Гиперстен-биотитовые гнейсы	"	То же	2616	То же	"
34	Гранат-гиперстеновые плагиогнейсы	"	"	2814	"	"
35	Гиперстен-биотитовые гнейсы	"	"	2832	"	В. Ковач, устн. сообщ.
36	Гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы	"	"	2685	"	"
37	Гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы	"	"	2716	"	"
38	Гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы	"	"	2974	"	"
39	Гранат-гиперстен-биотитовые гнейсы	"	"	3016	"	"
40	Биотит-силлиманит-кордиерит-гиперстеновые гнейсы	"	"	2771	"	"

Таблица 4.1 (продолжение)

№ п/п	Порода	Материал	Метод	Изотопный возраст в млн лет	Геологическое подразделение	Источник
41	Гранат-биотитовые гнейсы	Порода	Sm-Nd модельный	2523	Сеймская толща, Сеймский блок	В. Ковач, устн. сообщ.
42	Гранат-биотитовые гнейсы	"	"	2526	"	"
43	Гранат-биотитовые гнейсы	"	"	2829	"	"
Восточно-Алданский супертеррейн						
1. Учурский гранулит-парагнейсовый террейн						
<i>а. Парагнейсовый комплекс гранулитовой фации метаморфизма</i>						
1	Гранат-биотитовые плагиогнейсы	Порода	Sm-Nd модельный	2637	Холболохская толща, Суннагинский блок	Ковач и др., 1995б
2	Гранат-биотит-силлиманитовые гнейсы	"	То же	2358	То же	Ковач и др., 1995б
3	Гранат-гиперстеновые гнейсы	"	"	2598	"	"
4	Биотитовые плагиогнейсы	"	"	2282	Холболохская толща, Тырканский блок	"
5	Гранат-гиперстен-биотитовые гнейсы	"	"	2180	То же	"
6	Гранат-биотитовые гнейсы	"	"	2309	"	"
7	Гранат-биотитовые кварцитогнейсы	"	"	2137	"	"
8	Биотит-гиперстеновые гнейсы	"	"	2311	Холболохская толща, Учуро-Гонамский блок	"
9	Гранат-биотит-кордиеритовые гнейсы	"	"	2580	То же	"
10	Гранат-биотитовые гнейсы	"	"	2412	"	"
<i>б. Перекрывающие комплексы</i>						
11	Риолиты	Циркон	U-Pb изохронный	1727 ± 18	Улканская серия	Неймарк и др. 1992а
12	Риолиты	Порода	U-Pb	1840	То же	Тугаринов и др., 1965
<i>в. Сшивающие (интрузивные) комплексы</i>						
13	Чарнокиты	Циркон	Pb-Pb	2000–1800	Плутон Емеляли	Глуховский и др., 1993
14	Граниты-рапакиви	"	"	1900–1800	Улканский комплекс	Гамалея, 1968
15	Граниты	"	U-Pb изохронный	1703 ± 18	То же	Неймарк и др., 1992а
16	Роговообманковые сyenиты	"	То же	1727 ± 6	"	"

Таблица 4.1 (продолжение)

№ п/п	Порода	Материал	Метод	Изотопный возраст в млн лет	Геологическое подразделение	Источник
Каларская зона тектонического меланжа						
<i>а. Ортогнейсовый комплекс гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма</i>						
1	Эндербитогнейсы	Циркон	Pb-Pb	2720	Гранулитовая фация	А. Немчин, устн. сообщ.
2	Двупироксеновые кристаллические сланцы	Порода	Sm-Nd изохронный	3010 ± 100	То же	"
3	Метагаббро	"	То же	2840 ± 190	"	"
4	Биотитовые плагиогнейсы	Циркон	"	2820 ± 60	"	Митрофанов, 1987
5	Биотитовые плагиогнейсы	"	"	2520 ± 20	"	"
6	Биотитовые плагиогнейсы	"	"	2590 ± 30	"	"
7	Биотитовые плагиогнейсы	"	"	2580 ± 80	"	"
<i>б. Парагнейсовый комплекс гранулитовой фации метаморфизма</i>						
8	Пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы (метагаббро)	Циркон	U-Pb изохрон.	3460 ± 16	Курульгинская толща, Хани-Курульгинский блок	Бибикова и др., 1989
9	То же	Призматический циркон	U-Pb	3014	То же	"
10	То же	То же	"	3150	"	"
11	То же	"	Pb-Pb	2963	"	"
12	То же	Изометрический циркон	U-Pb	2986	"	"
13	То же	То же	"	3150	"	"
14	Гранат-пироксеновые кристаллические сланцы	Порода	Sm-Nd изохронный	3130 ± 180	"	Jahn et al., 1990
15	Гиперстен-гранат-биотитовые плагиогнейсы	"	Sm-Nd модельный	3038	"	Ковач и др., 19956
16	Двупироксеновые кристаллические сланцы (дайки)	Циркон	Pb-Pb	1600–2000	Дайки в курульгинской толще	Другова и др., 1990
17	Гранат-биотитовые плагиогнейсы	"	"	2540 ± 30	Иенгрская толща	Митрофанов, 1987
18	Кварциты	"	"	2130 ± 50		
19	Кварциты	"	"	2300 ± 40		
20	Кварциты	"	"	2380 ± 50		
21	Основные кристаллические сланцы	"	"	1810 ± 50	Зверевский комплекс	"
22	Основные кристаллические сланцы	"	"	1855 ± 50	То же	"
<i>в. Зеленокаменный комплекс эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма</i>						
23	Амфибол-плагноклазовые кристаллические сланцы	Порода	Sm-Nd изохронный	2128 ± 64	Чульманская серия	А. Немчин, устн. сообщ.

Таблица 4.1 (продолжение)

№ п/п	Порода	Материал	Метод	Изотопный возраст в млн лет	Геологическое подразделение	Источник
<i>г. Сшивающие (интрузивные) комплексы</i>						
24	Мусковитовые пегматиты	Мусковит	К-Аг	1982 ± 107	Жилы в чульманской серии	Березкин, 1977
25	Гранат-мусковитовые пегматиты	"	"	1921 ± 31	То же	"
26	Анортозиты	Порода	Sm-Nd изохронный	1926 ± 64	Каларский плутон	Глуховский и др., 1993
27	То же	Минералы	То же	1921 ± 123	"	"
28	Габбро	Апатит	U-Pb изохронный	1830 ± 40	Плутон Укдуска	Неймарк, 1981
Амгунская зона тектонического меланжа						
<i>а. Ортогнейсовый комплекс гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма</i>						
1	Порфиرو-бластические биотит-амфиболовые гнейсограниты	Циркон	U-Pb изохронный	2423 ± 43	Ортогнейсовый комплекс	Сальникова, 1993
2	Биотитовые гнейсограниты	"	То же	2484 ± 5	То же	"
3	Пегматоидные граниты	"	Pb-Pb	2171 ± 3	Олёкминский комплекс	"
4	Пегматоидные граниты	"	"	2197 ± 2	То же	"
5	Апоэклогиты	Порода	Sm-Nd модельный	2374	"	В.М. Jahn, устн. сообщ.
6	То же	Рутил	Pb-Pb изохронный	1908 ± 34	"	Nutman et al., 1992a
7	Лейкосомы мигматитов	Циркон	U-Pb изохронный	1895 ± 4	"	"
8	Амфибол-биотитовые мигматиты	"	То же	2822 ± 20	"	"
<i>б. Парагнейсовые комплексы гранулитовой фации метаморфизма</i>						
9	Гранат-биотитовые плагиогнейсы	Порода	Sm-Nd модельный	3292	Амедицинская толща	Ковач и др., 1995б
10	Гранат-биотитовые плагиогнейсы	"	То же	3687	То же	"
11	Гранат-кордиерит-биотитовые плагиомигматиты	"	"	2298	Чугинская толща	"
12	Гранат-биотитовые плагиогнейсы	"	"	2449	То же	"
<i>в. Зеленокаменный комплекс эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма</i>						
13	Метагаббро	Порода	Sm-Nd изохронный	2910 ± 50	Субганская серия	Nemchin, 1990
14	Слюдяные сланцы	"	К-Аг	1996	Ярогинская серия	Березкин, 1977
15	Амфиболовые сланцы	Порода	К-Аг	1880 ± 50	Тот же	"
16	Метаэффузивы	Циркон	Pb-Pb	2560 ± 50	Холодниканская свита	Митрофанов, 1987
17	Метаэффузивы	"	"	2440 ± 60	То же	"

Таблица 4.1 (окончание)

№ п/п	Порода	Материал	Метод	Изотопный возраст в млн лет	Геологическое подразделение	Источник
18	Метаэффузивы	Циркон	Pb-Pb	2470 ± 40	Холодниканская свита	Митрофанов, 1987
19	Ортоамфиболиты	"	"	1830 ± 50	"	"
20	Ортоамфиболиты	"	"	1890 ± 50	"	"
<i>г. Сшивающие (интрузивные) комплексы</i>						
21	Мусковитовые пегматиты	Мусковит	K-Ar	2034 ± 95	Жилы в субганской серии	Березкин, 1977
22	Биотитовые пегматиты	Биотит	"	1862 ± 20	То же	"
23	Мусковитовые пегматиты	Мусковит	"	1942 ± 76	"	"
24	Пегматиты	"	"	2026 ± 130	Жилы в ярогинской серии	"
25	Пегматиты	"	"	1939 ± 27	То же	"
26	Метагаббродиориты	Циркон	Pb-Pb	2040 ± 20	Унгринский комплекс	Бибикова и др., 1984а
Тыркандинская зона тектонического меланжа						
<i>а. Парагнейсовые комплексы гранулитовой фации метаморфизма</i>						
1	Гранат-биотитовые плагиогнейсы	Порода	Sm-Nd модельный	2991	Иджекская толща	Ковач и др., 1995б
2	Гиперстен-биотитовые плагиогнейсы	"	То же	2418	То же	"
3	Биотит-гиперстеновые плагиогнейсы	"	"	2258	Холболохская толща, Холболохский блок	"
4	Гранат-биотитовые гнейсы	"	"	2276	То же	"
5	Гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовые гнейсы	"	"	2367	"	"
6	Гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовые гнейсы	"	"	2195	"	"
7	Гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовые гнейсы	"	"	2212	"	"
8	Гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовые гнейсы	"	"	2304	"	"
<i>б. Сшивающие (интрузивные) комплексы</i>						
9	Чарнокиты	Циркон	U-Pb изохронный	1916 ± 10	Усть-Иджекский плутон	Бибикова и др., 1986
10	Чарнокиты	Порода	Rb-Sr изохронный	1770 ± 130	То же	Дук и др., 1989
11	Анортозиты	Минералы	Sm-Nd изохронный	1905 ± 124	Верхнеундытканский плутон	Суханов и др., 1991
12	То же	Порода	То же	1705 ± 30	То же	"
13	Анортозиты	Минералы	"	1702 ± 27	Геранский плутон	Суханов и др., 1990

*ЗП – зеленокаменный пояс

ЗАПАДНО-АЛДАНСКИЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ СОСТАВНОЙ ТЕРРЕЙН

Западно-Алданский террейн (400 × 350 км) располагается на западной окраине Алдано-Станового щита. На западе он граничит с Байкало-Патомским складчато-надвиговым поясом, на востоке и юге его границами служат соответственно Амгинская и Каларская зоны тектонического меланжа. На севере террейн перекрыт верхнерифейскими и вендскими отложениями чехла Сибирской платформы.

Террейн сложен архейскими образованиями различного типа (рис. 4.2), метаморфизованными в широком диапазоне температур и давлений

(Миронюк и др., 1971; Петров, 1976; Кудрявцев, Нужнов, 1981; Кузнецов, 1985; Дук и др., 1986; Митрофанов, 1987; Смелов, 1989). Преобладают ортогнейсы тоналит-грондземитового состава, которые объединяются в олёкминский комплекс и слагают несколько крупных линейных блоков, разделенных 4-мя долготными поясами протяженностью в 300 км и шириной до 30 км, в которых сосредоточены тектонические пластины зеленокаменных пород субганского комплекса. Характерны бластомилониты, ограничивающие зеленокаменные пояса. Курультинский гранулитовый комплекс слагает несколько самостоятельных ограниченных разломами блоков и тектонических пластин (см. рис. 4.2). Все эти блоки и зоны могут быть выделены в качестве самостоя-

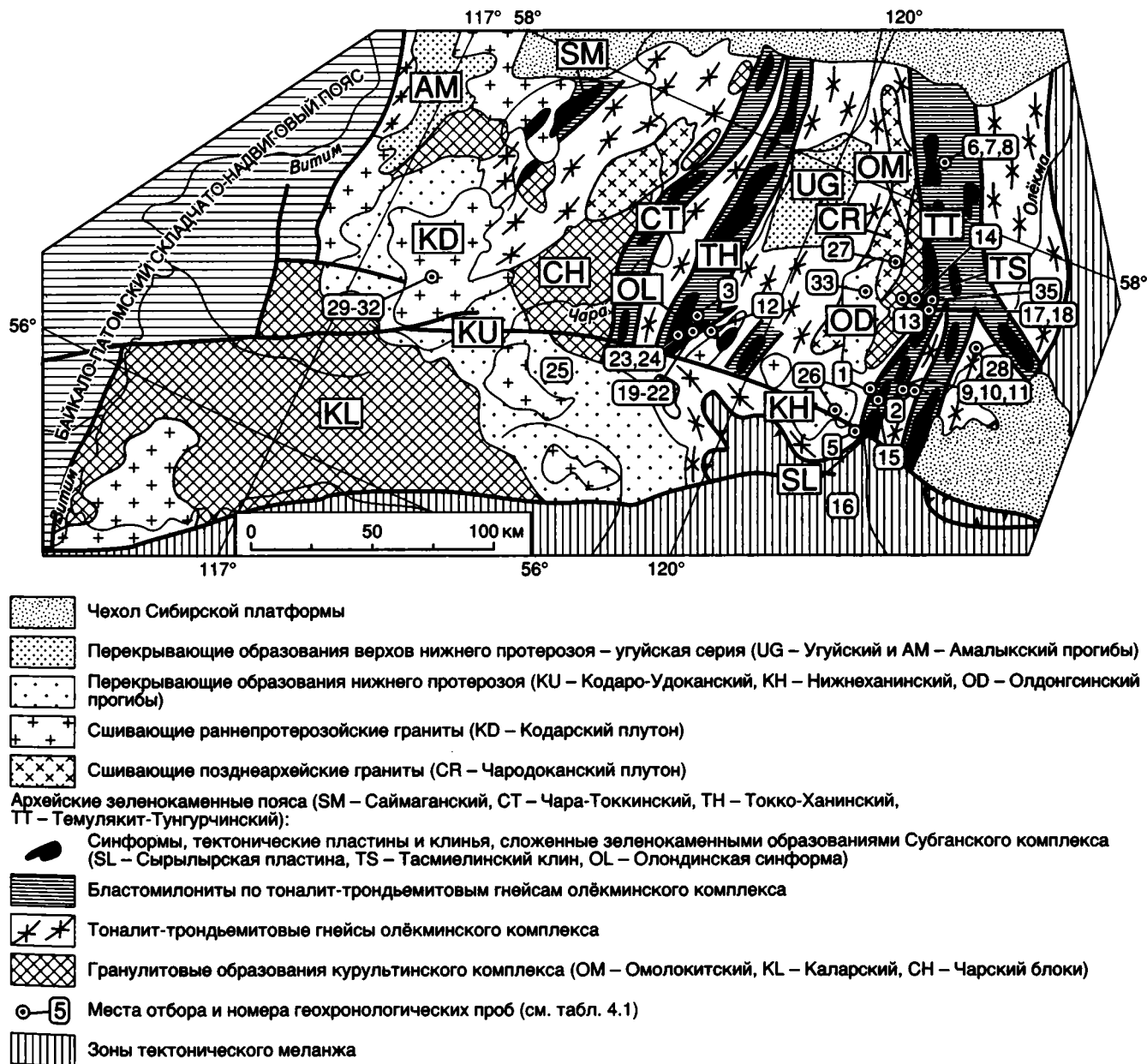


Рис. 4.2. Схематическая геологическая карта Западно-Алданского составного террейна

**Последовательность магматических, структурных и метаморфических событий
в Темулякит-Тунгурчинском зеленокаменном поясе (Сырьлырская тектоническая пластина)**

Время, млрд лет	Породы	Деформации	Метаморфизм
<1,9	Диабазы, пегматиты		
1,9–2,5		Прямые меридиональные складки F_4	Локальный
2,6–2,8	Гранитоиды, габбро-диабазы	Асимметричные запрокинутые к западу складки F_3 , в восточной части надвига западной вергентности	Локальный регрессивный до зеленосланцевой фации
3,0–2,9	Тоналиты и трондjemиты	Надвиги западной вергентности, лежащие складки F_2 , сланцеватость S_2	Эпидот-амфиболитовая фация (пик метаморфизма)
3,3–3,2	Тоналиты, тунгурчинская серия (основные и ультраосновные вулканиды, хомогенные и терригенные породы)	Сланцеватость S_1 и кварцевая полосчатость	Зеленосланцевая фация (?)

тельных террейнов. Поэтому Западно-Алданский террейн определяется как составной, состоящий из нескольких террейнов, главным содержанием которых является присутствие архейских зеленокаменных образований и ортогнейсов тоналит-трондjemитового состава.

Олёкминский тоналит-трондjemитовый комплекс представлен однообразными по составу биотитовыми, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми плагиогнейсами и гнейсами, которые характеризуются преобладанием Na над K в 2,5–5 раз и относятся преимущественно к высокоглиноземистому типу. Они обогащены легкими РЗЭ при повышенном содержании Sr и низких концентрациях U (Дук и др., 1986; Другова и др., 1988). Ассоциирующие с ними тела основных сланцев и амфиболитов составляют до 10% объема комплекса (Черкасов, 1979). Тоналит-трондjemитовые гнейсы имеют возраст 3,0–2,7 млрд лет (табл. 4.1). Установлены ортогнейсы древнее 3,0 млрд лет. Прогрессивный метаморфизм пород соответствует условиям амфиболитовой фации умеренных давлений ($T = 650\text{--}700^\circ\text{C}$, $P = 5,5\text{--}7,0$ кбар), реже эпидот-амфиболитовой фации (Неелов и др., 1971; Миронюк и др., 1971; Грабкин, 1982; Березкин и др., 1983; Бушмин и др., 1983; Смелов, 1989). Вблизи зеленокаменных поясов ортогнейсы переработаны в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($T = 475\text{--}535^\circ\text{C}$, $P = 5\text{--}4$ кбар) с образованием гетеро-гломеробластовых, бластоцементных структур (Смелов, 1989).

Субганский зеленокаменный комплекс выделен Е.П.Миронюком и В.С.Федоровским в 1963–1968 гг. Отдельные структуры, сложенные зеленокаменными образованиями, различаются между собой по характеру разреза и режиму метаморфизма (Аксенов и др., 1985; Березкин, Смелов, 1985). Время формирования осадочных и вулканогенных пород зеленокаменных поясов укладывается в интервалы 3,2–3,0 и 3,0–2,7 млрд лет (см. табл. 4.1) (Смелов, 1996). Для зеленокаменных поясов неизвестны стратиграфические соотношения с окружающими породами тоналит-трондjemитового комплекса. Контакты, как правило, тектонические или интрузивные.

Токко-Ханинский зеленокаменный пояс, расположенный в центре составного террейна (Березкин, Смелов, 1985; Другова и др., 1988), характеризуется наибольшими объемами вулкаников основного и ультраосновного состава в сочетании с вулканидами кислого и среднего состава и наиболее высокоградиентным режимом метаморфизма: $T = 550\text{--}570^\circ\text{C}$ и $P = 3,5\text{--}4,5$ кбар (Другова и др., 1988; Попов и др., 1990). Зеленокаменным поясам, располагающимся к западу и востоку от него (Чара-Токкинского и Темулякит-Тунгурчинского), присущи преимущественно толеитовый вулканизм, значительные количества железистых кварцитов, появление карбонатно-терригенных ассоциаций (Темулякит-Тунгурчинский и Саймаганский пояса), неоднородный метаморфизм кианит-силлиманитового типа: $T = 500\text{--}600^\circ\text{C}$ и $P = 5,0\text{--}6,0$ кбар (Дук и др., 1986; Смелов и др., 1988).

Наиболее полно последовательность структурных и метаморфических событий изучена в Темулякит-Тунгурчинском (Сырьлырская пластина и Тасмиелинский клин), и Токко-Ханинском (Олондинская синформа) зеленокаменных поясах (табл. 4.2–4.4).

В разрезах различных зеленокаменных поясов, как можно видеть по данным таблиц, устанавливаются вулканиды существенно различного состава, сформированные, по-видимому, в различных геодинамических обстановках. Намечаются две возрастные генерации зеленокаменных поясов: с возрастом 3,3 – 3,2 млрд лет (Сырьлырская тектоническая пластина) и с возрастом 3,0–2,9 млрд лет (Олондинская синформа и Тасмиелинский клин).

Курультинский гранулитовый комплекс, слагающий Оломюкский, Чарский и Каларский блоки, представлен преимущественно ортопородами – эндербито- и чарнокитогнейсами, отмечаются парагнейсовые толщи, включающие амфибол- и пироксенсодержащие гнейсы и сланцы, гранат-биотитовые гнейсы, редко с кордиеритом и силлиманитом. Минеральные ассоциа-

Последовательность магматических, структурных и метаморфических событий в Темулякит-Туигурчинском зеленокаменном поясе (Тасмиелинский тектонический клин)

Время, млрд лет	Породы	Деформации	Метаморфизм
1,9–2,0		Прямые складки F_3 , кливаж S_3	Локальный регрессивный до зеленосланцевой фации
2,6–2,8	Граниты, диабазы	Сланцеватость S_2 , сдвиги	Зональный от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой (пик метаморфизма)
3,0–2,9	Тасмиелинская серия (терригенные породы, средние и кислые вулканиты)	Надвиги ?, лежащие складки F_1 , сланцеватость S_1	Зеленосланцевая фация

Таблица 4.4

Последовательность магматических, структурных и метаморфических событий в Токко-Ханнинском зеленокаменном поясе (Олоидинская синформа)

Время, млрд лет	Породы	Деформации	Метаморфизм
< 2,0	Пегматиты, граниты		Локальный до эпидот-амфиболитовой фации
2,2–2,4	Дайки пикритов	Крутые зоны рассланцевания, сланцеватость S_3 , складки F_3	Локальный в зонах рассланцевания до эпидот-амфиболитовой фации
2,6–2,8	Тоналиты, трондьемиты	Прямые складки F_2 с пологими осями, сланцеватость S_2 , гнейсовые купола	От зеленосланцевой до амфиболитовой фации
3,0–2,9	Габбро-амфиболиты; габбродиорит-тоналитовый комплекс Кислые, средние, основные, ультраосновные вулканиты; интрузивные гипербазиты	Надвиги ?, сланцеватость S_1	Зеленосланцевая фация

Таблица 4.5

Минеральные ассоциации метapelитов и metabазитов, фациальные и PT -условия метаморфизма гранулитовых блоков Западно-Алданского составного террейна

Породы и комплексы	Чарский блок	Оломокитский блок
Метapelиты	Опр+Кпр+Би±Ам+Пл+Кв Опр+Кпр+Би±Ам+Орт+Кв+Пл Гр+Сил+Би+Пл±Орт+Кв Гр+Кор+Би+Пл±Орт+Кв	Гр+Кор+Сил+Би+Пл+Кпш+Кв Гип+Гр+Би+Пл+Кв Гр+Би+Пл+Кв
Метабазиты	Ам+Гип+Кпр+Пл±Кв	Опр+Кпр+Ам+Пл+Кв Опр+Кпр+Ам+Пл
Фация, субфация метаморфизма	Би-Гип-Орт субфация Гр-Кор-Орт фация	Кор-Гип-Орт – Би-Гип-Орт субфации Гр-Кор-Орт фация
PT -параметры	750–850°C, 6–7,5 кбар	750–850°C, 6–7 кбар

* Данные В.А. Кривенко и В.А. Пинаевой (1987) и В.С. Федоровского (1972)

ции пород и условия гранулитового метаморфизма в различных блоках приведены в табл. 4.5. Сами блоки представляют собой относительно маломощные тектонические пластины, надвинутые на породы тоналит-трондьемитогнейсового и зеленокаменного комплексов (Стогний и др., 1996).

Данные о возрасте пород ограничены (см. табл. 4.1). Установлено, что источником при образовании протолитов гранат-биотитовых гнейсов Оломокитского блока служили породы с модельным Nd возрастом 3,5 млрд лет (Ковач

и др., 19956), а протолиты двупироксеновых кристаллических сланцев образовались на рубеже 3,15 млрд лет (Левченков и др., 1987). Это позволяет предполагать, что возраст гранулитового метаморфизма не древнее 3,15 млрд лет. Верхний возрастной предел проявления метаморфизма определяется внедрением гранитов чародаканского комплекса с возрастом 2,6 млрд лет (Смелов, Березкин, 1997).

Сшивающие образования представлены гранитами и пегматитами, которые имеют отчетливые интрузивные контакты с архейскими метаморфическими комплексами различного типа. Граниты слагают как небольшие тела среди ортогнейсов и мигматитов, так и крупные плутоны площадью до 2500 км² (Чародаканский плутон). Минеральный состав пород: биотит, олигоклаз, микроклин, кварц. По химическому составу они соответствуют гранитам нормального ряда с равным содержанием K₂O и Na₂O, реже субщелочным гранитам с незначительным преобладанием K₂O над Na₂O. Граниты восточной окраины Тасмиелинского тектонического клина датированы в 2,7 млрд лет (см. табл. 4.1). Наиболее крупный Чародаканский плутон датируется в 2,6 млрд лет.

Перекрывающие образования представлены раннепротерозойскими метаосадочными породами удоканской и угуйской серий, которые выполняют Кодаро-Удоканский прогиб, Нижнеханинскую, Олдонгсинскую и Угуйскую грабен-синклинали и со стратиграфическим несогласием перекрывают разнородные архейские образования Западно-Алданского гранит-зеленокаменного составного террейна. На территории республики расположены три последние единицы (см. рис. 4.2). U-Pb возраст вулканогенных цирконов из метаграувакк и туфопесчаников удоканской серии (читкандинская свита чинейской подсерии) Кодаро-Удоканского прогиба составляет 2,18 ± 0,05 млрд лет (Бережная и др., 1988). Метаосадочные породы прорваны гранитами кодарского комплекса с возрастом 1,8–1,9 млрд лет (Рублев и др., 1981).

Метаосадочные породы Нижнеханинской грабен-синклинали отделяются от обрамляющих их ортогнейсов разломами. Разрез их (снизу вверх) представлен мраморизованными доломитами, метакварцитами и олигомиктовыми метапесчаниками с линзами конгломератов, ритмично переслаиваемыми метапелитами и метасаммитами, полимиктовыми и олигомиктовыми метапесчаниками (Сочава, 1986). Общая мощность разреза 1800–2100 м. Характерны силлы метадиабазов мощностью до 150–200 м. Метаморфизм соответствует биотитовой субфации зеленосланцевой фации и редко достигает эпидот-амфиболитовой фации (Березкин и др., 1983). Время его проявления оценивается в 1,95 ± 0,11 млрд лет (Горохов и др., 1989).

Базальные отложения, коррелируемые с удоканской серией в Олдонгсинской грабен-синклинали, залегают с

угловым несогласием на гранитах Чародаканского плутона и ортогнейсах Оломокинского гранулитового блока (Миرونюк и др., 1971; Петров, 1976; Богомолова и др., 1985). Отложения базальных горизонтов представлены плохо отсортированными гравелитами, конгломератами, крупнозернистыми песчаниками и брекчиями. На контактах с гранитами устанавливается кора выветривания (Сочава, 1986). Степень метаморфизма пород не превышала хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации (Другова и др., 1988). Осадочные породы прорваны силлами метадиабазов с возрастом 1,88 млрд лет.

Отложения удоканской серии несогласно перекрываются терригенными породами угуйской серии, представленной валунно-галечными конгломератами, серыми, розовато-серыми олигомиктовыми и кварцевыми песчаниками с массивной и слоистой текстурой. Среди песчаников залегают пласты алевропесчаников, иногда тонкосланцеватых алевролитов. Слоистость тонкая горизонтальная и косая, перекрестно-волнистая (Миرونюк и др., 1971). Наиболее широко породы угуйской серии развиты в Угуйском грабене (см. рис. 4.2).

ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН

Центрально-Алданский супертеррейн (200 × 400 км) расположен в центральной части Алдано-Станового щита. На западе по Амгинской зоне тектонического меланжа он граничит с Западно-Алданским составным террейном, а на востоке по Тыркандинской зоне тектонического меланжа – с Восточно-Алданским супертеррейном. В его составе различаются Нимнырский и Сутамский террейны, разделенные Сеймским надвигом с возрастом 2,3–1,9 млрд лет (Горохов и др., 1981). Среди слагающих террейны пород широко распространены ортогнейсы гранитоидного состава, в различных количествах присутствуют также первично-осадочные породы (Дук и др., 1986).

Нимнырский гранулит-ортогнейсовый террейн (150 × 200 км) располагается в западной части супертеррейна. Структурный план террейна определяется широким развитием гранито-гнейсовых куполов (рис. 4.3). Наиболее крупным является Тимптонский купол (175 × 200 км), расположенный в северной части террейна (Дук и др., 1986). Ядра куполов слагают ортогнейсы, представленные гранито-гнейсами, чарнокито- и эндербито-гнейсами с телами амфиболитов, занимающие более 50% площади террейна. Плечи куполов сложены парагнейсовым комплексом, который представлен двумя ассоциациями пород.

Первая ассоциация (курумканская толща) включает кварциты и высокоглиноземистые гнейсы с линзами кальцифиров и железистых кварцитов (Хильтова и др., 1988; Дук и др., 1986). Вторая ассоциация (федоровская толща) представлена амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, диопсид-амфиболовыми, двупироксен-амфиболовыми плагиогнейсами, реже сланцами с прослоями и линзами диопсидовых, флогопит-диопсидовых пород и кальцифиров. Значительно менее распространена ассо-

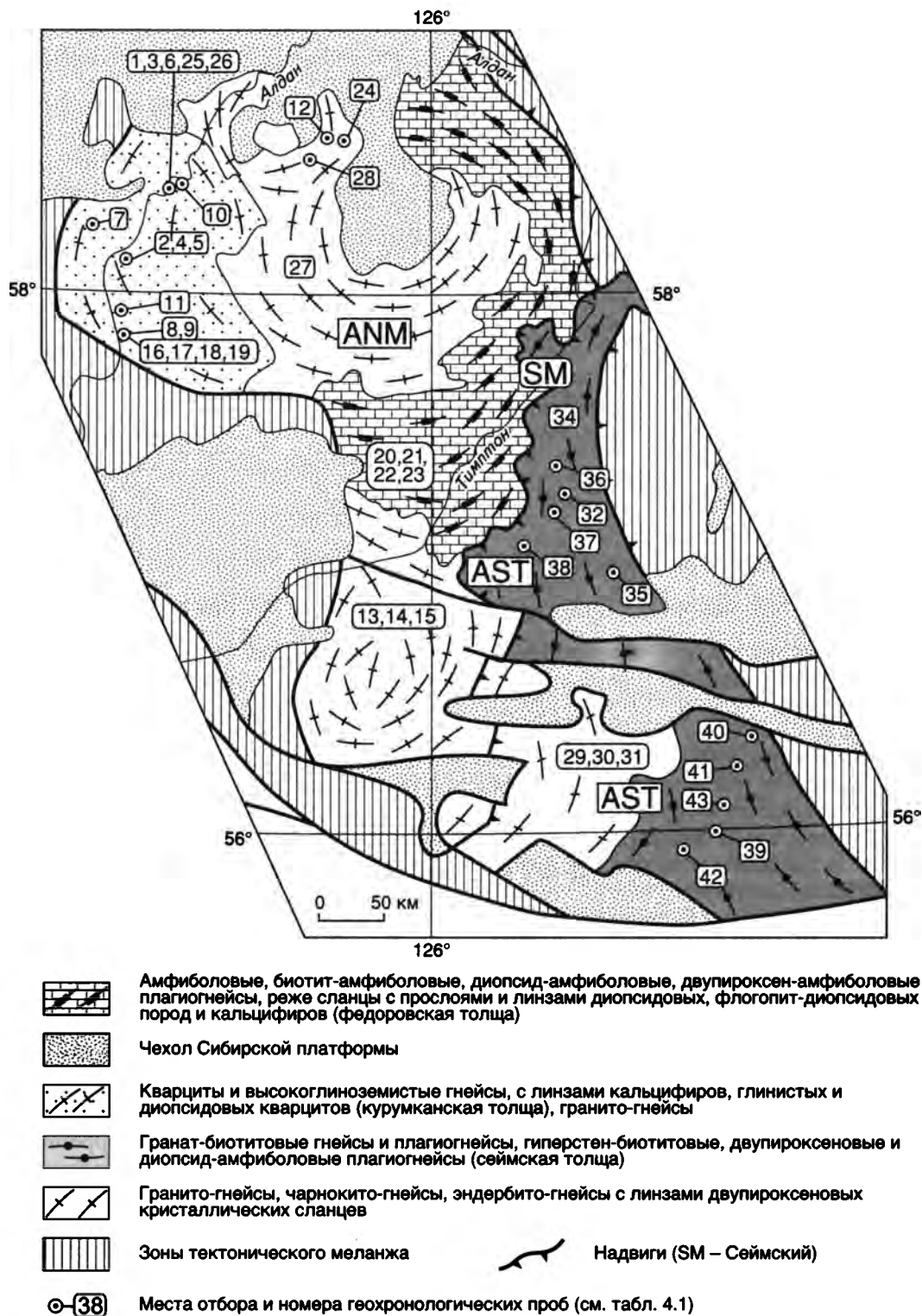


Рис. 4.3. Схематическая геологическая карта Центрально-Алданского супертеррейна
 Террейны: ANM – Нимнырский; AST – Сутамский

циация диопсид-амфиболовых, двупироксеновых сланцев с линзами и прослоями известково-силикатных пород и кальцифиров (Черкасов, 1978; Петрова и др., 1975; Петрова, Смирнова, 1982; Великославинский, 1976; Березкин, Кицул, 1979).

Метаморфизм пород террейна соответствует трем субфациям гранулитовой фации: кордиерит-гиперстен-ортоклазовой, биотит-гиперстен-ортоклазовой и биотит-силлиманит-ортоклазовой области умеренных давлений (табл. 4.6).

Минеральные ассоциации метанелитов и метабазитов, фациальные и *PT*-условия их метаморфизма
Центрально-Алданского составного супертеррейна

Породы и комплексы	Нимнырский террейн		Сутамский террейн	
	Нимнырский блок	Мелемкенский блок	Сеймский блок	Сутамский блок
Гнейсы	Гип+Кор±Гр+Пл+Кпш+ +Кв Кор+Сил±Гр+Пл±Кпш+ +Кв Кор+Гр+Би+Пл+Кпш+ +Кв Гип±Гр+Би+Пл±Кпш+ +Кв Гр+Би+Пл+Кпш+Кв Гип+Кор+Пл±Кпш+Кв Сил+Кор+Гр+Би+Пл+ +Кпш+Кв Гип±Гр+Би+Пл±Кпш+ +Кв	Гип+Кор±Гр+Би+Пл+ +Кпш+Кв Сил+Кор±Гр+Би+Пл± +Кпш+Кв Кор+Би±Гр+Пл+Кпш+ +Кв Сил+Би±Гр+Пл+Кпш+ +Кв Гип+Би±Гр+Пл+Кпш+ +Кв Гр+Би+Пл+Кпш+ Кв	Гр+Гип+Кор+Би+Пл± +Кпш+Кв Гип+Кор±Би+Пл+Кпш+ +Кв Кор+Гр+Би+Пл±Кпш+ +Кв Сил+Гр+Кор+Би+Пл+ +Кпш+Кв +Гр-Гип+Ди+Кв+Пл	Гр+Гип+Пл±Кпш+Кв Гр+Сил+Пл+Кпш+Кв+ +Би Гип+Сил+Гр+Пл+Кв+ +Кпш+Би Гр+Кор+Сил+Пл+Кпш+ +Кв Гр+Гип+Сил+Кор+Пл+ +Кпш+Кв Кор+Сап+Сил+Пл+Кв
Кристаллические сланцы	Опр+Кпр+Пл+Би±Кв Опр+Кпр+Ам+Би+Пл+ +Кв Кпр+Пл±Ам±Кв	Опр+Кпр+Пл±Би±Кв Опр+Кпр+Ам+Пл Гр+Кпр+Ам+Пл	Опр±Кпр±Ам+Пл Опр+Кпр+Би+Пл±Кв	Гр+Опр+Кпр+Ам+Пл Опр+Кпр+Ам+Пл
Фация, субфация метаморфизма	Кор-Гип-Орт субфация Гр-Кор-Орт фация	Кор-Гип-Орт субфация Гр-Кор-Орт фация	Кор-Гип-Орт субфация Гр-Кор-Орт фация	Гип-Сил – Гр-Кор-Орт – Би-Сил-Орт фации
<i>PT</i> -параметры	770–830°C, 5–6 кбар	750–825°C, 5–7 кбар	800–900°C, 5–7 кбар)	825–950°C, 8–11 кбар

Изучение Sm-Nd изотопии в высокоглиноземистых гнейсах (химический состав близок к пелитам и алевролитам) и переслаивающихся с ними биотит-гиперстеновых плагиогнейсах (химический состав соответствует туфам и грауваккам) показало, что протолиты первых образовались в результате разрушения пород с модельным Nd возрастом 2,85–3,06 млрд лет, а протолиты вторых – за счет пород с возрастом 2,33–2,4 млрд лет (см. табл. 4.1) (Ковач и др., 1995в). Таким образом, устанавливается, что возраст курумканской толщи (курумканская свита иенгской серии – верхнеалданской подсерии по Л.И. Салопу (1982); Л.В. Травину (1977)), не древнее 2,3–2,4 млрд лет. Породы федоровской толщи были образованы при метаморфизме протолитов с модельным Nd возрастом 2,1–2,3 млрд лет (Ковач и др., 1995а). Нижний возрастной предел проявления гранулитового метаморфизма курумканской толщи определяется в 2,3 млрд лет, а федоровской толщи в 2,15 млрд лет. Учитывая близость условий гранулитового метаморфизма двух толщ (Дук и др., 1986) можно предположить, что наиболее интенсивные совместные преобразования были проявлены после 2,15 млрд лет. Верхний возрастной предел высокотемпературного метаморфизма определяется внедрением аплитовидных гранитов с возрастом $1,9 \pm 0,15$ млрд лет (Сальникова, 1993). Диафторез амфиболитовой фации и сопровождающий его метасоматоз датируется в 1,9–1,8 млрд лет (Мурзаев, 1969; Михайлов, Левченков, 1971; Пожарицкая и др., 1973).

Среди ортогнейсов с модельным Nd возрастом 2,3–2,5 млрд лет (Сальникова, 1993) присутствуют реликты гранито-гнейсов и тоналит-трондьемитовых гнейсов с более древним возрастом (см.

табл. 4.1), которые, возможно, являются реликтами пород фундамента, на котором накапливались первично-осадочные породы (Дук и др., 1986).

Сутамский гранулит-парагнейсовый террейн расположен восточнее Нимнырского и имеет в плане форму треугольника с основанием 100 км и высотой 250 км. Разделяющий их Сеймский надвиг трассируется интенсивно рассланцованными в условиях гранулитовой фации “карандашными гнейсами”. Структурный план террейна определяется линейными субдолготными складками. Большая часть террейна (60%) сложена парагнейсами сеймской толщи, остальные 40% приходятся на долю гранито- и эндербито-гнейсов (Хильтова и др., 1988).

Сеймская толща на 80% представлена ассоциацией гранат-биотитовых гнейсов и плагиогнейсов, иногда силлиманит- и кордиеритсодержащих, среди них присутствуют гиперстен-биотитовые, двупироксеновые, диопсид-амфиболовые плагиогнейсы. Отмечаются кварциты, известково-силикатные породы и кальцифиры. Примерно 20% толщи слагают двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые, редко оливин-двупироксеновые кристаллические сланцы и магнетитовые кварциты (Хильтова и др., 1988).

Условия метаморфизма пара- и ортогнейсов в пределах Сутамского террейна неодинаковы (Дук

и др., 1986). В Сеймском блоке они соответствуют *PT*-параметрам, пограничным между биотит-гиперстен-ортоклазовой и кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфациями гранат-кордиерит-ортоклазовой фации ($T = 800\text{--}900\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 5\text{--}7$ кбар), а в Сутамском – гиперстен-силлиманитовой, гранат-кордиерит-ортоклазовой и биотит-силлиманит-ортоклазовой фациям ($T = 825\text{--}950\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 8\text{--}11$ кбар) (см. табл. 4.6). Согласно А.А. Маракушеву (1965) *PT*-условия метаморфизма находятся вблизи точки невариантной ассоциации Гип+Сил+Би+Гр+Кор+Пл+Кпш+Кв. Эти породы являются одними из самых высокотемпературных и высокobarических гранулитов Алдано-Станового щита.

Sm-Nd данные показывают, что возраст источников для парагнейсов определяется интервалом 2,5–2,9 млрд лет, а для ортогнейсов около 3,0 млрд лет (см. табл. 4.1). Их совместный метаморфизм имел место после 2,5 млрд лет. Верхняя возрастная граница раннего гранулитового метаморфизма пород сеймской толщи определяется временем карандашного рассланцевания гранат-биотитовых гнейсов в зоне Сеймского надвига, который Rb-Sr методом определен в $2,28 \pm 0,06$ млрд лет (Горохов и др., 1981).

Перекрывающие образования представлены верхнерифейскими и вендскими отложениями нижних горизонтов осадочного чехла Сибирской платформы.

ВОСТОЧНО-АЛДАНСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН

Восточно-Алданский супертеррейн (450 × 500 км) находится к востоку от Центрально-Алданского супертеррейна и включает Учурский гранулит-парагнейсовый террейн и расположенный восточнее (за пределами территории республики) Батомгский гранит-зеленокаменный составной террейн. Оба террейна перекрыты пологозалегающими слабоизмененными вулканогенно-осадочными образованиями Улканского прогиба с возрастом 1,85 млрд лет.

Учурский гранулит-парагнейсовый террейн (450 × 300 км) располагается большей частью на территории республики (рис. 4.4). Его структурный план определяется гранито-гнейсовыми куполами размером до 150 × 150 км в поперечнике. Ядра куполов образованы гранито-гнейсами, чарнокито-гнейсами и эндербито-гнейсами.

Парагнейсовый комплекс включает две ассоциации пород (Дук и др., 1986). Первая состоит из гранат-биотитовых плагиогнейсов с прослоями известково-силикатных пород, кварцитов, силлиманит- и кордиеритсодержащих гнейсов, гиперстеновых, диопсидовых и двупироксеновых плагиогнейсов. Вторая сложена гиперстеновыми, гиперстен-диопсидовыми и гиперстен-диопсид-амфиболовыми плагиогнейсами с преобладанием гиперстеновых плагиогнейсов. Среди них встречаются прослои и

линзы гиперстен-амфиболовых, двупироксен-амфиболовых, диопсид-амфиболовых кристаллических сланцев, известково-силикатных и диопсидовых пород. Отмечаются маломощные пласты гранат-биотитовых, гранат-гиперстен-биотитовых плагиогнейсов и гнейсов (Дук и др., 1986).

Условия метаморфизма пород детально изучены В.И. Кицулом и др. (1986). В гнейсах, гранулитах и эндербитах распространены следующие минеральные ассоциации: Сил+Кор+Гр+Би+Пл+Кпш+Кв, Кор+Гр+Би+Пл+Кпш+Кв, Сил+Би+Гр+Пл+Кпш+Кв, Гип+Гр+Би+Пл+Кпш+Кв, Гип+Би+Пл+Кпш+Кв, Гр+Би+Пл+Кпш+Кв. В кристаллических сланцах и амфиболитах они представлены: Гр+Опр+Кпр+Ам+Пл, Опр+Кпр+Ам+Пл, Опр+Кпр+Би+Пл+Кв, Опр+Ам+Пл+Би. В известково-силикатных породах – Ка+Фор+Ди+Фл, Ка+До+Фор+Фл+Шп. Степень метаморфизма отвечает условиям, переходным от биотит-силлиманит-ортоклазовой к гранат-кордиерит-ортоклазовой фациям – гранулитовая фация повышенных давлений ($T = 780\text{--}820\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 7$ кбар).

Согласно Sm-Nd данным (см. табл. 4.1) источником парагнейсов служили породы с возрастом 2,6–2,1 млрд лет, т.е. метаморфизм, вероятно, имел место после 2,1 млрд лет. Возраст окончательного высокотемпературного метаморфизма ориентировочно оценивается по возрасту цирконов (Pb-Pb метод) из чарнокитов массива Емеляли – 2,0–1,8 млрд лет (Глуховский и др., 1993).

Батомгский гранит-зеленокаменный составной террейн (200 × 100 км) располагается на северо-восточной окраине Алдано-Станового щита за пределами территории Якутии в виде выступа фундамента, перекрытого со всех сторон осадочными образованиями платформенного чехла (см. рис. 4.1). Его западная граница с Учурским террейном проходит по Улканскому разлому, который трассируется под чехлом по интенсивным положительным линейным магнитным аномалиям. Батомгский составной террейн рассматривается в качестве аналога архейских гранит-зеленокаменных террейнов, хотя объективные возрастные данные по нему отсутствуют (Хильтова и др., 1988).

В составе террейна преобладают тоналит-трондьмитовые ортогнейсы (батомгский комплекс) с маломощными телами основных кристаллических сланцев. Отмечаются гранито-гнейсы и граниты. Степень метаморфизма пород соответствует амфиболитовой фации. Местами в основных породах фиксируются парагенезисы гранулитовой фации метаморфизма (Федькин и др., 1996). Породы комплекса слагают пять блоков (террейнов), которые разделены 4-мя зонами бластомилонитов северо-восточного простирания протяженностью до 150 км при мощности 10–20 км. В пределах зон известны тектонические клинья вулканогенно-осадочных пород (чумиканский комплекс), которые рассматриваются как зеленокаменные образования (Петров, 1990). В составе чумиканского комплекса устанавливаются биотитовые, двуслюдяные, иногда гранат- и фибролитсодержащие микрогнейсы, метапесчаники, кварциты и тремолитовые мраморы, а также мелкозернистые амфиболовые слан-

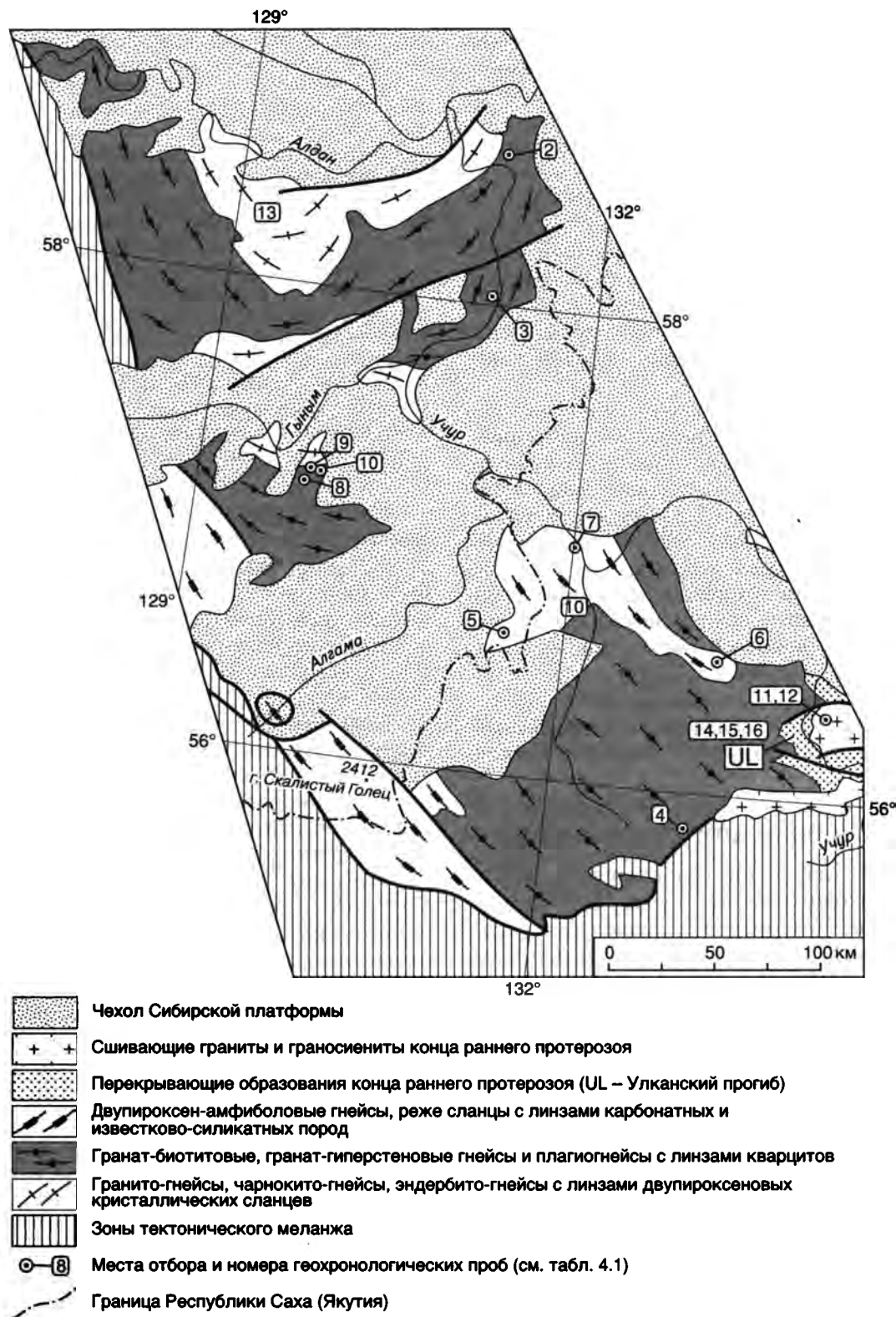


Рис. 4.4. Схематическая геологическая карта Учурского террейна

цы и амфиболиты, которые интерпретируются как метаморфизованные толеитовые базальты.

В пределах отдельных террейнов, сложенных батомгским комплексом, вблизи зон бластомилонитов закартировано два тектонических блока гранулитовых пород (омнинский комплекс) размером 40×50 км. Сред-

ди гранулитовых пород преобладают гранат-биотитовые плагиогнейсы и гнейсы, иногда с силлиманитом, мраморы, кальцифиры, известково-силикатные породы. Присутствуют ортопироксен-амфиболовые и двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы (Федькин и др., 1996).

Батомгский гранит-зеленокаменный и Учурский гранулит-парагнейсовый террейны, а также разделяющий их Улканский разлом, перекрыты вулканогенно-осадочными образованиями улканской серии. Возраст цирконов из риолитов серии оценивается в 1,7–1,8 млрд лет (Тугаринов и др., 1965), а возраст прорывающих их гранитов и роговообманковых сиенитов – 1,7–1,72 млрд лет (Неймарк и др., 1992а).

ТЫНДИНСКИЙ ТОНАЛИТ-ТРОНДЪЕМИТО-ГНЕЙСОВЫЙ СОСТАВНОЙ ТЕРРЕЙН

Тындинский составной террейн (700×150 км) расположен в южной части Алдано-Станового щита, большей частью за пределами территории Якутии (см. рис. 4.1). На севере он граничит с Западно-Алданским гранит-зеленокаменным составным террейном, Центрально-Алданским и Восточно-Алданским супертеррейнами по Каларской, Амгинской и Тыркандинской зонам тектонического меланжа. Юго-западной его границей является Джелтулакский разлом, который определяет границу Северо-Азиатского кратона. Юго-восточной границей террейна служит Таксакандинский разлом, отделяющий его от Чогарского террейна.

Террейн сложен главным образом архейскими образованиями различного типа, которые обычно объединяются в два комплекса: становой – амфиболитовой фации метаморфизма и ларбинский – гранулитовой фации метаморфизма. Ларбинский комплекс слагает сравнительно небольшие (площадью до 7500 км²) тектонические блоки, ограниченные разломами северо-западного простирания (Rosen et al., 1994). В последние годы в пределах этих зон разломов закартированы тектонические клинья, сложенные метаморфизованными вулканогенными и осадочно-вулканогенными породами раннепротерозойского возраста (гилюйский комплекс), которые рассматриваются как фрагменты зеленокаменных поясов – Среднегилюйский, Унахинский, Ньюкжинский (Корсаков, 2000).

Становой комплекс включает диорит-тоналит-трондьемитовые гнейсы (55%), метабазиты (15–20%) и парагнейсы (метаграувакки и метапелиты) (25%) (Годзевич, 1986). Степень метаморфизма пород соответствует условиям амфиболитовой фации повышенных давлений ($T = 560\text{--}715\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4\text{--}7$ кбар) (Кастрыкина, 1983). Изохронный возраст U-Pb возраст цирконов из тоналит-трондьемитовых гнейсов равен 2941 ± 80 и 2785 ± 5 млн лет (Nutman et al., 1992b; Миронюк и др., 1996). Возраст краевых зон цирконов из тех же тоналит-трондьемитовых гнейсов и цирконов из метабазитовых даек, который интерпретируется как возраст метаморфизма, равен 1900 млн лет (Nutman et al., 1992b).

Ларбинский комплекс включает эндербиты и амфибол-биотитовые гнейсы (37%), ультраосновные сланцы,

переслаивающиеся с пироксеновыми гнейсами и кинцититами (36%), известково-силикатные породы, мраморы и кварциты, в том числе железистые (20%). Отмечаются анортозиты и метагаббро (Московченко, Кастрыкина, 1989). Степень метаморфизма пород комплекса соответствует гранулитовой фации повышенных и высоких давлений ($T = 825\text{--}870\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 7\text{--}9$ кбар) (Кастрыкина, 1983). Возраст цирконов из гранатов в гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовом гнейсе определен в 2585 ± 20 млн лет и интерпретируется как возраст гранулитового метаморфизма (Бибикова и др., 1984в). О.М. Розен (Rosen et al., 1994) не исключает возможность, что это возраст цирконов из источников, в результате разрушения которых формировались протолиты парагнейсов.

Гилюйский комплекс характеризуется преобладанием роговообманковых и биотит-роговообманковых кристаллических сланцев и амфиболитов в нижней части разреза, переслаиванием их с биотитовыми гнейсами в средней части и увеличением роли биотитовых и роговообманковых гнейсов в верхах разреза. Породы комплекса интродуцированы многочисленными субсогласными телами диорито- и гранодиорито-гнейсов. Степень метаморфизма соответствует условиям эпидот-амфиболитовой фации ($T = 525\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4,5$ кбар). Возраст цирконов из амфиболитов, биотит-роговообманковых сланцев и биотитовых гнейсов Pb-Pb методом определен в 2100 млн лет, а возраст цирконов из диорито-гнейсов – в 1940 млн лет (Корсаков, 2000).

В зоне Джелтулакского разлома В.М. Кастрыкина (1983) выделяет еще один раннепротерозойский желтулакский комплекс, представленный кварцитами, слюдяными сланцами, метапесчаниками, метавулканитами, мраморами. Встречаются прослойки метаконгломератов. Степень метаморфизма отвечает зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям.

Характерны дайки и жилы гранитов с возрастом от 2500 до 2000 млн лет, которые прорывают породы станового и ларбинского комплексов (Митрофанов, 1987). Вблизи Унахинского зеленокаменного пояса известны штоки роговообманково-биотитовых гранитов с возрастом 1830 млн лет (Корсаков, 2000).

ЧОГАРСКИЙ ГРАНУЛИТ-ОРТОГНЕЙСОВЫЙ ТЕРРЕЙН

Чогарский террейн (500×100 км) расположен на юго-восточной окраине Алдано-Станового щита за пределами территории Якутии (см. рис. 4.1). Имеющиеся немногочисленные K-Ar данные свидетельствуют, что террейн сложен преимущественно архейскими породами (Карсаков, 1983). Террейн состоит из двух равных по площади блоков, разделенных разломом северо-восточного простирания. Восточный блок сложен чогарским комплексом: роговообманково-двупироксеновые, гранат-роговообманково-двупироксеновые кристаллические сланцы, местами ультраосновные сланцы. Отмечаются амфиболиты и кварциты, в том числе железистые. Вы-

ше по разрезу залегают глиноземистые гнейсы, кварциты, гранатовые гранулиты. Метаморфизм пород соответствует сапфирин-кварцевой субфации гиперстен-силлиманитовой фации ($T = 1050\text{--}1100\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 10\text{--}11\text{ кбар}$) (Карсаков, 1983). Западный блок характеризуется широким распространением пород амфиболитовой фации метаморфизма повышенных давлений. Среди них преобладают диорито-гнейсы, гранодиорито-гнейсы, биотит-роговообманковые и биотитовые плагиогнейсы с линзами и прослоями амфиболовых кристаллических сланцев. Отмечаются кварциты и глиноземистые гнейсы.

ЗОНЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО МЕЛАНЖА

Каларская зона тектонического меланжа отделяет Западно-Алданский гранит-зеленокаменный составной террейн от расположенного к югу, за пределами территории республики, Тындинского тоналит-трондьемито-гнейсового составного террейна и протягивается в широтном направлении на 650 км при ширине 50–150 км. Структурный план зоны определяется широким развитием глубинных надвигов, сдвигов и сопряженных с ними складчатых деформаций. Зона состоит из большого количества тектонических пластин, сложенных разнообразными по составу, возрасту и условиям метаморфизма комплексами: гранулиты Хани-Курультинского, Зверевского, и Иенгрского блоков, ортогнейсы тоналит-трондьемитового со-

става, архейские и раннепротерозойские зеленокаменные пояса, автономные анортозиты, граниты (рис. 4.5).

Гранулиты Хани-Курультинского блока представлены эндербито-, чарнокито- и гранито-гнейсами, а также гиперстенновыми, двупироксеновыми, двупироксен-амфиболовыми плагиогнейсами с линзами и прослоями гранат-биотитовых, гранат-гиперстеновых гнейсов, гранат-биотитовыми, гранат-кордиеритовыми, гранат-силлиманитовыми гнейсами с линзами известково-силикатных пород и магнетитовых кварцитов (Дук и др., 1986). Устанавливается увеличение степени метаморфизма пород с востока на запад от биотит-ортоклазовой субфации гранат-кордиерит-ортоклазовой и биотит-силлиманит-ортоклазовой фаций ($T = 700\text{--}780\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 5\text{--}6\text{ кбар}$), через биотит-гиперстен-ортоклазовую субфацию гранат-кордиерит-ортоклазовой фации к биотит-гиперстен-ортоклазовой субфации биотит-силлиманит-ортоклазовой фации ($T = 800\text{--}900\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6\text{--}8\text{ кбар}$) гранулитовой фации от умеренных до повышенных давлений (Бушмин и др., 1983; Smelov, Bogomolova, 1991). По изотопным данным (см. табл. 4.1) источниками для гранат-гиперстеновых плагиогнейсов служили породы с возрастом 3,0 млрд лет (Ковач и др., 19956). Sm-Nd изохронный возраст гранат-пироксеновых кристаллических сланцев определен в $3,1 \pm 0,018$ млрд лет (Jahn et al., 1990). Парагнейсы прорываются плутоном метагаббро, метадиоритов и метагаббро-анортозитов (Березкин, 1992), из которых магматогенный призматический циркон датируется в 3,0–3,15 млрд лет, а изометричный метаморфический циркон – в 2,96–3,15 млрд лет (Рудник, 1989), что свидетельствует о близком времени внедрения и метаморфизма интрузивных пород.

Гранулиты Зверевского блока представлены диорито-гнейсами, эндербито-гнейсами, и амфиболитами с линзами и прослоями парагнейсов. Кульминационные

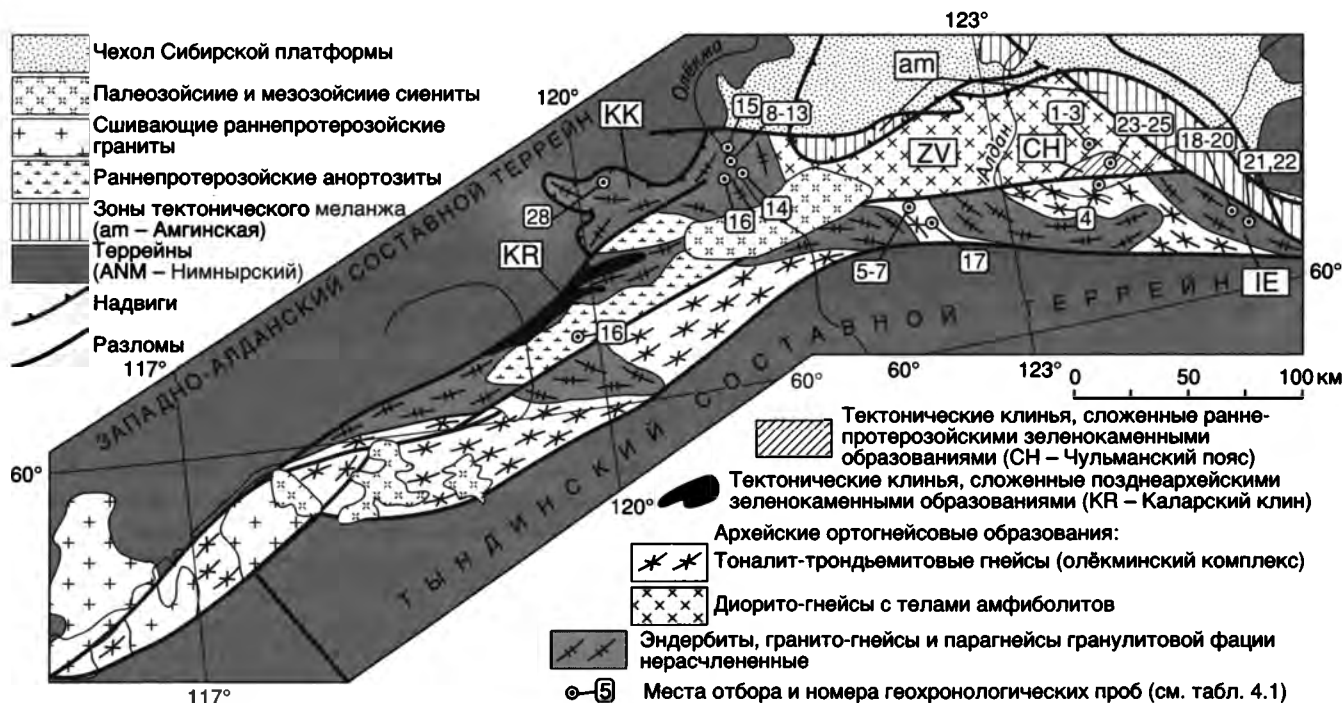


Рис. 4.5. Схематическая геологическая карта Каларской зоны тектонического меланжа. Блоки гранулитов: КК – Хани-Курультинский; ZV – Зверевский; IE – Иенгрский

условия метаморфизма соответствуют биотит-гиперстен-ортоклазовой субфации биотит-силлиманит-ортоклазовой фации. Судя по магнетиальности граната из гнейсов в ассоциации с силлиманитом и/или гиперстеном, равной 39–41%, метаморфизм проходил в более глубинных условиях, чем в Хани-Курультинском блоке – при $T = 800\text{--}900\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 7,5\text{--}9,0$ кбар. Двупироксеновые кристаллические сланцы имеют возраст $3,0 \pm 0,10$ млрд лет, метагаббро – $2,90 \pm 0,09$ млрд лет, эндербито-гнейсы – 2,7 млрд лет (см. табл. 4.1).

Парагнейсы Иенгрского блока имеют следы метаморфизма раннепротерозойского возраста. Rb-Rb методом цирконы из кварцитов и амфиболитов датированы 2,38–1,8 млрд лет. Ортогнейсовый комплекс амфиболитовой фации, тектонически совмещенный с блоками гранулитов, представлен биотитовыми плагиогнейсами тоналит-трондьемитового состава, которые имеют позднеархейский возраст, так как большинство значений изотопного возраста цирконов, полученных Rb-Rb методом, укладывается в интервал 2,8–2,5 млрд лет, близки к датировкам тоналит-трондьемитовых гнейсов Западно-Алданского и Тындинского составных террейнов.

К архейским зеленокаменным поясам, вероятно, принадлежат породы эпидот-амфиболитовой фации, слагающие Каларский пояс, детально изученный В.С. Федоровским (1972).

Раннепротерозойские зеленокаменные породы установлены в Чульманском поясе В.И. Березкиным (1977). Модельный Nd возраст амфибол-плагиоклазового кристаллического сланца, метаморфизованного в эпидот-амфиболитовой фации, равен 2,1 млрд лет.

К раннепротерозойским магматическим образованиям, слагающим отдельные тектонические пластины, относятся автономные анортозиты Каларского плутона с возрастом 1,9 млрд лет.

О б р а з о в а н и я, “с ш и в а ю щ и е” разновозрастные и разнотипные блоки и пластины Каларского тектонического меланжа, представлены различными типами пегматитов и расчлененными габбро-гипербазитовыми плутонами с возрастом 1,9–1,8 млрд лет (см. табл. 4.1).

Амгинская зона тектонического меланжа отделяет Центральнo-Алданский составной террейн от расположенных к западу и югу от него соответственно Западно-Алданского и Тындинского составных террейнов и “срезает” Каларскую зону тектонического меланжа (см. рис. 4.1). В плане она имеет дугообразную форму и протягивается на 650 км при ширине от первых километров до 150 км (рис. 4.6). Структурный план зоны определяется широким развитием надвиговых и сдвиговых структур, а также сопряженных с ними систем складок, ориентировка которых подчинена простиранию зоны (Сальникова, 1993). В пределах зоны картируются комплексы, существенно различающиеся по составу, возрасту и степени метаморфизма. Наибольшим распространением пользуются гранито-гнейсы, в меньшей мере тоналит-трондьемито-гнейсы. За-

картированы парагнейсовые образования, зеленокаменные пояса архейского и раннепротерозойского возрастов, дифференцированные массивы габбро-диорит-плагиогранитного состава.

Среди ортогнейсов различаются гранито-гнейсы и гнейсограниты, метаморфизованные в условиях переходных от амфиболитовой к гранулитовой фации, и тоналит-трондьемитовые гнейсы и мигматиты, метаморфизованные в амфиболитовой фации. Возраст гранито-гнейсов составляет 2,4–2,5 млрд лет, а ассоциирующихся с ними пегматоидных гнейсогранитов – 2,2 млрд лет (Сальникова, 1993). Тоналит-трондьемитовые гнейсы и мигматиты, широко распространенные в Западно-Алданском составном террейне, имеют возраст 2,8 млрд лет. Среди них в западной части зоны описаны будины измененных эклогитов с модельным Nd возрастом 2,4 млрд лет, в которых определено время регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации – 1,9 млрд лет (Smelov, Beryozkin, 1993). Близкое значение возраста имеют цирконы из лейкосом мигматитов (см. табл. 4.1).

Парагнейсовый комплекс гранулитовой фации метаморфизма представлен чугинской, амедичинской и федоровской толщами. Наиболее широко распространена чугинская толща, не имеющая аналогов в смежных террейнах. Она сложена гранат-биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами, кварцитами, карбонатными породами, биотитовыми, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми и диопсид-амфиболовыми плагиогнейсами и кристаллическими сланцами. Кульминационные условия метаморфизма соответствуют биотит-гиперстен-ортоклазовой субфации гранат-кордиерит-ортоклазовой фации и биотит-ортоклазовой субфации биотит-силлиманит-ортоклазовой фации, т.е. низкотемпературной гранулитовой фации умеренных давлений ($T = 720\text{--}780\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 5\text{--}6$ кбар) в области переходной к амфиболитовой фации (Дук и др., 1986; Смелов, 1996). Согласно Sm-Nd данным возраст источников гранат-биотитовых и гранат-кордиерит-биотитовых плагиогнейсов и мигматитов (метаграувакки) составляет 2,3–2,4 млрд лет (Ковач и др., 1995б).

Амедичинская толща, распространенная в центральной части зоны, сложена кварцитами и высокоглиноземистыми гнейсами с линзами известково-силикатных пород и кальцифиров, среди которых присутствуют редкие тела основных кристаллических сланцев. Источниками протолитов высокоглиноземистых гнейсов и мигматитов служили породы с возрастом 3,6–3,3 млрд лет (см. табл. 4.1). Условия метаморфизма пород соответствуют биотит-гиперстен-ортоклазовой и кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфациям гранат-кордиерит-ортоклазовой фации, т.е. высокотемпературной области гранулитовой фации умеренных давлений ($T = 780\text{--}950\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 5\text{--}7$ кбар). Вещественный состав толщи и условия ее метаморфизма близки к таковым курумканской толщи Центральнo-Алданского составного террейна (Дук и др., 1986).

Федоровская толща располагается в восточной части зоны и аналогична федоровской свите Центральнo-Алданского составного террейна. Для всех парагнейсовых образований характерны диафторические изменения в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Архейские зеленокаменные пояса выделяются вблизи западного окончания зоны. Наиболее крупным является Субганский пояс (25×5 км), сложенный метавулканитами основного состава с возрастом 2,9 млрд лет и метапелитами, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа (Бе-



Рис. 4.6. Схематическая геологическая карта Амгинской зоны тектонического меланжа

резкин, 1977). Возраст синметаморфических гранитов и пегматитов из зоны силлиманита около 2,0 млрд лет. Прогрессивный кульминационный метаморфизм пород Субганского зеленокаменного пояса сопровождался изофациальным диафторезом и структурной перестройкой грани-

то-гнейсов и гнейсо-гранитов чугинской толщи обрамления пояса. Метаморфизм пород Субганского пояса, по-видимому, имел место в интервале 2,15–1,9 млрд лет. Раннепротерозойские зеленокаменные пояса выделяются условно по предварительным изотопным данным. Они об-

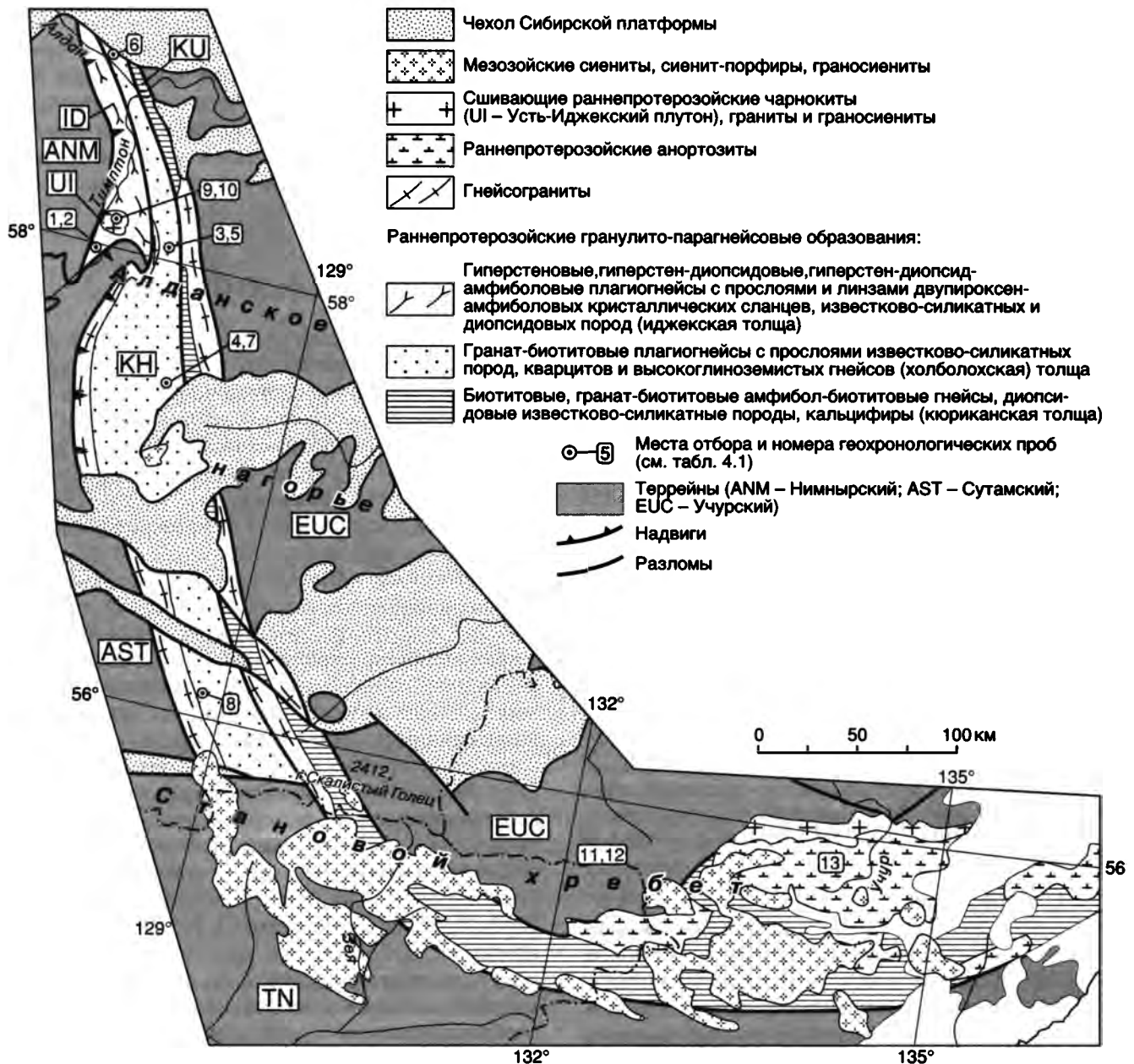


Рис. 4.7. Схематическая геологическая карта Тыркандинской зоны тектонического меланжа
Тектонические блоки и пластины: ID – Ижевская; KH – Холболохская; KU – Кюриканская

разуют небольшие тектонические пластины в центральной части зоны и сложены метавулканидами, метапелитами и метасаммитами. Степень метаморфизма меняется от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. Время его проявления – 2,0–1,9 млрд лет.

“Сшивающие” образования представлены гранитами и пегматитами с возрастом 2,0–1,9 млрд лет. Близкий возраст имеют габбро-диорит-плагииграниты унгринского комплекса, метаморфизованные в амфиболитовой фации (см. табл. 4.1.).

Таким образом, в строении Амгинской зоны тектонического меланжа участвуют архейские комплексы амфиболитовой – эпидот-амфиболитовой фаций и раннепротерозойские ортогнейсо-

вые и парагнейсовые толщи субгранулитовой – гранулитовой фаций, а также фрагменты архейских и раннепротерозойских зеленокаменных поясов и дифференцированные плутоны ультраосновных и основных пород, которые испытали совместные структурные и метаморфические преобразования в интервале 2,15–1,9 млрд лет.

Тыркандинская зона тектонического меланжа отделяет Восточно-Алданский супертеррейн от Центрально-Алданского на западе и от Тындинского составных террейнов на юге. В плане она имеет дугообразную форму и протягивается на 1650 км при ширине 50–200 км. В строении зоны участвуют тектонические пластины, образованные различными ассоциациями парагнейсов и

автономными анортозитами. Пластины ограничены узкими зонами бластомилонитов, которые в субдолготной ветви зоны насыщены телами гранитов (рис. 4.7). Наиболее крупные – Иджекская и Холболохская тектонические пластины, полого погружаются в восточном направлении (Стогний и др., 1996).

Иджекская пластина сложена гиперстеновыми, гиперстен-диопсидовыми и гиперстен-диопсид-амфиболовыми плаггиогнейсами. Среди них встречаются прослои и линзы двупироксен-роговообманковых кристаллических сланцев, известково-силикатных и диопсидовых пород. Отмечаются линзы и прослои гранат-биотитовых и гранат-гиперстен-биотитовых плаггиогнейсов и гнейсов. Степень метаморфизма пород соответствует условиям биотит-гиперстен-ортоклазовой субфации гранат-кордиерит-ортоклазовой фации – гранулитовая группа фаций повышенных давлений ($T = 780\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6\text{--}8$ кбар) (Дук и др., 1986; Смелов, 1996). Nd модельный возраст гранат-биотитового плаггиогнеиса указывает на возраст исходного источника в 2,4 млрд лет (см. табл. 4.1).

Холболохская пластина сложена гранат-биотитовыми плаггиогнейсами с прослоями известково-силикатных пород, кварцитов, силлиманит- и кордиеритсодержащих гнейсов, а также гиперстеновыми, диопсидовыми и двупироксеновыми плаггиогнейсами с прослоями известково-силикатных пород, кристаллических сланцев и гранат-биотитовых гнейсов. Степень метаморфизма пород отвечает условиям биотит-гиперстен-ортоклазовой субфации гранат-кордиерит-ортоклазовой фации – гранулитовая фация повышенных давлений ($T = 800\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 7$ кбар). Выполненные по биотит-гиперстеновым, гранат-биотитовым и гранат-биотит-силлиманитовым гнейсам Sm-Nd определения показывают, что источниками их протолитов служили породы с возрастом 2,35–2,2 млрд лет (см. табл. 4.1).

“С ш и в а ю щ и м и” магматическими образованиями являются чарнокиты Усть-Иджекского плутона (Горохов и др., 1981). Они прорывают парагнейсы Иджекской пластины и содержат ксенолиты гранат-биотитовых гнейсов сеймской толщи, которая слагает Сутамский террейн. U-Pb изохронный возраст магматических цирконов из чарнокитов составляет 1,9 млрд лет (Бибикова и др., 1989). Близкий возраст имеют автономные анортозиты в Тыркандинской зоне (см. табл. 4.1).

Иджекская и Холболохская тектонические пластины сложены породами, сходными с породами Восточно-Алданского супертеррейна. В целом Тыркандинская зона тектонического меланжа представляется как зона глубинных надвигов, по которым Восточно-Алданский супертеррейн надвинут к западу на смежную окраину Центрально-Алданского супертеррейна.

Формирование зон тектонического меланжа Алдано-Станового щита, которые “спаяли” слагающие щит разнородные составные террейны и супертеррейны в единый континентальный блок, происходило в интервале 2,1–1,8 млрд лет и сопровождалось повторными де-

формациями и высокотемпературным метаморфизмом (до гранулитовой фации) в пределах Центрально-Алданского составного террейна и Восточно-Алданского супертеррейна, а также повторными деформациями и зональным эпидот-амфиболитовым и зеленосланцевым метаморфизмом в пределах Западно-Алданского составного террейна.

АНАБАРСКИЙ ЩИТ

Ранее в пределах Анабарского щита были выделены три разнородные по составу и структуре блока: Западный, Центральный и Восточный, разделенные Маганской, Котуйканской и Билляхской глубоко эродированными зонами разломов (Оксман, 1987; Лутц, Оксман, 1990). Позднее эти блоки были выделены как соответственно Маганский, Далдынский и Хапчанский террейны (Rosen et al., 1994) (рис. 4.8).

Маганский тоналит-трондьемито-гнейсовый террейн выделяется в западной части щита. На аэро- и космофотоматериалах террейн характеризуется отсутствием четко выдержанных директивных структур, мозаичным магнитным полем и гораздо более низкими, по сравнению с прилегающими частями платформы, значениями аномалий силы тяжести. Он состоит из однородных биотитовых, биотит-амфиболовых ортогнейсов тоналит-гранодиорит-адамеллитового состава, слагающих нижний структурный ярус, а также гранатсодержащих и высокоглиноземистых гнейсов и карбонатных пород верхнеанабарской серии, включаемых в супракрустальный комплекс. Образования тоналит-гранодиорит-адамеллитового комплекса по петрохимическим характеристикам сопоставимы с “очковыми” гнейсами Амитсок и гнейсами серии Уйвак II типичных серогнейсовых комплексов (Оксман, 1987; Лутц, Оксман, 1990). Породы террейна метаморфизованы в биотит-силлиманит-гранат-ортоклазовой, биотит-кордиерит-гранат-ортоклазовой и низкотемпературной части гиперстен-кордиерит-ортоклазовой субфациях гранулитовой фации ($T = 800\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 7,0\text{--}8,5$ кбар) (Вишневицкий, 1978).

Далдынский эндербито-гнейсовый террейн занимает центральную часть Анабарского щита, ограничен с запада Котуйканской, а с востока Билляхской зонами меланжа и рассечен почти посередине Главным Анабарским разломом сдвиговой кинематики, повсеместно выраженным специфическими псевдотахилитами, или милонитами и катаклазитами.

Террейн сложен, в основном, первично изверженными эндербитами и основными кристаллическими сланцами, традиционно объединяемыми в далдынскую и верх-

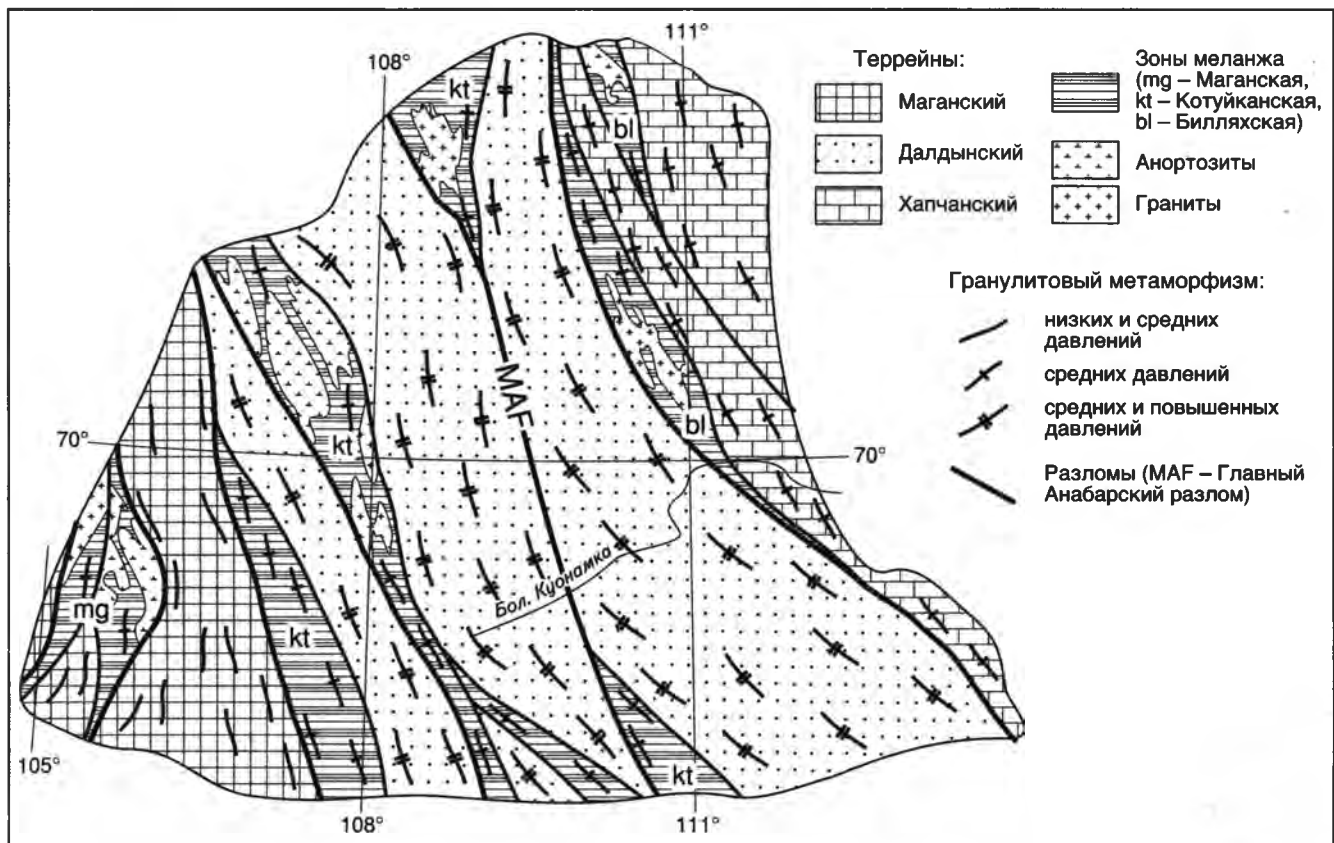


Рис. 4.8. Схема тектонического районирования Анабарского щита по В.С. Оксману (Nokleberg et al., 1999)

неанабарскую серии, в меньшей степени развиты метасадочные породы: кварциты, гранулиты, карбонатные отложения. Эндербиты по нормативному геохимическому составу соответствуют тоналитам и кварцевым диоритам. Двупироксеновые и гиперстеновые основные кристаллические сланцы совместно с эндербитами (эндербито-сланцевая толща) образуют две полосы в центральной части террейна и геохимически соответствуют толеитовым базальтам. По мнению О.М. Розена изверженные породы террейна разделяются на три геохимических серии: известково-щелочную, щелочную и субщелочную, и могут сопоставляться с вулканитами островных дуг (Rosen et al., 1994).

По геофизическим данным террейн прослеживается к северу и югу под чехлом осадочных пород. Все породы террейна неоднократно деформированы. Структура террейна определяется картируемыми линейными сжатыми складками северо-западного простирания с западной и юго-западной вергентностью, которые имеют достаточно крутые углы погружения шарниров и крутые углы падения осевых плоскостей. Эндербиты Далдынского террейна датированы по U-Pb конкордии цирконов в $3,2 + 0,32$ млрд лет, а основные гранулиты Sm-Nd изохроной в $3,1 + 0,8$ ($\epsilon_{Nd} = 3,1 + 1,8$) млрд лет (Rosen et al., 1994). Эти данные указывают, что возраст протолита пород Далдынского террейна составляет около 3,1 млрд лет. Для Далдынского террейна характерен наиболее интенсивный метаморфизм, соответствующий глубинным частям гиперстен-кордиерит-гранат-ортоклазовой, биотит-силлиманит-гранат-ортоклазовой субфаций, и достигают в северных частях террейна гиперстен-силлиманитовой субфации гранулитовой фации ($T = 850\text{--}950$ °C,

$P = 8\text{--}10$ кбар) (Вишневский, 1978; Лутц, Оксман, 1990). Возраст гранулитового метаморфизма и синхронных деформаций датирован по U-Pb дискордии цирконов в 2,8 млрд лет (Rosen et al., 1994).

Хапчанский гранулит-парагнейсовый террейн расположен в восточной части Анабарского щита и ограничен с северо-запада Билляхской зоной тектонического меланжа, имеющей взбросо-сдвиговую кинематику. Породы террейна в центральной и южной частях деформированы в сжатые линейные картируемые складки, а в северной части выделяется несколько куполовидных структур.

Террейн сложен в основном супракрустальными породами хапчанской серии: мраморами, кальцифирами, известково-силикатными породами, гранатовыми парагнейсами, при этом карбонатные отложения составляют до 40% объема толщи (Розен и др., 1988). Эндербиты и кристаллические сланцы обнажаются ограничено. Эндербиты по составу сходны с аналогичными породами Далдынского террейна, а кристаллические сланцы ортограда по химическому составу соответствуют субщелочным и щелочным базальтам и андезито-базальтам. Специальное геохимическое изучение парагнейсов хапчанской серии указывает, что они были сформированы за счет осадков, близких по составу к грауваккам (гранатовые гнейсы), известнякам и доломитам (мраморы), мергелям (известково-силикатные породы) (Розен и др., 1988). Такие породные ассоциации указывают на мелководные, шельфовые обстановки накопления пород.

Кульминационный метаморфизм гранулитовой фации соответствовал, в основном, средней части биотит-кордиерит-гранат-ортоклазовой субфации и лишь отчасти биотит-силлиманит-гранат-ортоклазовой ($T = 750-830^\circ\text{C}$, $P = 6,0-7,5$ кбар) (Вишневский, 1978; Лутц, Оксман, 1990). Модельный возраст пород хапчанской серии, полученный по изотопии Nd и Sm-Nd отношению, не древнее 2,4 млрд лет, а возраст кульминационного гранулитового метаморфизма, датированный по цирконам U-Pb отношением, соответствует $\sim 2,0$ млрд лет (Rosen et al., 1994).

Котуйканская зона тектонического меланжа протягивается через центральную часть Анабарского щита в северо-западном направлении, согласно с его генеральным структурным планом, и разделяет Далдынский эндербито-гнейсовый (на востоке) и Маганский тоналит-трондьмитовый (на западе) террейны. Котуйканская зона представляет линейную структуру, выгнутую к западу, которая прослеживается более чем на 150 км в средних течениях рек Бол. Куонамка и Котуйкан. В гравитационном поле она выражается пониженным значением Δg , а краевые милонитовые швы прослеживаются высокими положительными магнитными аномалиями. Зона меланжа состоит из двух полос: западной – ранее выделявшейся как Ламуйкская зона диафтореза, и восточной – которой соответствовала Котуйкан-Монхоольская диафторитовая зона. Между данными полосами заключены небольшие блоки и клинья пород как Маганского, так и Далдынского террейнов (Оксман, 1989в; Лутц, Оксман, 1990). Котуйканская зона меланжа сечется Главным Анабарским разломом более позднего заложения. В южной части к Котуйканской зоне примыкает узкий клин диафторированных пород, выделявшийся в ранних работах как Харапская зона диафтореза. Границы зоны с породами гранулитовой фации проводятся по разломам взбросо-левосдвиговой кинематики, выраженным круто ориентированными зонами милонитизации ($60-85^\circ$ ЮВ). Строение зоны меланжа линзовидно-блоковое, что обусловлено широким проявлением полос милонитов и катаклизитов, трассирующих разломные зоны.

В вещественном составе зоны преобладают диафториты амфиболитовой фации: биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые, часто гранатсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы ($\text{Кпр}_{30-34} + \text{Ам}_{40-55} + \text{Пл}$; $\text{Ам}_{55} + \text{Гр}_{80-89} + \text{Пл}_{52}$ в метабазах и $\text{Би}_{36-46} + \text{Гр}_{72-78} + \text{Кор}_{16-25} + \text{Сил} + \text{Пл} + \text{Кв}$; $\text{Би}_{44-60} + \text{Гр}_{69-77} + \text{Пл} + \text{Кпш} + \text{Кв}$ в метапелитах). Иногда встречаются кварциты и высокоглиноземистые гнейсы. Расчетные $P-T$ условия высокотемпературного метаморфизма амфиболитовой фации составляют соответственно $600-720^\circ\text{C}$ и $4,5-7,0$ кбар (Оксман, 1989в). Диафториты эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации образуют несколько кулис в междууре-

чье рек Алы-Юрях и Монхооло. Среди низкотемпературных диафторитов выделяются прогрессивно метаморфизованные разности. Они содержат характерные парагенезы: Би-Хл₅₉₋₆₉-Гр₉₀₋₉₃-Турм-Пл-Кв; Би-Му-Кв-Пл; Сер-Хл-Пл-Кв в микрогнейсах и Эп-Хл-Акт-Пл; Кум-Ро₆₀-Пл в микросланцах. Для этих пород характерны тонко- и мелкозернистые однороднозернистые структуры, без каких-либо реликтов первичных высокотемпературных минералов и реакционных взаимоотношений. В гранатах отмечается прогрессивная метаморфическая зональность с увеличением к ядру зерна спессартиновой и гротуляровой составляющей. Рассчитанные по Гр-Хл термометру (Перчук, Рябчиков, 1976) температуры метаморфизма, а также минеральные парагенезисы позволяют оценить $P-T$ условия прогрессивного метаморфизма в $400-500^\circ\text{C}$ и $2,5-3,5$ кбар.

Магматические образования Котуйканской зоны представлены гигантскими массивами анортозитов, монцодиоритов и габбро-анортозитов (северная и центральная части зоны), порфиробластовыми гранодиоритами, аляскитовыми, биотитовыми и двуслюдяными гранитами и пегматитами (центральная и южная части зоны). Возраст монцодиоритов по Sm-Nd изохроне составляет 2,2 млрд лет ($\epsilon_{\text{Nd}} = -6,1$) и интерпретируется как возраст кристаллизации анортозит-монцодиоритового комплекса. Моноцит из синтетических мигматитов по U-Pb дискордии датирован в $2,0 \pm 0,1$ млрд лет, а по Pb-Pb отношению в уранините возраст определяется в $2,0-1,9$ млрд лет (Rosen et al., 1994; Степанов, 1974). Наиболее молодые из интрузивных пород Котуйканской зоны меланжа – биотитовые граниты – датированы U-Pb методом по цирконам в $1,9-1,8$ млрд лет (Степанов, 1974).

Билляхская зона тектонического меланжа расположена на востоке Анабарского массива и разделяет Далдынский и Хапчанский террейны. Она распространяется на 250 км, при ширине от 5 до 12 км. Билляхская зона выражается в гравитационном поле отчетливым минимумом, а краевые милонитовые швы фиксируются интенсивными положительными магнитными аномалиями. Внутри зоны магнитное поле знакопеременное и резко дифференцированное, а с востока, в поле развития пород Хапчанского террейна, оно гораздо более спокойное. Зона круто наклонена на восток и по геофизическим данным с глубиной выполаживается. Основу Билляхской зоны меланжа создают системы сближенных разломов, между которыми заключены блоки в различной степени диафторированных и мигматизированных пород. Среди них преобладают биотит-амфиболовые с гранатом и графитом гнейсы (типичный парагенезис: Би₅₂₋₆₁+Гр₇₂₋₇₈+Пл+Кв),

диафторированные в амфиболитовой фации, при этом нередко сохраняются прослои и будины пород, слабо затронутых диафторезом. Встречаются отдельные прослои карбонатных и известково-силикатных пород. Термодинамические условия высокотемпературного диафтореза составляют: $T = 640\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6,0\text{--}6,5$ кбар. Диафториты эпидот-амфиболитовой фации встречаются в виде отдельных линз вдоль зон милонитизации и представлены эпидот-клинопироксеновыми и андрадит-клинопироксеновыми разностями. В центральной части зоны расположен Билляхский плутон порфиробластовых гранодиоритов и гранитов.

В северо-восточной части Анабарского массива к Билляхской зоне меланжа примыкает полоса диафторированных и милонитизированных пород, традиционно выделяемая как Салтахская зона диафтореза. Состав и строение последней аналогичны другим частям Билляхской зоны меланжа. В Салтахской зоне закартировано несколько плутонов диорито-тоналитов (Лутц, Оксман, 1990).

В целом структура Билляхской зоны определяется чередованием зон милонитизации и катаклаза, трассирующих разломы со взбросовой или взбросо-сдвиговой кинематикой, и линз и микроблоков, имеющих выраженную складчатую структуру. Картируемые линейные складки имеют крутые ориентировки шарниров и осевых плоскостей.

Маганская зона тектонического меланжа простирается в северо-восточном направлении вдоль западной части Анабарского щита и отделяет Далдынский террейн от Маганского. Зона меланжа ограничена мощными (до 2 км в ширину) поясами милонитов и катаклазитов. Структурный рисунок зоне придают системы сближенных субпараллельных сдвигов и взбросо-сдвигов, трассируемых полосами милонитизированных и интенсивно рассланцованных пород. Диафториты амфиболитовой фации картируются, в основном, на севере Маганской зоны. Они представлены интенсивно мигматизированными и гранитизированными биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с линзами розовых и мясо-красных гранитов, реже встречаются карбонатные и высокоглиноземистые породы. Часто внутри зоны заключены линзы вмещающих пород гранулитовой фации, в незначительной степени подвергшихся диафторезу. На северо-западе зоны расположен Краевой плутон порфиробластовых гранитоидов, а в междуречье Мал. и Бол. Магана расположены массивы анортозитов.

Таким образом, в Анабарском щите выделяются разнообразные по составу террейны. Более определенно реконструируется геодинамическая природа для Хапчанского террейна как фрагмен-

та пассивной окраины кратона. Время накопления супракрустальных пород Хапчанского террейна укладывается в интервал 2,4–2,0 млрд лет. Для Далдынского и Маганского террейнов, сложенных, главным образом, анортозитами, тоналитами, гранодиоритами, возраст протолита которых не моложе 3,0–3,1 млрд лет, восстановить первичную тектоническую природу пока затруднительно.

Отмечается два этапа гранулитового метаморфизма и синхронных деформаций. Первый этап датируется в 2,8 млрд лет и проявляется в Далдынском террейне. Второй этап гранулитового метаморфизма и деформаций, определенный в интервале 2,0–1,9 млрд лет, характерен для Хапчанского террейна (Rosen et al., 1994). Близкий возраст имеют тела анортозитового комплекса и мигматитов в зонах меланжа. С этим этапом, по-видимому, связана амальгамация террейнов и формирование разделяющих их зон меланжа. Анортозиты Котуйканской зоны, в таком случае, могут рассматриваться как синамальгамационные, а биотитовые и двуслюдяные граниты – как постамальгамационные, “сшивающие” образования. Крутые углы падения всех структурных элементов граничных разломов зон меланжа и значительная их сдвиговая компонента свидетельствуют, что амальгамация террейнов Анабарского щита имела транспрессионную природу.

ОЛЕНЁКСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Породы фундамента обнажаются на своде Оленёкского поднятия в пределах Сололийского выступа и перекрываются полого залегающими рифейскими отложениями чехла Сибирской платформы. Они объединены в экитскую серию, представленную метапесчаниками, металевропесчаниками, металевролитами, метапелитами и метавулканитами (Шпунт и др., 1979). В нижней части разреза известны метаморфизованные риолиты и дациты (до 10% разреза нижней толщи) (Rosen et al., 1994). По химическим анализам метаморфических пород, приводимыми Б.Р. Шпунтом и др. (1979), среди вулканитов, вероятно, присутствуют базальты, андезитобазальты и их туфы. Степень метаморфизма пород серии меняется от пренит-пумпеллиитовой до зеленосланцевой фации. В породах сохраняются первично-осадочные текстуры – слоистость, ритмичность, знаки волновой ряби (Шпунт и др., 1979).

Характерна изоклиальная складчатость с падением осевых поверхностей складок на юго-юго-запад под углами 65–80°. Породы экитской серии интродированы дайками кислого и среднего состава, штоками калиевых гранитов и плу-

тонами габбро-диорит-гранодиоритов. Возраст мусковита из гранитов К-Аг методом датируется в 2000–1950 млн лет, а биотита – в 2080–1846 млн лет (Вишневикий, Красильников, 1963).

ОБЩАЯ СТРУКТУРА ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КРАТОНА

Представленная на рис. 4.9 схема строения фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона основана на полученных в последние годы данных по вещественному составу и Sm-Nd датированию пород из ксенолитов кимберлитовых трубок и керн глубоких скважин (табл. 4.7), на корреляции полученных результатов с материалами по Алдано-Становому и Анабарскому щитам, Оленёкскому поднятию, а также на анализе систем магнитных аномалий. Эта схема существенно отличается от предложенных ранее (Боголепов, 1977; Кушев, 1985; Миرونюк и др., 1987; Хильтова и др., 1988; Rosen et al., 1994; Гусев и др., 1985; Габышева, 1994; Мишнин, Рукович, 1997).

Главными тектоническими единицами фундамента кратона являются Западно-Якутский и Восточно-Якутский архейские протократоны с возрастом консолидации более 2,6–2,5 млрд лет, разделяющие их Далдыно-Алданский и Хапчано-Учурский раннепротерозойские гранулитовые пояса с возрастом консолидации 2,1–1,9 млрд лет, Нюрбинский и Лено-Алданский позднепротерозойские орогенные пояса с возрастом 1,4–1,0 млрд лет (табл. 4.8).

Западно-Якутский протократон включает Западно-Алданский гранит-зеленокаменный составной террейн, который был охарактеризован выше, и выделяемый под платформенным чехлом Магано-Вилуйский тоналит-трондьемитогнейсовый террейн. В районе Магано-Вилуйского террейна в скважинах установлены преимущественно тоналит-трондьемитовые гнейсы; в ксенолитах кимберлитовой трубки Мир – амфиболиты (см. табл. 4.7). Модельный Nd возраст этих пород – 3,4–2,6 млрд лет. Лишь одна скважина вскрыла гранит с возрастом 2,2 млрд лет.

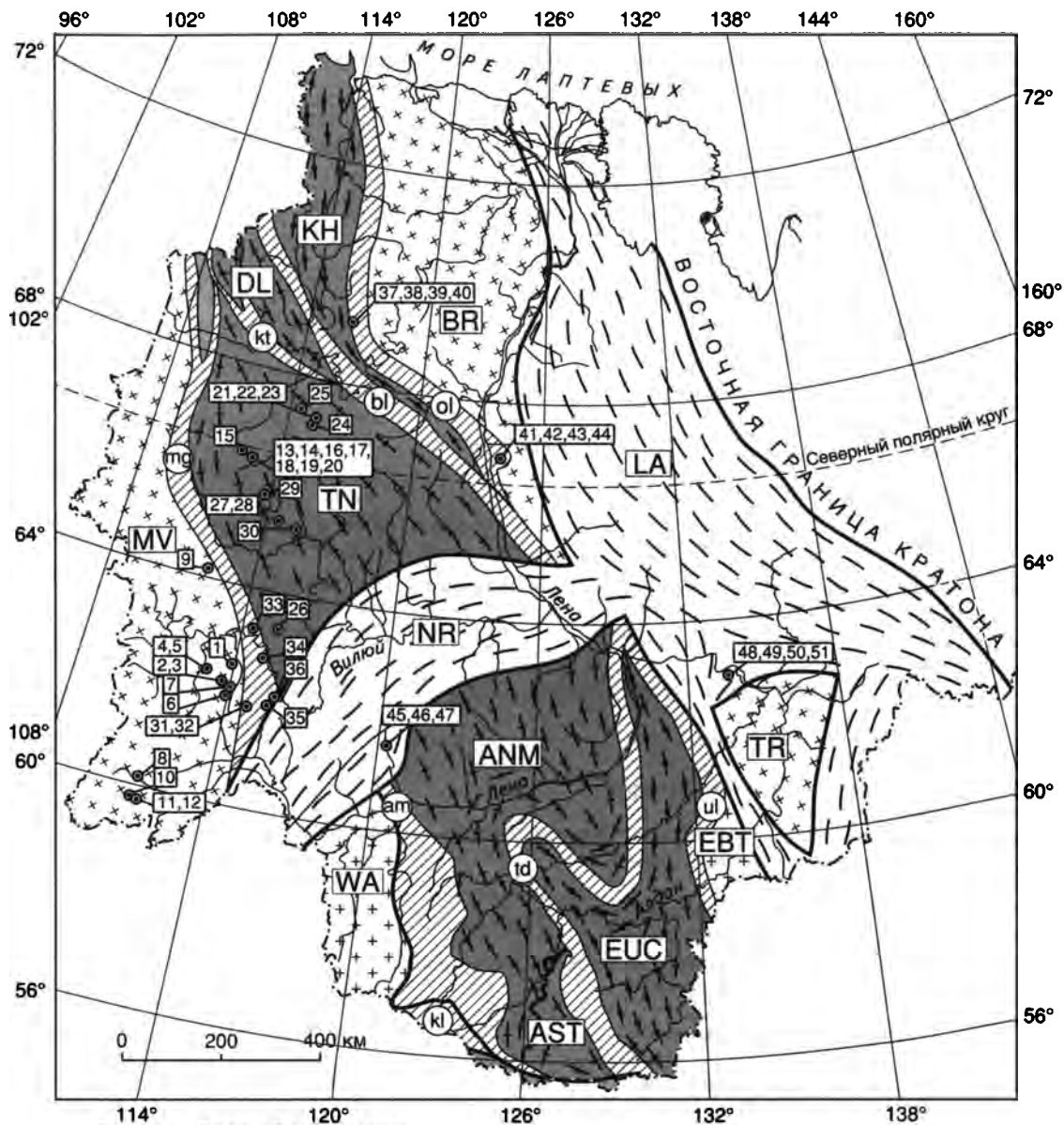
Восточно-Якутский протократон выделяется условно. Он включает расположенное под платформенным чехлом северное окончание Батомгского гранит-зеленокаменного террейна Алдано-Станового щита и намечаемые по аэромагнитным данным Тырынский и Беректинский тоналит-трондьемитогнейсовые террейны. Слабометаморфизованные толщи Оленёкского поднятия перекрывают кристаллические комплексы Беректинского террейна. По возрасту проявленных в них метаморфических процессов –

1,98 млрд лет (Rosen et al., 1994), они могут рассматриваться как возрастные аналоги удоканской серии Западно-Алданского составного террейна.

Далдыно-Алданский гранулитовый пояс включает Далдынский террейн Анабарского щита, расположенный южнее под платформенным чехлом Тюнгский террейн, а также Нимнырский и Сутамский террейны Алдано-Станового щита. В составе этих террейнов преобладают ортогнейсы: гранито-гнейсы, чарнокито-гнейсы, эндербито-гнейсы, диорито-гнейсы и гранодиорито-гнейсы. Главные тектонические и метаморфические события датируются в 2,1–1,9 млрд лет (Смелов, Березкин, 1997; Rosen et al., 1994). В Далдынском, Нимнырском и Сутамском террейнах по ортогнейсам кислого состава устанавливаются проявления архейского и раннепротерозойского высокотемпературного метаморфизма (3,0–2,3 млрд лет) (см. табл. 4.8).

Принято считать, что Тюнгский террейн представляет фрагмент архейского протократона (Кушев, 1985; Мишнин, Рукович, 1997; Шацкий и др., 1998). Однако анализ Sm-Nd изотопных данных (см. табл. 4.7) показывает, что ксенолиты коровых пород в кимберлитовых трубках Тюнгского террейна включают образования двух типов. К первому типу относятся гранат-амфибол-клинопироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы, характеризующиеся величинами $T_{Nd}(DM)$ в интервале 3,3–2,9 млрд лет. Ко второму типу – амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы с Nd модельным возрастом 2,1 млрд лет. Последняя величина близка к оценкам $T_{Nd}(DM) \sim 2,5$ млрд лет, полученным для ксенолитов эклогитоподобных пород этой же кимберлитовой трубки (Неймарк и др., 1992б). Результаты петрографических и геохимических исследований не дают оснований говорить о какой-либо разнице в степени метаморфизма и вторичных изменений пород обоих типов. Это свидетельствует, что континентальная кора Тюнгского террейна сформирована в два этапа – в архее (2,9–3,3 млрд лет) и раннем протерозое (2,1–2,5 млрд лет). Время закрытия Sm-Nd изотопных систем в минералах из гранат-клинопироксеновых амфиболитов обеих возрастных групп составляет 1,77–1,88 млрд лет, что указывает на длительное охлаждение нижних горизонтов коры после гранулитового метаморфизма около 2,0 млрд лет назад (Неймарк и др., 1992б).

Хапчано-Учурский гранулитовый пояс состоит из Учурского и Хапчанского гранулит-парагнейсовых террейнов. В их составе преобладают парапороды, представленные двупироксен-амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, мраморами и кальцифирами, гранат-биотитовыми плагиогнейсами и гнейсами, высо-



- 114° 120° 126° 132° 138°
- Западно - Якутский протократон
- Гранит-зеленокаменные террейны: WA – Западно-Алданский
 - Тоналит-трондьемито-гнейсовые террейны: MV – Магано-Вилуйский
- Восточно - Якутский протократон
- Гранит-зеленокаменные террейны: EBT – Батомгский
 - Тоналит-трондьемито-гнейсовые террейны: TR – Тыринский, BR – Беректинский
- Далдыно - Алданский гранулитовый пояс
- Гранулит-ортогнейсовые террейны: AST – Сутамский, ANM – Нимнырский, TN – Тюнгский, DL – Далдынский
- Хапчано - Учурский гранулитовый пояс
- Гранулит-парагнейсовые террейны: EUC – Учурский, KH – Хапчангский
- Позднепротерозойские орогенные пояса: NR – Нюрбинский, LA – Лено-Алданский
- Зоны тектонического меланжа: am – Амгинская, td – Тыркандинская, ul – Улканская, mg – Маганская, kt – Котуйканская, bl – Билляхская, ol – Оленёкская, kl – Каларская
- Места отбора и номера образцов из ядра скважин и кимберлитовых трубок для Nd датирования (результаты датирования см. в табл. 4.7)

Рис. 4.9. Структура фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона

Результаты Nd изотопного датирования пород фундамента из ксенолитов кимберлитовых трубок и керн скважин

№ п/п *	Полевой № образца	Порода	Фация	T _{Nd} (DM)	Место отбора
<i>Магано-Виллюйский террейн</i>					
1	М-4	Амфиболит		3012	Трубка Мир
2	М-713	Биотитовый плагиогнейс	Амфиболитовая	2 989	Мирнинская скважина
3	М-736	Биотит-амфиболовый плагиогнейс	"	2 879	"
4	Ма-901а	Амфибол-биотитовый плагиогнейс	"	2 673	Маччобинская скважина
5	Ма-904	Биотитовый плагиогнейс	"	3 034	"
6	ВХ-1	Гранит	"	2 193	Восточно-Хотурская скважина
7	Н-1242	Гнейс	"	2 866	Нелбинская скважина
8	НХ-845	Гранодиорито-гнейс	"	2 565	Нижнехамакинская скважина
9	Мг-24/41	Гранито-гнейс	"	3 451	Мегеляхская скважина
10	Т-803	Гранит	Амфиболитовая	2617	Центрально-Талаканская скважина
11	Т-811	Плагиогнейс	"	3 071	Талаканская скважина
12-	Т-811/2	Гранит	"	3 247	"
<i>Тюнгский террейн</i>					
13	У-2030а	Гранат-клинопироксеновый амфиболит	Гранулитовая	2 537	Трубка Удачная
14	У-2295	Гранат-клинопироксеновый амфиболит	"	2 488	"
15	У-2231	Гранат-клинопироксеновый амфиболит	"	2 906	Удачнинская скважина
16	У-77-595	Гранат-амфиболовый кристаллический сланец	"	2 982	Трубка Удачная
17	У-77-660	Амфибол-клинопироксеновый кристаллический сланец	"	2 109	"
18	У-77-839	Амфиболит	"	3 050	"
19	У-77-919	Гранат-клинопироксеновый амфиболит	"	3 072	"
20	У-222-533	Биотит-амфиболовый плагиогнейс	"	3 108	"
21	ЗП-15/340	Гранат-клинопироксеновый амфиболит	"	2 907	Трубка Заполярная
22	ЗП-12/230	Гранат-клинопироксеновый амфиболит	"	3 129	"
23	ЗП-12/289	Гранат-клинопироксеновый амфиболит	"	3 286	"
24	Н-2/113	Гранат-амфиболовый кристаллический сланец	"	2 938	Трубка Новинка
25	БС-1201	Гнейс	"	3 183	Бысытыхская скважина
26	СЫ-22306	Гнейс	"	2 941	Среднеыгыатгинская скважина
27	Тн-7-393/10	Диорито-гнейс	"	2 848	Танхайская скважина
28	Тн-708	Гнейс	"	2 653	"
29	С-706	Гранит	"	2 325	Сохсолохская скважина
30	О-2520	Гранито-гнейс	"	2 696	Онхойдохская скважина
<i>Маганская зона тектонического меланжа</i>					
31	И-650	Гранито-гнейс	"	2 386	Иктехская скважина
32	И-14401	Кварцит	"	2 907	"
33	С-1002	Гранито-гнейс	"	2 971	Сюльдюкарская скважина
34	ВС-2242	Гранито-гнейс	"	3 550	Восточно-Сергинская скважина
35	ВВ-626	Гранодиорито-гнейс	"	2 713	Верхневиллючанская скважина
36	ВД-643	Гранито-гнейс	"	3 006	Виллюйско-Джербинская скважина
<i>Оленёкская зона тектонического меланжа</i>					
37	Ук-7	Габбро-диабаз	"	1 923	Укукитское кимберлитовое поле
38	Ук-9	Гипербазит	"	854	"
39	Ук-18	Гипербазит	"	961	"
40	Ук-20	Гипербазит	"	701	"
41	П-2	Гранатовый сланец	"	2 281	Приленская скважина
42	П-3	Гранат-силлиманитовый кварцито-гнейс	Гранулитовая	2 270	"

Таблица 4.7 (окончание)

№ п/п*	Полевой № образца	Порода	Фашия	T _{Nd} (DM)	Место отбора
43	П-5	Гранат-биотитовый плагиогнейс	Гранулитовая	2 224	Приленская скважина
44	П-6	Гранат-биотитовый плагиогнейс	"	2 237	"
<i>Нюрбинский позднепротерозойский орогенный пояс</i>					
45	Му-1	Алевролит	Зеленосланцевая	1 805	Мухтинская скважина
46	Му-2	Габбро-диабаз	эпидот-амфиболитовая	2 522	"
47	Му-8	Габбро-диабаз	"	1 184	"
<i>Лено-Алданский позднепротерозойский орогенный пояс</i>					
48	Ив-1	Бластомилонит	Зеленосланцевая	1 457	Ивановская скважина
49	Ив-2	Метапесчаник	"	1 445	"
50	Ив-9	Биотитовый микрогнейс	Эпидот-амфиболитовая	2 506	"
51	Ив-13	Биотит-мусковитовый микрогнейс	"	2 264	"
52	Ив-13	Биотит-мусковитовый микрогнейс	"	987	"

* Места отбора проб показаны на рис. 4.9 (цифры на рисунке соответствуют порядковым номерам таблицы). *Анализы выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН по методике, описанной в (Котов и др., 1995).

Таблица 4.8

Возраст раннего (M₁) и повторного (M₂) метаморфизма пород террейнов в фундаменте Северо-Азиатского кратона

Протократоны и гранулитовые пояса	Террейны	Тип метаморфизма	Возраст (млрд лет) и фашия метаморфизма
Западно-Якутский протократон	Западно-Алданский	Гранит-зеленокаменный	M ₁ > 3,0 (гранулитовая, амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая) M ₂ – 3,0–2,6 (гранулитовая, амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая)*
	Магано-Виллюйский	Тоналит-трондьемитогнейсовый	M ₁ > 2,6 (гранулитовая, амфиболитовая)
Далдыно-Алданский пояс	Нимнырский	Гранулит-ортогнейсовый	M ₁ – 3,0(?) (гранулитовая (?)) M ₂ – 2,1–1,9 (гранулитовая)
	Сутамский	Гранулит-парагнейсовый	M ₁ ≈ 3,0? (гранулитовая ?) M ₂ – 2,5–2,3 (гранулитовая)
	Тюнгский	Гранулит-ортогнейсовый	M ₁ ≈ (?) M ₂ < 2,1 (гранулитовая, амфиболитовая)
	Далдынский	Гранулит-ортогнейсовый	M ₁ ≈ 2,7 (?) (гранулитовая) M ₂ ≈ 1,9 (гранулитовая)
Хапчано-Учурский пояс	Хапчанский	Гранулит-парагнейсовый	M ₁ – 2,4–1,9 (гранулитовая)
	Учурский	Гранулит-парагнейсовый	M ₁ – 2,2–1,9 (гранулитовая)
Восточно-Якутский протократон	Батомгский	Гранит-зеленокаменный	M ₁ ≈ 2,6 (?) (гранулитовая, амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая)
	Беректинский	Тоналит-трондьемитогнейсовый	M ₁ >> 2,0 (гранулитовая, амфиболитовая) M ₂ – 2,0–1,9 (зеленосланцевая)
	Тырынский	Тоналит-трондьемитогнейсовый	M ₁ > 2,5 (?) (гранулитовая, амфиболитовая)

* Выделены курсивом главные этапы метаморфизма.

Таблица 4.9

Возраст формирования зон тектонического меланжа

Зона	Возраст, млрд лет
Амгинская	2,1–1,9 (1,8)
Тыркандинская	1,9–1,8 (1,7)
Улканская	> 1,85
Маганская	> 1,8
Котуйканская	> 2,0–1,8
Билляхская	≤ 1,9
Оленёкская	≥ 1,9

коглиноземистыми гнейсами. Sm-Nd изотопные данные, полученные по парагнейсам, свидетельствуют, что источниками для них явились породы с модельным Nd возрастом – 2,4–2,2 млрд лет, а кульминационные метаморфические события имели место в конце раннего протерозоя (2,2–1,9 млрд лет) (Смелов, Березкин, 1997; Rosen et al., 1994). Более ранние метаморфические события в этом типе террейнов не установлены.

Зоны тектонического меланжа, разделяющие террейны протократонов и гранулитовых поясов, были описаны ранее. Они сформированы в период с 2,1 по 1,8 млрд лет (табл. 4.9) и просле-

живаются под платформенным чехлом по интенсивным положительным линейным магнитным аномалиям.

Нюрбинский и Лена-Алданский позднпротерозойские орогенные пояса выделены в структуре фундамента кратона впервые. Для габбро-диабазов из керна Мухтинской скважины (Нюрбинский пояс) с модельным Nd возрастом 2,5–1,2 млрд лет характерны такие метаморфические минералы как биотит, хлорит, зеленая и сине-зеленая роговые обманки, замещающие пироксены. Степень метаморфизма пород соответствует зеленосланцевой–эпидот-амфиболитовой фациям. Аналогичные условия метаморфизма характерны для микрогнейсов Лено-Алданского орогенного пояса (Ивановская скважина), источниками которых согласно Sm-Nd данным служили породы двух возрастных групп – 2,5–2,2 и 1,4–1,0 млрд лет.

Континентальная кора Северо-Азиатского кратона была сформирована в три этапа: 1) в позднем архее (3,0–2,6 млрд лет) – образование протократонов; 2) раннем протерозое (2,1–1,9 млрд лет) – образование гранулитовых поясов и 3) позднем протерозое (< 1,4 млрд лет) – образование орогенных поясов.

ЧЕХОЛ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СМЕЖНЫХ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫХ ПОЯСОВ

Чехол Сибирской платформы в пределах территории Якутии включает рифейские, вендские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения; формирование его охватывает огромный (около 1500–1600 млн лет) интервал геологической истории. Отличительными особенностями чехла рассматриваемой восточной части Сибирской платформы являются: 1) резкая дифференцированность его суммарной мощности с обособлением узких линейных зон опусканий и четкое очерченных поднятий и 2) широкое распространение магматических образований различного возраста в виде роев даек, интрузивов основного состава, щелочно-ультраосновных и карбонатитовых плутонов, кимберлитовых трубок взрыва и др. Эти особенности чехла восточной части платформы определяют огромную роль в его формировании процессов рифтогенеза, которые имели место неоднократно, но наиболее отчетливое структурное выражение получили в рифее и девоне.

В составе чехла принято выделять несколько структурных ярусов, отвечающих самостоятельным крупным тектоническим этапам его формирования: рифейский, венд-нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойский, мезозойский и кайнозойский. Каждый структурный ярус чехла характеризуется своим планом, отличительными особенностями состава слагающих его отложений и магматических проявлений. Ярусы отделяются друг от друга поверхностями региональных перерывов и несогласий. Кайнозойские отложения были охарактеризованы в главе 1 при анализе рельефа земной поверхности и поэтому здесь не рассматриваются.

РЕЛЬЕФ ПОВЕРХНОСТИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА И ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЧЕХЛА

Главные тектонические структуры чехла платформы хорошо видны на карте рельефа поверхности кристаллического фундамента (рис. 5.1). Боль-

шую часть платформы занимают два крупных угловатых блока (около 800 км в поперечнике) с относительно приподнятым кристаллическим фундаментом, который местами выступает на поверхность или опущен на глубину не более 2000 м. Эти блоки выделяются как Анабарская (на севере) и Алданская (на юге) антеклизы (Мокшанцев и др., 1964, 1968; Гусев и др., 1985) или геоблоки (Мокшанцев и др., 1975). В их пределах породы чехла представлены терригенными и карбонатными отложениями рифея, венда и преимущественно карбонатными отложениями кембрия. В южной части Алданской антеклизы, в пределах Алдано-Станового щита, кристаллический фундамент выступает на поверхность и полого погружается к северу, западу и востоку в сторону соответственно Вилюйской синеклизы, Байкало-Патомского и Верхоянского складчато-надвиговых поясов. Алдано-Становой щит лишь частично перекрывался осадками рифейского, вендского и кембрийского возраста, а большей частью оставался приподнятым в ходе геологической истории и являлся областью эрозии. Примерно в центральной части Анабарской антеклизы располагается Анабарский щит, который в отличие от Алдано-Станового щита был полностью перекрыт отложениями венда и палеозоя, как об этом можно судить по находкам в его пределах фрагментов пород этого возраста в кимберлитовых трубках (Брахфогель, Ковальский, 1970). Вендские и палеозойские отложения на Анабарском щите, по-видимому, были эродированы в мезозое. Породы фундамента выступают на поверхность также на северо-востоке Анабарской антеклизы в пределах Оленёкского поднятия. Ограничениями Анабарской антеклизы являются: Вилюйская синеклиза на юго-востоке и крупные линейные зоны погружения на востоке (Ленский прогиб) и севере (Лено-Анабарский прогиб), которые протягиваются вдоль границы с Верхоянским складчато-надвиговым поясом и сложены морскими и континентальными терригенными отложениями мезозоя и верхнего палеозоя, преимущественно карбонатными отложениями среднего-нижнего палеозоя, венда и, возможно, рифейскими породами.

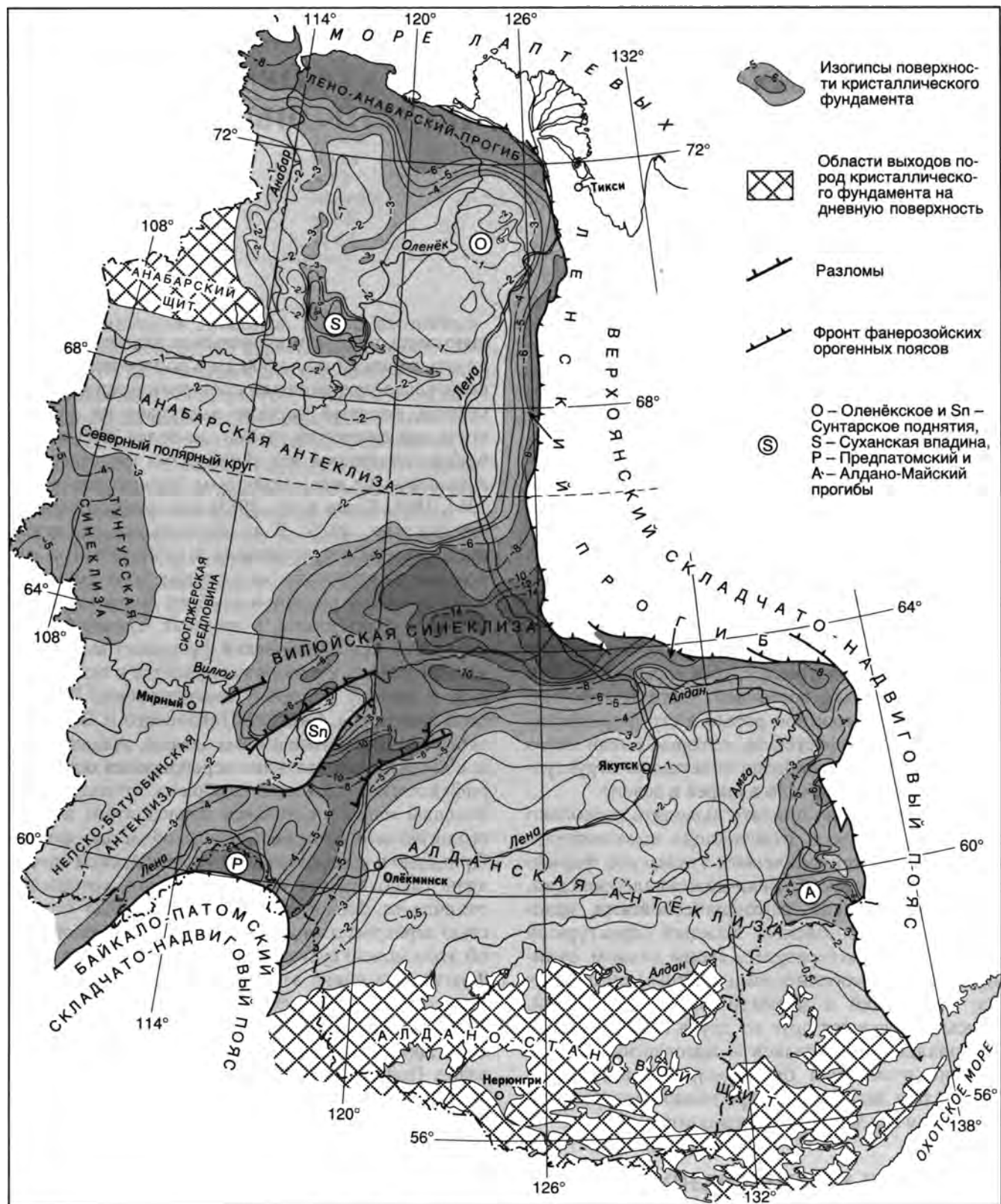


Рис. 5.1. Рельеф кристаллического фундамента востока Сибирской платформы (составил Ю.Х. Протопопов)

Вилуйская синеклиза представляет собой обширную (около 500 км в поперечнике) зону погружения, разделяющую Алданскую и Анабарскую антеклизы. Верхние горизонты синеклизы

сложены преимущественно континентальными отложениями юры и мела, под которыми бурением установлены сходные с ними по составу отложения триаса и верхнего палеозоя, а также

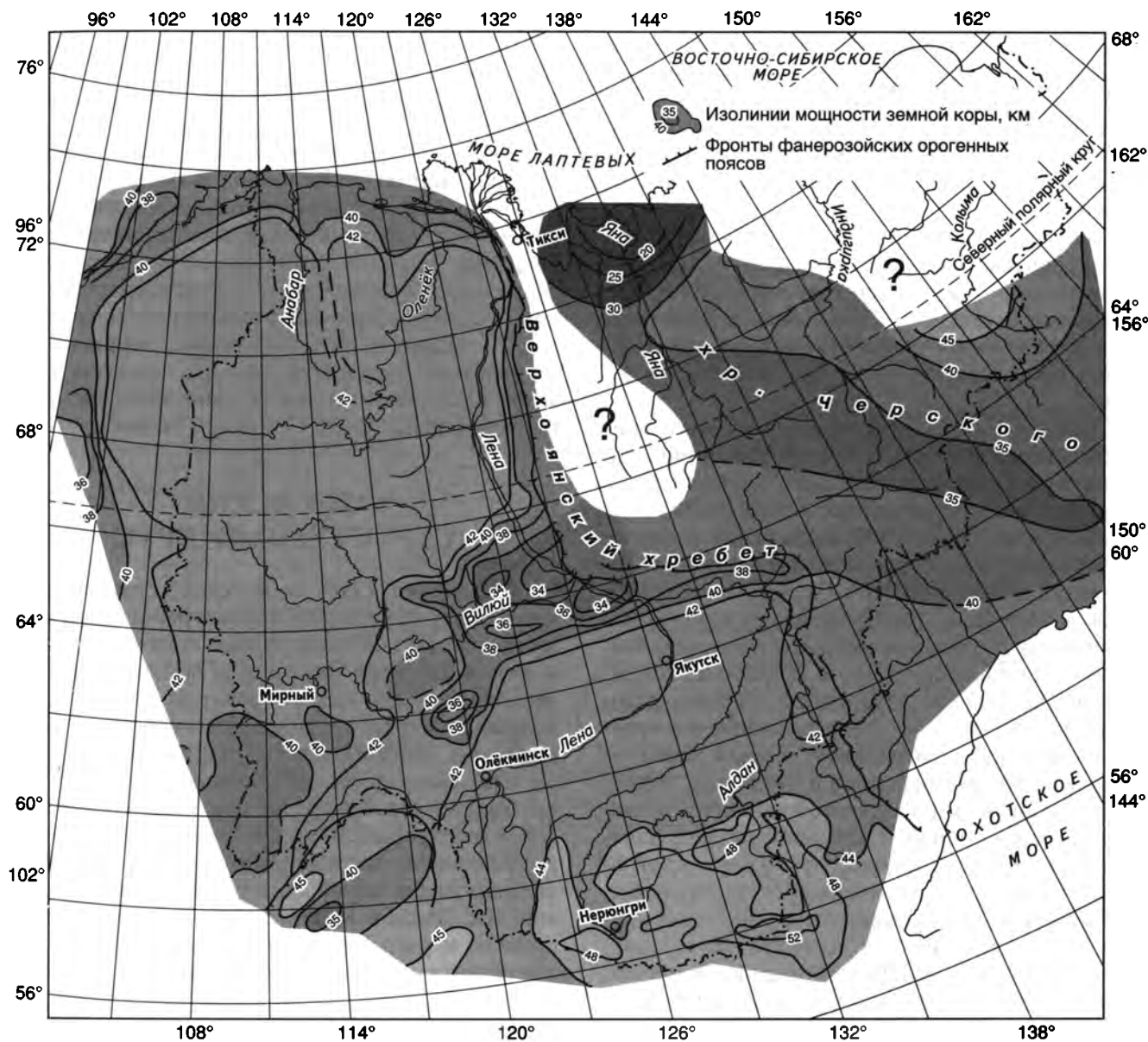


Рис. 5.2. Мощность земной коры Якутии (Неустроев, Парфенов, 1985; Стогний, Стогний, 1997; Mackey et al., 1998)

карбонатно-терригенные с эвалоритами и базальтами образования девона и низов карбона. Со склонов антеклиз под Вилюйскую синеклизу погружаются нижнепалеозойские и вендские отложения, которые местами вскрыты скважинами в ее пределах. По геофизическим данным предполагается присутствие рифейских отложений. Вилюйская синеклиза перед фронтом Верхоянского складчато-надвигового пояса сливается с Ленским прогибом, который представляет собой линейную зону погружения на окраине платформы. В юго-западном направлении она соединяется с Предплатформским прогибом, который также является погруженной окраиной Сибирской платформы. Синеклиза неоднородна по своему строению и включает ряд впадин с глубинами до фундамента 6000–14 000 м и поднятий, в преде-

лах которых фундамент располагается местами на глубинах всего в несколько сотен метров (Сунтарское поднятие).

К югу от Анабарской антеклизы в долготном направлении протягивается широкая (около 400 км в поперечнике) полоса относительно высокого положения поверхности кристаллического фундамента. Здесь распространены преимущественно карбонатные породы венда, кембрия и ордовика. Южная часть этой полосы с глубинами до фундамента около 1500 м известна как Непско-Ботуобинская антеклиза, а северная часть – с глубинами до фундамента около 2000 м как Сюгджерская седловина. Сюгджерская седловина отделяет Вилюйскую синеклизу от расположенной западнее, большей частью на смежной территории Красноярского края, Тунгусской си-

неклизы с глубинами до фундамента 7000–10 000 м. Тунгусская синеклиза выполнена мощными (более 1000 м) покровами и туфами позднепермско-раннетриасовых базальтов, континентальными отложениями карбона и перми и морскими отложениями среднего и нижнего палеозоя. Предполагается присутствие рифейских отложений.

Предпатомский прогиб, располагающийся перед фронтом Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса, сложен терригенными и карбонатными породами рифея, венда и карбонатными соленосными отложениями кембрия и ордовика; присутствуют также породы силура и девона.

Сравнение карты рельефа поверхности кристаллического фундамента с картой мощности земной коры (рис. 5.2) показывает, что главные тектонические структуры восточной части платформы имеют отчетливое выражение в современной структуре коры. Алданская и Анабарская антеклизы совместно с Сюгджерской седловиной и Непско-Ботуобинской антеклизой выступают как крупные устойчивые блоки с повышенной мощностью земной коры (от 40 до 52 км). По данным глубинного сейсмического зондирования здесь всюду прослеживается верхний слой консолидированной земной коры со скоростью продольных волн 6,1–6,3 км/с. В пределах Вилюйской и Тунгусской синеклиз, а также вблизи восточной и северной окраин платформы земная кора утонена (до 34 км), а слой со скоростью 6,1–6,3 км/с местами отсутствует. Ранее было показано существование обратной корреляционной зависимости (коэффициент корреляции 0,92) между мощностью чехла (в местах, где она превышает 4000 м) и толщиной консолидированной земной коры (Неустроев, Парфенов, 1985). Толщина консолидированной коры равна мощности земной коры за вычетом мощности пород чехла. В районе Вилюйской синеклизы, на восточной и северной окраинах платформы вблизи фронта Верхоянского складчато-надвигового пояса толщина консолидированной коры местами составляет всего 20 км. Эти данные свидетельствуют, что формирование Вилюйской синеклизы и пассивной окраины Сибирского континента, на месте которой в конце мезозоя был образован Верхоянский складчато-надвиговый пояс, сопровождалось утонением земной коры почти в 2 раза, скорее всего путем ее горизонтального растяжения в результате рифтогенеза.

Сибирская платформа, согласно палеомагнитным данным (Храмов и др., 1982), в рифее и раннем палеозое находилась в районе экватора на обратной стороне земного шара (относительно ее современного местоположения) и была повернута к северу своим современным южным

краем. В последующем она продвигалась к северу, прошла Северный полюс в триасе и заняла свое положение, близкое к современному, только во второй половине мезозоя. С этими выводами о дрейфе Сибирской платформы согласуются представления о климате, который существовал в период формирования пород чехла и определил их состав. Рифейские и раннепалеозойские существенно карбонатные отложения являются накоплениями теплого тропического и субтропического моря. Эвапоритовые и красноцветные девонские отложения свидетельствуют о сухом и жарком климате. Исключительно терригенные сероцветные отложения позднего палеозоя и мезозоя накапливались в гумидной зоне, располагавшейся недалеко от Северного полюса.

РИФЕЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Структурный план рифейского структурного яруса определяется линейными грабенообразными прогибами – авлакогенами – протяженностью в несколько сотен километров при ширине в несколько десятков километров (рис. 5.3), которые устанавливаются в основном по геофизическим данным и лишь местами подтверждены бурением. Все авлакогены прослеживаются от фронтальных зон орогенных поясов и затухают в пределах платформы. Они представляют собой недоразвитые ветви 3-лучевых рифтовых систем, формирование которых, в соответствии с моделью Дж. Дьюи и К. Бёрка (Dewey, Burke, 1974), привело к разрушению протерозойского суперконтинента и образованию Северо-Азиатского кратона.

Мощность рифейских отложений в авлакогенах составляет 2000–4000 м и сокращается до 1000–2000 м на их плечах (рис. 5.4). На большей части платформы в удалении от авлакогенов мощность рифейских отложений обычно не превышает несколько сотен метров. В южном секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса, где широко распространены рифейские отложения, их суммарная мощность оценивается в 10 000 м. Примерно такую же мощность имеют рифейские отложения в Байкало-Патомском складчато-надвиговом поясе.

На большей (восточной) части платформы распространены преимущественно средне- и верхнерифейские отложения (1400–650 млн лет). Нижнерифейские отложения (1600–1400 млн лет) известны лишь на юго-востоке и севере платформы. Они представлены красноцветными косослоистыми кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, которые перекрываются доломитами. В основании

Авлакогены

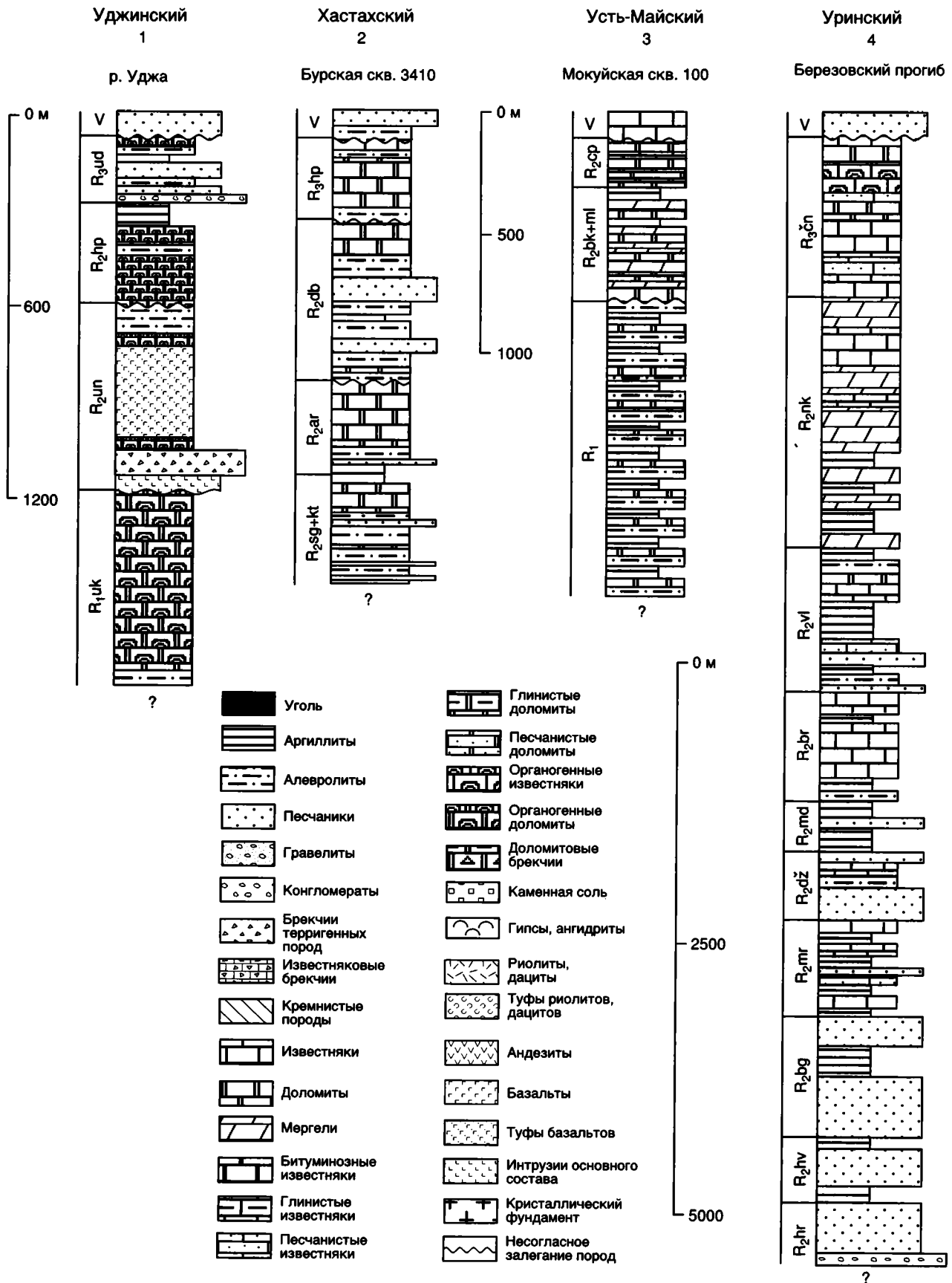


Рис. 5.4

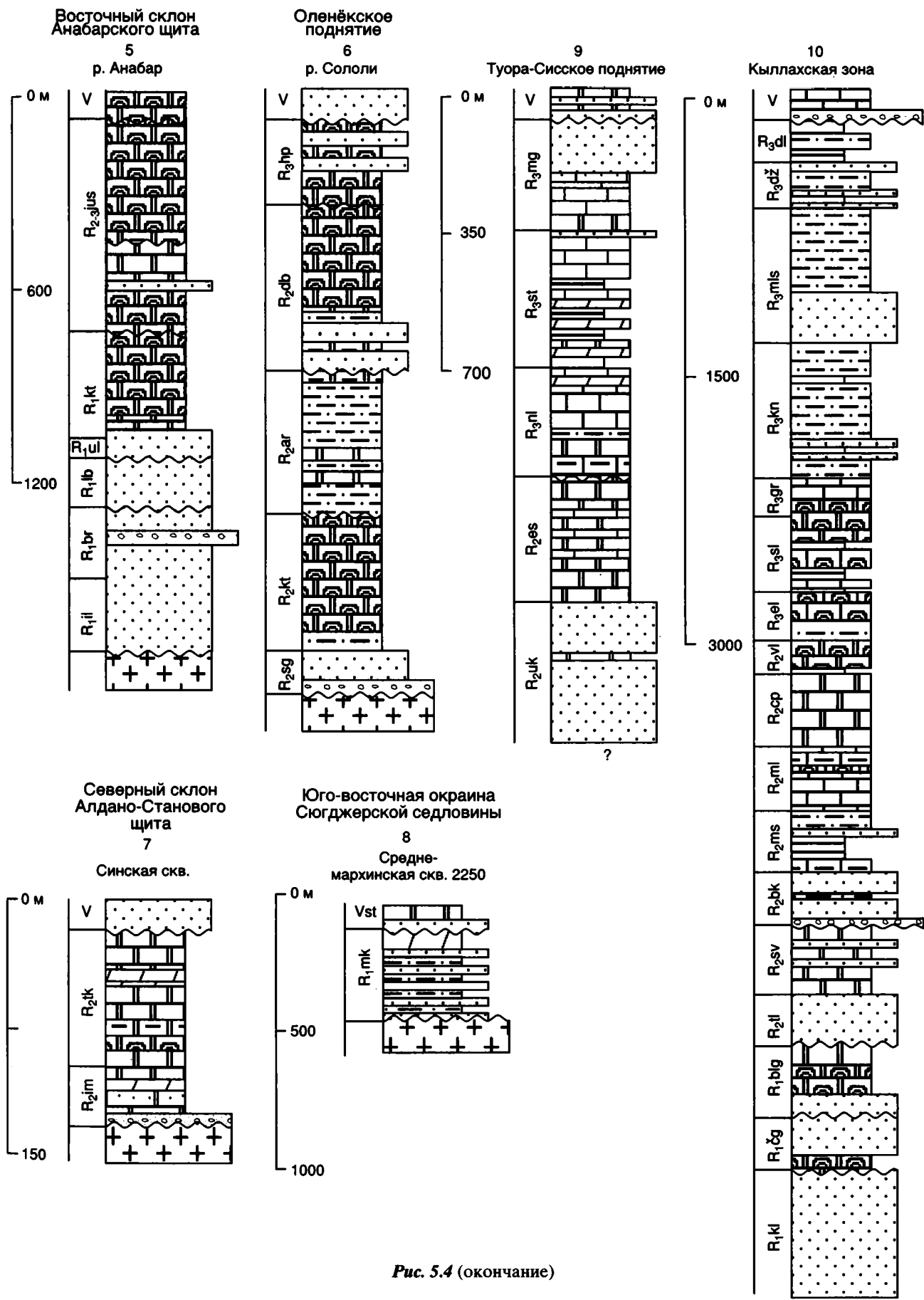


Рис. 5.4 (окончание)

В фундаменте Вилюйской синеклизы, как показано в главе 4, предполагается Нюрбинский орогенный пояс рифейского возраста, который на северо-востоке сливается с одновозрастным Лено-Алданским орогенным поясом, слагающим фундамент восточной окраины Северо-Азиатского кратона. Выделение этих орогенных поясов основывается на интерпретации аэромагнитных данных, единичных Sm-Nd определениях возраста пород из керна двух скважин и объясняет результаты палеомагнитных исследований рифейских пород Сибирской платформы. Существование этих поясов подкрепляется также находками в средне-верхнерифейских отложениях Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса цирконов, которые SHRIMP ^{207}Pb - ^{206}Pb методом датированы в 1500–1050 млн лет (Rainbird et al., 1998). В конгломератах нижнего карбона на севере Верхоянского складчато-надвигового пояса известны валуны гранитов, которые K-Ar методом датированы в 1400–900 млн лет (Булгакова и др., 1969). Предполагается, что конгломераты формировались в прибрежной зоне вблизи поднятия фундамента, сложенного гранитами, а также метаморфизованными песчаниками и кварцитами, которое располагалось в районе фронта складчато-надвигового пояса. Можно высказать предположение, что эти орогенные пояса были сформированы в конце раннего рифея, т.е. около 1400 млн лет назад. В среднем-позднем рифее формируются 3-лучевые рифтовые системы, определившие раскол протерозойского суперконтинента, который произошел в начале вендского времени. Такой сценарий, в целом, объясняет имеющиеся данные о рифейских образованиях Сибирской платформы.

←
Рис. 5.4. Стратиграфические колонки рифейских отложений (Гусев и др., 1985; Авдеева, Сластенов, 1992; Граусман, 1995а, б; Полуниин и др., 1995; Старников и др., 1995; Прокопьев и др., 1999)

Свиты: R_{1uk} – улахан-курунгская; R_{1il} – ильинская, R_{1br} – бурдурская, R_{1lb} – лабазташская, R_{1ul} – усть-ильинская, R_{1kt} – котуйканская, R_{1kl} – кыллахская, R_{1çg} – чагдалинская, R_{1blg} – билегичэнская, R_{1mk} – мукунская, R_{2up} – унгуохташская, R_{2sg-kt} – сыгынахташская и кютюнгинская, R_{2hr} – хапчанырская, R_{2ar} – арымасская, R_{2hr} – хорлухташская, R_{2hv} – хайвергинская, R_{2bg} – бугарихтинская, R_{2mg} – маринская, R_{2dž} – джемкуканская, R_{2md} – молдоунская, R_{2br} – баракунская, R_{2vl} – валюхтинская, R_{2sg} – сыгынахташская, R_{2kt} – кютюнгинская, R_{2db} – дебенгинская, R_{2uk} – уктинская, R_{2es} – эселехская, R_{2il} – талынская, R_{2sv} – светлинская, R_{2bk} – бикская, R_{2ms} – мусельская, R_{2ml} – малгинская, R_{2cp} – ципандинская, R_{2vi} – вильская, R_{2tk} – токкинская, R_{2im} – имальская, R_{2-ju} – юсмастахская, R_{3ud} – уджинская, R_{3hr} – хайпахская, R_{3nk} – никольская, R_{3çn} – ченчинская, R_{3nl} – нелегерская, R_{3st} – сиетачанская, R_{3mg} – мегянинская, R_{3el} – эльдиканская, R_{3sl} – саларская, R_{3gr} – гренская, R_{3kp} – кандыкская, R_{3mls} – малосахаринская, R_{3dž} – джоронская, R_{3dl} – дальдинская

Местоположение стратиграфических разрезов см. на рис. 5.3

Представление о ведущей роли рифтогенеза в рифейском тектоническом развитии восточной части платформы подкрепляется широким распространением здесь магматических пород рифейского возраста (Гусев и др., 1985; Шпунт, 1987; Шпунт, Олейников, 1989). Наиболее распространены базитовые образования, установленные на Анабарском и Алдано-Становом щитах, в пределах Оленёкского поднятия, Уджинского и Уринского авлакогенах, в северном и южном секторах Верхоянского складчато-надвигового пояса. Среди рифейских магматитов известны массивы центрального типа щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами.

Ранне-среднерифейские базиты образуют протяженные дайковые пояса на Алдано-Становом и Анабарском щитах. На Анабарском щите такие пояса достигают в длину 200–300 км при ширине в десятки километров. Выделяются дайковые пояса субширотного восток–северо-восточного, север–северо-западного, северо-западного и северо-восточного направлений (рис. 5.5) (Округин, 1999; Okrugin et al., 1990). Базитовые дайки Алдано-Станового щита формируют пояса длиной 200–500 км и шириной 20–60 км (Округин и др., 2000; Okrugin et al., 1995). Они образуют две взаимопересекающиеся системы северо-восточного и северо-западного направлений (рис. 5.6). Дайки северо-восточного направления распространены преимущественно в западной части щита, а северо-западного – в его восточной части. Позднерифейские магматиты представлены гипабиссальными и субвулканическими силлами, дайками и реже покровами. Мощность интрузивных тел от нескольких метров до сотен метров для даек и от 20 до 100 м для силлов. Мощность базальтовых покровов до первых десятков метров. В пределах Анабарского щита на базитах известна кора выветривания, перекрытая вендскими отложениями (Мащак, 1970). В Уджинском авлакогене и на Оленёкском поднятии в разрезе среднерифейских отложений установлены покровы базальтов (Шпунт, 1987). Отмечены базитовые дайки и силлы среди отложений верхнего рифея (Олейников и др., 1983).

Наиболее распространенная группа пород – кварцевые габбро-долериты, которыми сложено большинство недифференцированных даек и силлов. В строении дифференцированных трещинных интрузивов кроме названных пород участвуют кварцевые габбро-диориты, сиендиориты и гранофиры. Реже отмечаются такситовые габбро-долериты, призматически-офитовые габбро-долериты, плагиоаплиты и субщелочные разновидности долеритов. В многофазных дайках, характеризующихся монотонной тенденцией дифференциации (Мащак, 1970; Томшин и др., 1985; Королева и др., 1999), наблюдается следующая последовательность формирования: кварцевые габбро-долериты, кварцевые монзонит-порфиры, аплиты (рис. 5.7). В ассоциации с долеритами известны

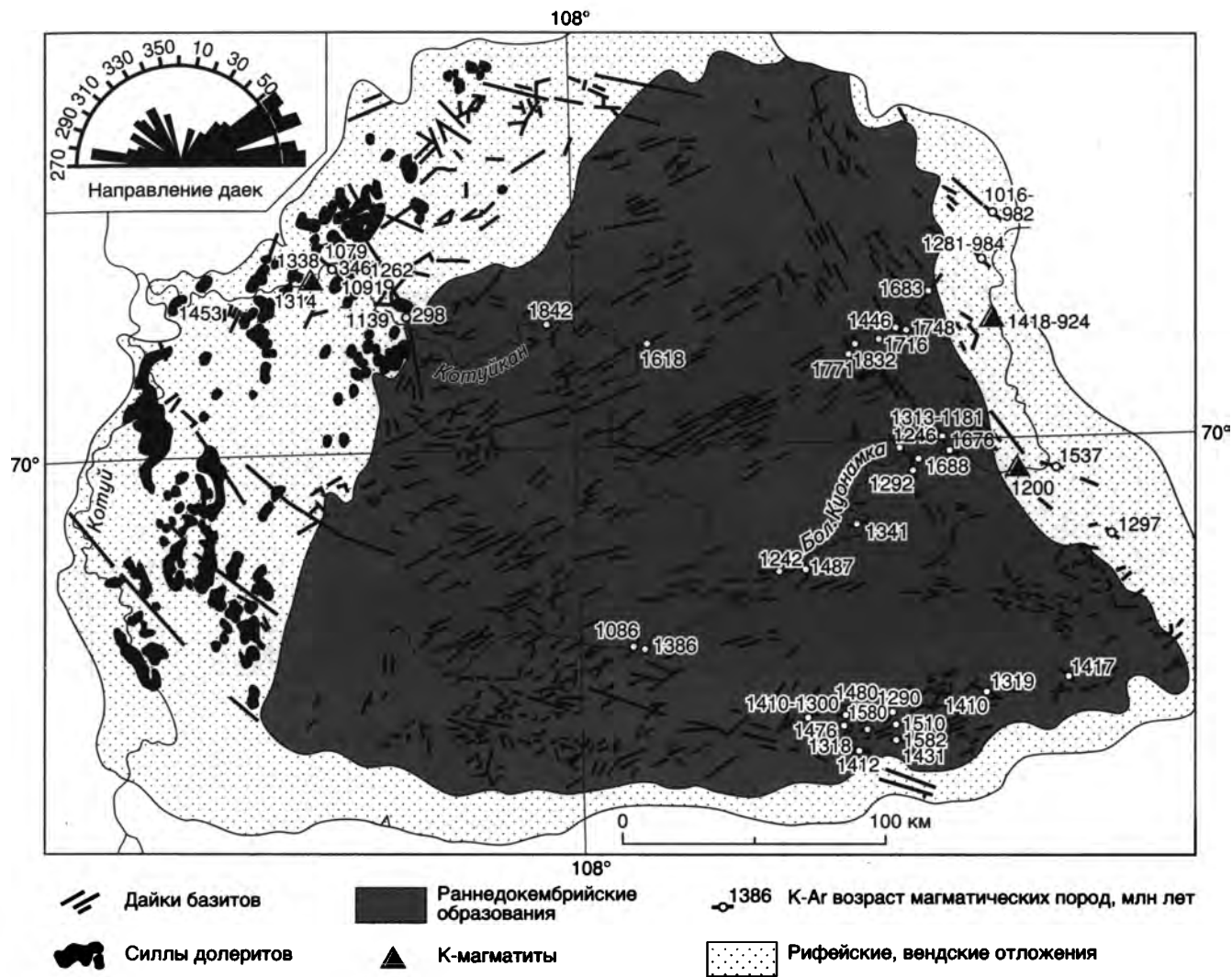


Рис. 5.5. Рифейские магматические образования Анабарского щита (Okrugin et al., 1990)

также ультракалийевые высокомагнезиальные базиты, слагающие, как правило, трубчатые или дайкообразные тела (Шпунт и др., 1982; Округин и др., 2000) и рассматриваемые некоторыми исследователями как лампроиты (Вишневецкий и др., 1986). Вулканиды представлены преимущественно покровами офитовых базальтов. Все позднекембрийские породы в той или иной степени амфиболитизированы, серицитизированы и цеолитизированы.

По взаимоотношениям даек друг с другом (рис. 5.8, 5.9) и с вмещающими породами, а также с учетом К-Аг датирования намечаются 4 этапа рифейского магматизма.

Первый этап соответствует началу раннего рифея (около 1850–1600 млн лет). По данным К-Аг датирования этот возраст имеют дайки северо-западного и восток-северо-восточного простираний в восточной и центральной частях Анабарского щита.

Второй этап – позднемукунское и котуйканское время (1550–1400 млн лет) – характеризуется поясами субширотных даек в восточной, юго-

восточной и южной частях Анабарского щита. В южной части щита установлены многофазные дайки с монцонитоидной дифференциацией. Здесь же встречаются маломощные дайки субщелочных базитов, которые являются наиболее поздними (Олейников и др., 1983).

Третий этап (1350–1070 млн лет) на Анабарском и Алдано-Становом щитах представлен протяженными поясами даек. На Оленёкском поднятии и в Уджинском авлакогене установлены близповерхностные интрузивы, покровы базальтов и пирокластита.

Четвертый этап – позднерифейско-вендский (763–558 млн лет) характеризуется силлами и реже дайками, которые установлены в Южном секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса и Уринском авлакогене. Мощность силлов от первых десятков до первых сотен метров. Они сложены мезократовыми кварцевыми габбро-дOLERИТАМИ. На Оленёкском поднятии и в районе Чекуровской антиклинали установлены щелоч-

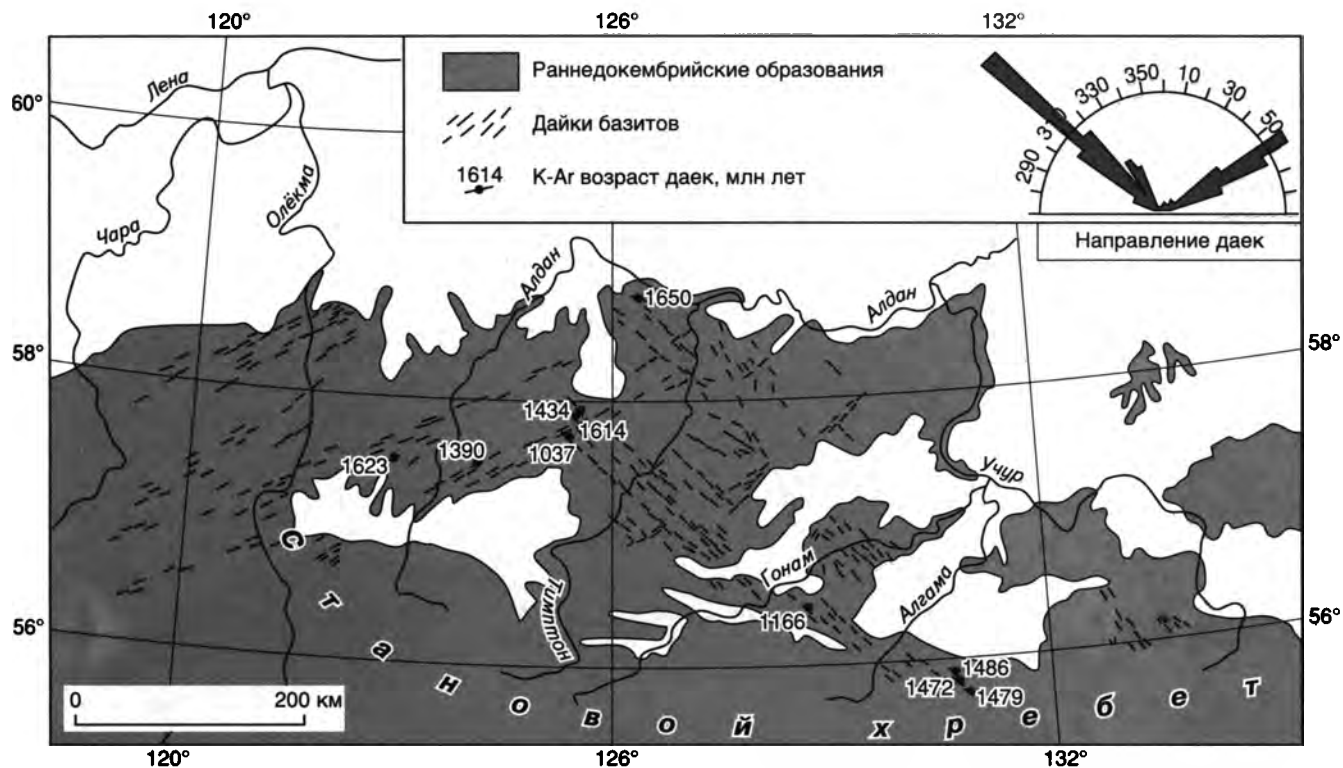


Рис. 5.6. Рифейские базитовые дайки северной части Алдано-Станового щита (Okrugin et al., 1995)

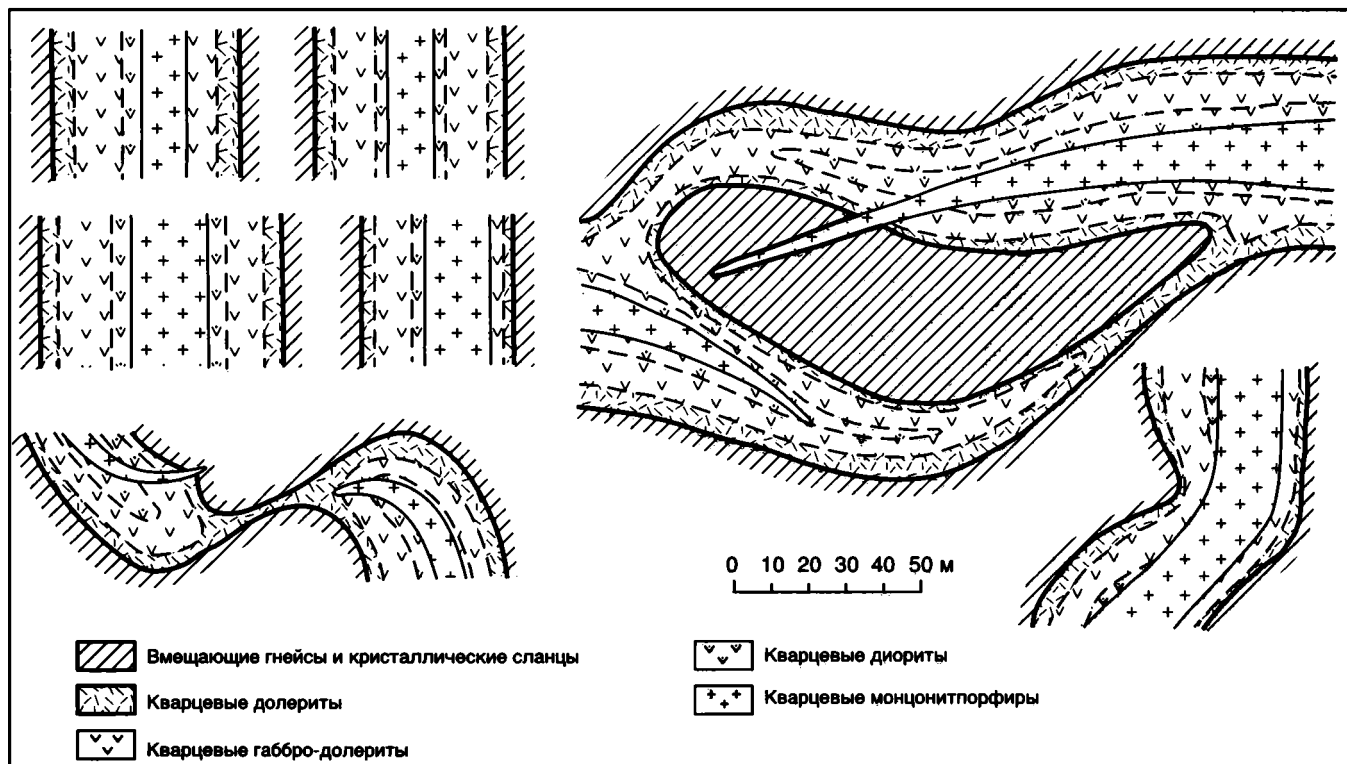


Рис. 5.7. Детали строения многофазных даек раннемунских базитов (Олейников и др., 1983)

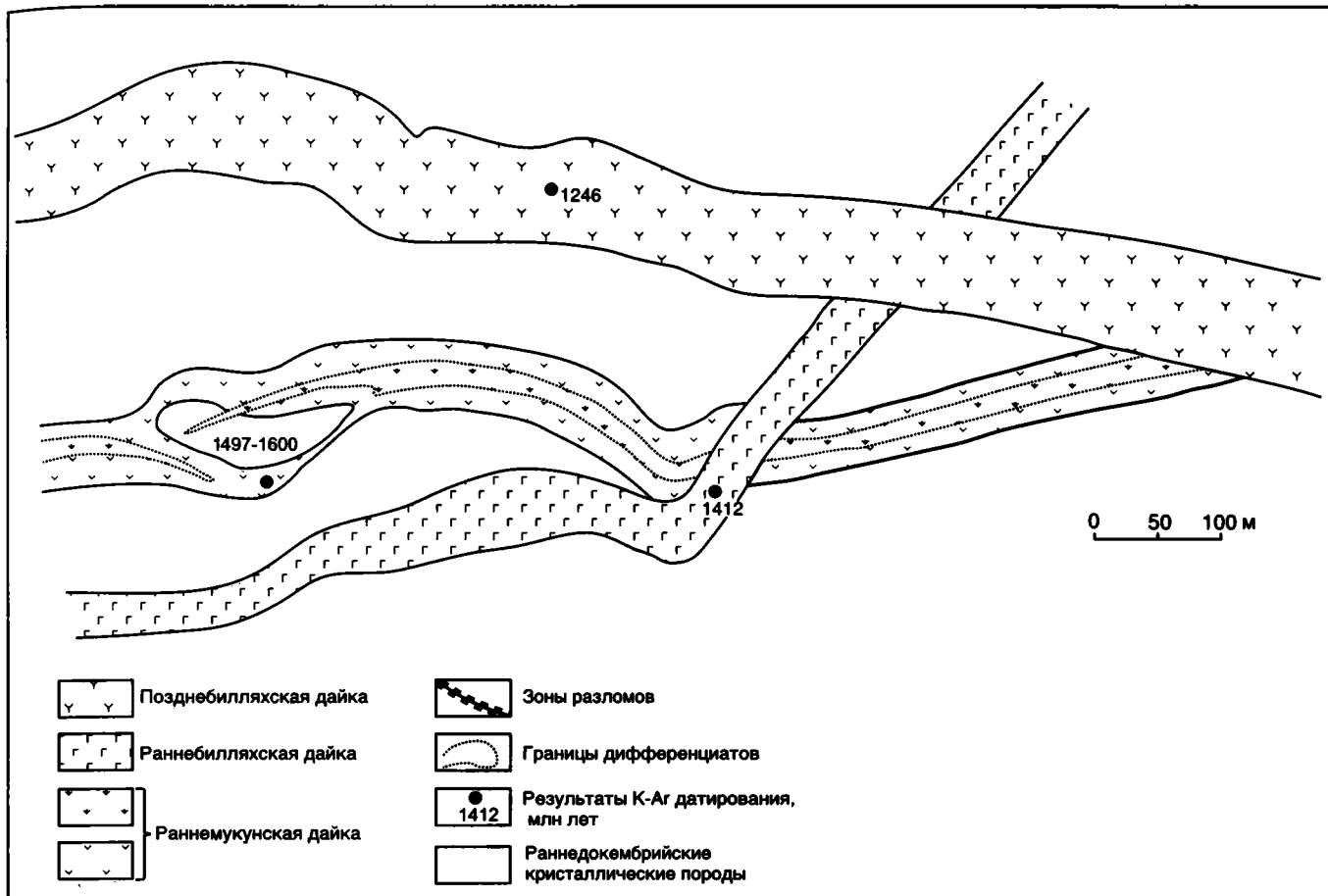


Рис. 5.8. Взаимоотношения рифейских базитовых даек участка Харапский (Анабарский щит) (Машак, 1970)

ные оливин-базальтовые силлы трахидолеритов (Олейников и др., 1983).

Отметим, что силлы габбро, располагающиеся в рифейских отложениях Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, которые многочисленными K-Ar определениями датировались ранее в 790–660 млн лет (Сухоруков, 1986), характеризуются Sm-Nd изохроной 942 ± 18 млн лет (Павлов и др., 1992). U-Pb возраст бадделеита из двух габбровых силлов определен в 1005 ± 4 млн лет и 974 ± 7 млн лет (Rainbird et al., 1998).

Позднедокембрийские базиты представлены преимущественно безоливиновыми кварцсодержащими габбро-долеритами. Они характеризуются повышенной кремнекислотностью и обычно содержат 2,2–2,6% TiO_2 , 0,2–0,35% P_2O_5 , 0,7–2,0% K_2O . В субщелочных долеритах их концентрации увеличиваются: TiO_2 до 4,0%, P_2O_5 до 0,5%, K_2O до 4,7%. Оба уровня содержания этих компонентов заметно выше их количеств в базитах пермско-триасового возраста (Олейников, 1979; 1984). На диаграмме кремнезем–щелочность (рис. 5.10) фигуративные точки позднедокембрийских базитов располагаются

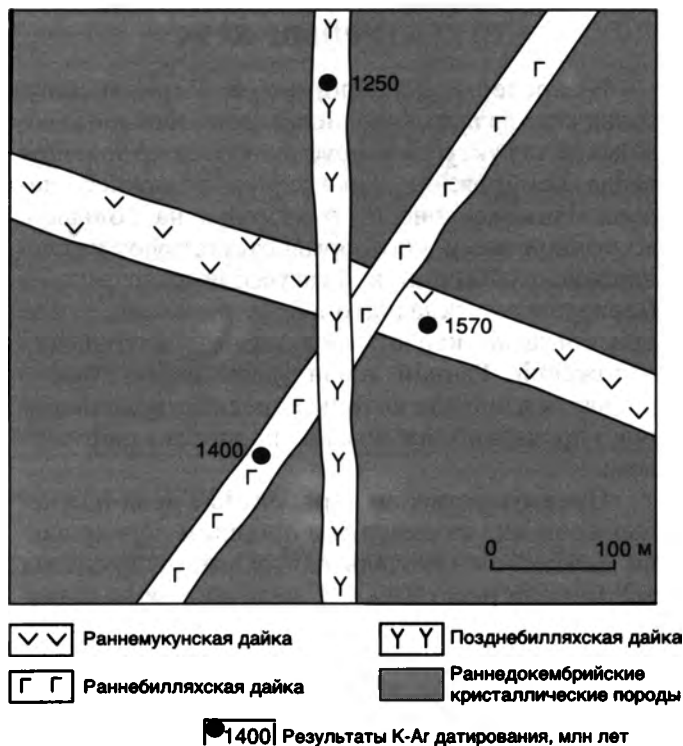


Рис. 5.9. Взаимоотношения рифейских базитовых даек на междуречье рек Улахан-Дъанака и Чёнгнилёх (Анабарский щит) (Машак, 1970)

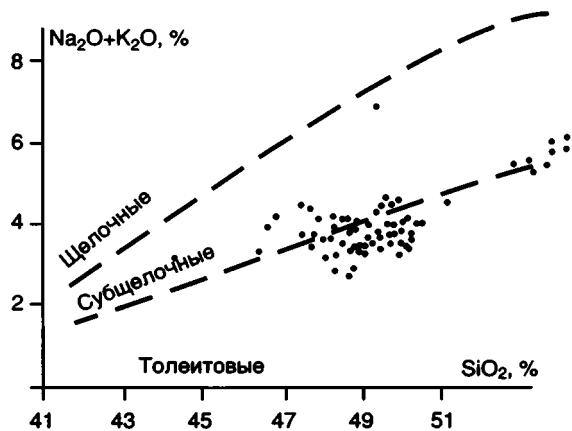


Рис. 5.10. Диаграмма SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для позднедокембрийских базитов

вблизи линии, разделяющей поля нормальных кварцосодержащих толеитов и субщелочных базитов. По содержанию Na_2O и K_2O они имеют преимущественно калиево-натриевую специализацию. Породы обладают пониженной концентрацией Ni, Cr, Co и Sc, а также Cu и Au и повышенной – B, Rb, Sr, Li и Sn по сравнению с пермско-триасовыми траппами Сибирской платформы (Олейников, 1984).

На восточном склоне Алдано-Станового щита известны позднерифейские плутоны щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами, которые К-Аг методом датированы в 673–752 млн лет (Бирюков, 1997). Некоторые из них несогласно перекрыты вендскими отложениями.

ВЕНД-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

В пределах платформы и Верхоянского складчато-надвигового пояса венд-нижнепалеозойский структурный ярус включает отложения венда, кембрия, ордовика, силура и нижнего девона. Нижнедевонские отложения на большей, восточной части платформы отсутствуют и устанавливаются лишь в Тунгусской синеклизе и Верхоянском складчато-надвиговом поясе, где они согласно наращивают разрез силурийских отложений. Ранний девон здесь время общего поднятия и эрозии, которые предшествовали широко проявившимся позднее процессам рифтогенеза.

Преимущественно карбонатные венд-нижнепалеозойские отложения в прошлом перекрывали почти всю площадь платформы в пределах территории республики. Отсутствие их на Алдано-Становом и Анабарском щитах и на ряде поднятий обусловлено последующим размывом. Венд – начало крупной трансгрессии на Сибирский континент, максимум которой приходится на ранний–средний кембрий. В позднем кембрии, ордовике и силуре происходит постепенное от-

ступление моря, которое завершается в раннем девоне общим поднятием восточной части платформы и размывом. Структурный план венд-нижнепалеозойского структурного яруса определяется широкими плоскими осадочными бассейнами, которые перекрывают рифейские авлакогены и формируются как результат термального опускания (рис. 5.11). Наиболее крупный – Центрально-Якутский осадочный бассейн – по данным бурения и геофизики намечается в центральной части платформы и протягивается от фронта Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса в северо-восточном направлении к Верхоянскому складчато-надвиговому поясу. Бассейн включает отложения венда, кембрия, ордовика и силура суммарной мощностью до 5000 м (Микуленко и др., 1995). В северной части платформы выделяется Суханский бассейн, образованный отложениями венда и кембрия мощностью около 2000 м. На северной и юго-восточной окраинах платформы к Верхоянскому складчато-надвиговому поясу примыкают соответственно Нижнеоленьский и Алдано-Майский бассейны, которые следует рассматривать как краевые зоны венд-раннепалеозойской миогеоклинали (пассивной континентальной окраины), существовавшей на месте возникшего в мезозое складчато-надвигового пояса. Мощность венд-кембрийских отложений этих окраинных бассейнов оценивается в 2000–3000 м. Остальная, большая часть платформы в пределах территории республики покрыта чехлом вендских и кембрийских отложений, мощность которых на Алданской и Анабарской антеклизях составляет 500–1000 м, а в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы и Сюгджерской седловины 1500–2000 м (рис. 5.12).

Вендские отложения трансгрессивно перекрывают различные части разреза рифея и во многих районах залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте. Они имеют сходное строение на всей рассматриваемой площади платформы и представлены мелководными морскими кварцевыми песчаниками и перекрывающими их доломитами и известняками, которые слагают большую часть их разреза (Шенфильд, 1991). В раннем–среднем кембрии в период максимальной трансгрессии обособляются два самостоятельных осадочных бассейна: юго-западный эвапоритовый, в котором накапливались каменные соли, гипсы, ангидриты, доломиты и сланцы, и северо-восточный, имевший связь с мировым океаном. Эти два бассейна разделялись барьерным рифом, который протягивался от центральных районов Алдано-Станового щита к западной окраине Анабарского щита на расстояние около 1000 км (Асташкин, 1982; Асташкин и др., 1979; Гусев и др., 1985; Мельников и др., 1989). В бас-

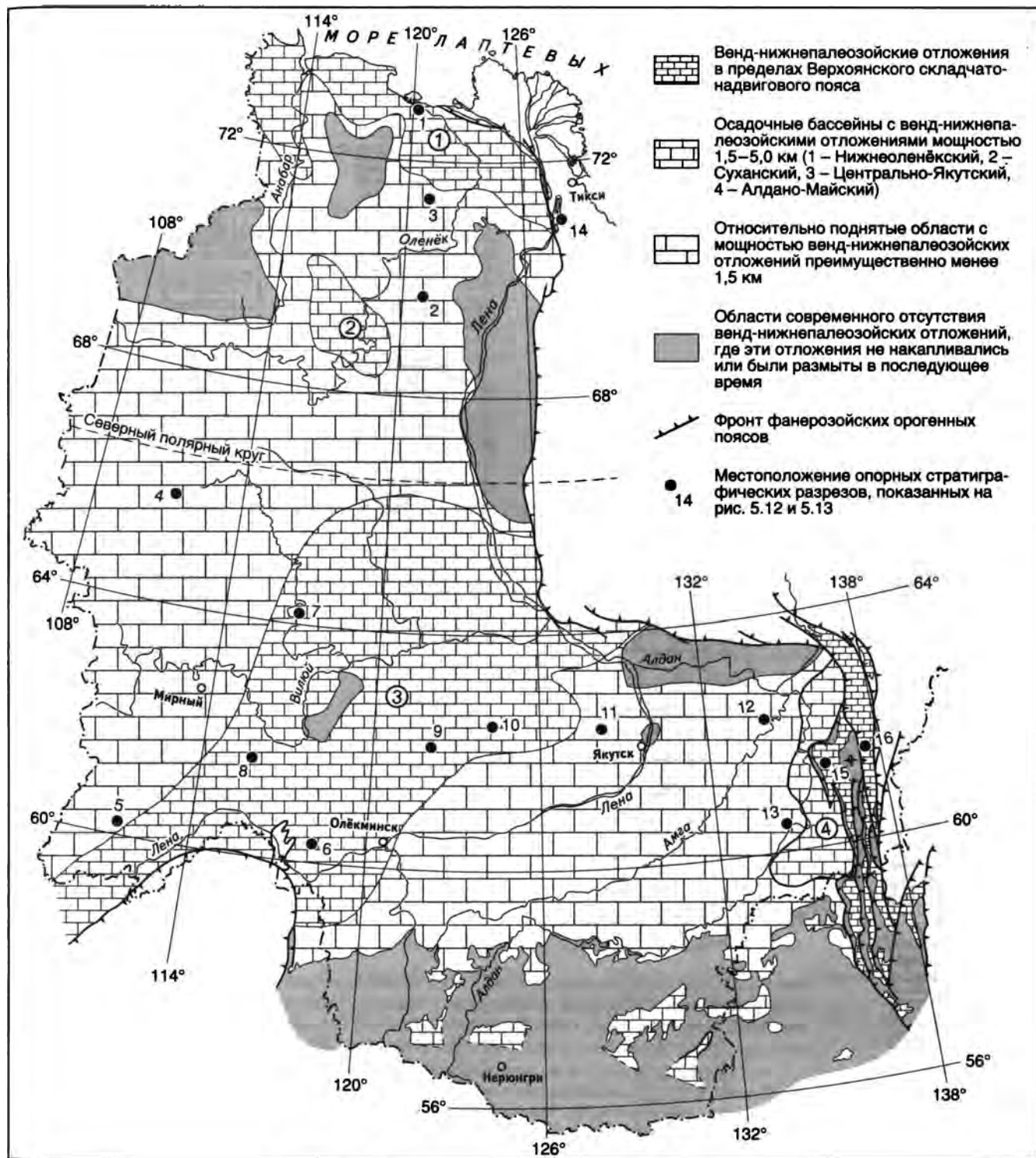


Рис. 5.11. Венд-нижнепалеозойский структурный ярус

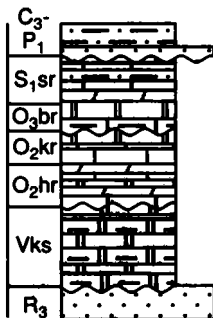
сейне, который располагался к северо-востоку от барьерного рифа и раскрывался к северу и востоку (в современных координатах) в сторону пассивной окраины Сибирского континента, накапливались известняки, мергели, глинистые сланцы. Сходный состав здесь имеют и отложения верхнего кембрия. Характерной особенностью этого бассейна является присутствие толщи го-

рючих сланцев, битуминозных известняков и ар-гиллитов с повышенными содержаниями фосфора и ванадия, обогащенных сапропелевым органическим веществом (Конторович и др., 1981а; Каширцев, 1994) (подробнее об этом бассейне см. в главе 17). Эта толща, датируемая как нижний-средний кембрий, мощностью всего в несколько десятков метров, прослеживается на

Нижнеоленёкский бассейн

1

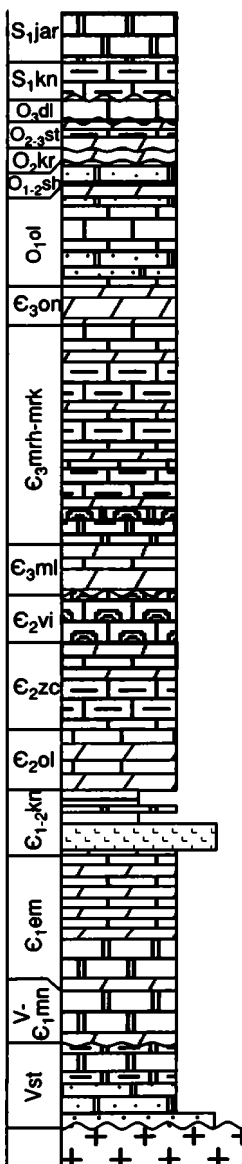
Усть-Оленёкская скв. 2370



Сюджерская седловина

4

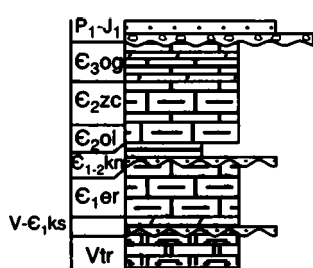
Сохолохская скв. 706
р. Моркока, р. Марха



Оленёкское поднятие

2

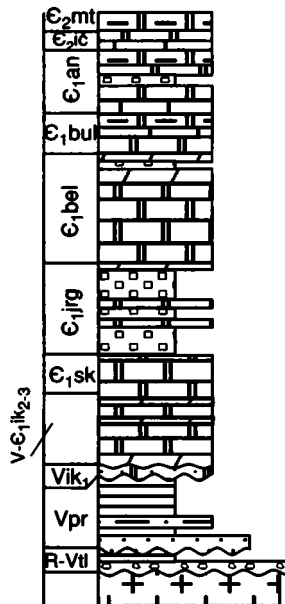
р. Молодо, р. Моторчуна



Непско-Ботубинская антеклиза

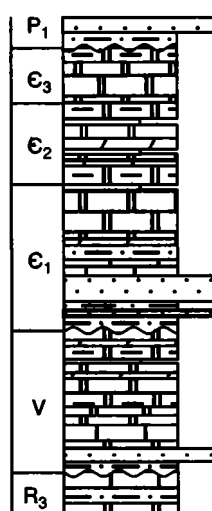
5

Талаканская скв. 806



3

Бурская скв. 3410



Центрально-Якутский бассейн

6

р. Бирюк,
Усть-Бирюкская скв. 82

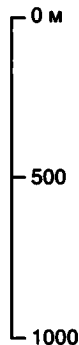
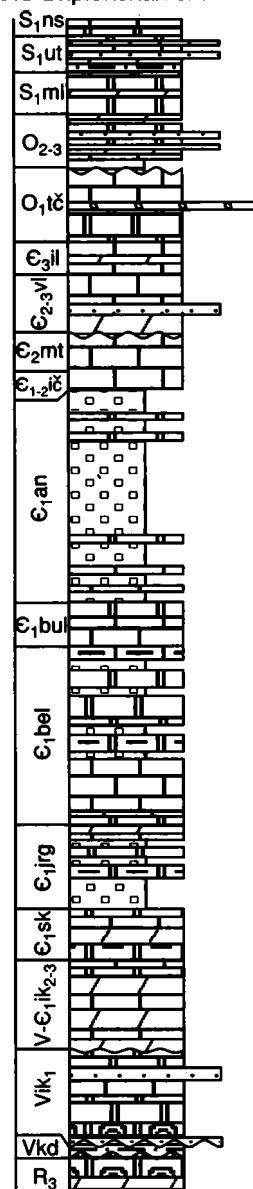


Рис. 5.12. Стратиграфические колонки венд-нижнепалеозойских отложений Сибирской платформы (Авдеева, Сластенов, 1992; Граусман и др., 1996; Полунин и др., 1995; Старников и др., 1995; Прокопьев и др., 1999; Гриненко и др., 2000а)

Усл. обозн. см. на рис. 5.4; местоположение стратиграфических разрезов см. на рис. 5.11.

Свиты: R-Vtl – талаканская, Vks – кыстарохская, Vtr – туркутская, Vkd – кэдэргинская, Vik – иктехская, Vst – старореченская, Vpr – паршинская, Vbr – борулахская, Vbç – богучунорская, Vjud – юдомская, Vjuk – юкандинская, Vsr – сарданинская, Vhr – хараютэхская, Vnç – начарская, Vjal – яланская, Vml – малская, Vtk – токурская, V-E1ks – кюсюсинская, V-E1mn – манькайская, V-E1st – сытыгинская, E1er – еркекетская, E1sk – сокуканская, E1jrg – юрегинская, E1bel – бельская, E1bul – булайская, E1an – ангарская, E1em – эмяксинская, E1el – эльгянская, E1tb – толбачанская, E1ol – олёмминская, E1çr – чарская, E1jud – юдейская, E1ps – пестроцветная, E1in – иниканская, E1ts – тисэрская, E1-2ic – ичерская, E1-2kn – куонамская, E2ol – оленёкская, E2zs – зеленоцветная, E2vi – водорослевых известняков, E1-2sk – сэтэнская, E2mt – метегерская, E2ts – тисикская, E2çs – чайская, E2um – устьмайская, E2tm – тымпынская, E2mk – маяктахская, E2kç – качелкуанская, E2el – еловская, E2-3vl – верхоленская, E3il – илгинская, E3og – огоньорская, E3ml – малькайская, E3mth-mrk – мархинская и моркокинская, E3op – онхойюряхская, E3mg – мархинская, E3kr – кербинская, E3ts – тисовская, E3bl – бияльская, O1tc – точильнинская, O1ol – олдондинская, O1-2sh – сохолохская, O1at – атырбахская, O1sk – саккырырская, O2hr – харысырская, O2kr – курунахская, O2kr – кривоуцкая, O2lb – лабыстахская, O2-3st – станская, O3br – буорсырская, O3dl – деленгдинская, O3kl – кулонская, O3gç – гичинская, O3br – баранинская, S1sr – сарбынинская, S1ml – меличанская, S1ut – утаканская, S1ns – нюйская, S1kn – куондинская, S1jar – яралынская, S1mk – меикская, S1th – таяхская, S1-2og – оронская, S2hr – хуратская, D1sd – сетте-дабанская, D2br – бурхалинская

Центрально - Якутский бассейн

7

8

9

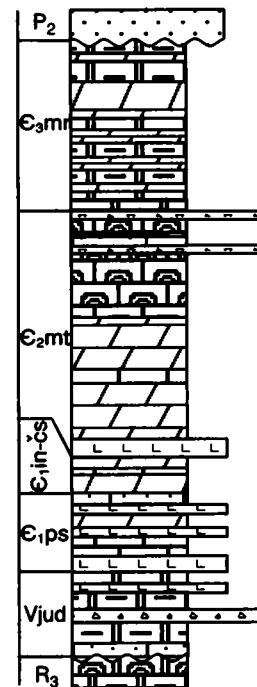
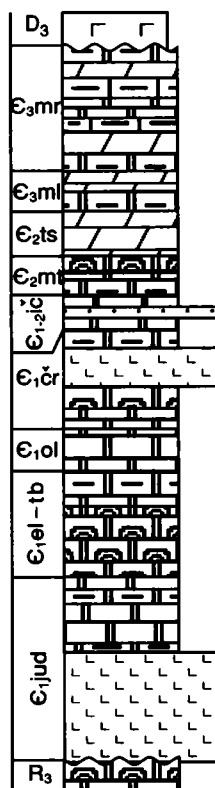
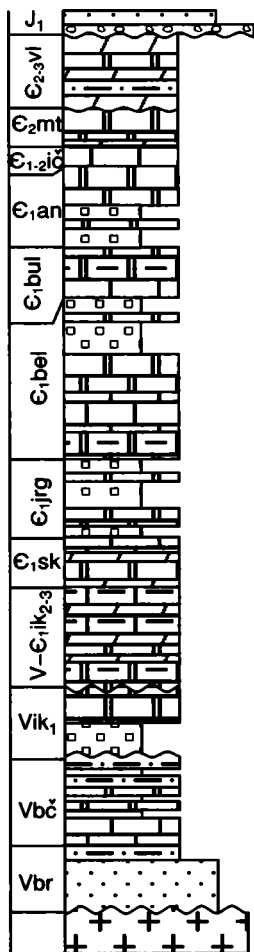
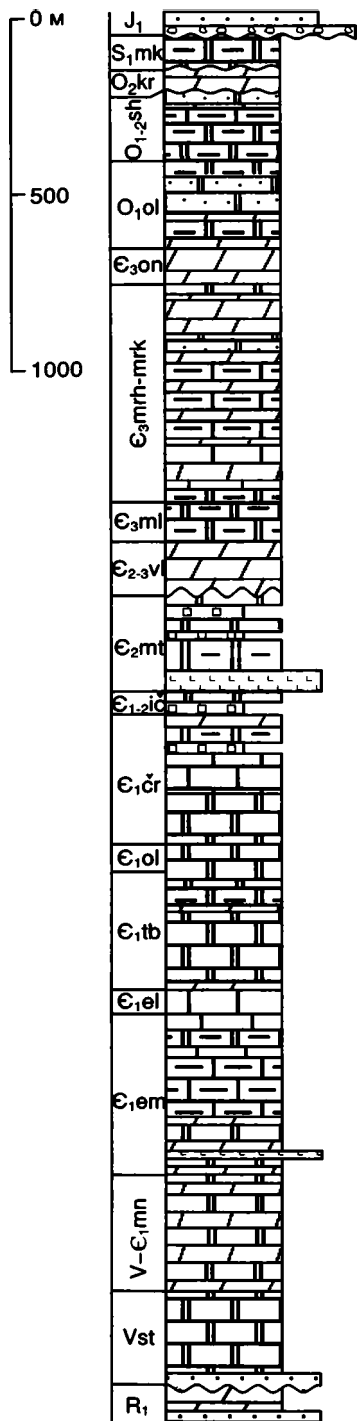
10

Среднемархинская скв. 2250

Верхневилючанская скв. 602

Восточная скв. 491

Баппагайская скв. 1-П



Алданская антеклиза

11

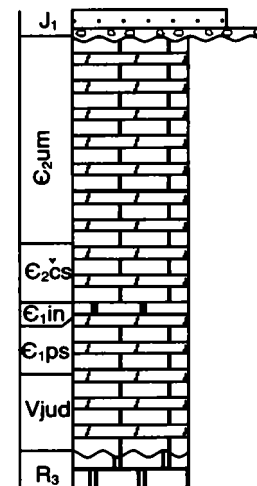
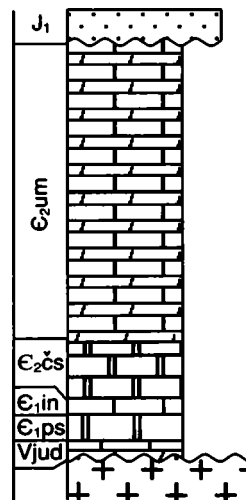
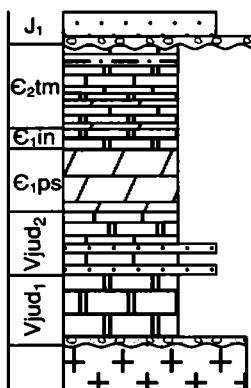
12

13

Уордахская скв. 1-К

Хочомская скв. 1

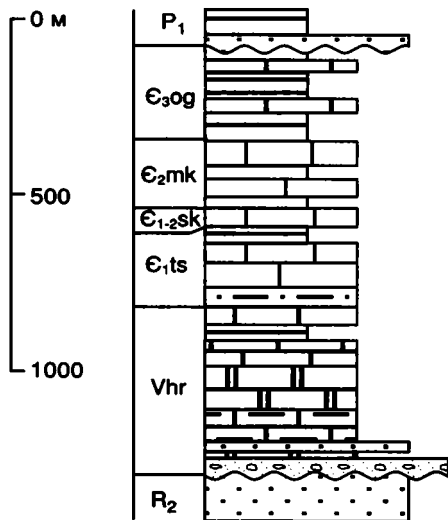
Мокуйская скв. 100



Западно-Верхоянский сектор

14

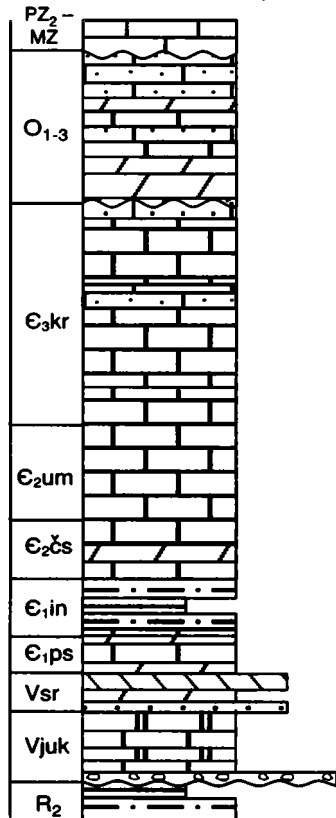
Туора-Сисское поднятие
Низовья р. Лены



Южно-Верхоянский сектор

15

Кыллахская зона



16

Сетте-Дабанская зона

хр. Сетте-Дабан

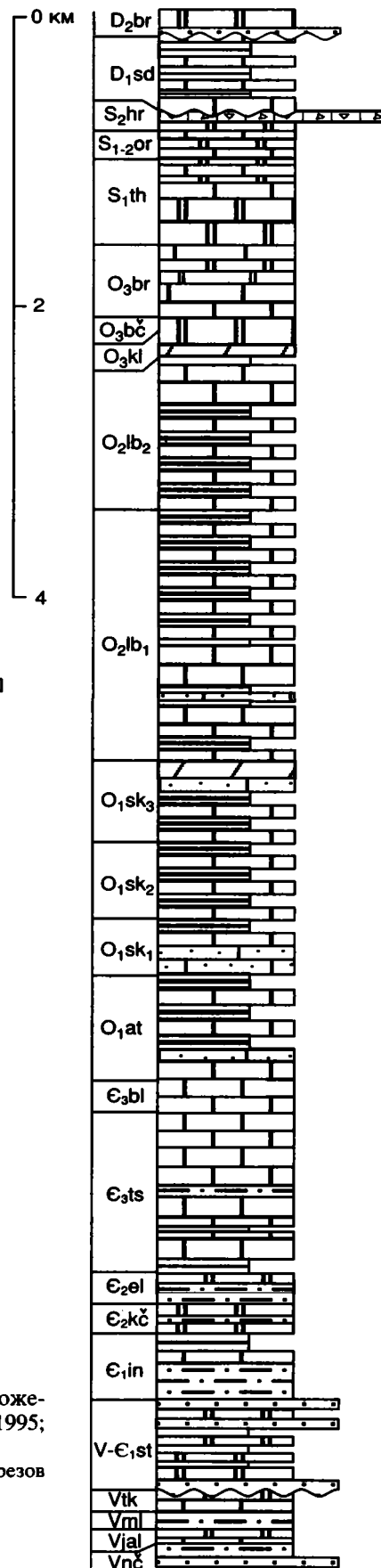


Рис. 5.13. Стратиграфические колонки венд-нижнепалеозойских отложений Верхоянского складчато-надвигового пояса (Старников и др., 1995; Прокопьев и др., 1999)

Усл. обозн. см. на рис. 5.4, 5.12; местоположение стратиграфических разрезов см. на рис. 5.11

расстояние около 1000 км от северо-восточных до юго-восточных районов платформы. Верхнекембрийские, ордовикские и силурийские отложения в центральных и юго-западных районах платформы в пределах территории республики представлены пестроцветными глинисто-карбонатными, местами сульфатоносными породами.

В пределах складчато-надвигового пояса полный разрез структурного яруса, включающий отложения венда, кембрия, ордовика, силура и нижнего девона, представлен в южном его секторе. Вендские отложения залегают на рифейских отложениях с угловым несогласием и глубоким размывом. Величина размыва оценивается в 2500 м (Ян-жин-шин, 1983). Угловое несогласие в основании вендских отложений обусловлено поднятием, связанным с вращением блоков в процессе рифейского рифтогенеза, который определил, по-видимому, раскол протерозойского суперконтинента. В связи с этим данное несогласие следует трактовать как несогласие распада (break-up unconformity) суперконтинента Родиния. В венде начинается термальное опускание восточной окраины Северо-Азиатского кратона и формирование Верхоянской миогеоклинали – пассивной окраины Сибирского континента.

Вендские и кембрийские отложения во фронтальной зоне Верхоянского складчато-надвигового пояса по составу сходны с синхронными отложениями смежных районов платформы, отличаясь от них повышенными мощностями (рис. 5.13). Далее к востоку эти шельфовые отложения переходят в глубоководные склоновые отложения среднего и верхнего кембрия и нижнего ордовика, которые вверх по разрезу сменяются вновь мелководными карбонатными толщами среднего и верхнего ордовика, силура и нижнего девона.

В северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса отложения венда и кембрия, вскрывающиеся в нижнем течении р. Лены в районе фронтальной зоны пояса, по составу и мощности не отличаются от синхронных отложений смежных районов платформы (см. рис. 5.13).

Магматические образования в составе вендско-нижнепалеозойского структурного яруса распространены ограниченно.

На крайнем северо-востоке платформы, на северо-восточном склоне Оленёкского поднятия и в смежной фронтальной части Верхоянского складчато-надвигового пояса в самом основании древнейших слоев кембрия известны отдельные покровы базальтов мощностью до 50 м, цирконы из которых датированы в 545 млн лет (Bowring et al., 1993). По химическому составу выделяются два типа базальтов: одни принадлежат к щелочной калиевой серии, другие – к умеренно-щелочной калиево-натриевой серии. В южном секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса, в пределах хр. Сетте-Дабан покровы базальтов присутствуют в основании разреза

вендских отложений и по химическому составу принадлежат к умеренно-щелочной натриевой серии. В составе вендских отложений здесь описаны маломощные прослои ультракалиевых туфов трахитов (Давыдов, 1981а). По данным В.И. Сухорукова и др. (1986), а также неопубликованным данным Г.А. Русецкой, в верхнеордовикских отложениях присутствуют пестроцветные пачки терригенных пород с примесью вулканогенного материала и маломощные прослои туфов. А.П. Кропачевым и др. (1982) установлено наличие трахибазальтов и связанного с вулканизмом флюоритового и полиметаллического оруденения в оронской свите верхнего силура. В этой же свите по материалам Г.А. Русецкой присутствуют маломощные лавовые тела фонолитов, трахитов, а также прослои пепловых туфов. Позднесилурийский возраст, возможно, имеют некоторые дайки долеритов. Об этом свидетельствуют находки в породах хуратской свиты верхнего силура обломков долеритов.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Структурный план среднепалеозойского яруса, включающего образования среднего и верхнего девона и нижнего карбона, во многом сходен с рифейским. Он определяется широким проявлением процессов рифтогенеза на восточной окраине платформы, которые получили отчетливое структурное выражение (Масайтис и др., 1975а; Левашов, 1973, 1974; Гусев и др., 1985; Гайдук, 1988). Средне-верхнедевонские и нижнекаменноугольные осадочные и вулканогенно-осадочные образования выполняют линейные грабены – авлакогены, которые начинаются в районе фронта Верхоянского складчато-надвигового пояса и затухают в глубь платформы (рис. 5.14). С авлакогенами сопряжены ограниченные сбросами горсты, протяженные (сотни километров) пояса базитовых даек и силлов. Характерны поля кимберлитов, базальтовые трубки взрыва и массивы щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами. Среднепалеозойские авлакогены, как и рифейские, представляют собой недоразвитые ветви 3-лучевых рифтовых систем, основное тело которых располагается в пределах Верхоянского складчато-надвигового пояса (Шпунт, 1987). За пределами авлакогенов среднепалеозойские отложения отсутствуют на большей восточной части платформы. Это связано, во-первых, с тем, что осадконакопление происходило в основном в пределах активно прогибавшихся авлакогенов, а, во-вторых, с глубоким размывом и эрозией примыкавших к ним участков платформы.

В центральном секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса среди каменноугольных и пермских терригенных отложений известно около 20 гипс-ангидритовых диапиров, которые содержат фрагменты известняков с остатками

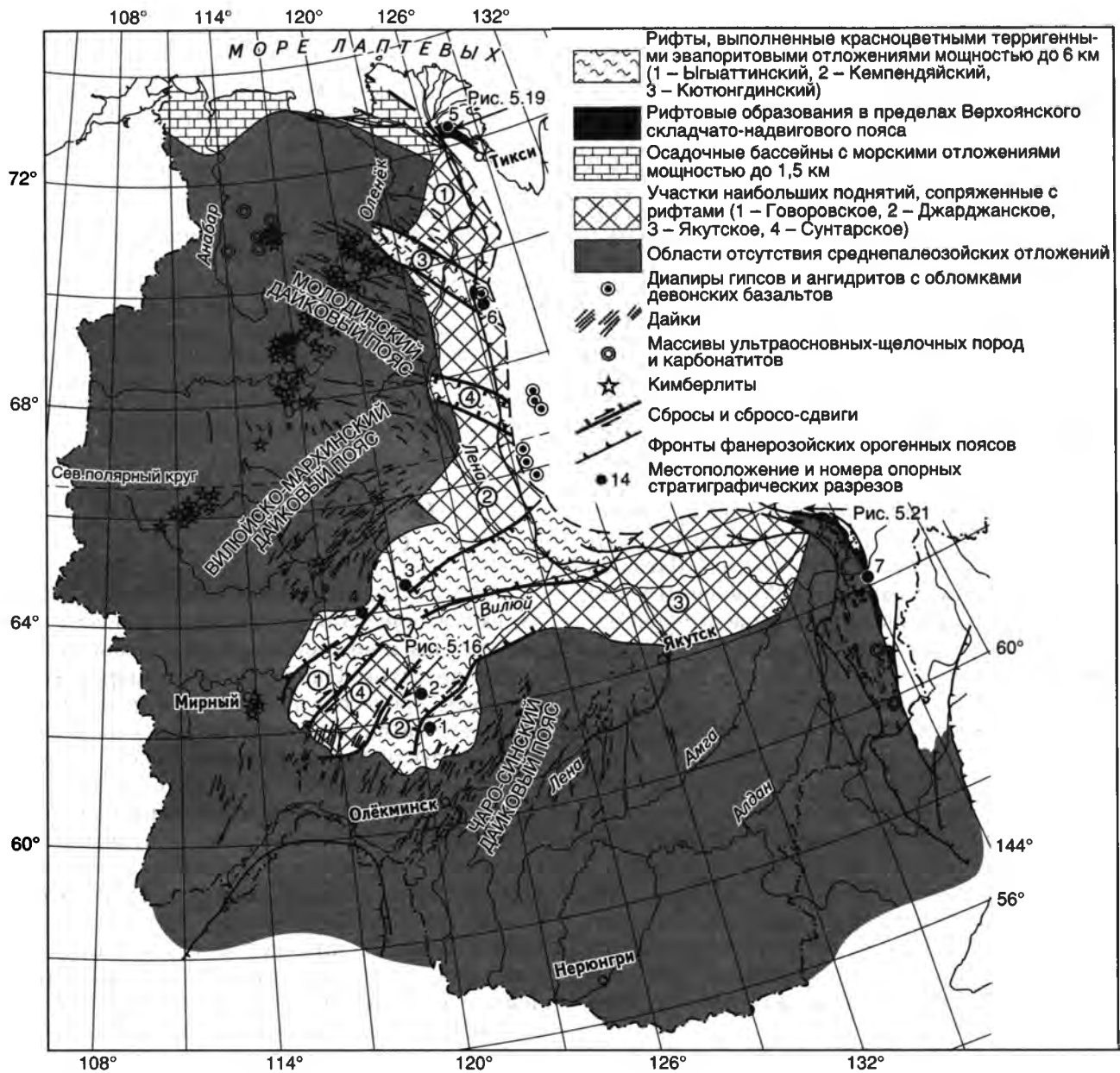


Рис. 5.14. Среднепалеозойский структурный ярус

девонской фауны и базальты (Сборщиков, Натапов, 1969). Эти данные указывают на широкое распространение девонских отложений с эвапоритами в основании Верхояанского складчато-надвигового пояса.

К фронту Верхояанского складчато-надвигового пояса со стороны платформы примыкают Говоровское, Джарджанское и Якутское поднятия, в пределах которых, по данным бурения, на раннедевонский фундамент налегают пермские и триасовые отложения. Венд-кембрийские отложения мощностью 1000–1500 м, которые существовали здесь ранее, были эродированы в период девонского рифтогенеза. Эти поднятия, по видимому, сопровождают девонские прогибы,

располагающиеся восточнее, в основании Верхояанского складчато-надвигового пояса, и аналогичны поднятиям, которые сопряжены с Ыгыаттинской, Кемпендяйской и другими рифтовыми впадинами, где величина девонского размыва, согласно В.В. Гайдуку (1988), оценивается сходными цифрами.

Наиболее изучены бурением и сейсморазведкой среднепалеозойские авлакогены, которые находятся в основании Вилуйской синеклизы (Гайдук, 1988). Здесь выделяются Кемпендяйская, Линденская, Сыангдинская, Сарсанская, Тангнарынская и Ыгыаттинская рифтовые впадины и ряд разделяющих их продольных и поперечных поднятий. Наибольшую мощность среднепалеозойские образования имеют в Кемпендяйской впадине – до

Сибирская платформа
Вилюйский рифт

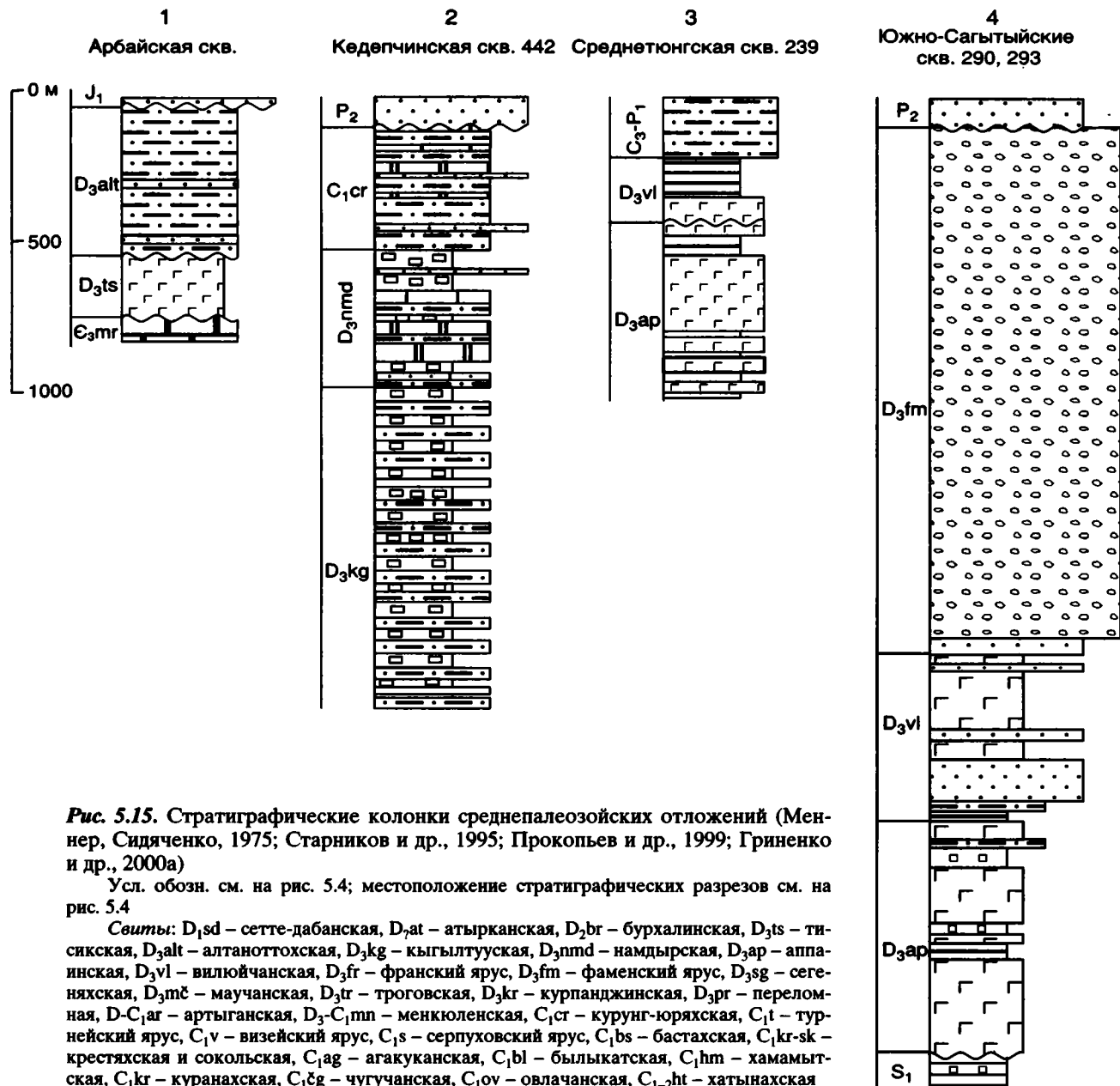


Рис. 5.15. Стратиграфические колонки среднепалеозойских отложений (Меннер, Сидяченко, 1975; Старников и др., 1995; Прокопьев и др., 1999; Гриненко и др., 2000а)

Усл. обозн. см. на рис. 5.4; местоположение стратиграфических разрезов см. на рис. 5.4

Свиты: D_{1sd} – сетте-дабанская, D_{2at} – атырканская, D_{2br} – бурхалинская, D_{3ts} – тисикская, D_{3alt} – алтаноттохская, D_{3kg} – кыгылтууская, D_{3nmd} – намдырская, D_{3ap} – аппаинская, D_{3vl} – вилюйчанская, D_{3fr} – франский ярус, D_{3fm} – фаменский ярус, D_{3sg} – сегеняхская, D_{3mc} – маучанская, D_{3tr} – троговская, D_{3kr} – курпанджинская, D_{3rg} – переломная, D-C_{1ag} – артыганская, D₃-C_{1mn} – менкюленская, C_{1cr} – курунг-юряхская, C_{1t} – турнейский ярус, C_{1v} – визейский ярус, C_{1s} – серпуховский ярус, C_{1bs} – бастахская, C_{1kr-sk} – крестяхская и сокольская, C_{1ag} – агакуканская, C_{1bl} – былыкатская, C_{1hm} – хамамытская, C_{1kr} – куранахская, C_{1cg} – чугучанская, C_{1ov} – овлачанская, C_{1-2ht} – хатынахская

6000 м, в других впадинах мощность их оценивается в 2000–3000 м (рис. 5.15). Среднедевонские отложения, представленные маломощными (несколько десятков метров) пестроцветными и сероцветными доломитами, известняками, мергелями и аргиллитами, известны в ограниченном числе мест, что связано с размывом их в пред-позднедевонское время. Активному прогибанию рифтовых впадин предшествовали образование сводового поднятия и массовые излияния базальтов в начале позднего девона, которые охватили огромную площадь (до 400 км в поперечнике). Покровы базальтов мощностью в несколько десятков метров переслаиваются с маломощными прослоями песчаников, алевролитов и известняков. Наибольшая мощность лавовой толщи (до 1000 м) устанавливается за пределами рифтовых впадин. К этому же времени относится формирование дайковых поясов.

Верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения, выполняющие рифтовые впадины, представлены пестроцветными и сероцветными песчаниками, алевролитами, доломитами, известняками, мергелями, гипсами, ангидритами. Характерны прослои кислых туфов. В основании верхнего девона Кемпендяйской впадины устанавливается мощная (до 1000 м) толща каменной соли.

Тектонические структуры рифтовой зоны определяются односторонними грабенами и горстами, которые разделены сбросами с амплитудой смещения от нескольких десятков до 3000 м (рис. 5.16). В.В. Гайдук (1988) на основе анализа сейсмических разрезов и буровых данных показал, что разломные структуры активно развива-

Верхоянский складчато-надвиговый пояс

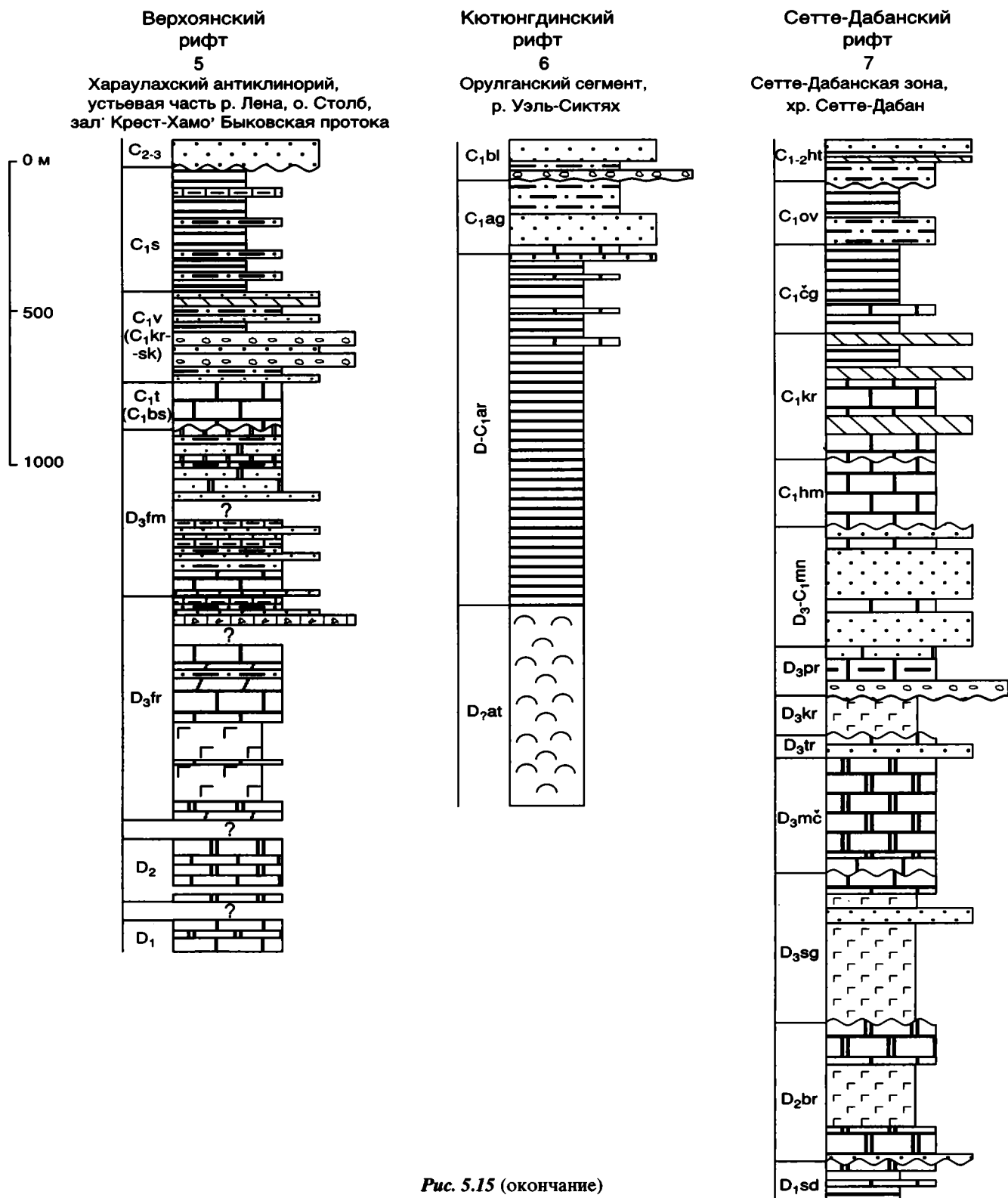


Рис. 5.15 (окончание)

лись в позднем девоне–раннем карбоне и плаще-образно перекрываются отложениями среднего-верхнего карбона и перми.

Среднепалеозойские грабены, известные на северо-восточной окраине платформы, пред-

ставлены лишь своими окончаниями и видимо поэтому они не имеют четкого структурного выражения. Они образованы преимущественно карбонатными породами с гипсами и местами включают покровы щелочных базальтов.

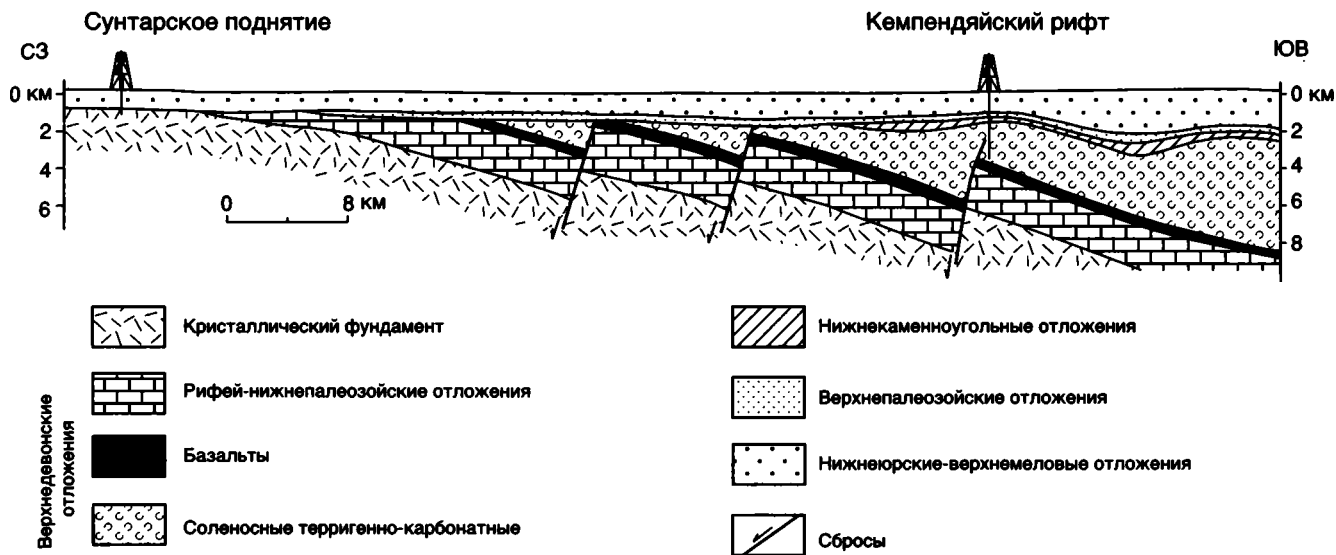


Рис. 5.16. Сейсмогеологический разрез через Сунтарское поднятие и Кемпендяйский рифт (Гайдук, 1988)
Местоположение разреза см. на рис. 5.14

Вместе с тем, рой базальтовых даек, в особенности располагающиеся параллельно Кютюндинскому и Собопольскому грабенам, развиты весьма хорошо. Это обстоятельство заставляет предполагать существование и здесь крупных грабенов, располагающихся восточнее, в районе фронта Верхоянского складчато-надвигового пояса.

Дайки, силлы, хонолиты и трубки взрыва среднепалеозойских базитов располагаются среди карбонатных отложений кембрия, ордовика и реже силура. Толщина даек 6–80 м, протяженность – первые десятки километров. Максимальная установленная мощность силлов – 120–140 м. В скважинах отмечаются силлы мощностью до 500 м. Суммарная мощность лавовых потоков по данным бурения – сотни метров (Гайдук, 1988). Выделяются тела офитовых и призматически-офитовых габбро-долеритов, дайки пятнисто-пойкило-офитовых габбро-долеритов, интрузивы такситоофитовых габбро-долеритов, трещинные интрузивы призматически-офитовых габбро-долеритов с обособлениями анортозитовых габбро-долеритов, дайки субщелочных габбро-долеритов, трубки взрыва, выполненные базальтовыми туфобрекчиями, лавы толеитовых базальтов (Олейников и др., 1973; Олейников, 1979; Олейников, Саввинов, 1980). Все габбро-долериты являются кварцсодержащими. Процессы внутрикамерной дифференциации, как правило, проявлены слабо и в конкретном теле присутствует обычно одна разность пород. Вместе с тем встречаются тела, сформированные из расплава, длительно эволюционировавшего в докамерной глубинной обстановке с анортозитовым (Олейников, Томшин, 1976) или монцитонитовым (Томшин и др., 1985; Томшин, 1989) трендом дифференциации. В результате монцитонитовой дифференциации были сформированы многофазные дайки Чаро-Синского пояса (Олейников и др., 1984; Tomshin, Koroleva, 1990; Королева, 1991). В них наблюдается следующая последовательность образования пород: кварцевые габбро-долериты – субщелочные кварцевые габбро-долериты – монцитонит-порфиры – кварце-

вые сиенит-порфиры (рис. 5.17). В северной части Виллойско-Мархинского дайкового пояса известны субщелочные габбро-долериты (Олейников, Томшин, 1991).

Главные петрохимические черты среднепалеозойских базитов выдержаны в пределах всей Сибирской платформы и устойчиво отличны от пермско-триасовых траппов. Они характеризуются повышенными содержаниями SiO_2 , Ti, K и P (Масайтис и др., 1975а; Олейников, 1979; Олейников, Томшин, 1991), относительно высокой степенью окисленности железа, пониженной кальциевостью при умеренной или несколько уменьшенной магниальности. Некоторые дайки отличаются повышенной суммарной щелочностью. Щелочная специализация отдельных даек – результат, в основном, метамагматического преобразования первично лишь субщелочного толеит-базальтового расплава за счет привноса калия. На диаграмме кремнезем–сумма щелочей (рис. 5.18) фигуративные точки среднепалеозойских базитов располагаются приблизительно поровну в полях нормативно кварцсодержащих толеитов и базитов субщелочного состава. По величине отношения Na_2O и K_2O они имеют калиево-натриевую специализацию.

Содержания элементов-примесей в базитах заметно отличаются в различных дайковых поясах. Общим для среднепалеозойских базитов является 1,3–3,0-кратная обедненность Ni, Cr, Sc, иногда Co, по сравнению с базитами пермско-триасового возраста, 2–4-кратное обогащение Sr и V, 1,3–2,0-кратное увеличение Li и Rb (Олейников, 1979; 1984).

В пределах Верхоянского складчато-надвигового пояса девонские вулканогенно-осадочные образования наиболее полно представлены в северном и южном его районах. Они залегают со стратиграфическим перерывом и представлены преимущественно доломитами и известняками, а также гипсами и терригенными, местами красноцветными и грубообломочными отложениями.

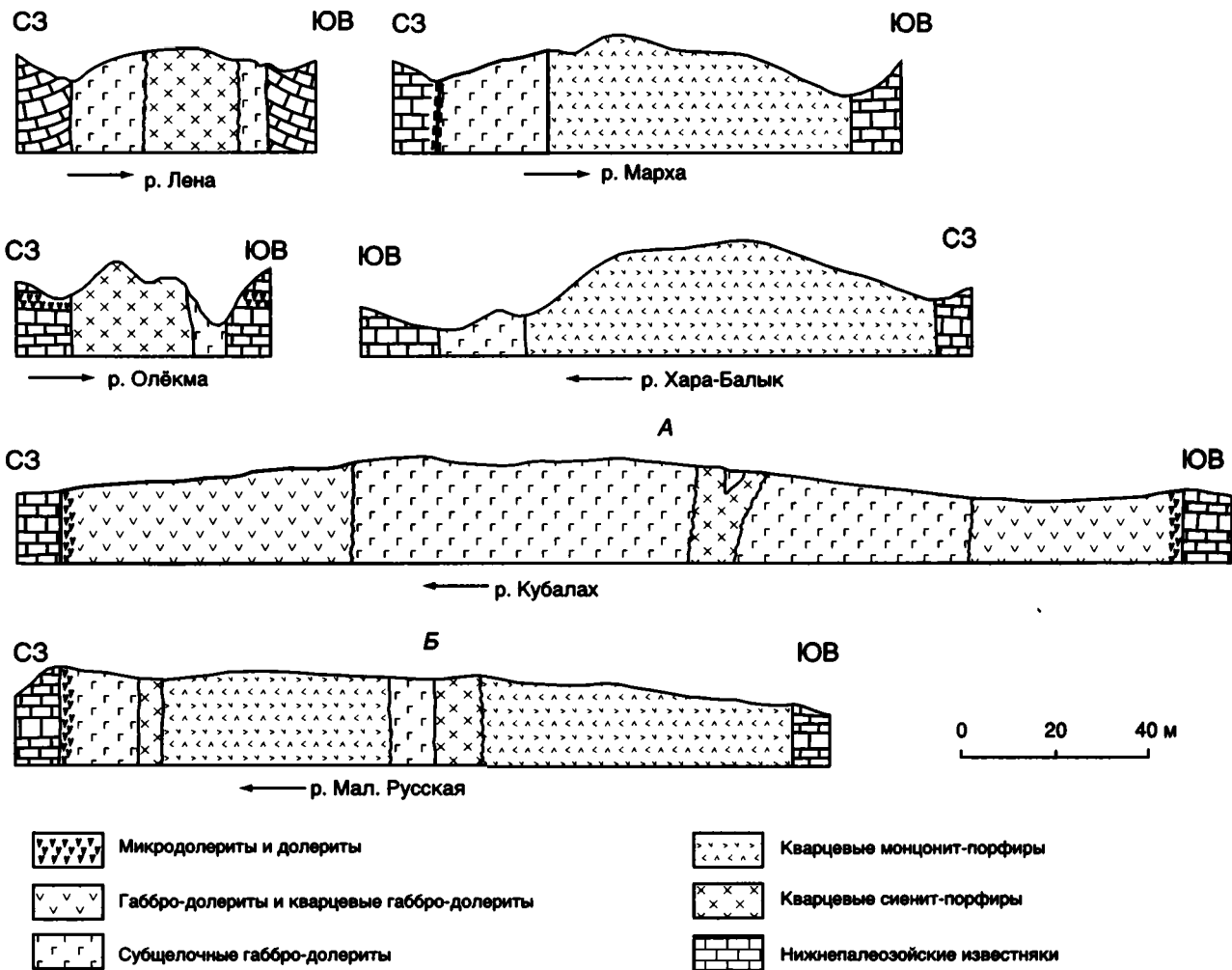


Рис. 5.17. Геологические разрезы многофазных даек (Tomshin, Koroleva, 1990; дайки А и Б – Масайтис и др., 1975a)

Верхнедевонская осадочно-вулканогенная толща обнажается в районе дельты р. Лены на о-вах Американ-Хая и Орто-Хая, на горе Ысыы-Туойдаах и на южном берегу Быковской протоки у зал. Кириэс-Хомо (рис. 5.19). Возраст толщи определен как низы фран-

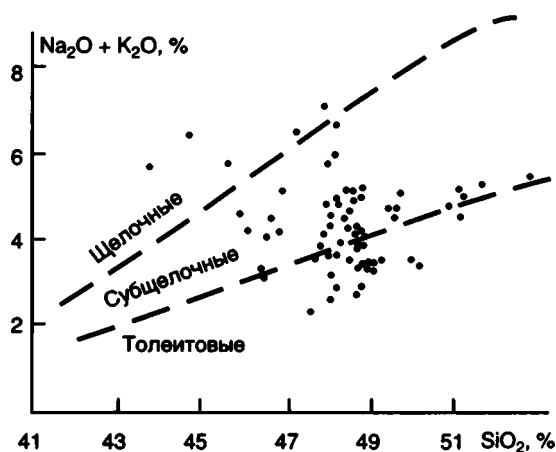


Рис. 5.18. Диаграммы $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для среднепалеозойских базитов

ского яруса на основе находок брахиопод в карбонатных породах, подстилающих и залегающих внутри лавовой части разреза. Во всех обнажениях лавы базальтов подстилаются пачкой пестроцветных терригенно-карбонатных пород с гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Вулканиты представлены несколькими потоками базальтов с характерной шаровой и призматической отдельностью. Видимая мощность эффузивной толщи на о. Американ-Хая – 300 м. По химическому составу базальты различных потоков принадлежат к двум сериям – умеренно-щелочной натриевой и умеренно-щелочной калиево-натриевой (рис. 5.20). В терригенных породах позднего девона присутствуют вулканокластика и пепловые туфы трахибазальтового состава. В составе нижнекаменноугольных отложений (крестяжская свита) отмечаются вулканомиктовые песчаники и витрокластические туфы риолитов.

В Южном секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса стратотипический разрез вулканогенно-осадочной толщи девон-раннекарбонного возраста изучен на левобережье р. Томпо в районе ручьев Джалкан и Крайний (Булгакова и др., 1975) (рис. 5.21, 5.22).

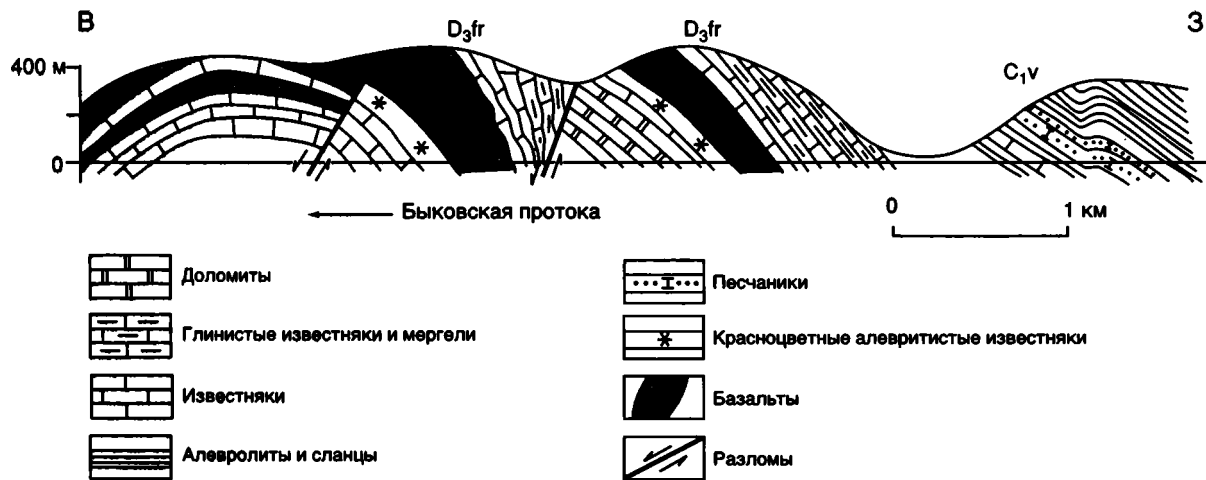


Рис. 5.19. Геологический разрез через Крест-Хоминскую антиклиналь в Быковской протоке дельты р. Лены (Петров, 1980)

Местоположение разреза см. на рис. 5.14

Вулканогенно-осадочная толща со стратиграфическим несогласием залегает на карбонатных породах силура и со стратиграфическим и угловым несогласием перекрывается терригенными породами среднего карбона. По химическому составу большинство базальтов принадлежат к умеренно-щелочной калиево-натриевой серии (см. рис. 5.20). Среди раннекаменноугольных базальтов отмечаются толеитовые и щелочные калиевые разности и нефелиновые трахибазальты. Интрузивные образования представлены дайками, силлами и жерловинами. Дайки и силлы сложены долеритами и габбро-долеритами умеренно-щелочной калиево-натриевой серии. Раннекаменноугольный возраст имеют дайки щелочных габброидов – тешенитов и шонкинитов. Жерловины, примыкающие к лавовым полям, выполнены брекчированными субвулканическими базальтами.

К западу от полосы распространения девонско-раннекаменноугольных вулканогенно-осадочных образований Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, в пределах Сетте-Дабанской и Кыллахской тектонических зон, сложенных рифейскими и вендраннепалеозойскими отложениями, располагается пояс среднепалеозойских базитовых даек, который протягивается в долготном направлении на 500 км. Пояс образован сближенными роями даек. Мощность отдельных даек достигает 100 м, протяженность до 100 км. Дайки сложены долеритами и габбро-долеритами. К-Аг методом они датируются в 345 ± 20 млн лет (Войткевич и др., 1977). Здесь же известны небольшие плутоны ультраосновных щелочных пород с карбонатитами и щелочных сиенитов, которые охарактеризованы в главе 10 при рассмотрении связанной с ними Та, Nb, редкоземельной и апатитовой минерализации.

Наиболее крупной является Великая Алданская дайка, которая протягивается в долготном

направлении на 300 км западнее фронта Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса.

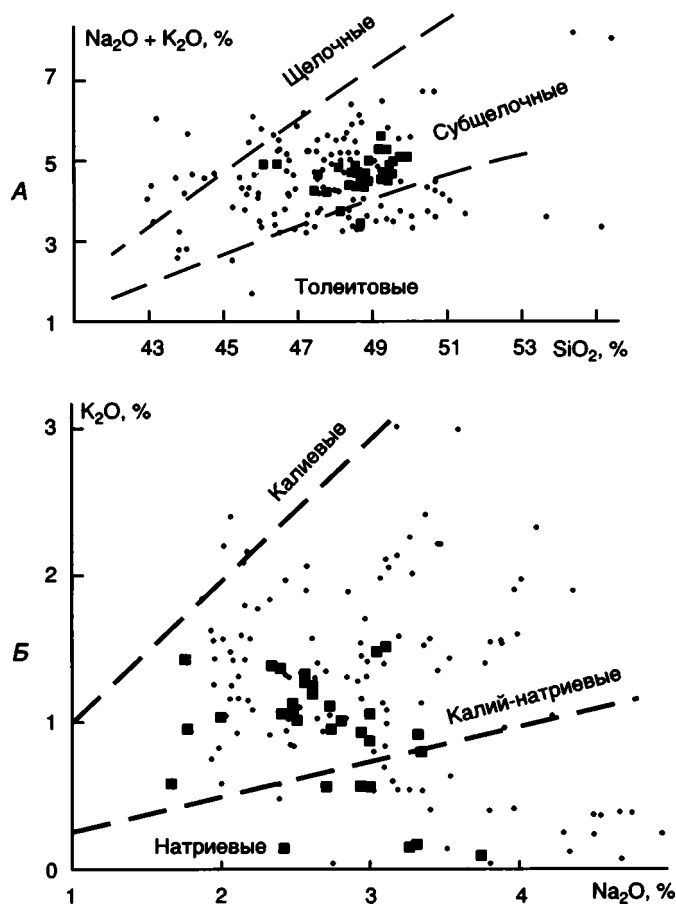


Рис. 5.20. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (А) и диаграмма $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ (Б) для девонско-раннекаменноугольных вулканитов Южного Верхоянья (бассейн р. Джалкан) (точки) и позднедевонских базальтов Северного Верхоянья (Быковская протока, о. Американ-Хая) (квадраты)

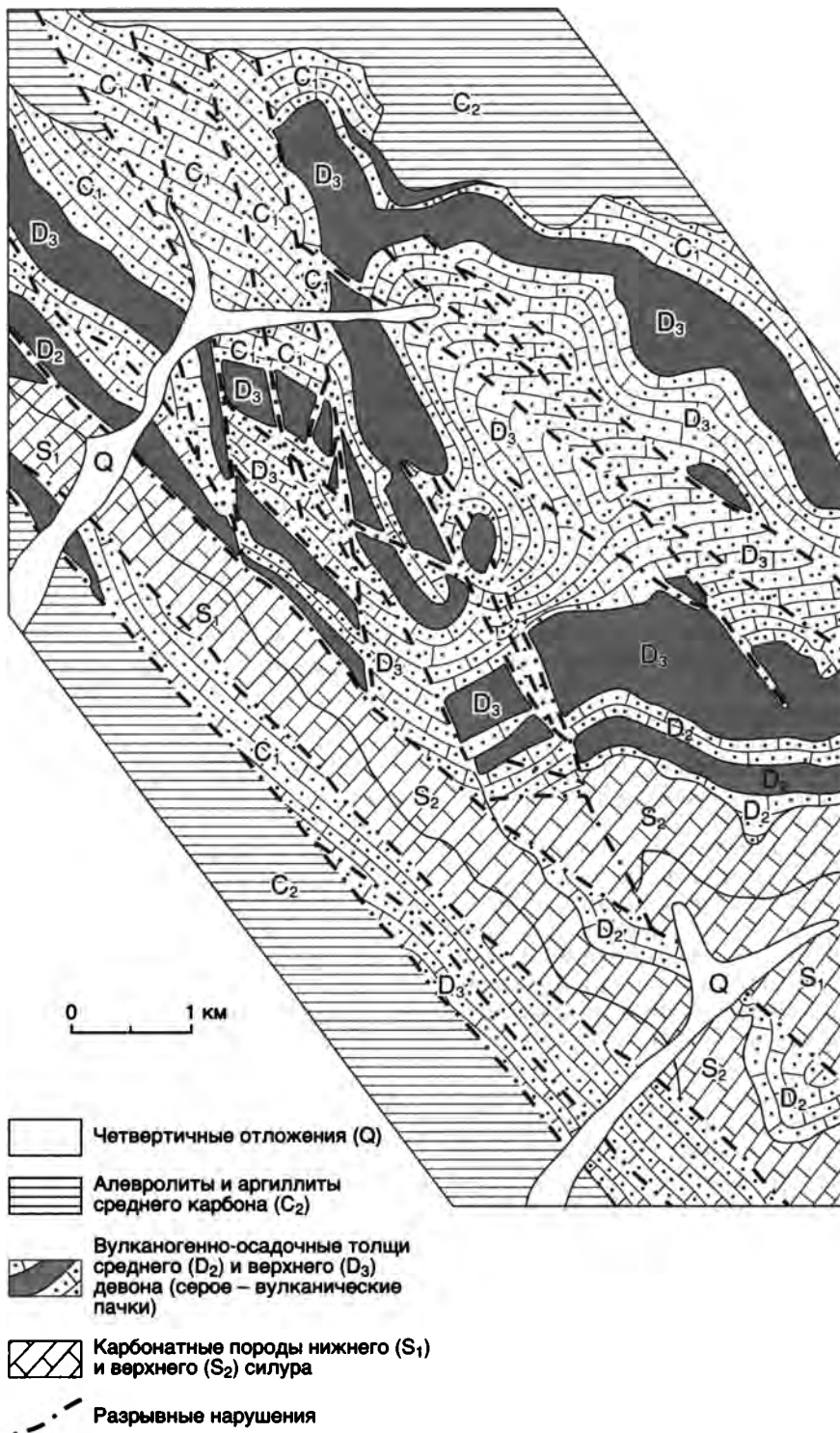


Рис. 5.21. Схематическая геологическая карта междуречья Джалкан-Крайний
 Местоположение см. на рис. 5.14

Девон-раннекаменноугольный рифтогенез, широко проявившийся в пределах Верхоянской пассивной континентальной окраины, во многом определил ее последующее развитие в позднем палеозое и мезозое.

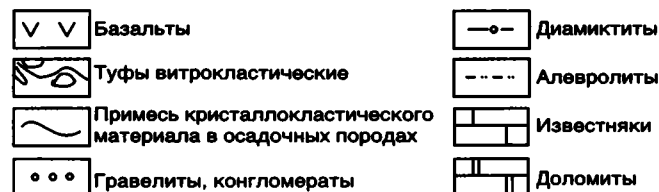
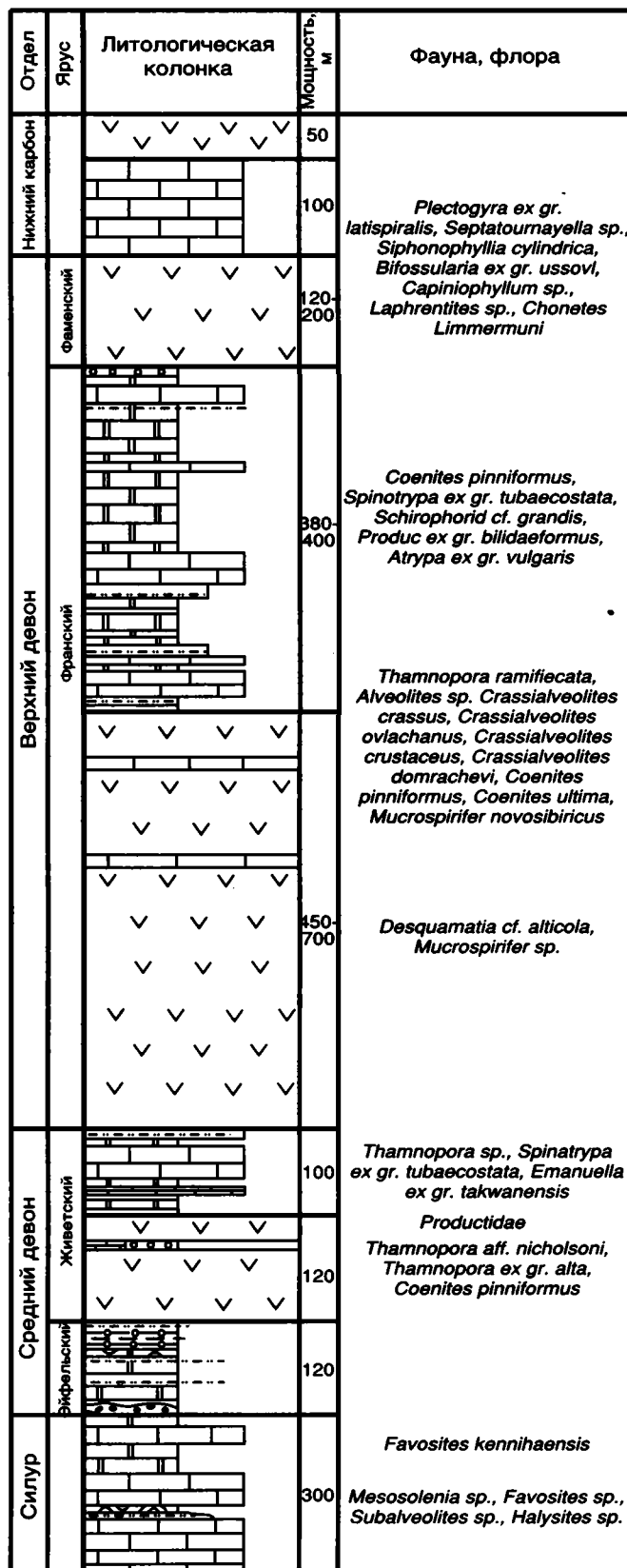
ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

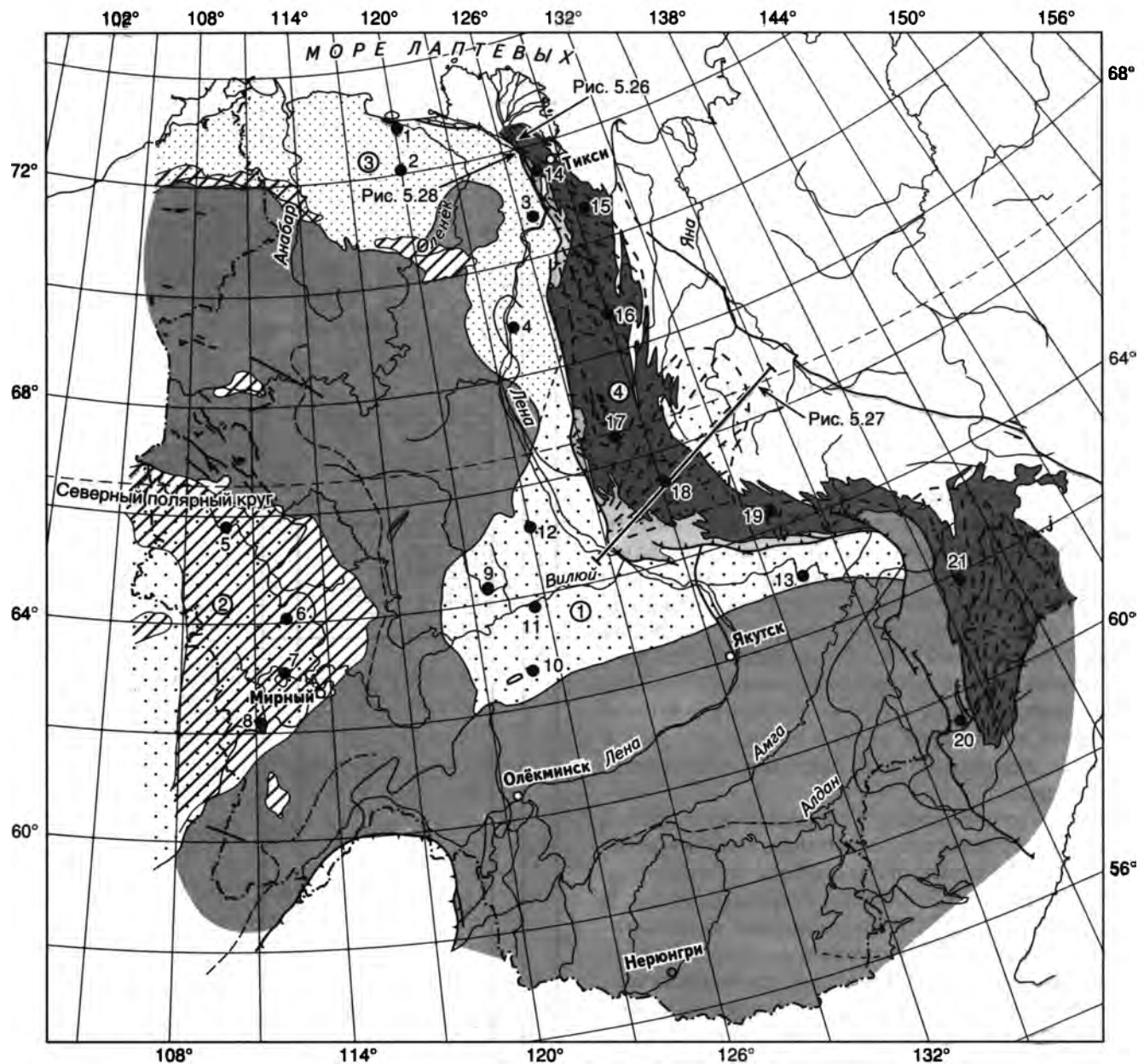
Верхнепалеозойский структурный ярус в пределах Сибирской платформы включает отложения среднего-верхнего карбона и перми и представлен исключительно терригенными континентальными угленосными и прибрежно-морскими отложениями. В позднем палеозое формируются Вилюйская синеклиза и протяженная линейная зона опускания на восточной и северной окраинах платформы, которые сливались с располагавшейся восточнее, на месте Верхоянского складчато-надвигового пояса миогеоклиналью (пассивной континентальной окраиной) (рис. 5.23). Формирование Вилюйской синеклизы и зоны опускания, которые представляют собой единый Вилюйский осадочный бассейн, следует рассматривать как результат термального прогибания земной коры, которое последовало после разогрева и утонения коры в данных районах в процессе девонского и раннекаменноугольного рифтогенеза.

На восточном крыле Тунгусской синеклизы в пределах территории республики средний-верхний карбон и пермь представлены маломощными (несколько сотен метров) угленосными отложениями (рис. 5.24). В Верхоянском складчато-надвиговом поясе структурный ярус представлен мощными (многие километры) преимущественно морскими терригенными отложениями карбона и перми, которые имеют широкое площадное распространение (рис. 5.25). Переход от существенно карбонатного осадконакопления в раннем-среднем палеозое к накоплению мощных терригенных толщ произошел здесь весьма резко и почти одновременно на огромной площади.

Соотношение терригенных верхнепалеозойских отложений с подстилающими их образованиями лучше всего изучено в Южном секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса (Худолей, Гурьев, 1998; Khudoley, Guriev, 1994). Верхнетурнейско-средневизейские породы залегают здесь с угловым несогласием и с конгломератами в основании на рифтогенных образованиях среднего-верхнего девона и нижнего турне и местами на силурийских отложениях. Они представлены светло- и темносерыми массивными известняками с многочисленными кораллами, криноидеями, брахиоподами и водорослями

Рис. 5.22. Разрез осадочно-вулканогенной толщи девонско-раннекарбонного возраста в бассейне ручьев Джалкан-Крайний (Булгакова и др., 1975)














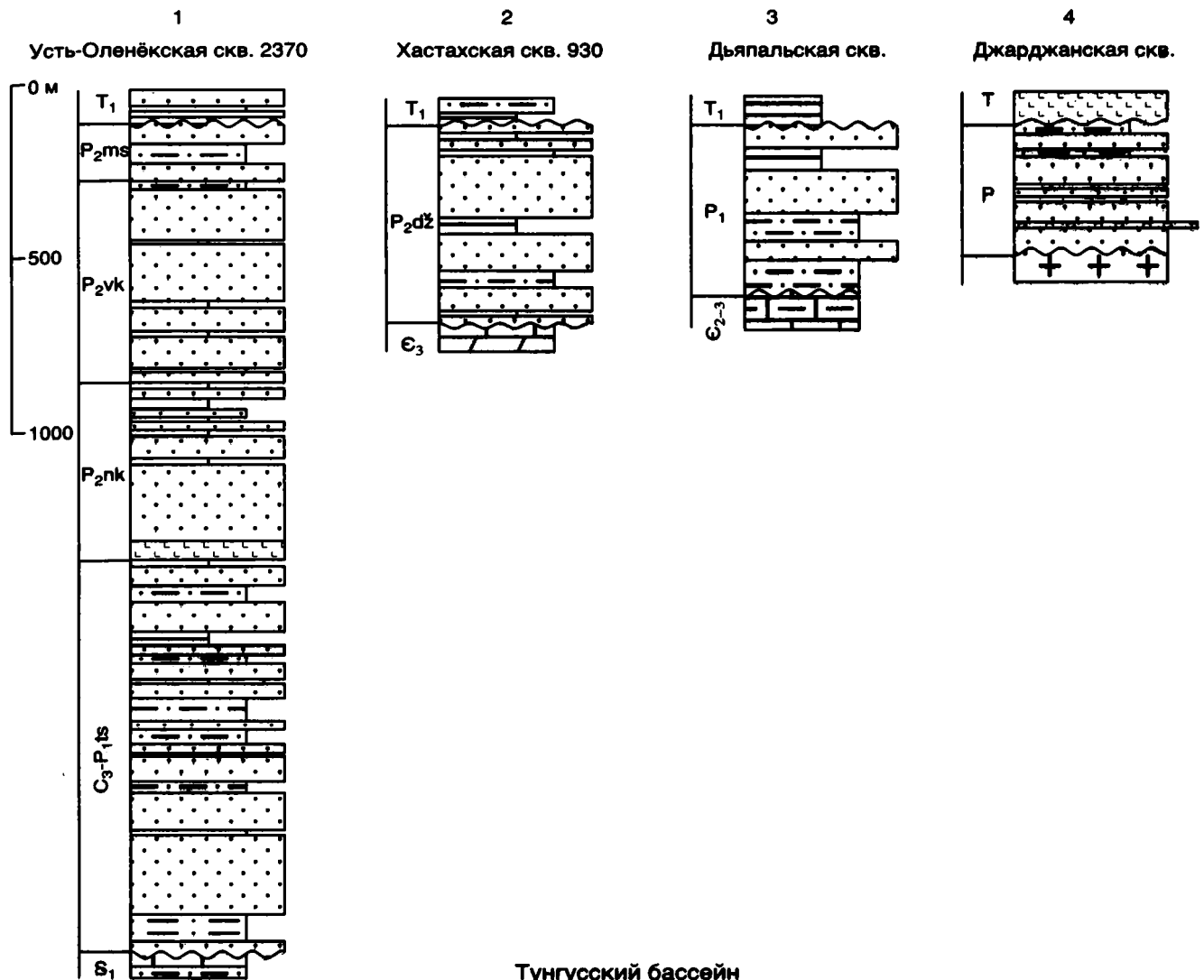
- | | |
|---|--|
|  Преимущественно континентальные отложения мощностью до 3 км (бассейны: 1 – Вилуйский, 2 – Тунгусский) |  Дайки траппов |
|  Преимущественно прибрежно-морские отложения мощностью до 3 км (3 – Лено-Анабарский бассейн) |  Интрузивные траппы |
|  Морские отложения мощностью свыше 3 км (4 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс) |  Фронты фанерозойских орогенных поясов |
|  Палеodelты и подводные конуса выноса |  Местоположение и номера опорных стратиграфических разрезов, показанных на рис. 5.24 и 5.25 |
|  Области современного отсутствия верхнепалеозойских отложений | |

Рис. 5.23. Верхнепалеозойский структурный ярус

(100–350 м). Эти отложения, выдерживающие свой состав и мощность в пределах всего Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, А.К. Худoley и Г.А. Гурьев рассматривают в качестве образований карбонатной платформы. Угловое несогласие в их основании связано с поднятием в результате вращения блоков, обусловленного процессами предшествующего рифтоге-

неза. Подобная карбонатная толща известна и в северных районах Верхоянского складчато-надвигового пояса (Богущ и др., 1963; Булгакова и др., 1969). Это свидетельствует о том, что карбонатная платформа в позднеюрско-ранневизейское время распространялась на большую, по крайней мере западную, часть Верхоянского складчато-надвигового пояса.

Лено-Анабарский бассейн



Тунгусский бассейн

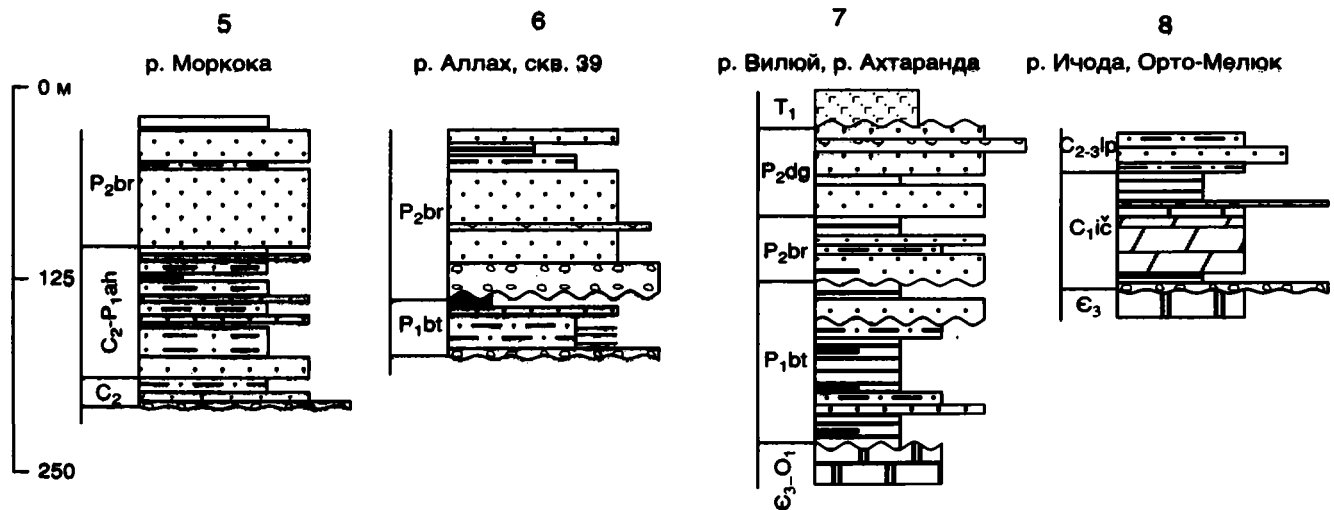
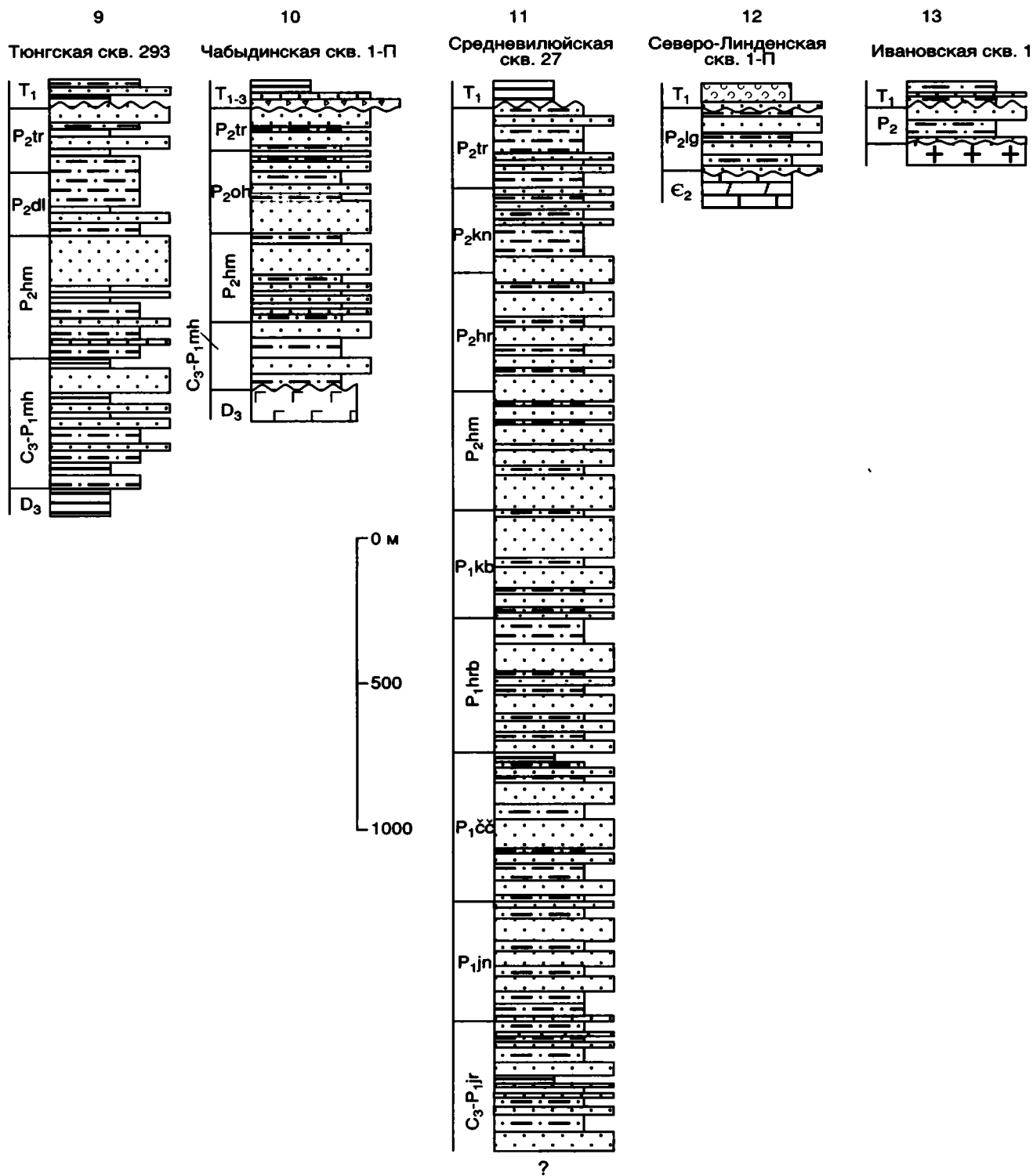


Рис. 5.24. Стратиграфические колонки верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы (Гусев и др., 1985; Будников и др., 1991; Авдеева, Сластенов, 1992; Полунин и др., 1995; Прокопьев и др., 1999; Гриненко и др., 2000а)

Усл. обозн. см. на рис. 5.4, местоположение стратиграфических и разрезов см. на рис. 5.23

Свиты: C_{1ic} – ичодинская, C_{1bs} – бастахская, C_{1at} – атырдахская, C_{1ag} – агакуканская, C_{1bl} – былыккатская, C_{1ov} – овлачанская, C_{1sd} – сiederская, C_{1-2tk} – тиксинская, C_{1-2ht} – хатынахская, C_{2st} – сетачанская, C_{2jr} – юпенчинская, C_{2sr} – суорганская, C_{2im} –

Вилуйский бассейн



имтанджинская, C_2sl – солончанская, C_2nt – наталинская, C_2ek – экачанская, C_2cb – чочимбальская, C_2sb – себеченская, C_2ik – икячинская, C_2dm – демунджинская, C_2em – эмчээчинская, C_2-3lr – лапчанская, C_2-3tg – тугасирская, C_2-3sd – сиздерская, C_2-P_1ah – айхальская, C_3-P_1ts – туостахская, C_3-P_1mh – мохоголохская, C_3-P_1jr – юренская, C_3-P_1kg – кыгылтасская, C_3hl – халданская, C_3sg – суркечанская, P_1bt – ботуобинская, P_1jn – юнкюрская, P_1cc – чочосская, P_1hrb – харбалахская, P_1kb – кубалангдинская, P_1up – унгуохтахская, P_1hl – халджинская, P_1mg – мегенская, P_1ec – эчийская, P_1hb – хабахская, P_1tp – тумаринская, P_1pl – половинкинская, P_1kg – курунская, P_1ol – ольчанская, P_1ks – куслангинская, P_1br – бургавлинская, P_1dp – дянышкинская, P_1bm – бырандьинская, P_1kb – кобычанская, P_1-2pb – побединская, P_2pk – нижнекожевниковская, P_2vk – верхнекожевниковская, P_2ms – мисайлапская, P_2dz – джаргалахская, P_2br – боруллойская, P_2dg – дегалинская, P_2hm – хомустахская, P_2dl – диюлонская, P_2tr – тарагайская, P_2oh – онхойдохская, P_2hg – харыйасская, P_2kn – кюндейская, P_2lg – логлорская, P_2hr – хараулахская, P_2sn – сюренская, P_2dlg – дулгалахская, P_2dj – деленжинская, P_2mp – менкеченская, P_2cm – чамбинская, P_2ip – имтачанская, P_2jl – юлегирская, P_2am – амбарская

Западно-Верхоянский сектор

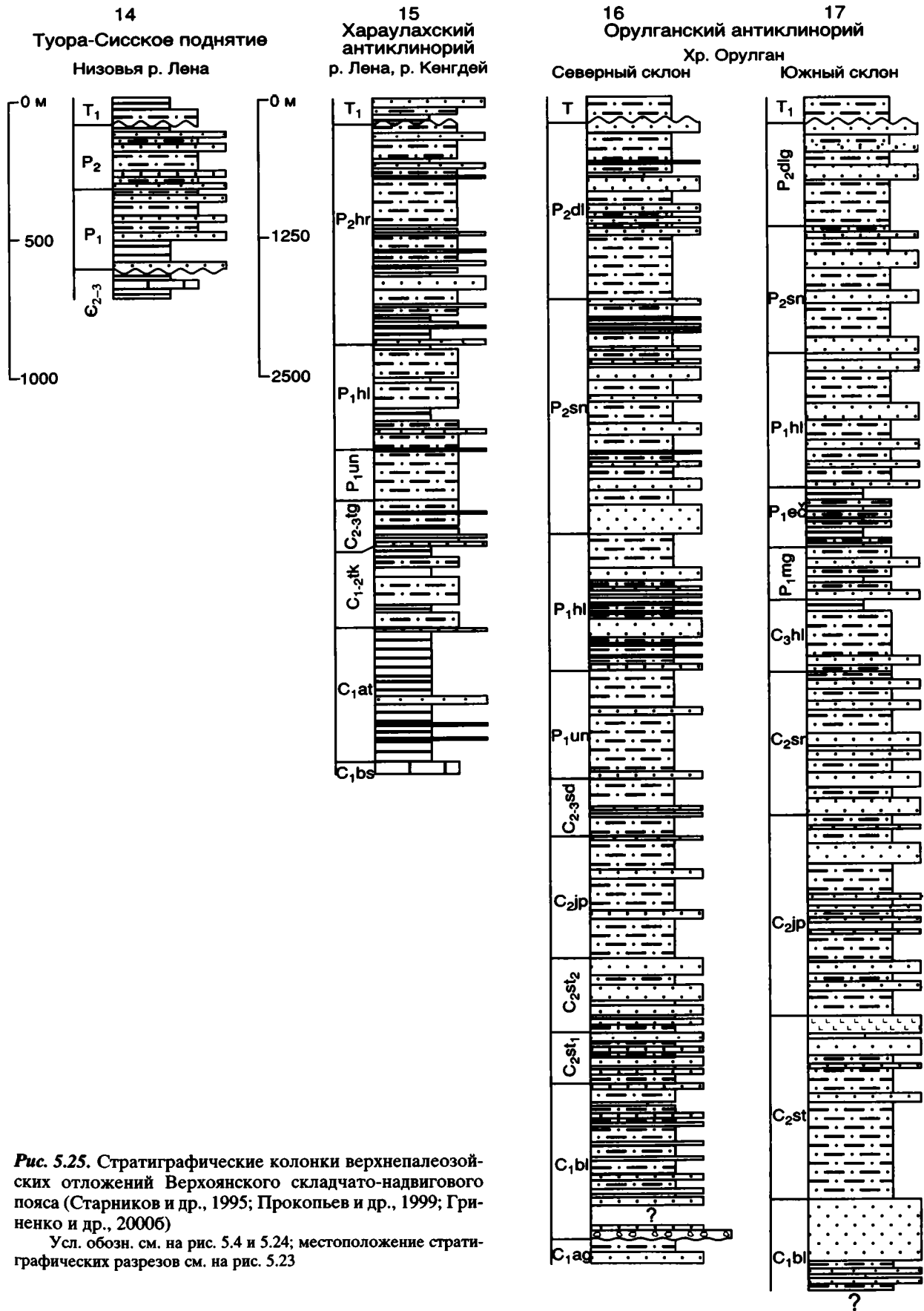


Рис. 5.25. Стратиграфические колонки верхнепалеозойских отложений Верхоянского складчато-надвигового пояса (Старников и др., 1995; Прокопьев и др., 1999; Грищенко и др., 2000б)

Усл. обозн. см. на рис. 5.4 и 5.24; местоположение стратиграфических разрезов см. на рис. 5.23

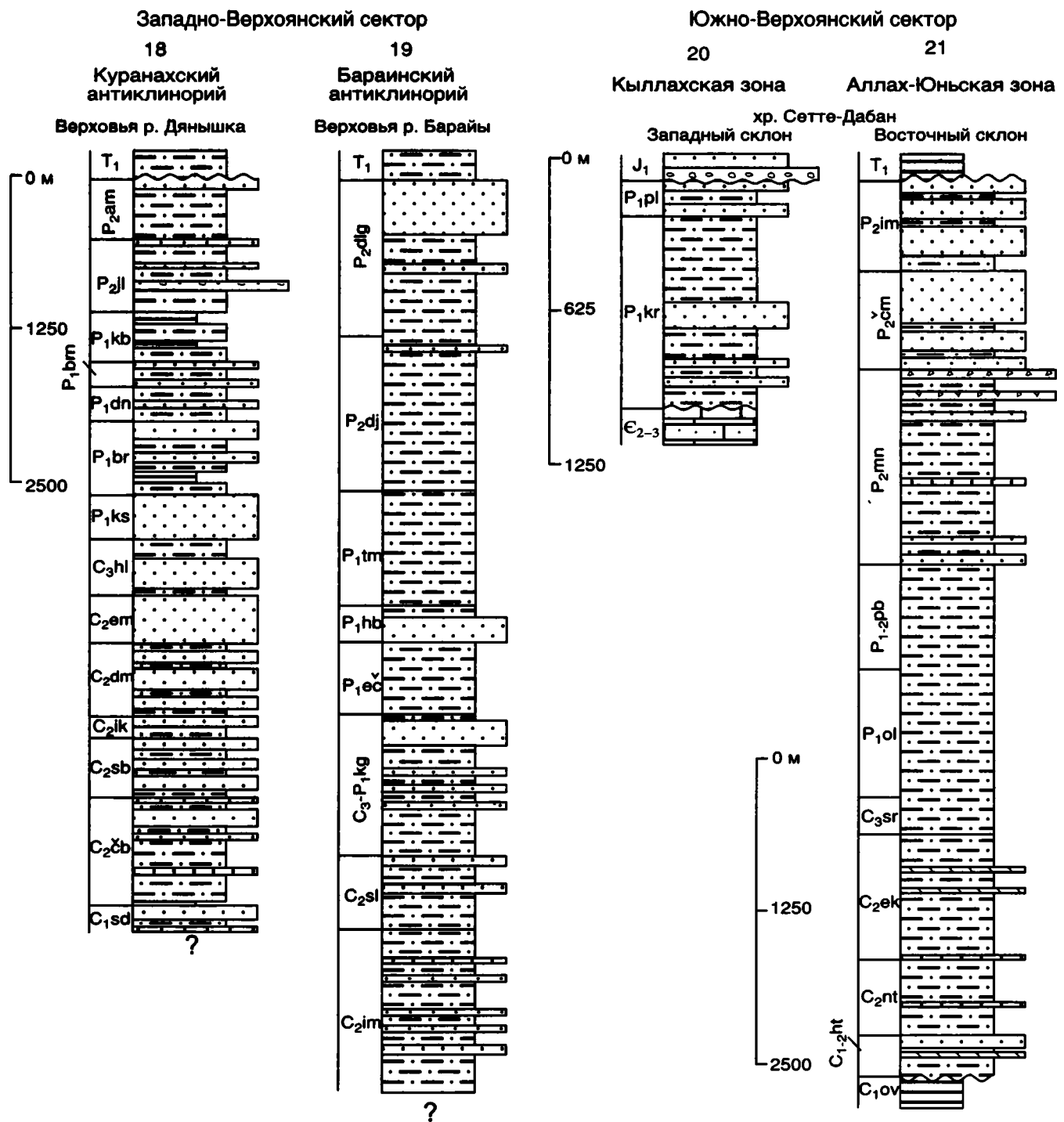


Рис. 5.25 (окончание)

Верхневизейские отложения (до 1500 м) залегают согласно и закономерно изменяют свой состав при удалении от Сибирской платформы. В пределах Южного сектора Верхоянского пояса в направлении с юга на север устанавливается следующая последовательность фаций: прибрежные калькарениты – шельфовые карбонатные породы – склоновые карбонатные турбидиты – глубоководные аргиллиты и фтаниты (Khudoley, Guriev, 1994). Характерны прослои и линзы пепловых туфов кислого и среднего состава (Булгакова, 1966). В составе склоновых и бассейновых фаций описаны горизонты с включения-

ми глыб размером до 400 м верхнедевонских и турнейских известняков, имеющих подводноползневое происхождение (Абрамов, 1970; Булгакова, 1976; Кропачев и др., 1988а).

Глубоководные кремнистые породы в северной части Верхоянского складчатого пояса слагают толщу мощностью 90 м, которая согласно залегает на органических известняках карбонатной платформы (Булгакова, 1976). Породы представлены спонголитами, глинистыми фтанитами, кремнистыми аргиллитами. Отмечаются линзы спиккуловых известняков. По направлению к Сибирской

платформе на расстоянии около 20 км кремнистая толща сменяется толщей так называемых крестяхских конгломератов (Богуш и др., 1963), обнажающихся на правобережье р. Лены в районе пос. Сокол и детально описанных М.Д. Булгаковой (1967). Эта толща с характерными признаками проксимальных турбидитов включает несортированные глыбовые брекчии, конгломераты и конгломерато-брекчии, которые выполняют каналы мощностью до 10 м, располагающиеся среди диамиктитов, песчаников и алевролитов с градационной слоистостью и многочисленными и разнообразными подводнооползевыми деформациями (рис. 5.26). Примечательно широкое распространение бентосной визейской фауны и более древних, перетолженных турнейских и даже силурийских остатков (Богуш и др., 1963).

Формирование карбонатной платформы в позднегурнейско-средневизейское время связано с началом общего термального опускания Верхоянской пассивной континентальной окраины, которое было обусловлено предшествующим рифтогенезом. Скорость накопления осадков не превышала $50 \cdot 10^{-3}$ мм/год (Худолей, Гурьев, 1998). В поздневизейское время происходит резкое погружение дна бассейна седиментации, скорость осадконакопления возрастает в 10 раз и составляет $500 \cdot 10^{-3}$ мм/год, что может быть связано с отчленением от окраины континента крупных блоков континентальной коры и началом формирования Оймяконского малого океанического бассейна (см. главу 19).

Залегающие выше мощные терригенные толщи карбона и перми слагают большую, западную часть Верхоянского складчато-надвигового пояса. Их соотношение с подстилающими образованиями до сих пор остается дискуссионным. По данным геологического картирования они залегают с угловым несогласием на нижнекаменноугольных и местами девонских отложениях (Ян-жин-шин, 1983; см. также рис. 5.21). Вместе с тем высказываются представления об их согласном залегании (Худолей, Гурьев, 1998). Угловое несогласие, если оно существует, следует связывать с проявлением эпизода рифтогенеза в конце раннего–начале среднего карбона.

Отложения среднего–верхнего карбона и перми представлены прибрежно-морскими, в том числе угленосными, дельтовыми, шельфовыми и гемипелагическими образованиями (Булгакова, 1976). Широко распространены турбидиты. Осадконакопление контролировалось подводными конусами выноса, которые реконструируются в северном, центральном и южном районах Верхоянского складчато-надвигового пояса (см. рис. 5.23) (Булгакова, 1982; Парфенов, 1984; Гусев и др., 1985; Япаскерт, 1989; Khudoley, Guriev, 1994). Глубоководные фации характерны преимущественно для каменноугольных отложений; сменяющие их пермские отложения вверх по разрезу становятся все более мелководными.

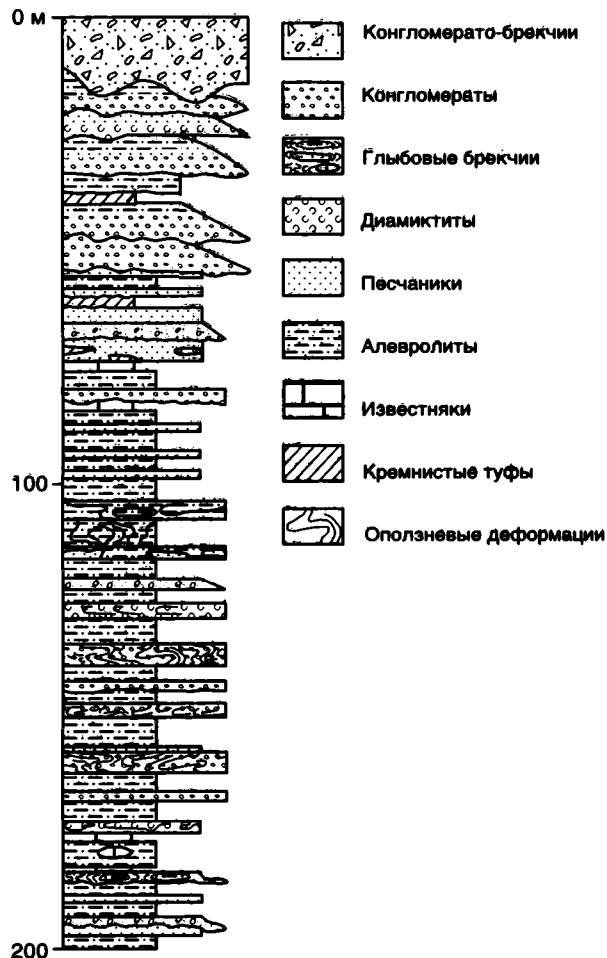


Рис. 5.26. Стратиграфический разрез крестяхских конгломератов визейского возраста (низовья р. Лены) (Булгакова, 1967)

Местоположение разреза см. на рис. 5.23

Такое строение разреза терригенного комплекса объясняется последовательной проградацией подводных конусов выноса в восточном направлении (рис. 5.27). Обломочный материал в бассейне седиментации поставлялся большими реками, типа современной р. Лены. Наиболее крупная из них, как предполагается, протекала через район Вилуйской синеклизы, и ее истоки, судя по характеру обломочного материала терригенных пород (Коссовская и др., 1960), находились в районе Байкальской горной области. Две другие речные системы намечаются в районах северной и южной окраин Сибирской платформы (Khudoley, Guriev, 1994).

Скорость накопления осадков в среднем-позднем карбоне и перми была весьма высокой и оценивается в среднем около $200 \cdot 10^{-3}$ мм/год (Худолей, Гурьев, 1998). Резкое увеличение ее отмечается в самом конце перми, на границе с триасом – до $500 \cdot 10^{-3}$ мм/год. Такое усиление скорости седиментации, по-видимому, свидетельствует о проявлении рифтогенеза на пассивной



Рис. 5.27. Генерализованный палеотектонический разрез через центральную часть Верхоянского складчато-надвигового пояса (Parfenov et al., 1995)
Местоположение разреза см. на рис. 5.23



Рис. 5.28. Листрический сброс в фамениских и турнейских отложениях Хараулахского хребта (правый берег р. Лены) (Парфенов, 1987а)
Местоположение разреза см. на рис. 5.23

окраине Сибирского континента. Возможно, этот же возраст имеют листрические сбросы, описанные в пермских отложениях на севере Верхоянского складчато-надвигового пояса (Парфенов, 1987а) (рис. 5.28), а также силлы, дайки и покровы раннетриасовых базальтов, которые деформированы совместно с вмещающими их осадочными породами карбона и перми (Ивенсен и др., 1975).

На границе перми и триаса на территории платформы произошло уникальное по своим масштабам излияние базальтов. Эти базальты, получившие название сибирских траппов, распространены преимущественно в пределах Тунгусской синеклизы, к западу от территории Якутии. Суммарная мощность покровов лав и туфов здесь местами достигает 3000 м. В восточной части платформы на территории республики преимущественно распространены интрузивные траппы, которые представлены протяженными полями силлов и редких даек, отмечающих зоны крупных расколов земной коры на восточной

окраине Тунгусской синеклизы, на юго-западном и северо-восточном склонах Анабарской антеклизы.

Магматизм начался с внедрения силлов и даек, затем ведущей становится интрузивно-эффузивная деятельность с излиянием огромного объема лав, образованием эруптивных аппаратов и накоплением туфогенно-осадочной толщи. На восточной окраине Тунгусской синеклизы формируются многоярусные гипабиссальные силлы, уходящие в восточном направлении на многие десятки и даже сотни км от магмоподводящих зон. Вблизи последних мощность силлов достигает 500 м с постепенным ее уменьшением к фронтальным частям залежей до 10–15 м. Дайки обычно представляют собой магмоподводящие каналы и в целом немногочисленны. Многоярусные силлы суммарной мощностью в несколько сотен метров вскрыты бурением по бортам синеклизы в палеозойском чехле. Выделяются следующие наиболее типичные разновидности базитов: недифференцированные и слабо-дифференцированные интрузивы долеритов, оливиновых долеритов и габбро-долеритов; дифференцированные интрузивы от троктолитовых габбро-долеритов до гранофиров; интрузивы с анортзитовой тенденцией дифференциации, сложенные долеритами, оливиновыми

габбро-долеритами и анортозитовыми габбро-долеритами; интрузивы магнезиальных габбро-долеритов с непромышленной сульфидной и самороднометаллической минерализацией, дифференцированные от долеритов и габбро-долеритов до пикродолеритов и плагиоклазитов; интрузивы субщелочных долеритов (Олейников, Томшин, 1991). Наиболее распространены недифференцированные и слабо дифференцированные интрузивы. Магма большинства из них после ухода из зоны магмогенерации не испытала заметных преобразований. Все разнообразие пород, слагающих эти тела, в основном обусловлено процессами внутрикамерной дифференциации, которая определяется объемом поступившего расплава и мощностью залежи. Доминирующие породы – долериты и габбро-долериты.

Особую группу представляют интрузивы с анортозитовой тенденцией дифференциации (Олейников, Томшин, 1976). Появление в них анортозитов обусловлено остановкой расплава и сменой режима растяжения на сжатие. Зародившаяся базальтовая магма на пути в камеру интрузива в обстановке сжатия сдерживается в приграничных с корой участках верхней мантии и эволюционирует в промежуточном очаге при параметрах $T = 1350\text{--}1500\text{ }^\circ\text{C}$, $P = 10\text{--}12$ кбар, т.е. на глубине 35–40 км, $f_{\text{O}_2} = 10^{-12}$ бар. Эволюционирующий в таких условиях расплав независимо от особенностей его первичного состава достигает стадии образования высокоглиноземистой магмы (Al_2O_3 до 22–23%) за счет удаления из нее ранних магнезиальных фаз (форстерит-хризолита, магнезиального граната и хромшпинелида). Эволюция расплава в глубинном промежуточном очаге сопровождалась кристаллизационной дифференциацией, активного взаимодействия его с веществом интрателлурического восстановительного флюида, транспортировавшего из области исходного магнеобразования ряд элементов, прежде всего халькофильных. Вследствие такого взаимодействия система преобразуется из типично магматической во флюидно-магматическую (Олейников и др., 1980; Томшин, Олейников, 1997). В ней широко проявляются процессы металлизации, обусловившие металл-силикатную ликвацию (Олейников и др., 1985). Возрастание активности серы в трансмагматическом флюиде обеспечивает сульфид-силикатную ликвацию и сульфуризацию ранее выделившейся металлической фазы. В ходе последующего перемещения расплава к земной поверхности и с началом массовой кристаллизационной дифференциации к гравитационному и флотационному разделению вещество добавляется дифференциация расплава на основе синнезиса. При поступлении полифазового магматического субстрата в гипабиссальную камеру формируются тела с обособлениями анортозитовых габбро-долеритов.

В геохимическом отношении подобная эволюция обуславливает снижение в базальтовом расплаве общего количества Fe и Mg, рост его глиноземистости и известковистости при относительном увеличении железистости. Флюид привносит в расплав K и ряд литофильных элементов (Rb, В, U, реже Th). Важнейшая геохимическая особенность расплава, претерпевшего анортозитовую тенденцию дифференциации, – динамичное поведение в нем халькофильных элементов, а также Ni и Co, проявляющих халькофильные свойства в обстановке высокой активности S. Среди пермско-раннетриасовых траппов преобладают толеитовые базальты (рис. 5.29), петрохимические и геохимические особенности которых определяются процессами исходного магнеобразования.

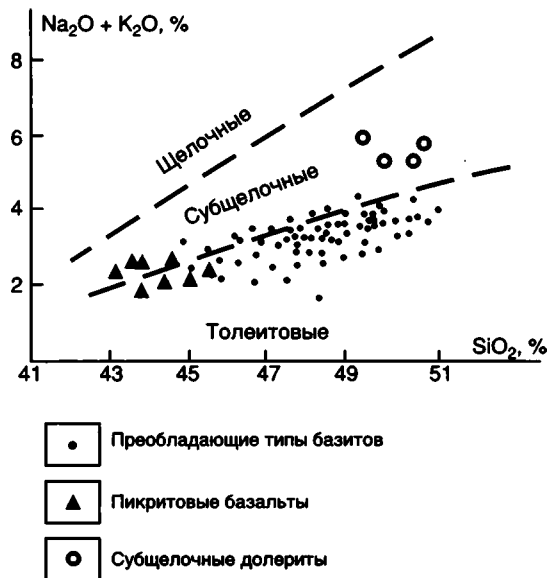


Рис. 5.29. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{--}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для пермско-раннетриасовых траппов

По сравнению с базитами рифтовых зон они характеризуются пониженными и обычными для толеитов содержаниями TiO_2 , P_2O_5 и большими концентрациями Ni и Cr. Они устойчиво обеднены V, Sr, Ba и В (Олейников, 1979; 1984; Олейников, Саввинов, 1980).

Возраст траппового магматизма Сибирской платформы, согласно геологическим данным, обычно определяется как конец перми–начало триаса. K-Ag датирование (сотни определений) дают большой интервал значений: от 270 до 220 млн лет, т.е. от начала перми и почти до конца триаса. Согласно $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ датированию формирование всей мощной лавовой толщи в наиболее изученном Норильском районе происходило в интервале $248,3 \pm 1,7\text{--}246,9 \pm 2,5$ млн лет (Venkatesan et al., 1997). Близкие $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ датировки получены и в других районах Тунгусской синеклизы (Renne, Basu, 1991; Basu et al., 1995; Dalrymple et al., 1995). Специальное геохронологическое изучение траппов Норильского района с датированием цирконов и изучением особенностей их палеомагнетизма приводит к выводу, что трапповый магматизм приурочен к границе перми и триаса и продолжался менее 1 млн лет (практически мгновенно в геологическом масштабе времени) (Campbell et al., 1992). Такого типа магматизм лучше всего объясняется мантийной струей (плюмом), которая зарождается на границе ядра и мантии и никак не связана со структурами литосферы (Альмухамедов и др., 1999; White, McKenzie, 1995).

Извержение сибирских траппов было одним из самых крупных наземных вулканических извержений в фанерозойской истории Земли. Общий объем вулканического материала оценивается в $2 \cdot 10^6\text{--}3 \cdot 10^6$ км³ (Campbell et al., 1992). В

результате вулканизма, имевшего место в исключительно короткое время, в атмосфере Земли резко увеличилось содержание SO_2 и вулканической пыли, что привело к появлению кислотных дождей и глобальному похолоданию климата. Граница перми и триаса в истории Земли примечательна вымиранием многих групп организмов и резкими изменениями уровня Мирового океана (до 280 м), которые включают два периода резкой регрессии моря и два периода более интенсивной трансгрессии в течение нескольких миллионов лет. Такие изменения объясняются быстрыми колебаниями климата, обусловленными увеличением полярных льдов и их последующим таянием.

МЕЗОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Термальное опускание восточной части платформы, начавшееся в среднем карбоне, сохранялось и в мезозойское время. Продолжается формирование осадочных бассейнов, начавшееся в позднем палеозое. В опускание втягиваются борты осадочных бассейнов (рис. 5.30). Юрские отложения залегают трансгрессивно, запечатывая отложения триаса и верхнего палеозоя. Триасовые, нижне- и среднеюрские отложения (до 700 м) представлены преимущественно морскими мелководными песчано-глинистыми образованиями, которые на северо-западном и юго-восточном бортах Вилуйской синеклизы замещаются континентальными песками и конгломератами мощностью до 200 м (рис. 5.31, 5.32). Верхнеюрские и меловые отложения выполняют Приверхоанский краевой прогиб, примыкающий к фронту Верхоянского складчато-надвигового пояса и сливающийся с Вилуйской синеклизой. Они образованы преимущественно континентальными песчаниками, песками, алевролитами, глинами и углями. Мощность их максимальна (до 4500 м) вблизи фронта Верхоянского складчато-надвигового пояса и резко уменьшается (до нескольких сотен метров) в сторону платформы. В низах разреза присутствуют мелководные прибрежно-морские отложения. Смена морских отложений на континентальные в большей части бассейна произошла в поздней юре, на севере – в начале раннего мела. В Приверхоанском прогибе преобладают фации озерно-аллювиальных равнин, которые в сторону платформы сменяются фациями руслового аллювия, а к северу, по простирацию прогиба – фациями приморской аллювиальной равнины и прибрежного мелководья (Япаскурт, 1992). Верхнемеловые отложения (до 1000 м) представлены континентальными грубозернистыми песками и песчаниками, каолиновыми

глинами, характерны прослои бурых углей, лигнитов и конгломератов.

Приверхоанский прогиб заполнялся осадками в поздней юре и раннем мелу, согласно данным О.В. Япаскурта (1992), почти исключительно за счет сноса со стороны Сибирской платформы. Главный источник сноса находился на юге платформы, в районе Алдано-Станового щита. Гор на месте Верхоянского складчато-надвигового пояса еще не существовало. Они, согласно О.В. Япаскурту, возникли лишь в позднем мелу, но не были высокими, поскольку верхнемеловые отложения характеризуются олигомиктовым составом обломочного материала, принесенным, по-видимому, с востока.

Магматические образования предположительно позднеюрско-мелового возраста известны на северо-востоке платформы, в районе Оленёкского поднятия. Они представлены трубками кимберлитов и карбонатитов (Брахфогель, Жуков, 1980; Ковальский и др., 1969; Комаров, Илупин, 1978; Маршинцев, 1974).

В Верхоянском складчато-надвиговом поясе широко распространены триасовые отложения, которые вблизи фронтальной зоны пояса перекрывают пермские отложения с размывом, а в более восточных, внутренних его районах связаны с ними постепенными переходами (рис. 5.33, 5.34). Нижне- и среднеюрские отложения слагают лишь ядра наиболее крупных синклиналей (Коростелев, 1979; Веклич, 1979). Они представлены сходными по составу с триасовыми морскими шельфовыми, преимущественно тонкообломочными отложениями мощностью около 2000 м с остатками фауны, родственной фауне Сибирской платформы. Эти данные указывают на то, что в прошлом нижне- и среднеюрские отложения характеризовались здесь широким площадным распространением. Их современное фрагментарное распространение объясняется размывом в последующее время. Мезозойские отложения Верхоянского складчато-надвигового пояса в целом характеризуются той же последовательной сменой континентальных фаций прибрежно-морскими и шельфовыми, что и подстилающие их верхнепалеозойские образования. Однако эти фациальные границы отчетливо смещены к востоку относительно подобных границ в отложениях верхнего палеозоя, что свидетельствует о проградации Верхоянской пассивной континентальной окраины в восточном направлении (см. рис. 5.27).

В Кобюминской синклинали, расположенной в юго-восточной части Верхоянского складчато-надвигового пояса, среди раннеюрских отложений устанавливается толща лав, туфов, а также силлы и дайки трахибазальтов, базальтов и андезито-базальтов (Коростелев, 1979).

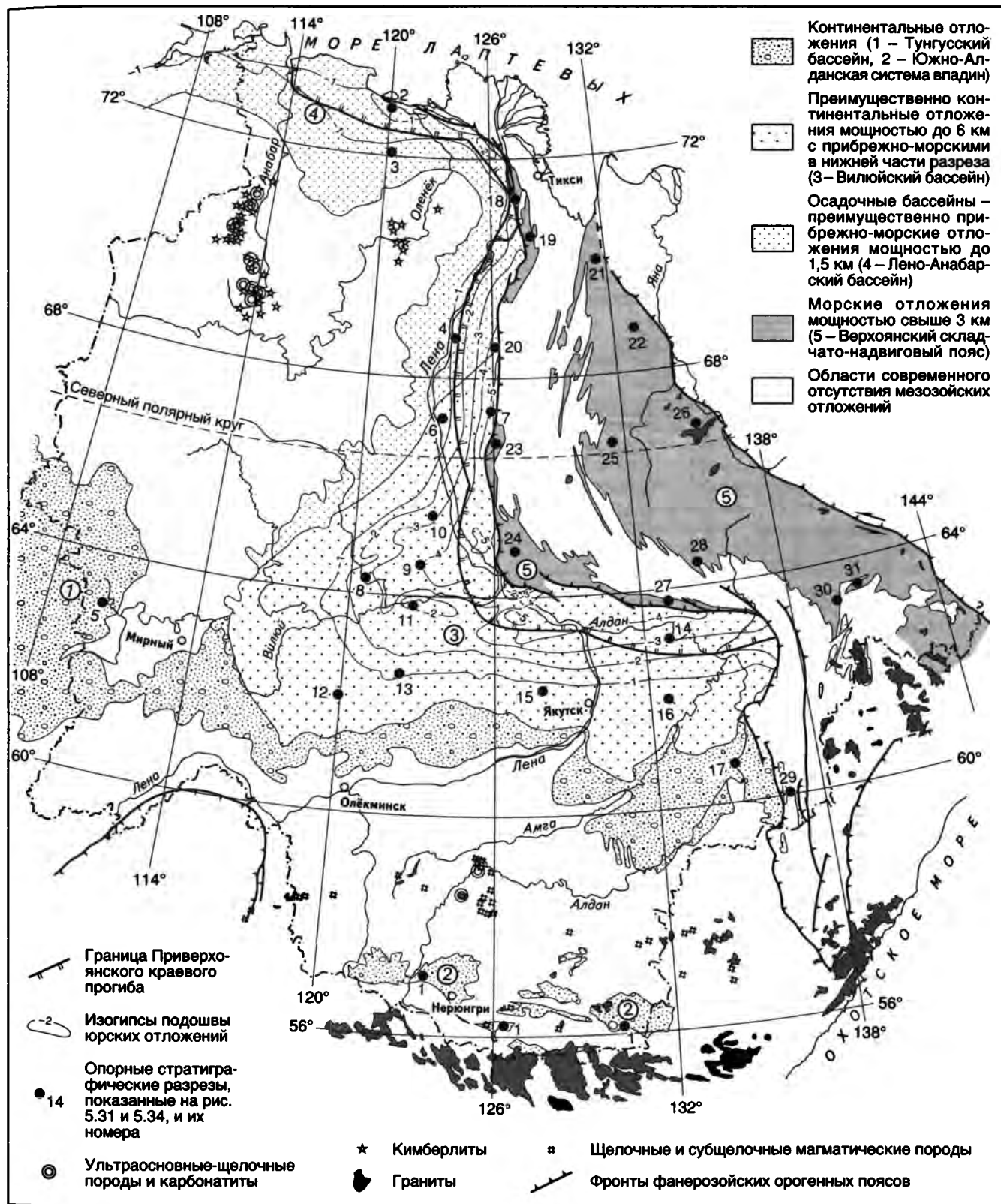


Рис. 5.30. Мезозойский структурный ярус

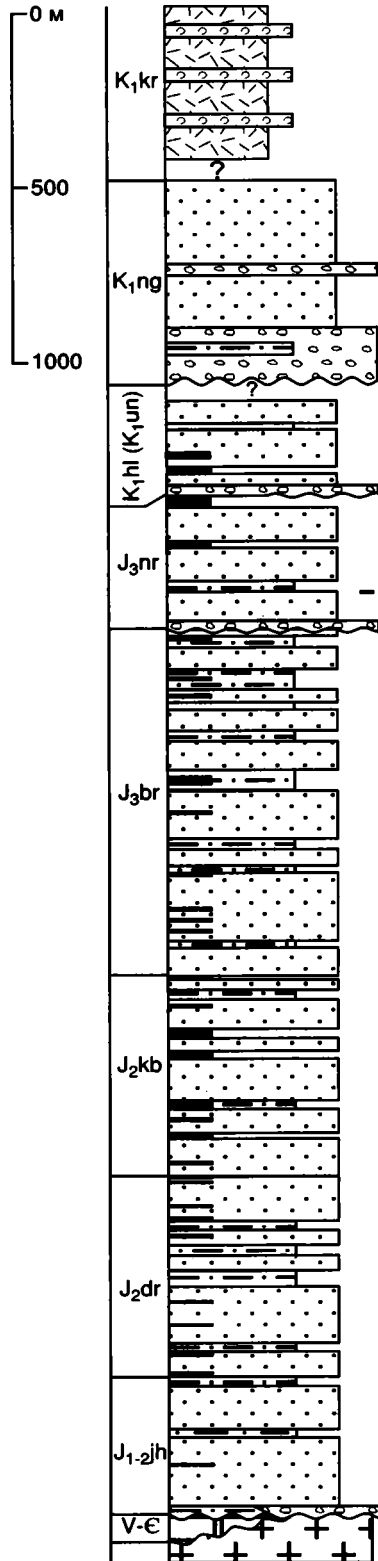
Юрские и меловые образования, представленные мощными угленосными отложениями и магматитами различного типа, широко распространены в южной части Сибирской платформы,

в пределах Алдано-Станового щита. Их природа существенно отлична от природы охарактеризованных выше образований того же возраста. Здесь на крайнем юге республики выделяется

Южно-Алданская система впадин

1

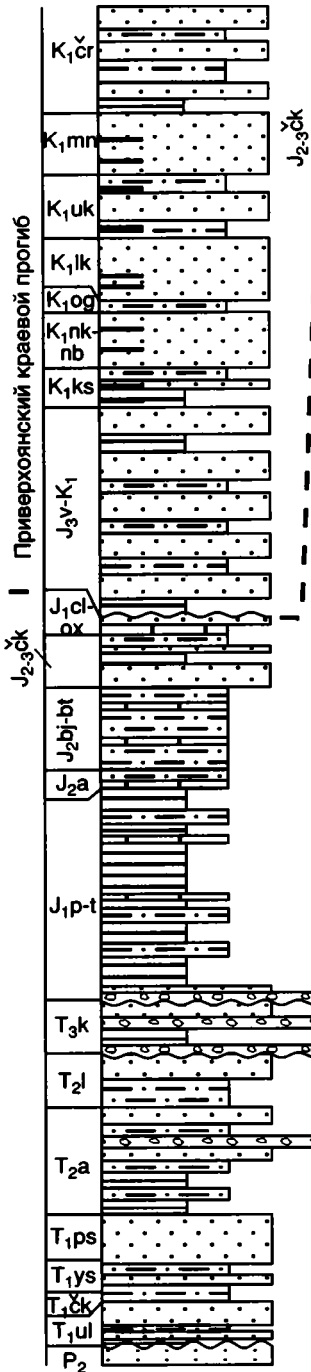
рр. Чульман, Тимптон, Сутам, Ундыткан



Лено-Анабарский бассейн

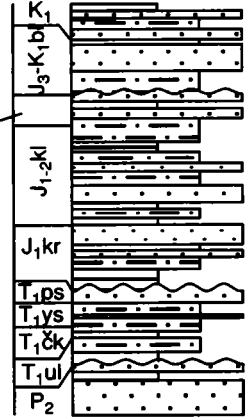
2

Усть-Оленёкская скв. 2370, р. Оленек



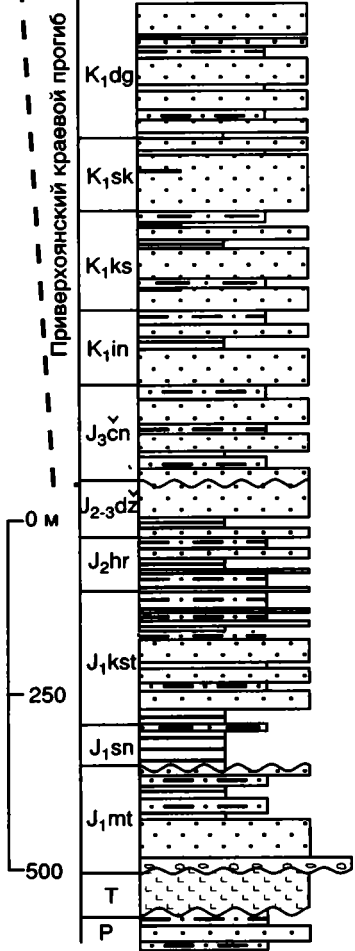
3

Хастахская скв. 930



4

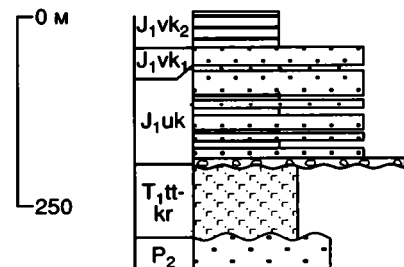
Джарджанская скв.



Тунгусский бассейн

5

Скв. К-632, р. Верхняя Чуоналыр, р. Алымдя



Южно-Алданская система впадин, включающая Чульманскую (240×80 км), Токинскую (150×60 км) и около 20 более мелких впадин, протянувшихся в виде широкой (120 км) полосы широтного простираания. Они выполнены терригенными угленосными лимническими отложениями юрского (главным образом) и неокомового возраста (Сюндюков и др., 1979; Желинский, 1980) и имеют в разрезе асимметричное строение. Наиболее глубоко фундамент опущен в их южных частях, вблизи ограничивающих впадины разломов, где мощность отложений, согласно геофизическим данным, достигает 4000 м (Павлов, Парфенов, 1973). Большая часть их мощности приходится на верхнеюрские отложения, тогда как мощность ниже- и среднеюрских отложений не превышает 500 м и выдерживается в пределах впадин (см. рис. 5.31).

Юрские отложения южных зон впадин обычно интенсивно дислоцированы. В наиболее изученной Чульманской впадине здесь установлены антиклинальные и

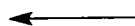


Рис. 5.31. Стратиграфические колонки мезозойских отложений южных, северных и западных районов Сибирской платформы (Желинский, 1980; Казаков, Граусман, 1988; Полуниин и др., 1995; Проккопьев и др., 1999)

Усл. обозн. см. на рис. 5.4; местоположение стратиграфических разрезов показано на рис. 5.30

Возрастные подразделения и свиты: T_{1i} – индийский ярус, T_{1o} – оленёкский ярус, T_{1ul} – улахан-юрская, T_{1ck} – чекановская, T_{1ys} – ыстынахская, T_{1ps} – пастахская, T_{1tt-kr} – тутончанская и корвунчанская, T_{1nd} – неджелинская, T_{1tg} – таганджинская, T_{1mp} – мономская, T_{1sg} – сагынканская, T_{1-3tl} – тулурская, T_{2a} – анизийский ярус, T_{2l} – ладинский ярус; T_{2ts-kr} – тас-юрская и карангатинская, T_{2ag} – агабытинская, T_{2-3es} – эселэюрская, T_{2ib} – толбонская, T_{3k} – карнийский ярус, T_{3n} – норийский ярус, T_{3os-od} – оспайская и чайдахская, T_{3eb} – эбитиемская, T_{3kr} – караданская, T_{3ms} – муосучанская, T_{3br} – бырахсанджинская, T_{3hd} – хедаличенская, T_{3br} – бырандянская, T_{3-J₁kb} – кыбытыгасская, J_{1g-s} – геттангский и синемюрский ярусы, J_{1p-t} – плинсбахский и тоарский ярусы, J_{1kr} – кыринская, J_{1mt} – моторчунская, J_{1sn} – сунтарская, J_{1ks} – кызылсырская, J_{1kst} – кыстатымская, J_{1uk} – укугутская, J_{1vk} – вакунайкинская, J_{1tn} – тюнгская, J_{1kr} – красноалданская, J_{1kl} – килляхская, J_{1st} – сетегейская, J_{1em} – эмперийская, J_{1r-nk} – иркинская и некунская, J_{1ol-sg-nm} – ольченская, сугуланская и намыкытская, J_{1nk} – некунская, J_{1bb} – байбыканская, J_{1-2jh} – юхтинская, J_{1-2kl} – келимьярская, J_{1-2bl-bt} – билляхская и батаранынская, J_{2a} – ааленский ярус, J_{2bj-bt} – байосский и батский ярусы, J_{2hg} – хоронгская, J_{2jak} – якутская, J_{2dr} – дурайская, J_{2kb} – кабактинская, J_{2sg} – сугджинская, J_{2lh} – лоханская, J_{2sn} – сынчинская, J_{2es} – эсселехская, J_{2-3ck} – чекуровская, J_{2-3dž} – джаскойская, J_{2-3st} – станюряхская, J_{3br} – беркажитская, J_{3pr} – нерюнгринская, J_{3cl-ox} – келловейский и оксфордский ярусы, J_{3cp} – чонокская, J_{3nv} – нижевиллюйская, J_{3mr} – марыкчанская, J_{3br} – бергеинская, J_{3v-K₁} – волжский ярус–нижний мел, J_{3-K₁bl} – буолкалахская, K_{1hl} – холодниканская, K_{1up} – ундытканская, K_{1ng} – нагорнинская, K_{1kr} – карауловская, K_{1ks} – кюсюрская, K_{1nk-nb} – надкюсюрская и надбулунская, K_{1og} – огонерюряхская, K_{1lk} – лукумайская, K_{1uk} – укинская, K_{1mp} – менгюряхская, K_{1cr} – чарчикская, K_{1ip} – ынгырская, K_{1sk} – сиктяхская, K_{1dg} – джарджанская, K_{1dn-hs} – дьянгыйская и хосюряхская, K_{1bt} – батыльхская, K_{1ex} – эксеняхская, K_{1ht} – хатырькская, K_{1hr} – хаиргасская, K_{1kg} – кигилляхская, K_{1cp} – чонкогорская, K_{1bl} – булунская, K_{1bh} – бахская, K_{1-2tm} – тимердяхская, K_{1-2ag} – аграфеновская, K_{2cr} – чиримыйская

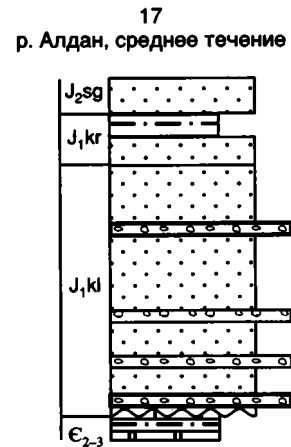
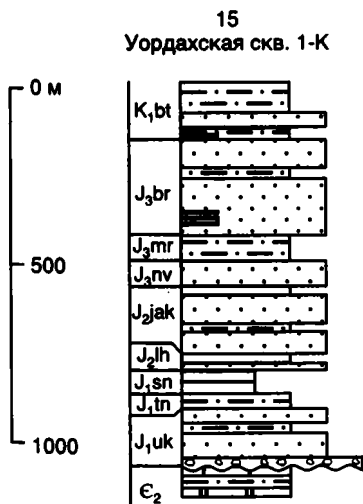
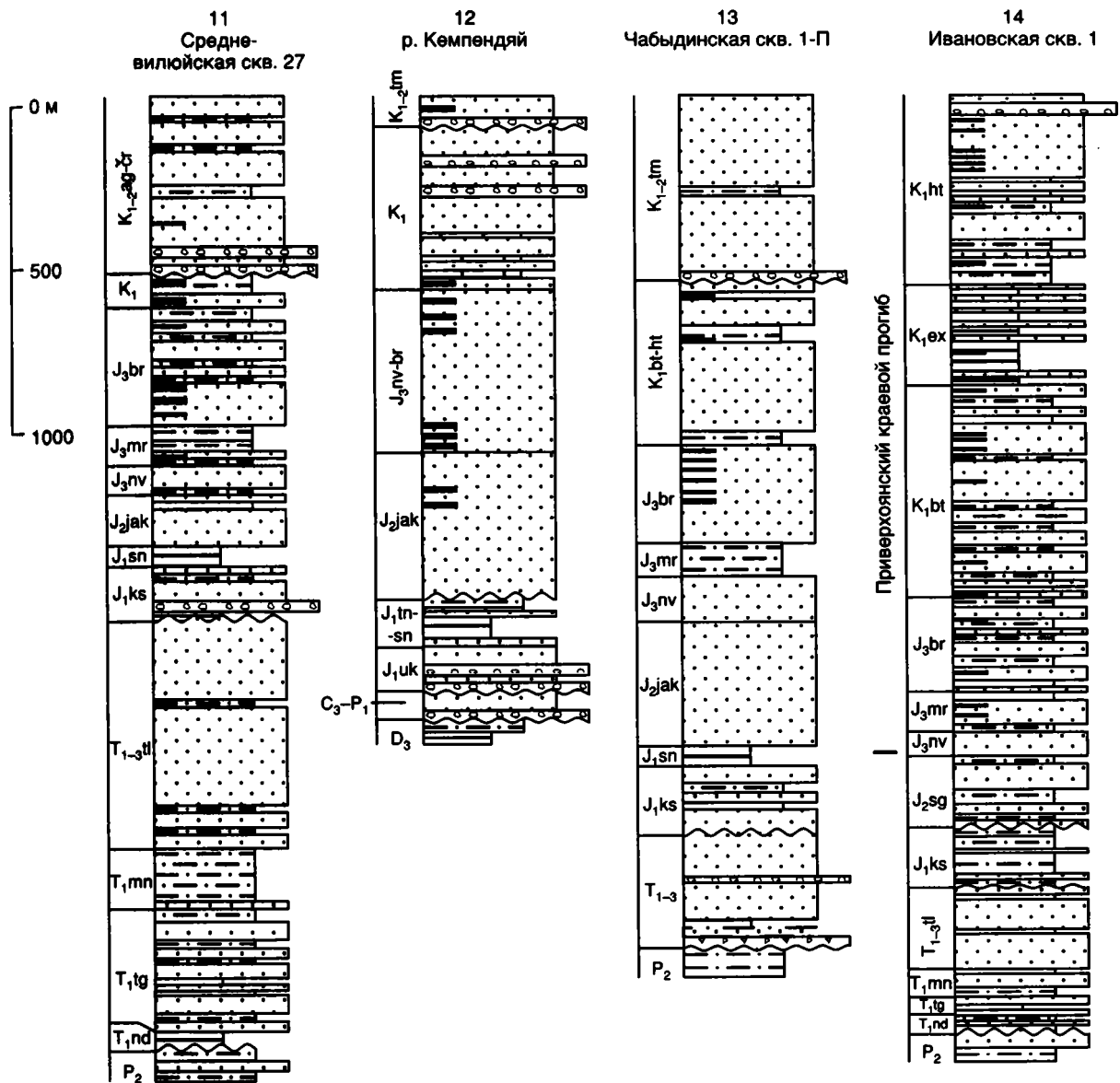
синклинальные складки шириной до нескольких километров с углами наклона крыльев 40–70°, осложненные многочисленными субпараллельными взбросами, наклоненными к югу (Мокринский, 1961). В пределах большей, северной части крупных впадин юрские отложения залегают спокойно, с наклоном 0–2°, полого погружаясь к югу.

Разломы, ограничивающие впадины с юга, представляют собой надвиги, местами крутые, а местами пологие, переходящие в покровы, по которым архейские толщи надвинуты на юрские отложения. Амплитуда горизонтального перемещения по Южно-Чульманскому надвику, ограничивающему с юга Чульманскую впадину, по геофизическим данным оценивается до 15 км (Павлов, Парфенов, 1973).

Накопление мезозойских осадков происходило в едином предгорном бассейне, возможно состоящем из ряда седиментационных ванн, разделенных поперечными поднятиями (Ишина, 1961; Мокринский, 1961; Желинский, 1980). Главным источником сноса обломочного материала во все время существования бассейна оставалось располагавшееся южнее Становое поднятие. Превышения рельефа в его пределах, как считает Т.А. Ишина, небольшие, так как даже на южной окраине впадин отсутствуют грубообломочные отложения конусов выноса. Такие образования небольшой мощности отмечаются лишь в самых низах и в верхах разреза. Этот вывод справедлив, если только грубообломочные фации не оказались погребенными под надвигами.

Большая мощность верхнеюрских отложений и отчетливое увеличение ее в южных частях впадин свидетельствует о воздыманиях в пределах Станового поднятия, где резкое усиление тектонических движений приходится на конец неокома–апт. Данный предгорный прогиб рассматривается как тыловой прогиб активной континентальной окраины, располагавшейся южнее, за пределами территории республики, на южной окраине Алдано-Станового щита (Парфенов, 1984). Магматический пояс этой активной окраины Сибирского континента представлен гранодиоритовыми батолитами юрско-неокомового возраста.

Севернее Южно-Алданской системы впадин выделяется Чаро-Учурское поднятие, которое отделяет впадины от Вилюйской синеклизы. Это поднятие значительно более пологое, чем Становое. На больших площадях оно было перекрыто юрскими отложениями, о чем свидетельствует наличие в различных районах щита их маломощных (сотни метров) покровов, сохранившихся от размыва. Тем не менее в юрское время поднятие служило основным поставщиком обломочного материала для южных районов Вилюйской синеклизы, что доказывается минералогическим анализом обломочной составляющей терригенных пород и изотопными определениями возраста обломков биотита и микроклина (Дубарь, 1962). Г.П. Дубарь отмечает полиминеральный состав юрских песчаников в Нижнеалданском районе, присутствие обломков свежих малоустойчивых



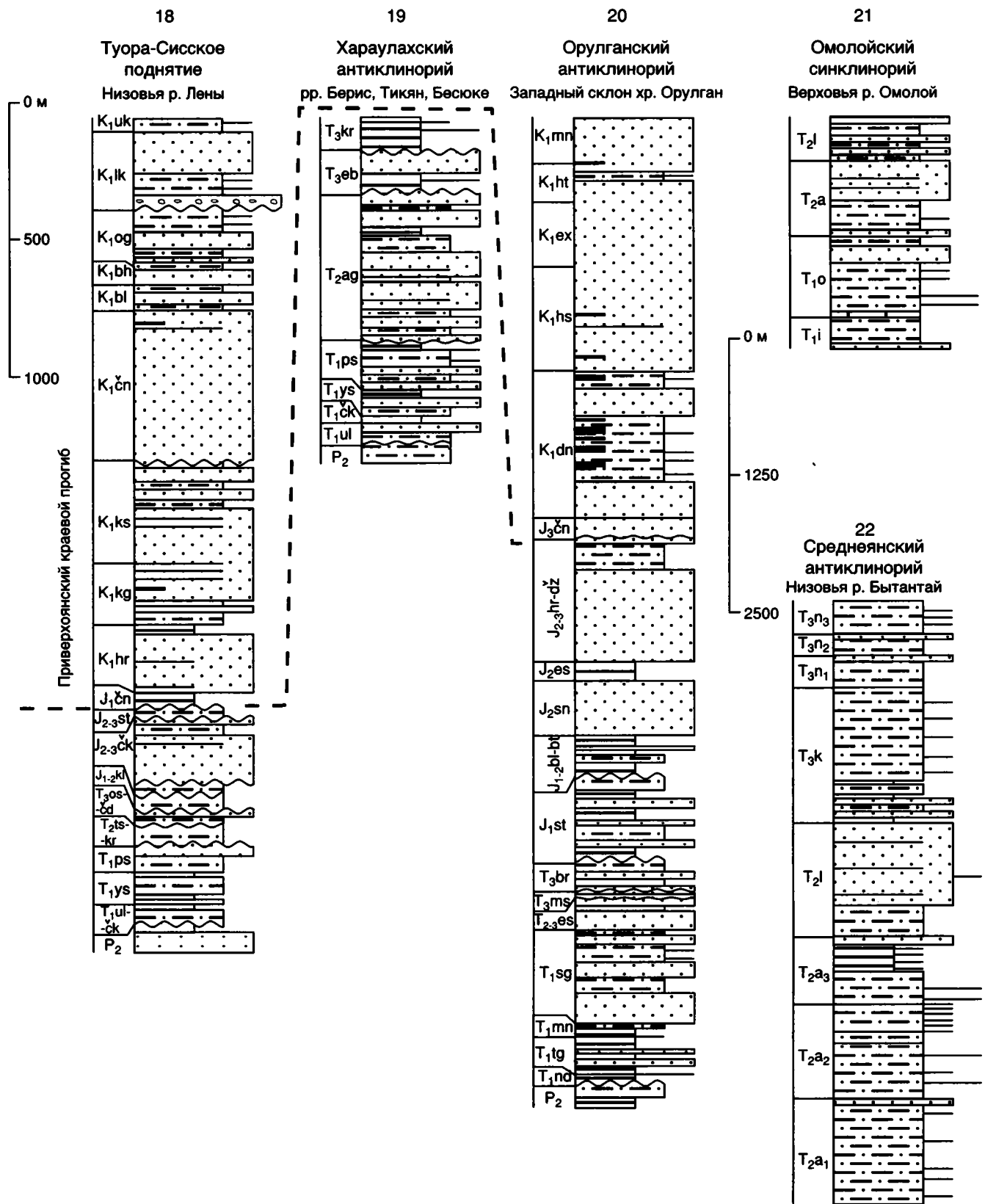
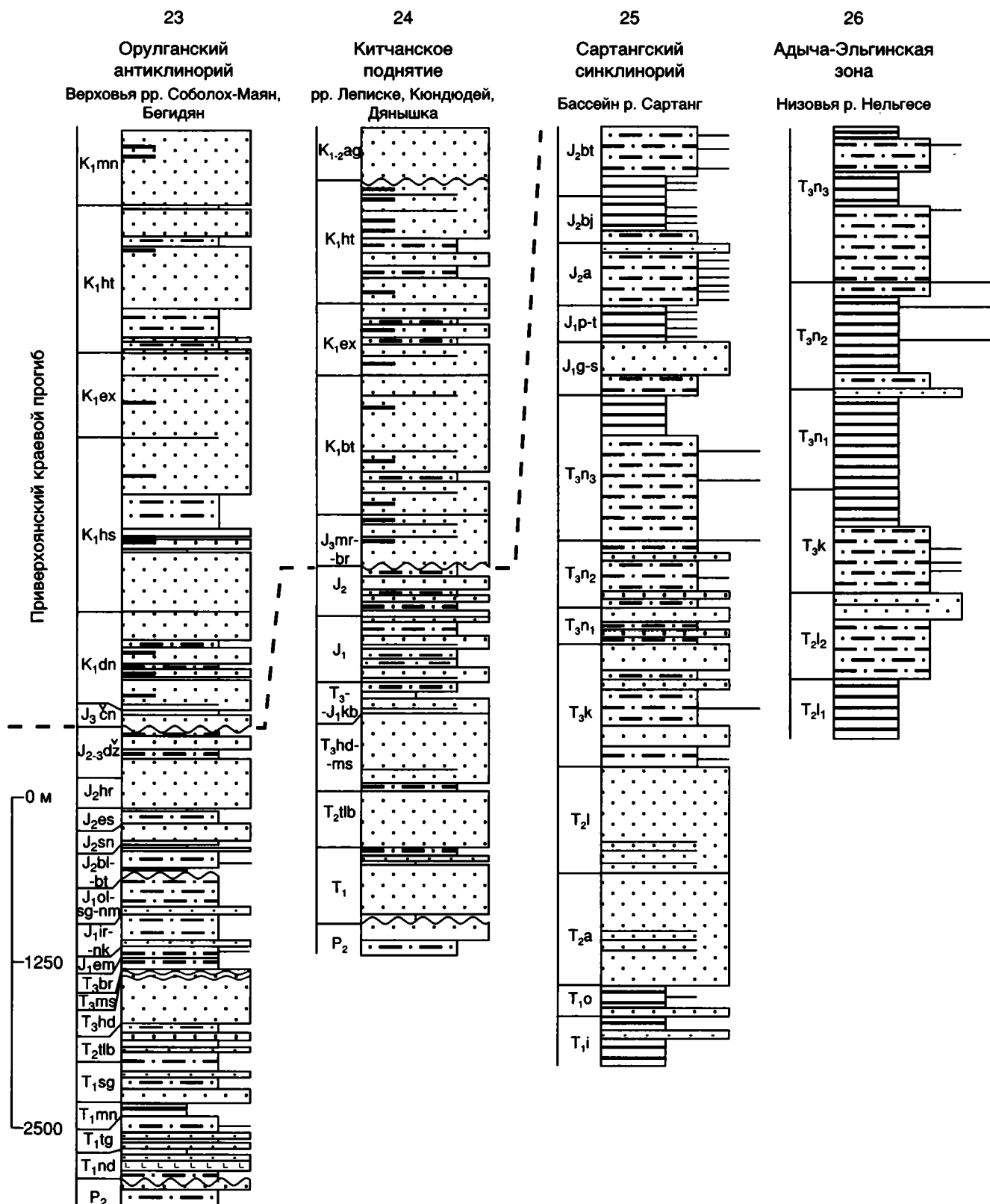


Рис. 5.33. Стратиграфические колонки мезозойских отложений Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (Спектор, 1995; Прокопьев и др., 1999; Гриненко и др., 20006)

Усл. обозн. см. на рис. 5.4 и 5.31; местоположение стратиграфических разрезов см. на рис. 5.30



минералов (эпидота, основного плагиоклаза и др.), что указывает на значительную расчлененность рельефа в области питания, преобладание механического разрушения над химическим, большую скорость эрозии и накопления.

Возникновение Чаро-Учурского поднятия

относится к началу среднеюрского времени (Минкин, 1960; Желинский, 1980). В раннеюрское время северная часть Алдано-Станового щита в пределах территории республики испытывала равномерное погружение, о чем свидетельствует выдержанность мощности нижнеюр-

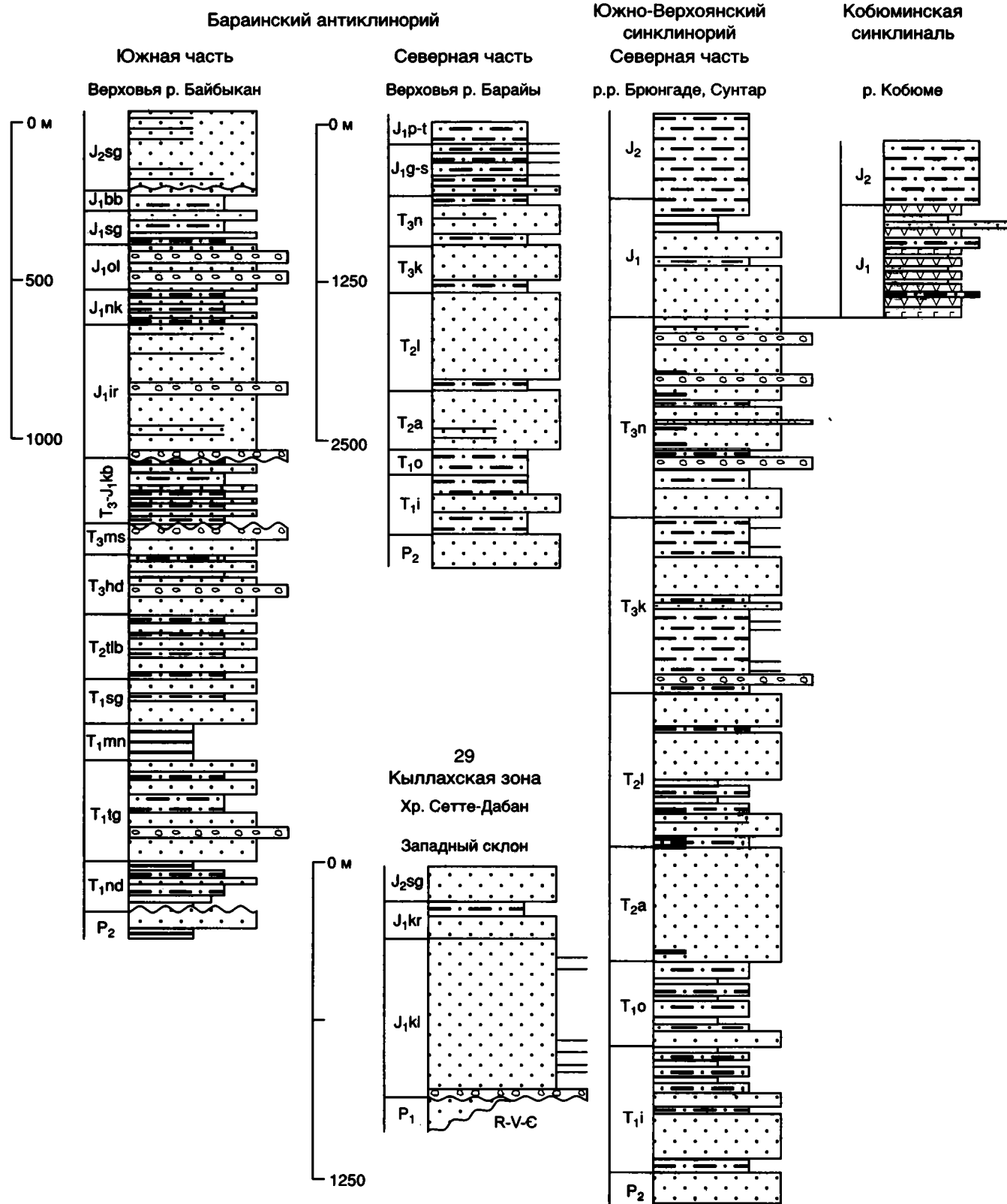


Рис. 5.34. Стратиграфические колонки мезозойских отложений Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (Гриненко и др., 2006; Старников и др., 1995)

Усл. обозн. см. на рис. 5.4 и 5.31; местоположение стратиграфических разрезов см. на рис. 5.30

ских отложений (в пределах 350–450 м). В меловое время основным источником сноса обломочного материала для южной окраины Виллюйской синеклизы становится Становое поднятие (Дубарь, 1962). Чаро-Учурское поднятие к этому времени было уже, по-видимому, в значительной степени сивелировано. В его пределах в мезозое широко проявились блоковые перемещения фундамента преимущественно вдоль разломов северо-восточного и северо-западного простираний и магматические процессы, выразившиеся в формировании многочисленных мелких гипабиссальных интрузивов и вулканитов. Магматические образования характеризуются большим разнообразием состава (известково-щелочные гранитоиды, субщелочные и щелочные калиевые породы, дуниты, кимберлиты) и различными формами проявления (штоки, дайки, силлы, кольцевые интрузивы, кальдеры) (Минкин, 1960; Максимов, 1975). Они группируются в определенные узлы, за пределами которых отсутствуют или весьма редки. Вместе с тем, в целом, они образуют пояс широтного простирания, охватывающий Чаро-Учурское поднятие и частично Южно-Алданскую систему впадин.

Мезозойский магматизм развивался в течение весьма длительного времени. Наиболее ранние его этапы фиксируются наличием галек магматических пород в нижнеюрских конгломератах (Минкин, 1960; Биджиев, Минаева, 1961).

Присутствие витрокластических туфов и туфогенных песчаников в отложениях всех отделов юры указывает на развитие магматизма в юрское время, а прорывание интрузивами верхнеюрских отложений свидетельствует о продолжении его и в мелу.

Л.М. Минкин (1960) обращает внимание на зональность в изменении состава мезозойских магматических образований вкрест простирания пояса. В Сутамском и Гонамском районах, ближе всего расположенных к поясу гранодиоритовых батолитов Станового поднятия, преобладают известково-щелочные гранодиориты при небольшом количестве щелочных пород, возрастающем при удалении от края щита. В Тыркандинском и Хатыминском районах средний состав пород близок сиенитам, возрастает количество и разнообразие щелочных пород. Наибольшее их количество, в том числе с нефелином и лейцитом, характерно для Верхнеамгинского и Центрально-Алданского районов, значительно удаленных от Станового хребта.

Устанавливаемая здесь зональность в изменении состава близких по возрасту магматических пород в целом характерна для активных континентальных окраин. Б.Т. Лутц (1980) находит геохимические доказательства связи мезозойского щелочного и субщелочного магматизма Чаро-Учурского поднятия с активной континентальной окраиной.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫХ ПОЯСОВ

В пределах территории республики почти полностью находится Верхоянский складчато-надвиговый пояс, располагающийся на восточной, опущенной окраине Северо-Азиатского кратона, и относительно небольшой фрагмент Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса на юго-западной окраине кратона (см. рис. 3.1, 3.3). Стратиграфические разрезы складчато-надвиговых поясов были охарактеризованы выше, в главе 5, совместно с разрезами чехла Сибирской платформы. Поэтому здесь рассматриваются лишь деформационные структуры поясов.

ВЕРХОЯНСКИЙ СКЛАДЧАТО- НАДВИГОВЫЙ ПОЯС

Пояс, расположенный вдоль восточной окраины Сибирской платформы, протягивается в субдолготном направлении на 2500 км при ширине до 500 км от побережья моря Лаптевых на севере и почти до Удской губы Охотского моря на юге и сложен осадочными проксимальными образованиями Верхоянской пассивной континентальной окраины. По своей протяженности и ширине он сопоставим с аналогичным поясом Кордильер Северной Америки. Пояс подразделяется на приплатформенную зону форланда и расположенную восточнее зону хинтерланда (рис. 6.1).

Со стороны платформы к поясу примыкает Приверхоянский краевой прогиб, образованный верхнеюрско-меловыми отложениями мощностью до 7 км. Глубина залегания поверхности фундамента здесь достигает 14 км. В центральной своей части краевой прогиб сливается с Виллюйской синеклизой. Восточным ограничением Верхоянского складчато-надвигового пояса являются Адыча-Тарынская зона разломов, отделяющая проксимальные образования Верхоянской пассивной окраины от дистальных, слагающих Кулар-Нерский террейн.

В районах со сходным тектоническим строением, характеризующимся наличием широкой

складчатой зоны и сопряженного с ней краевого прогиба, уже относительно давно установлено определяющее значение покровно-надвиговых структур, крупных субгоризонтальных срывов, которые не затрагивают кристаллический фундамент. Такие структуры известны вдоль всей восточной окраины Северо-Американских Кордильер (Bally et al., 1966; Boyer, Elliot, 1982; Dixon, 1982), в Аппалачах (Cook et al., 1980; Oliver, 1982), Загроссе (Colman-Sadd, 1978), на Урале (Камалетдинов и др., 1981) и называются складчато-надвиговыми поясами.

ЗОНА ФОРЛАНДА

Зона подразделяется (с севера на юг) на Оленёкский, Западно-Верхоянский и Южно-Верхоянский секторы и имеет характерную М-образную форму в плане. Центральная, ббльшая ее часть протягивается в субдолготном направлении (Западно-Верхоянский сектор), сопрягаясь на севере, в районе Быковской и Оленёкской проток дельты Лены, с Оленёкской ветвью складок запад-северо-западного простирания (Оленёкский сектор); на юге, к северу от устья Алдана, зона коленообразно изгибается и приобретает также запад-северо-западное простирание, сменяясь расположенными к югу субдолготными складчатыми сооружениями Южно-Верхоянского сектора (см. рис. 6.1).

Оленёкский сектор

Фронтальная зона сектора протягивается на 500 км в широтном направлении от устья р. Лены до Хатанского залива вдоль побережья моря Лаптевых при ширине до 70 км и состоит из серии кулисно расположенных складок запад-северо-западного простирания (рис. 6.2). Крылья антиклиналей и мульды синклиналей сложены юрскими и нижнемеловыми отложениями, а в ядрах антиклиналей обнажаются триасовые и верхнепермские песчаники и алевролиты. По данным бурения Усть-Оленёкской скважины ниже зале-

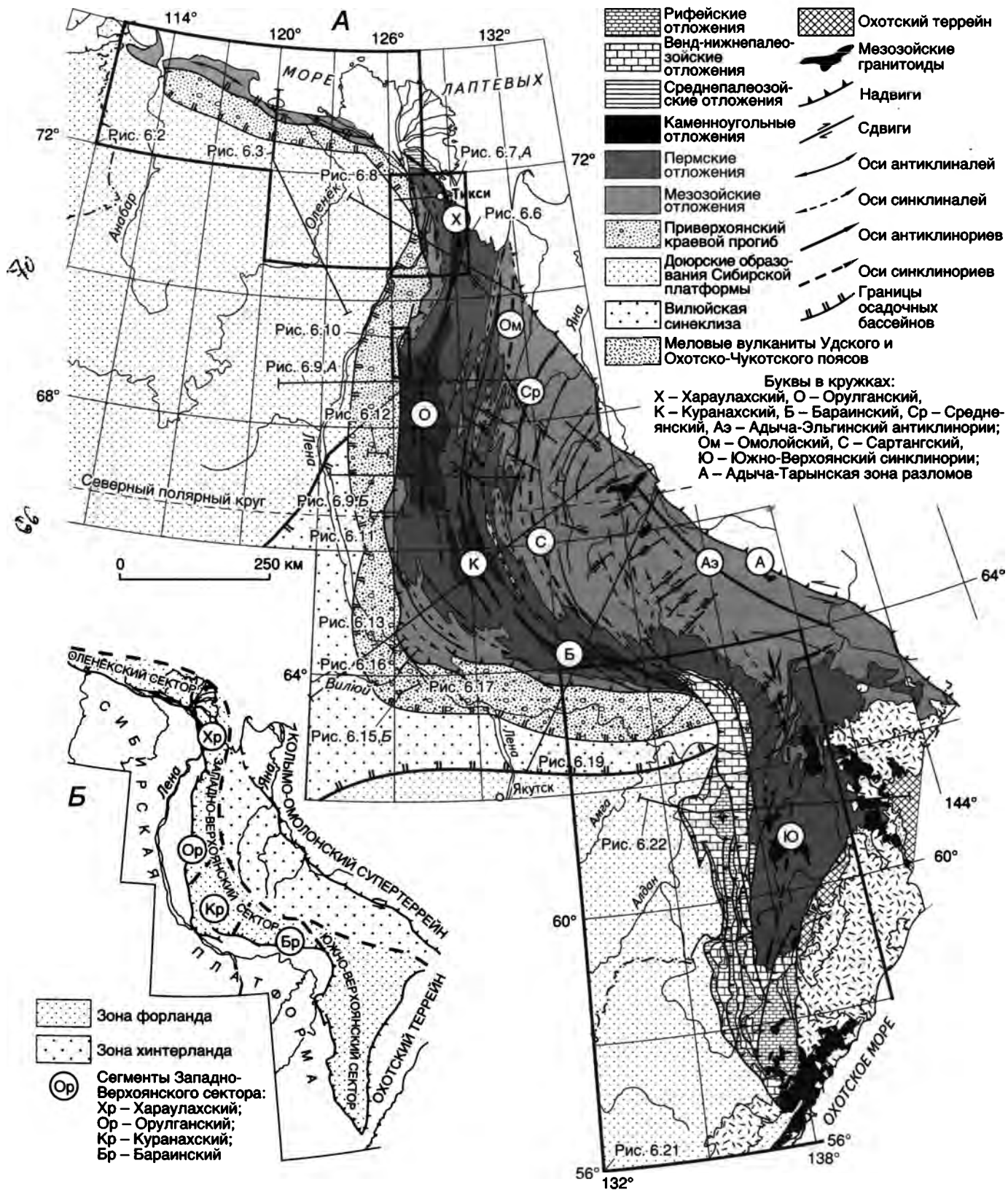


Рис. 6.1. Структурная схема (А) и схема тектонического районирования (Б) Верхоянского складчато-надвигового пояса

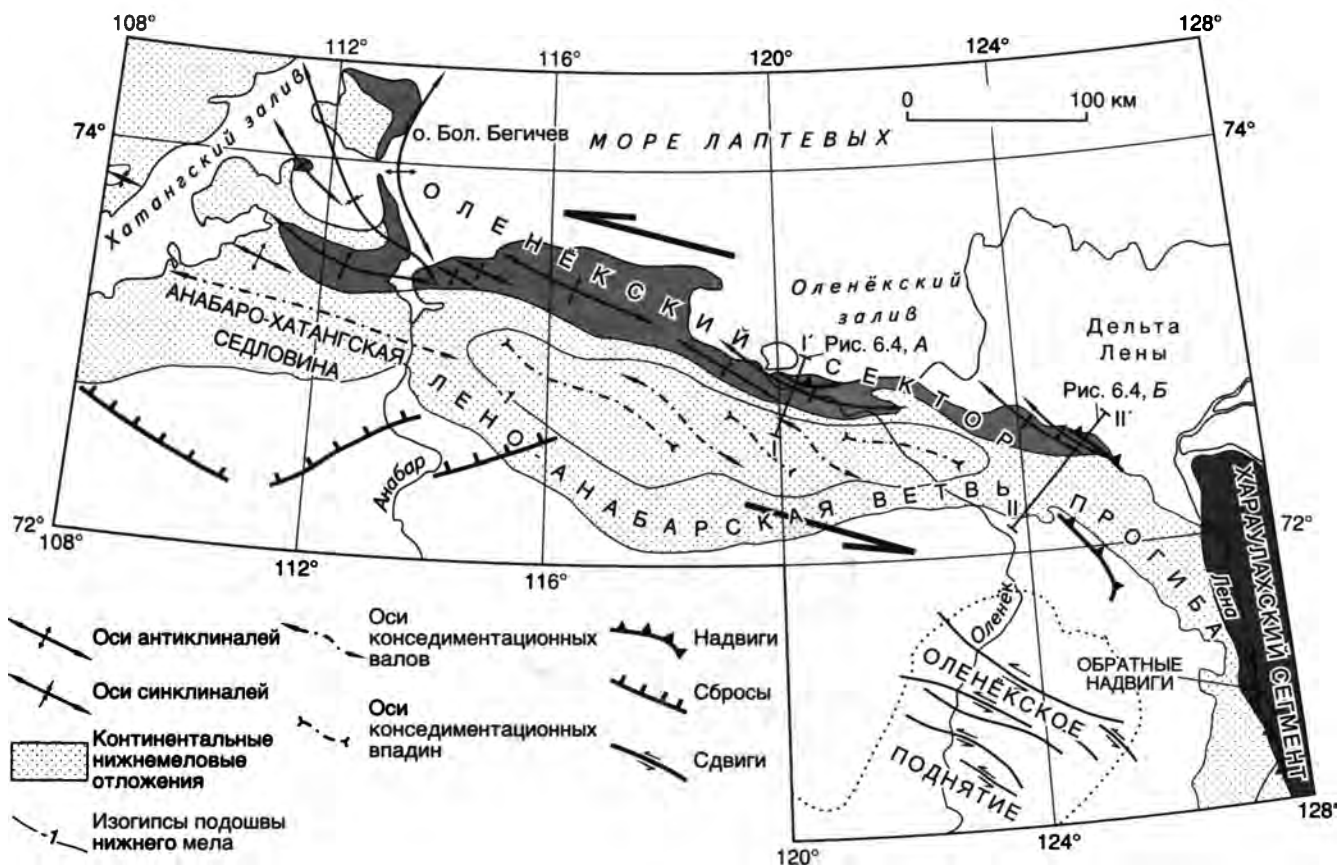


Рис. 6.2. Структурная схема Оленёкского сектора зоны форланда Верхоянского складчато-надвигового пояса. Местоположение см. на рис. 6.1. Большими стрелками показано относительное перемещение различных блоков земной коры сектора

гают песчаники верхнего карбона–нижней перми, перекрывающие с разрывом известняки и мергели среднего ордовика–нижнего силура, венда и песчаники верхнего рифея. На западе сектора, в районе бухты Кожевникова Хатангского залива и на п-ве Урюнг-Тумус на территории Красноярского края, среди нижнемеловых и юрских отложений картируются соляные купола с ангидритами, глинами, известняками и диабазы девонского возраста (Марков, 1970; Иванова и др., 1990). Предполагается, что к северу структуры сектора продолжают на шельф моря Лаптевых, где его ограничением может служить полоса высокоградиентных положительных гравитационных аномалий (Богданов и др., 1998). На юге складки сектора отделены фронтальной моноклиной от субгоризонтально залегающих отложений Лено-Анабарской ветви Приверхоянского краевого прогиба и Анабаро-Хатангской седловины. Проявление складчатых дислокаций не ограничивается фронтальной зоной. Пологие кулисные конседиментационные складки в нижнемеловых осадках обнаружены в Оленёк-Анабарском междуречье в пределах центральной части Лено-Анабарской ветви краевого прогиба (Занин, 1995) (см. рис. 6.2).

Надвиговые дислокации проявлены слабо. Достоверно известен лишь Тумульский надвиг, по которому триасовые и верхнепермские толщи взброшены на юрские отложения южного крыла Северной синклинали в районе устья р. Оленёк, и Дюлюнгский взброс верхнепермских пород на нижнетриасовые в Оленёкской протоке (Гусев, 1979). Плоскости надвигов падают на север–северо-восток под углами 45–60° и субпараллельны осям складок.

Несмотря на появившиеся в последнее время немногочисленные данные сейсмического профилирования, глубинная структура сектора остается плохо изученной. По данным гравиметрического компьютерного моделирования кристаллический фундамент полого погружается в северном направлении (рис. 6.3). Пространство под картируемыми антиклиналями и поверхностью фундамента можно компенсировать двумя способами. На геологическом разрезе через Усть-Оленёкскую систему складок (рис. 6.4, А) показаны возможные интерпретации такой компенсации. В первом случае предполагается одна поверхность регионального срыва, которая на востоке и в центральной частях сектора трассируется между верхнедокембрийскими отложениями и

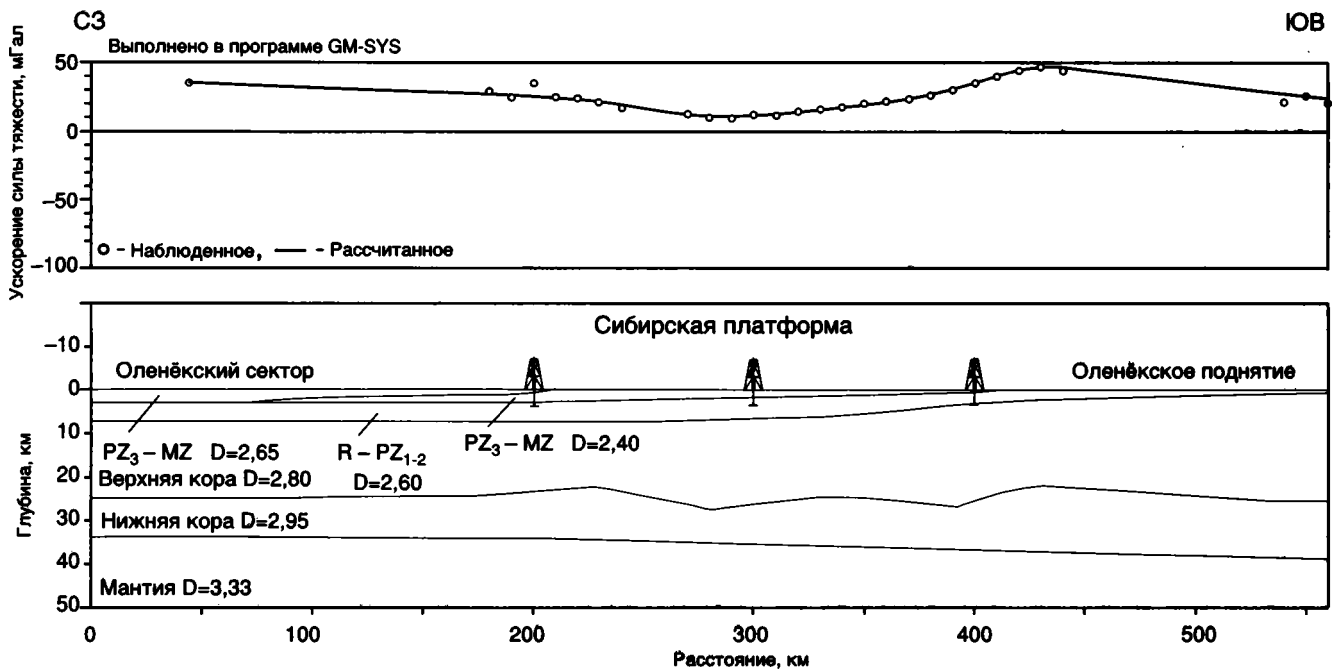


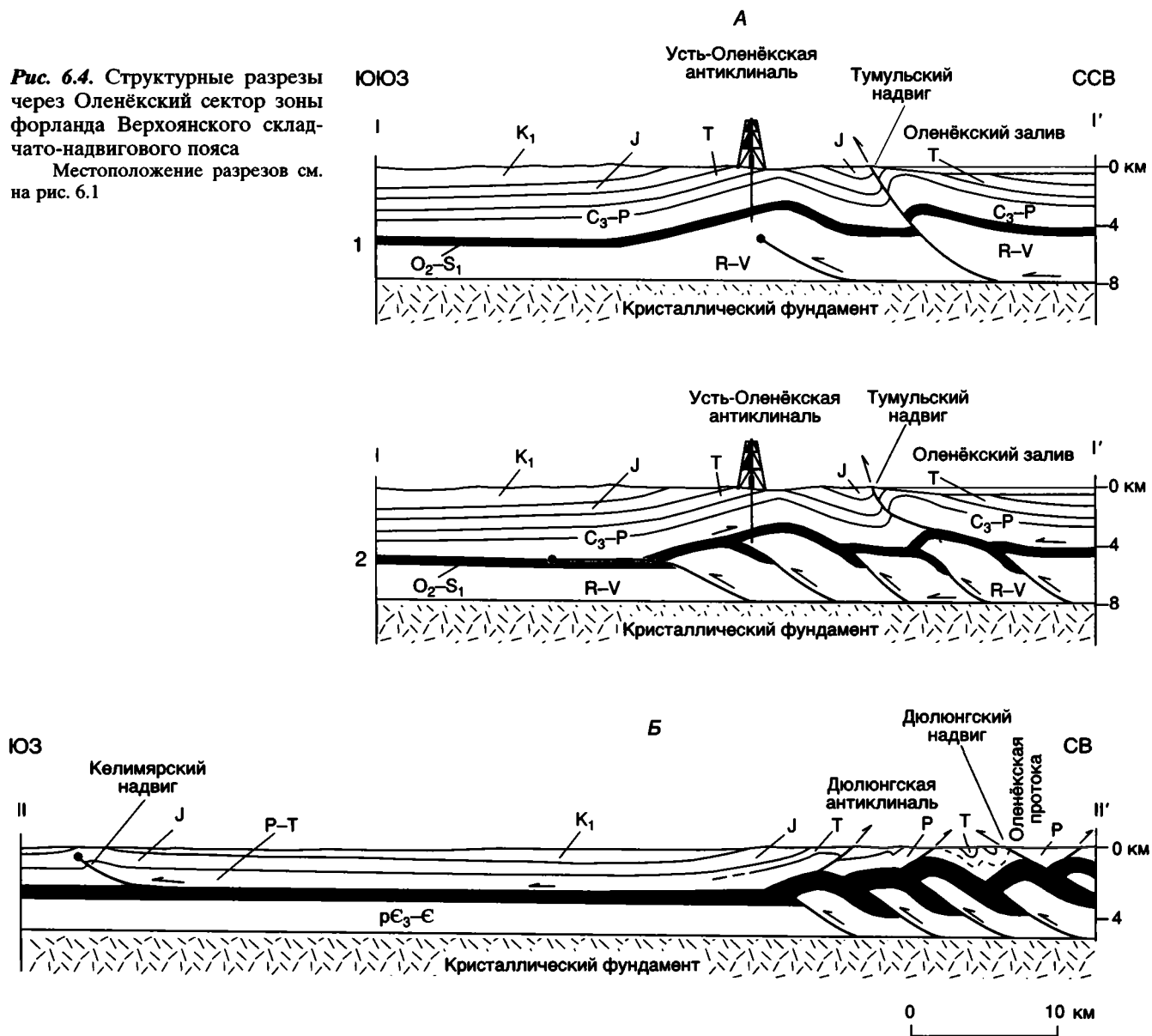
Рис. 6.3. Гравитационная модель через Оленёкский сектор и прилегающие части Сибирской платформы. Местоположение разреза см. на рис. 6.1. D – плотность горных пород, г/см³

кристаллическим фундаментом, а антиклинали интерпретируются как складки срыва или взбросо-складки (см. рис. 6.4, А, 1). На западе срыв может переходить на пластичные отложения девонских солей и ангидритов, что и могло привести к их выжиманию в более высокие стратиграфические горизонты. В пользу такого варианта свидетельствует то, что по данным сейсмопрофилирования с глубиной амплитуда антиклиналей уменьшается. Это характерно для концентрических складок, формирующихся над пологой зоной срыва. Во втором случае предполагаются две поверхности срыва, ограничивающие дуплексную структуру: детачмент (подошвенный надвиг) в основании толщ верхнего докембрия и кровельный надвиг, приуроченный к пластичным нижним горизонтам терригенного верхнепалеозойского комплекса, а на западе – к гипсам и ангидритам девона, которые появляются здесь в разрезе нижнего карбонатного комплекса (см. рис. 6.4, А, 2). Этот вариант более предпочтителен, поскольку по имеющимся данным сейсморазведки наблюдается несоответствие сводов антиклинальных структур в терригенном и карбонатном комплексах по вертикали и их смещение относительно друг друга в ту или иную сторону. Такие различия в проявлении складчатых деформаций на разных горизонтах характерны для дуплексных структур. По данным бурения Усть-Оленёкской скважины в основании каменноугольных отложений присутствует тектоническая брекчия с зеркалами скольжения в аргиллитах (Микуленко и др., 1997), что указывает на

скольжение верхнепалеозойских терригенных толщ по нижележащим карбонатным породам. Компенсация перемещений в дуплексе в верхнем терригенном комплексе могла происходить как по крупным надвигом типа Тумульского и Дюлюнского, так и по более мелкомасштабным, картируемым, например, в сводовой части Дюлюнской антиклинали и сходящимся на глубине с кровельным надвигом дуплекса, или по передовым надвигом в краевом прогибе (Келимярский надвиг) (рис. 6.4, Б).

Природа дислокаций сектора остается дискуссионной. Наиболее предпочтительным является мнение, что складки и надвиги формировались при субширотных левосдвиговых перемещениях вдоль северной окраины Сибирской платформы (Межвилк, 1977; Воронов, 1997). На это указывает кулисная ориентировка складок, а также резкий разворот структур на западе северного крыла и косо расположенные сбросы на западе южного крыла предполагаемой сдвиговой зоны. Появившиеся в последнее время тектонофизические данные показывают, что поля напряжений сектора сформировались под воздействием регионального сдвигового напряжения запад-северо-западной ориентировки (Тимиршин, 1997). Ранние обратные надвиги во фронте Хараулахского сегмента (Парфенов, Прокопьев, 1993) могут быть также связаны с формированием этой сдвиговой зоны (см. рис. 6.2). Основной сдвиг может проходить севернее, в пределах шельфа моря Лаптевых, где морскими сейсмозондировочными работами (Бог-

Рис. 6.4. Структурные разрезы через Оленёкский сектор зоны форланда Верхоянского складчато-надвигового пояса
Местоположение разрезов см. на рис. 6.1



данов и др., 1998; Drachev et al., 1998) были обнаружены деформации домелового (акустического) фундамента.

Западно-Верхоянский сектор

Структура Западно-Верхоянского сектора пояса обычно определялась как антиклинорий (мегаантиклинорий) преимущественно складчатого (Вихерт, 1961) или глыбово-складчатого (Шолпо, 1971) строения, главные особенности которого связаны с глыбовыми, в основном вертикальными, перемещениями фундамента. Значительные сомнения в такой трактовке возникли в результате исследований Л.П. Зоненшайна, И.М. Сборщикова, Л.М. Натапова и др. (Зоненшайн, 1965; Сборщиков, 1966, 1968, 1972; Сборщиков, Натапов, 1969), которые установили оп-

ределяющее значение здесь параллельной (концентрической) складчатости продольного изгиба, возникающей в результате действия тангенциальных сил, и широкое распространение пологих срывов. Была показана значительная роль крупных надвиговых перемещений различного возраста (Архипов и др., 1981; Межвилк, 1970). Установлена однотипность поля тектонических напряжений в пределах всей складчатой зоны, которое определяется тангенциальным сжатием в запад-северо-западном направлении (Гусев, 1979).

Для сектора характерным является наличие крупных линейных складок, многие из которых протягиваются на 150–200 км при ширине 20–30 км. Подавляющее большинство складок относится к типу параллельных (или концентрических). За исключением отдельных относитель-

но узких зон, складчатость не отличается особой интенсивностью в поперечном разрезе. Типичны арочные складки с округлым сводом, коробчатые антиклинали и корытообразные синклинали, килевидные складки, флексуры, широкие (до нескольких десятков километров) слабоволнистые ступени и т.п. Размеры складок, их взаимное расположение, ориентировка шарниров варьируют, местами весьма существенно, при переходе от одного сегмента к другому. Несмотря на эти отличия, общие морфологические и кинематические особенности складок сохраняются в пределах всей складчатой зоны.

Продольные разломы, приуроченные к району сочленения Западно-Верхоянского сектора с краевым прогибом, было принято рассматривать в качестве краевого шва – глубинного разлома, по которому с запада на восток происходит резкое погружение кристаллического фундамента и скачкообразное увеличение мощностей рифейских, палеозойских и мезозойских отложений (Натапов и др., 1966; Лейпциг, 1971; Гусев, 1979). Существование здесь разлома, рассекающего фундамент платформы и круто уходящего на большие глубины, не подтверждается имеющимися магнитометрическими, гравиметрическими и сейсмическими данными (Парфенов, 1985б). Отмечаемое многими исследователями скачкообразное увеличение мощностей разновозрастных отложений в районе краевых разломов следует рассматривать как указание на значительное горизонтальное сближение между Сибирской платформой и Верхоянским складчато-надвиговым поясом.

Сектор в продольном направлении подразделяется на Хараулахский, Орулганский, Куранахский и Бараинский сегменты (см. рис. 6.1), различающиеся по своим структурным особенностям (Парфенов, 1985а; Парфенов, Прокопьев, 1993; Parfenov et al., 1995; Прокопьев, 1997). Сегменты имеют общее антиклинальное строение, являясь кульминациями складчатой зоны; в их ядрах выступают каменноугольные отложения. Поэтому сегменты или большие их части обычно выделяются в качестве антиклинорий (под теми же собственными названиями). Сегменты разделены депрессиями (седловинами), в пределах которых наблюдается общее погружение шарниров складок. Г.С. Гусев (1979) выделяет Унгуохтахскую и Силянскую седловины, разделяющие соответственно Хараулахский и Орулганский, Куранахский и Бараинский антиклинории. Седловина между Орулганским и Куранахским сегментами отсутствует, но шарниры складок здесь испытывают погружение. Кульминации складчатой зоны этих сегментов, фиксирующиеся выходами на поверхность каменноугольных отложений, смещены в плане друг относительно друга

по разлому запад–северо-западного простирания. Отличия между сегментами отчетливо выражены и в современном рельефе (см. рис. 1.6 и 1.7).

Сегментация складчатой зоны в целом согласуется с известной продольной зональностью краевого прогиба. Хараулахскому сегменту соответствует Булунская и Нижнеленская впадины краевого прогиба, Орулганскому – Собопольская впадина, Куранахскому – Линденская впадина, Бараинскому – Келинская и Томпонская впадины.

Сегментация складчатой зоны находит выражение в аномалиях силы тяжести (Парфенов, 1985а) (рис. 6.5). Каждый сегмент характеризуется линейным региональным максимумом Δg в редукции Буге, ориентированным вдоль его простирания. Максимумы Δg со стороны платформы сопряжены с линейными глубокими минимумами той же ориентировки, которые располагаются большей частью в пределах Приверхоянского краевого прогиба. Сопряженные максимумы и минимумы силы тяжести имеют четковидное расположение и обладают индивидуальными особенностями в пределах каждого сегмента. От сегмента к сегменту изменяется расстояние между осями максимумов и минимумов, конфигурация и интенсивность аномалий и др. В то же время эти параметры выдержаны в пределах каждого сегмента.

Разломы, определяющие границы между сегментами и устанавливаемые по структурным и гравиметрическим данным, находят продолжение на смежной части платформы в виде “скрытых” разломов или разломов фундамента, которые были обнаружены уже давно, главным образом на основании магнито- и гравиметрических данных (Мокшанцев, 1976). Каждому сегменту складчатой зоны, таким образом, противостоит определенный блок фундамента платформы.

Хараулахский сегмент расположен на севере Верхоянского складчато-надвигового пояса. Он сложен преимущественно пермскими турбидитами, представленными переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, которые на западе несогласно перекрывают доломиты верхнего кембрия. Восточнее, ниже пермских пород, слагающих крылья Хараулахского антиклинория, появляются турбидиты карбона, залегающие на карбонатных отложениях девона и силура, выполняющих ядро антиклинория и вскрытых в обнажениях Быковской протоки и в устье р. Лены (рис. 6.6).

Во фронтальной части сегмента протягиваются Булкурская и Чекуровская антиклинали, в ядрах которых выступают преимущественно карбонатные отложения верхнего докембрия и кембрия, а крылья сложены мелководными обломочными породами перми, триаса и юры. Эта

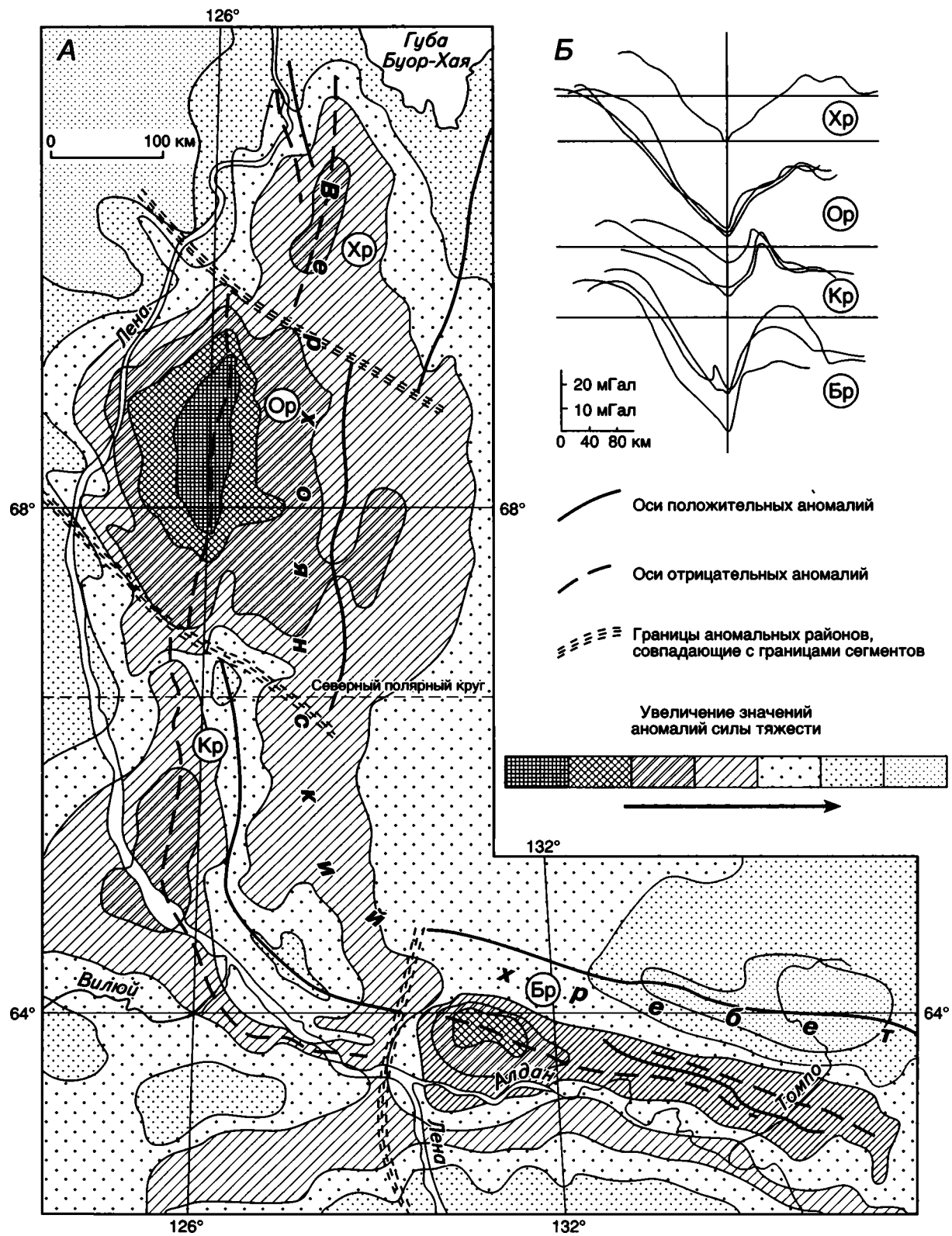


Рис. 6.5. Региональные аномалии силы тяжести (А) и совмещенные профили гравитационных аномалий (Б) в редукции Буге через Западно-Верхоянский сектор зоны форланда Верхоянского складчато-надвигового пояса (Парфенов, 1985а)

Буквы в кружках – сегменты: Хр – Хараулахский; Ор – Орулганский; Кр – Куранахский; Бр – Бараинский

часть сегмента, в которой выведены на поверхность наиболее древние отложения Западно-Верхоянского сектора, ранее выделялась как Туора-Сисское поднятие (Гусев, 1979). К западу разрез наращивается угленосными отложениями нижнего мела, выполняющими Приверхоянский краевой прогиб, отделяющийся от складчатого пояса фронтальной моноклиналию.

На рис. 6.7 и 6.8 приведены структурные разрезы через сегмент. Северный разрез (см. рис. 6.7 А) составлен с учетом сейсмических данных, южный разрез (см. рис. 6.8) основан на геологических наблюдениях, которые спроецированы на плоскость разреза с учетом данных геологического картирования. Устанавливаются две поверхности регионального срыва. Верхний срыв проходит в основании верхнепалеозойских турбидитов, в нескольких метрах выше стратиграфического несогласия, отделяющего их от подстилающих карбонатных палеозойских отложений. Нижний срыв – детачмент (англ. *detachment*), предполагается между верхнедокембрийскими отложениями и кристаллическим фундаментом на основании сейсмических, гравиметрических данных и структурных соотношений.

Пермские турбидиты смяты в асимметричные, местами опрокинутые складки западной vergentности с размахом крыльев до нескольких сотен метров, ассоциирующие с надвигами (см. рис. 6.7 Б, 4, 5). К западу, над контактом с верхнекембрийскими доломитами, деформации верхнепермских отложений представлены пакетами пологих чешуйчатых надвигов (см. рис. 6.7 Б, 1–3). Мощность надвиговых пластин колеблется от первых десятков до нескольких сотен метров. В основании пластин наблюдается тектонический меланж, представленный дезинтегрированными фрагментами песчаников и алевролитов, заключенными в матрикс рассланцованных аргиллитов (Парфенов, 1987б).

Булкурская и Чекуровская складки интерпретируются как рамповые антиклинали, образование которых связано со смещением (до 6 км) к западу по базальному (подошвенному) надвигу. Меловые отложения краевого прогиба в районах, смежных с фронтальными антиклиналями, образуют ряд узких (шириной в несколько километров) антиклиналей, которые разделяют более широкие плоские синклинали. Согласно сейсмическим данным (Абельский и др., 1968), которые длительное время не находили удовлетворительного объяснения, полого деформированные терригенные отложения мезозоя и перми подстилаются практически недеформированными карбонатными породами кембрия и верхнего докембрия. Далее к западу меловые отложения залегают горизонтально. В обнажениях на левобережье Лены к югу от южного разреза (см.

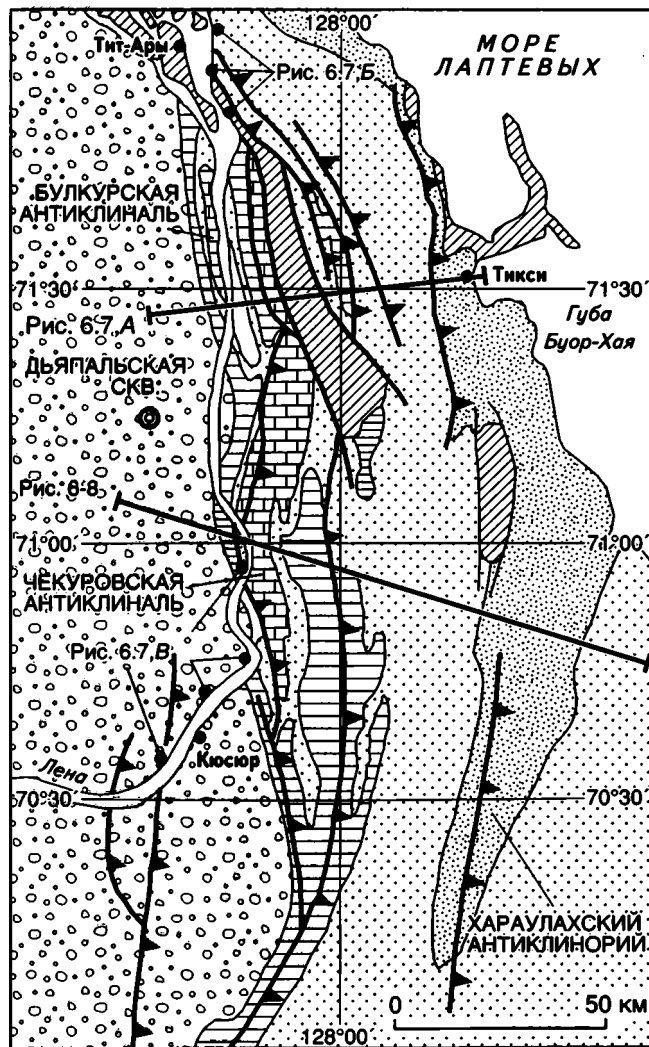
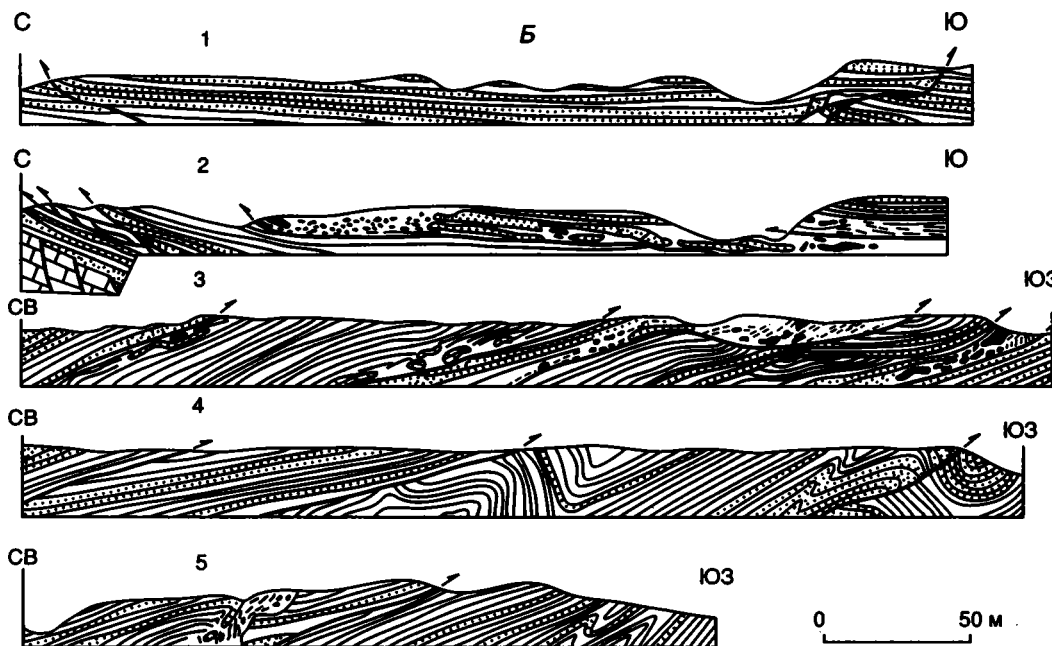
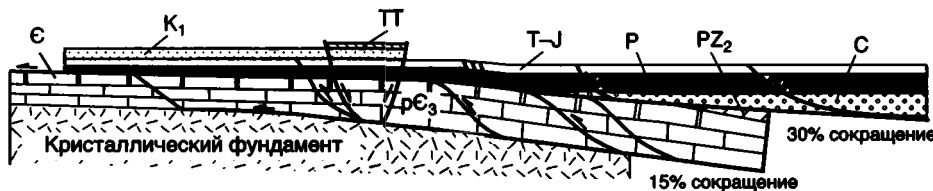
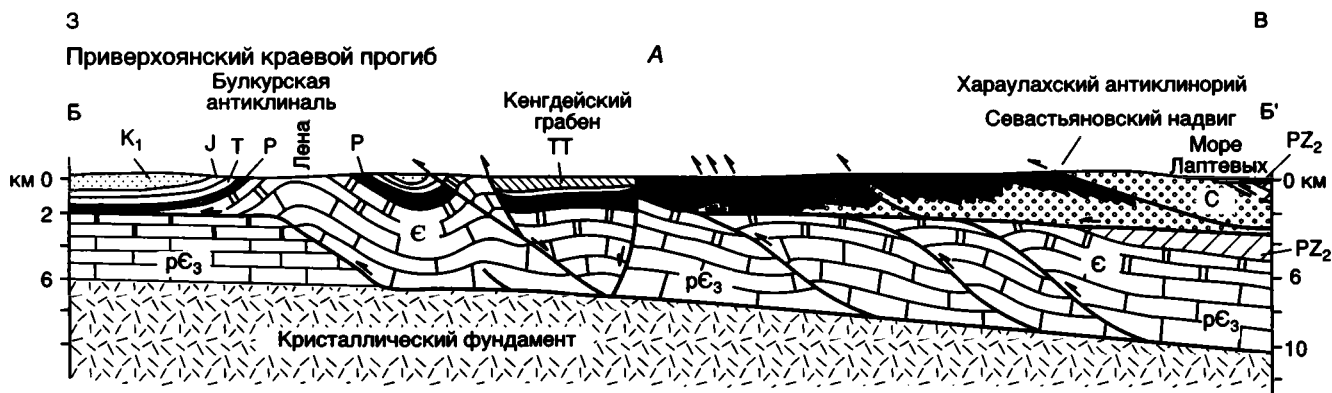
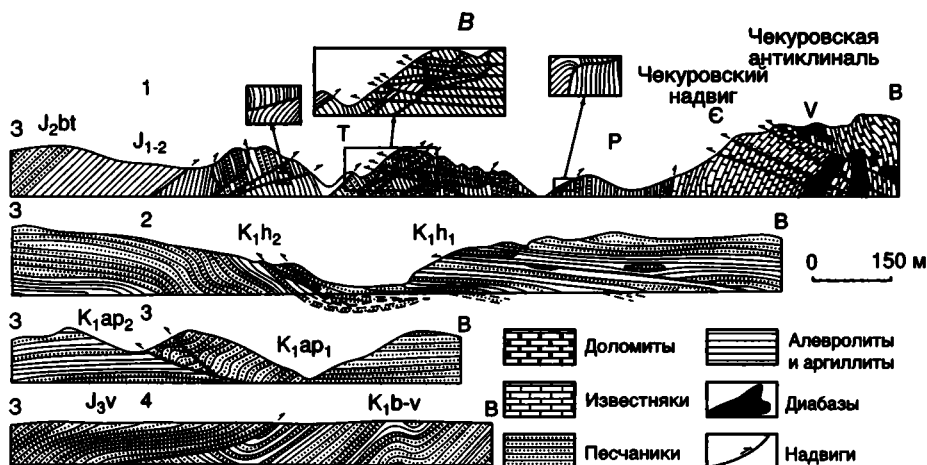


Рис. 6.6. Схематическая геологическая карта северной части Хараулахского сегмента зоны форланда Верхоянского складчато-надвигового пояса
Местоположение см. на рис. 6.1

рис. 6.8) видно, как реализуется по подошвенному надвигу смещение, связанное с образованием Чекуровской антиклинали (см. рис. 6.7 В). В обнажении Чекуровский Мыс устанавливается серия обратных надвигов, как секущих, так и субпараллельных слоистости, по которым пермские, триасовые и нижне-среднеюрские отложения смещаются к востоку на кембрийские отложения Чекуровской антиклинали (см. рис. 6.7 В, 1). Подошвенный надвиг здесь приурочен к гли-



- Долomiteы
- Песчаники
- Алевролиты
- Аргиллиты
- Обломки песчаников
- Надви́ги



нистым сланцам перми. Здесь же устанавливаются более поздние надвиги западной вергентности. По наиболее крупному из них – Чекуровскому – смещение составляет 400 м, по другим – не превышает нескольких метров. Формирование этих надвигов объясняется продвижением подошвенного надвига к западу, которое произошло после образования обратных надвигов. Южнее, в районе мыса Чуча, по крутому обратному надвигу волжские песчаники налегают на берриас-валанжинские отложения (см. рис. 6.7 В, 4). Далее к западу устанавливаются лишь надвиги нормальной, западной вергентности, смещающие более молодые горизонты нижнего мела.

Характеры дислокаций нижнего карбонатного и верхнего терригенного комплексов резко различны. Установлено, что структура района определяется Хараулахским слепым автохтонным кровельным дуплексом (blind autochthonous roof duplex), представленным на западе рамповыми антиклиналями Туора-Сисского поднятия, а на северо-востоке, в ядрах Бастахской и Крест-Хоминской антиклиналей (Prokoriev et al., 2001) терригенно-карбонатными толщами силура, девона и нижнего карбона. Кровельный надвиг дуплекса трассируется по подошве верхнепалеозойских-триасовых отложений, слагающих аллохтон дуплекса (кровельную надвиговую пластину) и дислоцированных чешуйчатыми надвигами западной и юго-западной вергентности (см. рис. 6.7). Формирование описанных выше обратных надвигов во фронте сегмента могло быть связано с различными дислокационными процессами. Надвиги, субпараллельные слоистости пород, возникли в результате компенсации переме-

щений при пододвигании западных крыльев фронтальных рамповых антиклиналей, что характерно для так называемых вдвиговых клиньев, или вдвигов при формировании фронтальных дуплексов с пассивной кровлей. Секущие обратные надвиги могли быть связаны со сдвиговыми перемещениями в Оленёкском секторе и образоваться на восточном окончании сдвиговой зоны. Крупные надвиговые перемещения в аллохтоне дуплекса установлены на западном крыле Хараулахского антиклинория. Здесь по Севастьяновскому надвигу каменноугольные и нижнепермские глубоководные дистальные турбидиты полого надвинуты в западном направлении на существенно песчаниковые мелководные толщи перми (см. рис. 6.7 А). Амплитуда смещения по надвигу измеряется, по-видимому, многими километрами, поскольку к западу от фронта надвига расположен ряд небольших клиппов, представленных карбоном, и по надвигу совмещены разнофациальные отложения перми (Парфенов, 1988). Дуплекс сложен терригенно-карбонатными породами верхнего протерозоя и нижне-среднего палеозоя. Подошвенный надвиг дуплекса трассируется вдоль границы карбонатного комплекса и кристаллического фундамента. Построенные сбалансированные разрезы (см. рис. 6.7, А; 6.8, А) показывают, что сокращение стратиграфической последовательности за счет складчатости и надвигообразования составляет около 30%. Гравиметрическое моделирование указывает на существование в ядре Хараулахского антиклинория нескрытого гранитоидного плутона, с которым могут быть связаны отмеченные здесь ранее так называемые термальные купола контактового метаморфизма (Япаскурт, 1992; Япаскурт, Андреев, 1985).

Кливаж в пределах сегмента проявлен неравномерно, имеет преимущественно восточное и северо-восточное падение и ориентирован, как правило, параллельно осевым плоскостям складок. На Туора-Сисском поднятии трещинный кливаж отмечен лишь на восточном крыле Чекуровской антиклинали в мергелях верхнего рифея, а также в ядре Хараулахского антиклинория в верхах верхнедевонских отложений, не распространяясь вниз по разрезу. Во фронтальных складках и тектонических пластинах, сложенных пермскими обломочными породами, фрагментарно развит трещинный кливаж. Далее к востоку, в ядре Хараулахского антиклинория, в пластичных нижнекаменноугольных толщах развит интенсивный проникающий транспозиционный сланцевый кливаж и складки подобного типа, которые сменяются вверх по разрезу трещинным кливажом в отложениях среднего-верхнего карбона и перми. Таким образом, устанавливается приуроченность кливажа к границе терригенно-

←
Рис. 6.7. А – Сбалансированный и восстановленный разрез через северную часть Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора (местоположение разреза см. на рис. 6.1 и 6.6); В – деформации пермских отложений Хараулахского сегмента, вскрытые в береговых обнажениях р. Лены (местоположение разрезов см. на рис. 6.6): 1 – надвиговая пластина в нескольких км южнее пос. Тит-Ары, 2 – фронтальные надвиги и меланж напротив пос. Тит-Ары; в левой части рисунка – ранние листрические сбросы в доломитах верхнего кембрия, 3 – фронтальные надвиги и меланж севернее пос. Тит-Ары, 4 – надвиги в районе устья р. Чинки, 5 – надвиги и сопряженные с ними складки. В – деформации мезозойских толщ Приверхоянского краевого прогиба перед фронтом Хараулахского сегмента, вскрывающиеся в береговых обнажениях р. Лены (местоположение разрезов см. на рис. 6.6): 1 – Чекуровский надвиг и обратные надвиги на западном крыле Чекуровской антиклинали, 2–3 – пологие срывы в толщах нижнего мела, 4 – обратный надвиг волжских песчаников на берриас-валанжинские отложения (Parfenov et al., 1995)

ТТ – третичные отложения; ярусы нижнего мела: K_{1ar2} , K_{1ar1} – аптский, верхняя и нижняя части, K_{1h2} , K_{1h1} – готтервиский, верхняя и нижняя части; J_{3v} – волжский ярус верхней юры; J_{2br} – батский ярус средней юры; PZ_2 – средний палеозой

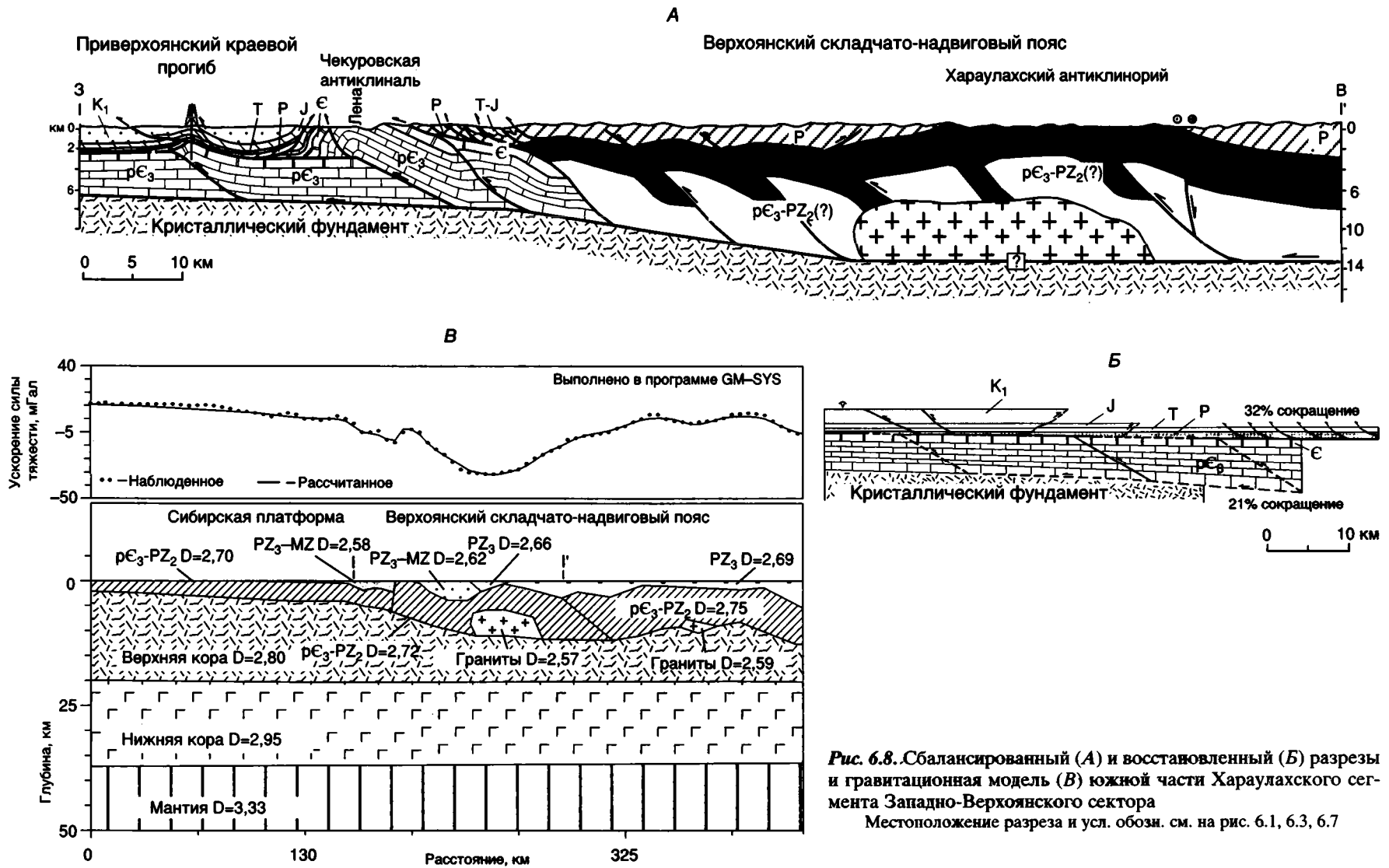


Рис. 6.8. Сбалансированный (А) и восстановленный (Б) разрезы и гравитационная модель (В) южной части Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора
Местоположение разреза и усл. обозн. см. на рис. 6.1, 6.3, 6.7

го и карбонатного комплексов, т.е. к кровельному надвигу дуплекса. Степень интенсивности кливажа, а также складчатости и зон тектонического меланжа увеличивается по мере приближения к детачменту как сверху, так и снизу, независимо от того, в какой части дуплекса (передовой или тыловой) они наблюдаются.

По данным структурного и геометрического анализов в Хараулахском сегменте устанавливаются два этапа складчатости мезозойского возраста (Парфенов, 1988). Ранняя складчатость имела место в восточной части сегмента и выразилась в образовании складок и разломов северо-восточного простирания. Складчатость второго этапа имеет субдолготную ориентировку с отклонением к северо-западу. С ней, по-видимому, связано образование основных надвиговых структур и формирование коленообразного изгиба Хараулахского сегмента, переходящего по простиранию на левобережье дельты р. Лены, в зону складок Оленёкского сектора.

Наиболее ранними дислокациями, установленными в пределах сегмента, являются конседиментационные листрические сбросы, фиксирующиеся как в отложениях верхоянского комплекса, так и в подстилающих карбонатных толщах нижне-среднего палеозоя (см. рис. 5.19, 5.28, рис. 6.7 Б, 2) (Парфенов, 1987а; Япаскурт и др., 1993а, б; Parfenov et al., 1995). Наблюдаемые в обнажениях сместители сбросов круто наклонены преимущественно на восток и северо-восток, амплитуда смещения по ним достигает нескольких десятков метров. Листрические сбросы в процессе складчатости подвергались деформации. Они наблюдаются либо внутри надвиговых тектонических пластин, либо смяты в складки, либо преобразованы в надвиги. Эти сбросы формировались в процессе среднепалеозойского рифтогенеза, предшествовавшего образованию пассивной континентальной окраины, и в ходе последующего ее развития. Несомненно существование наряду с видимыми в обнажениях структурами растяжения более крупных сбросов, возникших в процессе осадконакопления и в последующем смятых в складки или преобразованных в крупные надвиги.

Орулганский сегмент, расположенный к югу от Хараулахского, характеризуется существенно иным строением (рис. 6.9). Он образован мелководными морскими, прибрежно-морскими, дельтовыми и аллювиальными отложениями преимущественно каменноугольного возраста, которые слагают протяженный асимметричный Орулганский антиклинорий. Характерной особенностью антиклинория является его веерообразное строение: надвиги, осевые плоскости складок и кливаж на западе имеют западную вергентность, а на востоке – восточную, занимая субвертикальное положение в его осевой части (Сборщиков,

1971). Складки концентрического типа представлены коробчатыми антиклиналями, своды которых обычно осложнены гребневидными складками, и щелевидными синклиналями в осевой части сегмента, а также прямыми и флексуобразными складками на флангах антиклинория. Преимущественно трещинный кливаж распространен в центральной части антиклинория и проявлен в наиболее древних толщах карбона и нижней перми. Можно предполагать присутствие в осевой части сегмента складок подобного типа с транспозиционным сланцевым кливажом осевой плоскости (Кропачев, 1970).

Западным ограничением антиклинория является крутой (50–70° к востоку) Орулганский надвиг, по которому каменноугольные отложения перекрывают пермские. В крайней северной части сегмента в висячем крыле Орулганского надвига на протяжении 45 км в полосе шириной 2–5 км прослеживаются наиболее древние горизонты карбона и верхнедевонско-турнейские известковистые сланцы, известняки и песчаники. К зоне надвига приурочены ангидриты. Плоскость надвига параллельна стратиграфическим границам карбона. Южнее линия надвига, сохраняя в целом параллельность этим границам, срезает их под углом всего в несколько градусов. Орулганский надвиг представляет собой выход на поверхность базального срыва, а каменноугольные отложения сегмента образуют крупную надвиговую пластину. Южным и северным ограничениями пластины являются системы сдвигов северо-западного простирания. Амплитуда левосторонних смещений по отдельным сдвигам достигает 3 км. Общая амплитуда смещений по сдвигам южной системы составляет несколько десятков километров. Сдвиги доходят до линии Орулганского надвига, но не прослеживаются западнее его. Сдвиги, по-видимому, не пересекают на глубине поверхности базального срыва, а общая амплитуда смещения по ним соответствует величине перемещения надвигового покрова.

Узкая клинообразная полоса преимущественного распространения пермских отложений, расположенная к западу от Орулганского надвига, характеризуется мелкими (шириной до 2–3 км) асимметричными складками, которые сорваны со своего основания (Зоненшайн, 1965). Западным их ограничением является протяженный надвиг, по которому пластина складчатых пермских отложений перекрывает ряд узких (до 5–6 км) антиклиналей и синклиналей, сложенных триасовыми, юрскими и нижнемеловыми отложениями и отделяющихся от краевого прогиба фронтальной моноклиналию.

В северной части сегмента к Орулганскому надвику с запада примыкает Уэль-Сиктяхский тектонический покров (рис. 6.10), образованный

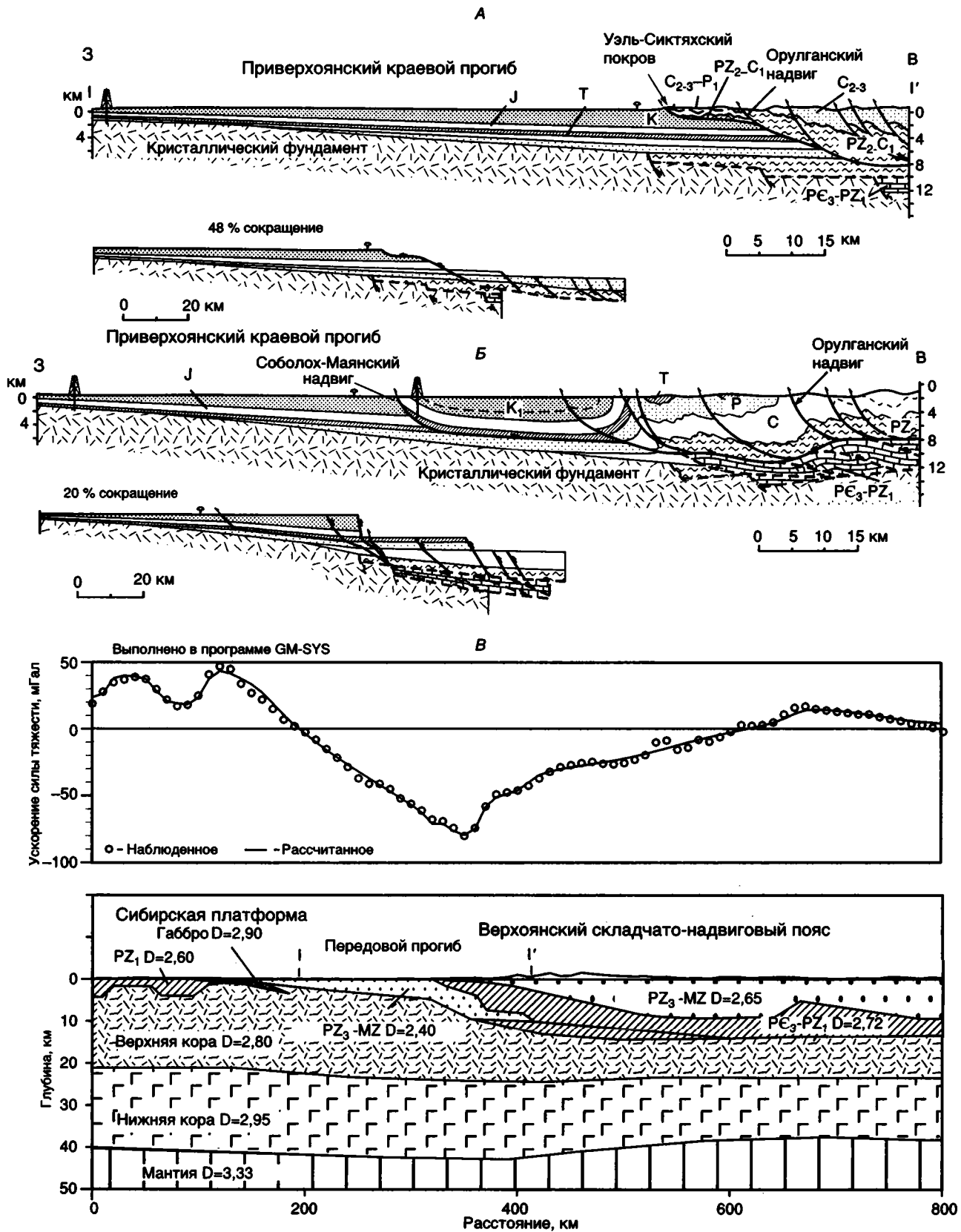


Рис. 6.9. Сбалансированные и восстановленные разрезы (А, Б) и гравитационная модель (В) через Орулганский сегмент Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса
 Местоположение разрезов и усл. обозн. см. на рис. 6.3, 6.7

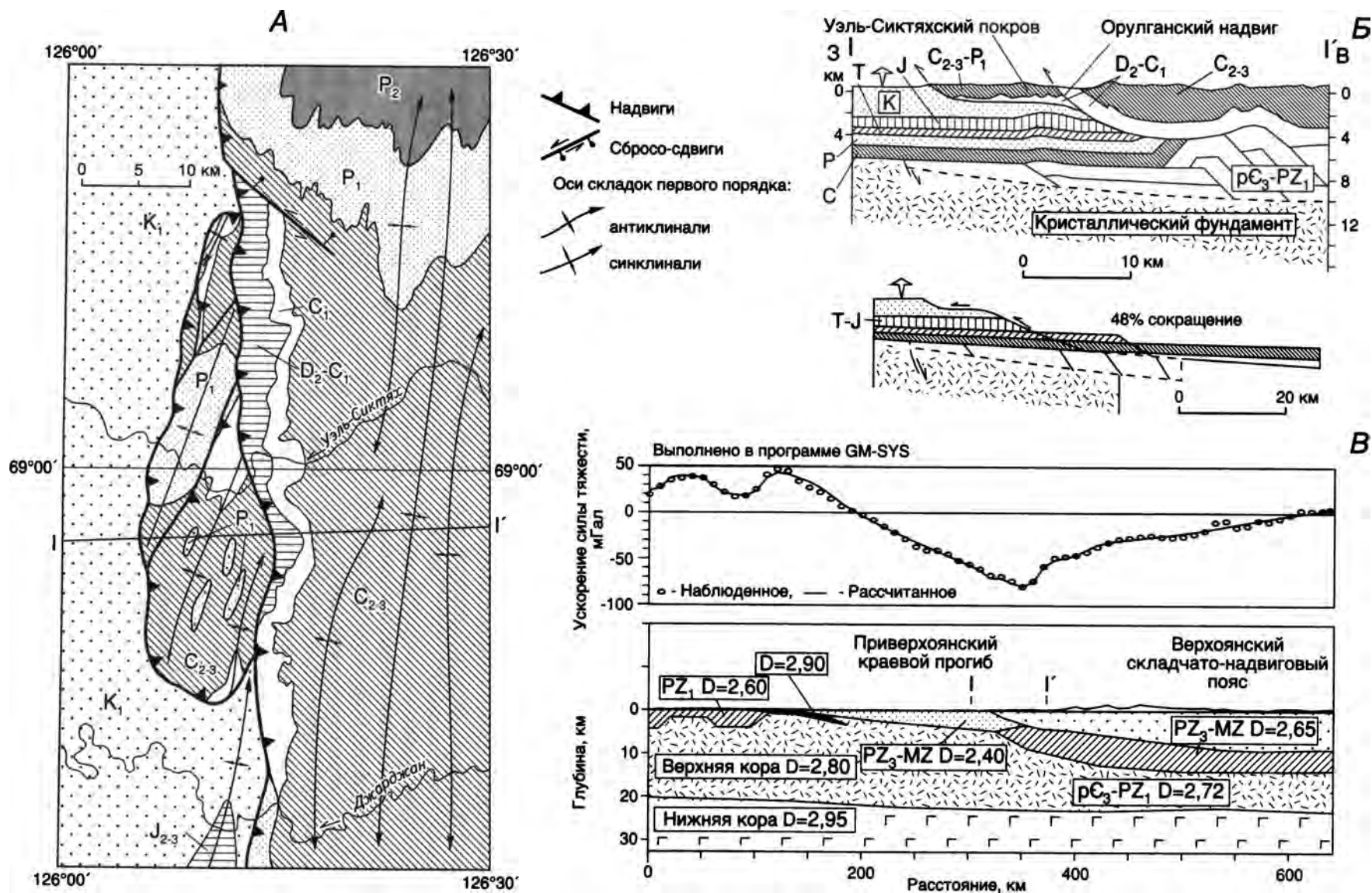


Рис. 6.10. Геологическая карта района Уэль-Сиктяхского тектонического покрова (А), сбалансированный и восстановленный геологические разрезы по линии I-I' (Б) и гравитационная модель (В) (Прокопьев, Оксман, 1997)
 Местоположение района см. на рис. 6.1, усл. обозн. см. на рис. 6.3

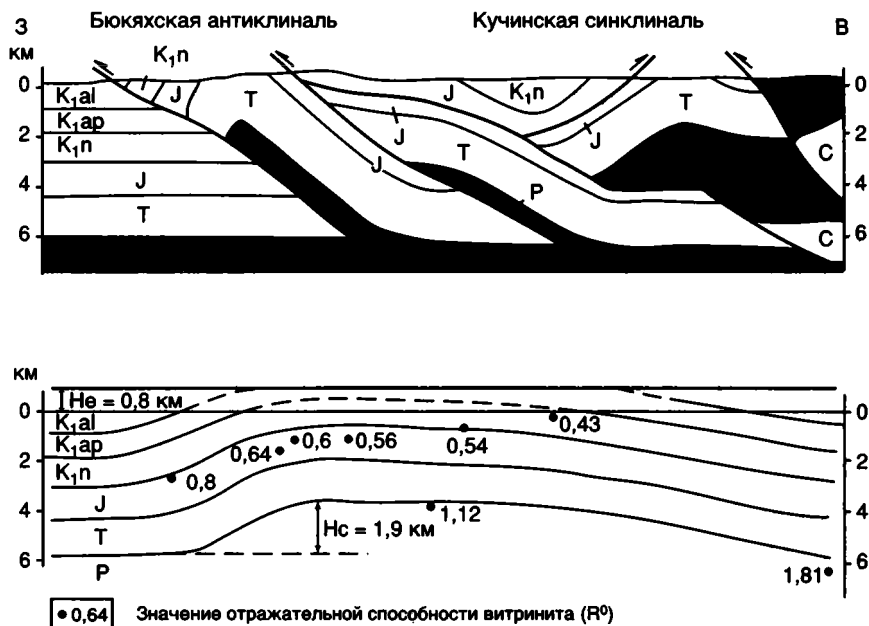


Рис. 6.11. Структурный и палеоглубинный разрезы Бюкxяcкoй антиклинали в районе р. Кучу (Гайдук, Прокопьев, 1999)
 Местоположение см. на рис. 6.1; H_e – величина эрозионного среза; H_c – вычисленная величина палеоподнятия

складчатыми толщами среднего-верхнего карбона и нижней перми, которые полого перекрывают нижнемеловые отложения, смятые в открытую антиклинальную складку (Наумов, 1962). К подошве покрова приурочены ангидриты, по-видимому, девонского возраста. Мощности закартированных здесь стратиграфических подразделений карбона в 2–5 раз меньше синхронных им подразделений, картируемых к востоку от Орулганского надвига (Межвилк, 1970).

Примерно в осевой части Орулганского сегмента выделяется Аялырский надвиг, протягивающийся в долготном направлении на 120 км. Плоскость надвига восточной вергентности наклонена под углом 15–60°. Сложно складчатые нижнекаменноугольные отложения, слагающие висячее крыло надвига, перекрывают пологозалегающие средне-верхнекаменноугольные толщи лежащего крыла, по крайней мере, на расстоянии 8 км. Зона разлома по данным С.В. Тищенко, Л.М. Израилева и Г.В. Труфанова шириной до 400–600 м представлена перемятыми, раздробленными и расланцованными породами. Отмечаются межпластовые срывы.

Далее к востоку, в районе сопряжения Орулганского сегмента с Сартангским синклиналием, устанавливается Кюнкюйский надвиг, прослеживающийся в долготном направлении на 150 км. По надвигу пермские отложения налегают на пермские и триасовые толщи. Сдвиги северо-западного простирания, широко развитые к западу от надвига, не пересекают его. Эти данные поз-

воляют предполагать, что здесь мы имеем самостоятельный тектонический покров.

Для Орулганского сегмента также предполагается дуплексное строение (см. рис. 6.9 и 6.10). Согласно компьютерной гравиметрической модели поверхность кристаллического фундамента полого погружается в восточном направлении и к ней приурочен базальный срыв в основании не вскрытых здесь верхнедевонских и нижнепалеозойских карбонатных отложений. Кровельный надвиг дуплекса трассируется по пластичным горизонтам девона–нижнего карбона. На севере сегмента он приурочен к основанию Уэль-Сиктяхского покрова и наиболее продвинуто к западу. Перемещения внутри дуплекса компенсируются складчатыми дислокациями каменноугольных отложений, а также вышеописанными надвигами, которые приключаются на глубине к кровельному надвигу дуплекса. Кульминация Орулганского антиклинория совпадает с наиболее приподнятой частью дуплекса. Мелкомасштабные дуплексные структуры устанавливаются на юге сегмента и в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях (рис. 6.11). Верхний срыв трассируется по глинистым отложениям перми (Гайдук, Прокопьев, 1999).

В осевой части краевого прогиба параллельно сегменту протягивается Соболах-Маянский надвиг, по которому юрские породы налегают на нижнемеловые отложения. Согласно сейсмическим данным надвиг выполаживается на глубине 2–3 км (рис. 6.12).

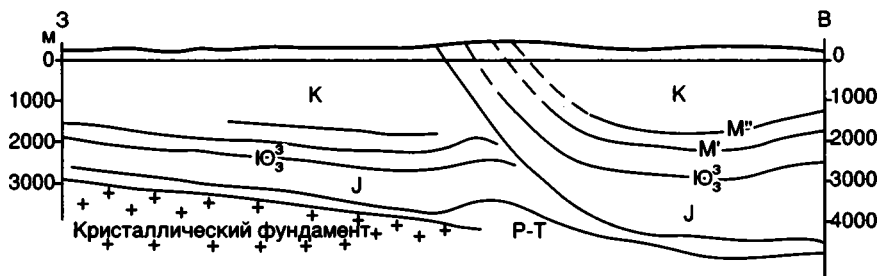


Рис. 6.12. Геолого-геофизический разрез через Соболюх-Маянскую антиклиналь (Парфенов, 1985)

Местоположение разреза см. на рис. 6.1. Ю₃, M', M'' – сейсмические горизонты

Куранахский сегмент расположен в районе резкого изгиба в простирании Верхоянского пояса. Он сложен каменноугольными, пермскими и мезозойскими породами. В осевой его зоне находится Куранахский антиклинорий, в ядре которого обнажаются нижние горизонты среднего карбона. Преобладают крупные (до нескольких километров в поперечнике) коробчатые и зигзагообразные складки, обычно с трещинным кливажем, сопряженные с крутыми надвигами (рис. 6.13). К западу, во фронтальной зоне, надвиги становятся пологими и образуют серию дуг, обращенных выпуклостью в сторону Вилюйской синеклизы (Усть-Вилюйский, Китчанский и др.), линии которых повторяют контуры гряд рельефа (рис. 6.14). К востоку надвиги становятся более прямолинейными, но сохраняют при этом общий дугообразный характер. Углы падения плоскостей надвигов изменяются от 10 до 50°. В висячих их крыльях выступают триасовые отложения, лежащие крылья сложены преимущественно юрскими и меловыми образованиями. Характерна параллельность линий надвигов стратиграфическим границам висячих крыльев. Те и другие, плавно изгибаясь в плане, обрисовывают контуры антиклиналей и синклиналей. Наиболее продвинутые к западу синклинали, достигающие в ширину 50 км, имеют плоское днище и крутые (до 60°) узкие крылья. На этом основании можно заключить, что на глубине надвиги выполаживаются и становятся субгоризонтальными. В целом же структура фронтальной зоны Куранахского сегмента представляется в виде серии надвиговых пластин, которые залегают весьма полого в западной его части и становятся более крутыми к востоку. Амплитуда горизонтальных перемещений по Китчанскому надвигу, по данным бурения, оценивается в несколько километров (Прокопьев, Гриненко, 1989; Гайдук, Прокопьев, 1999). Ю.В. Архипов и др. (1981) отмечают надвиги с амплитудой в 10 км.

В пределах смежной части Приверхоанского краевого прогиба надвиги устанавливаются по данным бурения и сейсморазведки (Черных, Сла-

стенов, 1969; Лейпциг, 1971; Архипов и др., 1981) (рис. 6.15). Базальный срыв здесь, как и в смежной части складчато-надвигового пояса, приурочен к глинистым горизонтам в основании триаса и в верхней перми (см. рис. 6.13, 6.16).

Расчет, проведенный для Китчанской антиклинали показывает, что смещения по разлому 1 затухают ниже эрозионного среза, а для разлома 2 линия, соединяющая на рис. 6.16 точки нулевых перемещений, находилась в 1,5 км западнее выхода надвига в современном эрозионном срезе (рис. 6.16).

Расчетами, основанными на закономерном увеличении отражательной способности витринита при погружении, установлено, что под Китчанской и Усть-Вилюйской фронтальными антиклиналями располагается дуплекс с пассивной кровлей (рис. 6.17). Восточнее картируется серия обратных надвигов восточной вергентности, ограничивающих вдвиговые клинья или мелкомасштабные дуплексы с пассивной кровлей (рис. 6.18) (Гайдук, Прокопьев, 1999). Далее, к востоку, в осевой зоне сегмента срыв смещается вниз по стратиграфическому разрезу на глинистые горизонты перми и, видимо, гипсы среднего-верхнего девона, о присутствии которых в осевой зоне сегмента свидетельствуют гипс-ангидритовые штоки с фрагментами девонских известняков с фауной и базальтов (Сборщиков, Натопов, 1969). В пределах Куранахского антиклинория наблюдаемые в обнажениях деформации представлены преимущественно разномасштабными складками, надвиги редки и малоамплитудны (Прокопьев, Гриненко, 1995).

Надвиги фронтальной зоны Куранахского сегмента сопрягаются с поперечными к их ориентировке преимущественно правыми сдвигами северо-восточного простирания. Сдвиги, как и в Орулганском сегменте, служат ограничениями надвиговых пластин. Они обычно не выходят за пределы конкретной надвиговой пластины.

Под Куранахским антиклинорием предполагается крупный дуплекс (см. рис. 6.13) (Прокопьев, 1998; Гайдук, Прокопьев, 1999), кровельный надвиг которого трассируется по по-

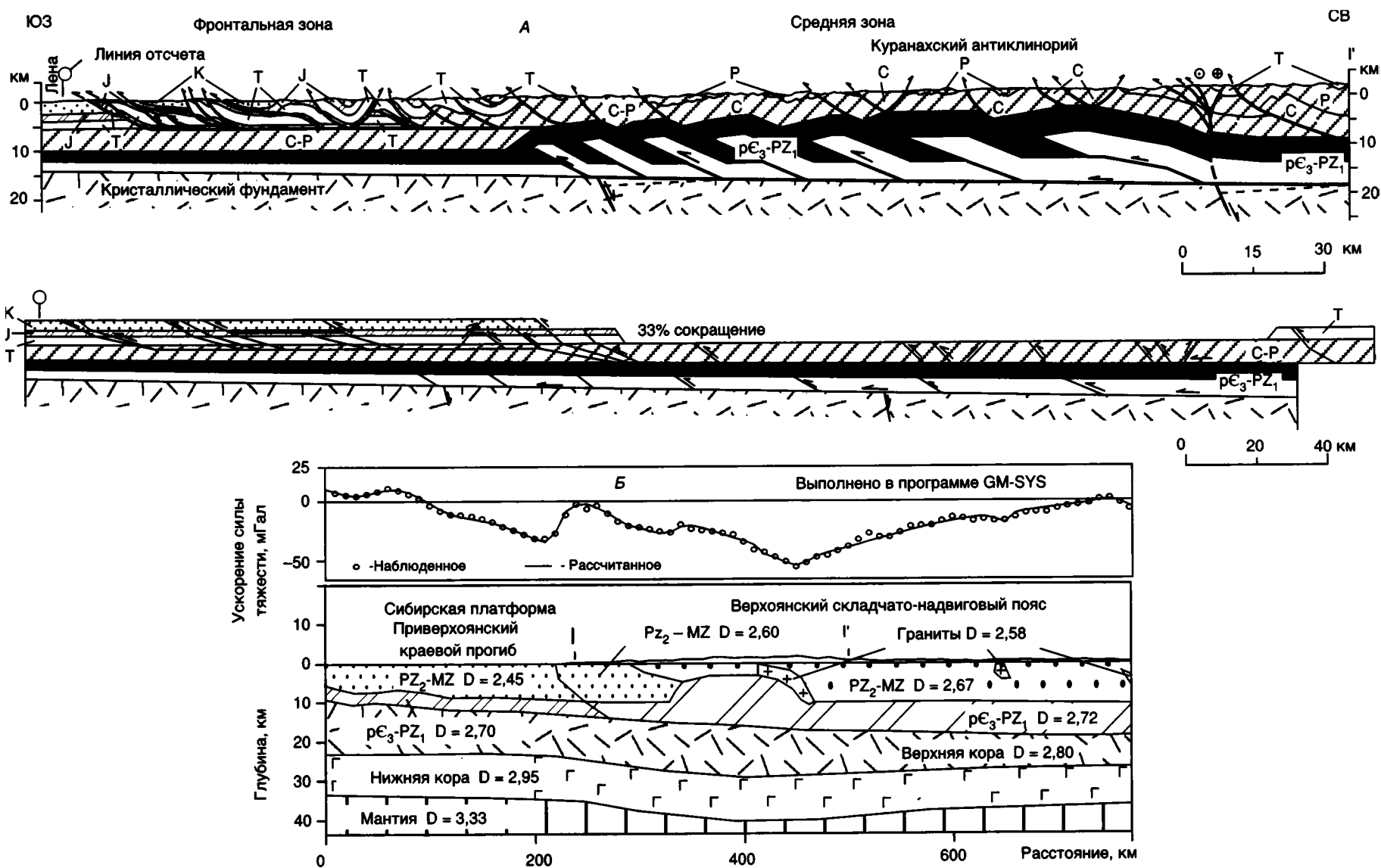


Рис. 6.13. Сбалансированный и восстановленный геологический разрез (не показаны мезозойские гранитоиды) (А) и гравитационная модель (Б) через центральную часть Куранахского сегмента Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (Прокопьев, 1998)
 Местоположение разреза см. на рис. 6.1; усл. обозн. см. на рис. 6.3

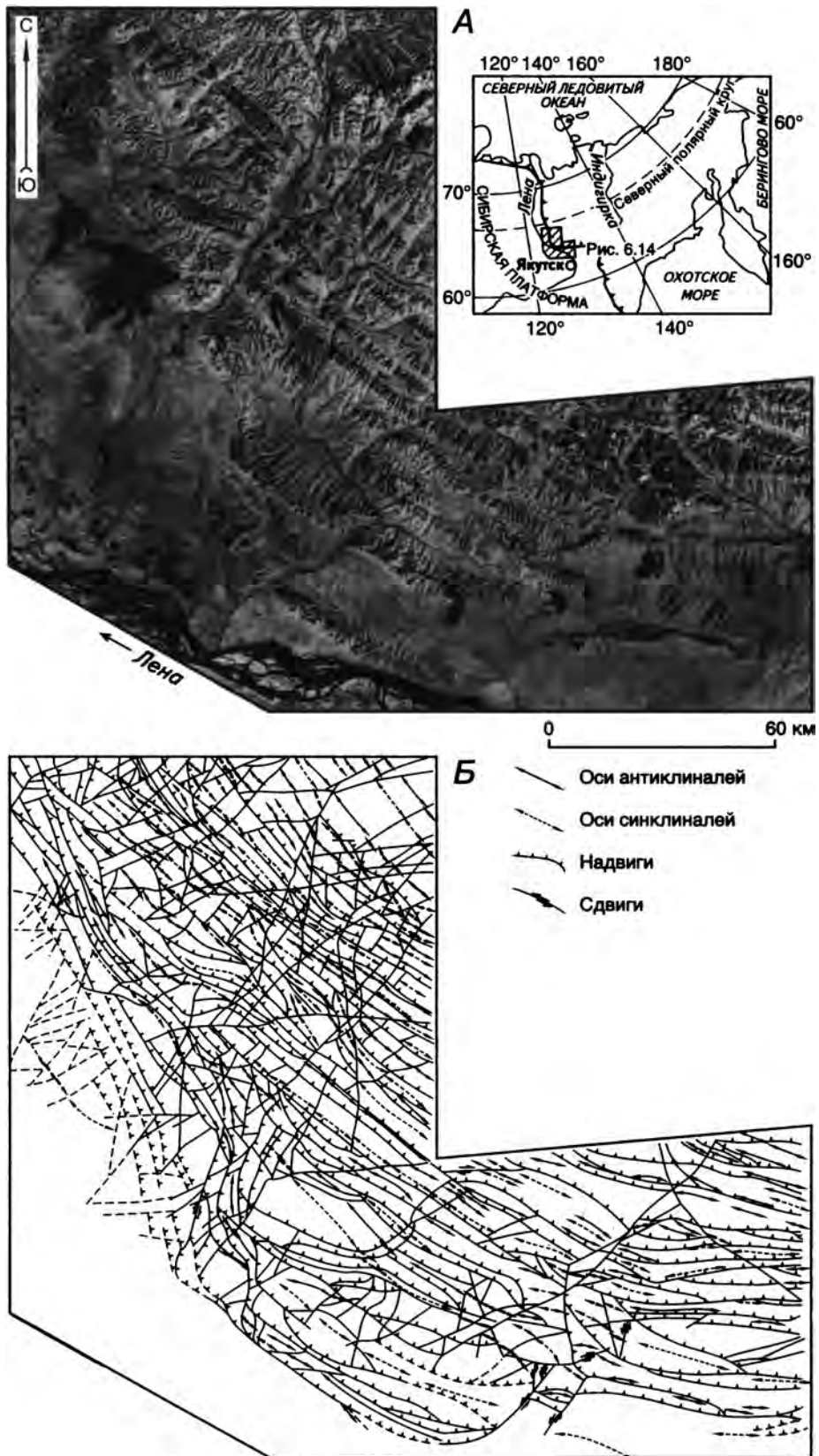


Рис. 6.14. Космический фотоснимок (система "Lansat Thematic Mapper") фронтальной части Куранахского сегмента (А) и схема его дешифрирования (Б) (построена В.С. Гриненко)

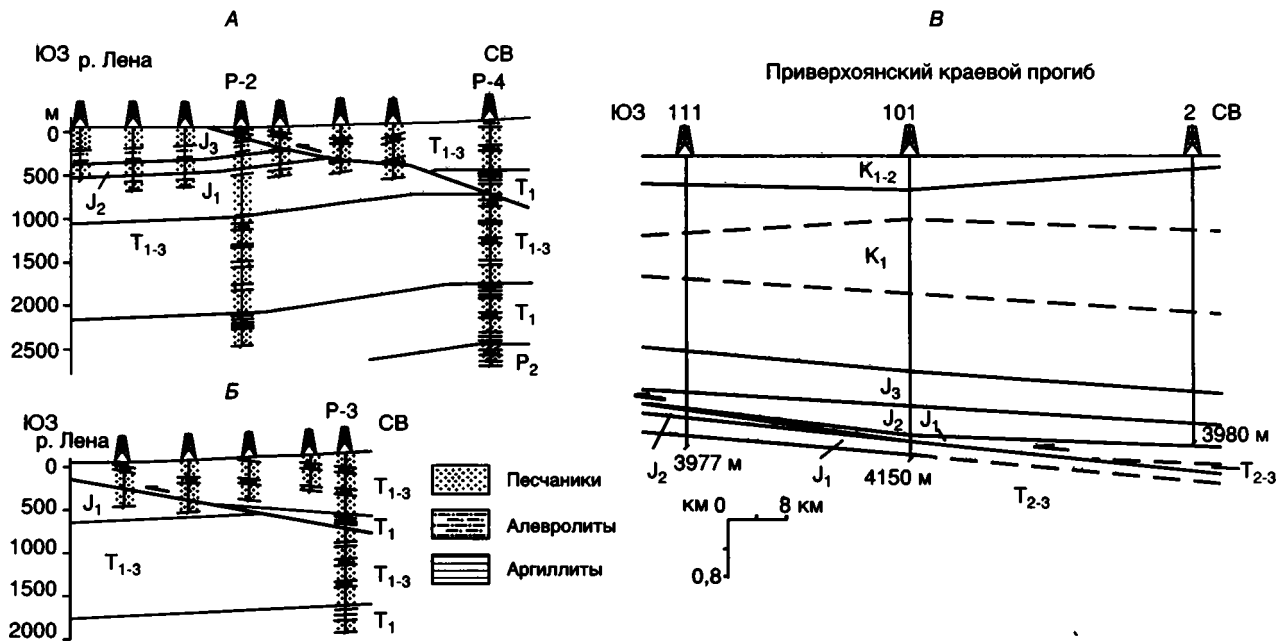


Рис. 6.15. Надвиги, установленные и подтвержденные бурением во фронте Куранахского сегмента (А, Б) и в пределах Приверхойнского краевого прогиба (В) (построено по данным Гриненко и др., 2000а)
Местоположение см. на рис. 6.1

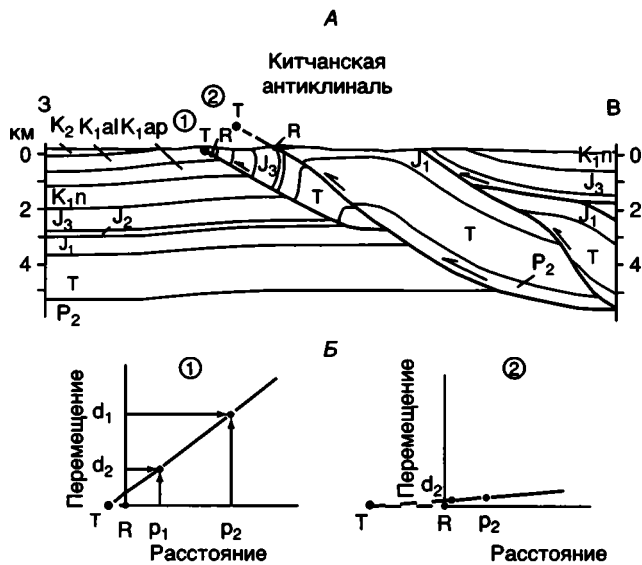


Рис. 6.16. Китчанская взбросо-складка во фронте Куранахского сегмента (А) и расчет положения точки нулевых перемещений по разломам Т (tip-point) для разных ветвей Китчанского надвига (Б) (Прокопьев, Гриненко, 1989; Гайдук, Прокопьев, 1999; с использованием метода Williams, Chapman (1983))

Графики 1, 2 на рис. 6.16,Б соответствуют ветвям надвига 1, 2 на рис. 6.16,А. Масштаб на графиках увеличен в 1,5 раза. Местоположение см. на рис. 6.1; усл. обозн. см. на рис. 6.7

доше нижнего карбона и верхним горизонтам девона (Parfenov et al., 1995). Компьютерная гравитационная модель показывает, что кровля кристаллического фундамента здесь погружается на восток под углами в первые градусы. По

данным ГСЗ, фундамент платформы протягивается по крайней мере на 70 км под западной окраиной Куранахского сегмента (Парфенов, 1985б). При этом поверхность фундамента, залегающая на глубине до 16 км, занимает почти горизонтальное положение. Пространство между обломочными верхнепалеозойскими отложениями и фундаментом заполнено образованиями со средней плотностью 2,72 г/см³, что соответствует средней плотности позднедевонско-среднепалеозойского карбонатного комплекса, обнажающегося южнее в Сетте-Дабанской зоне Южного Верхоянья и вскрытого скважинами в прилегающих районах Сибирской платформы. Образовавшийся “раздвиг” в ядре Куранахского антиклинория трудно объяснить увеличением стратиграфической мощности карбонатных отложений. Логичнее предположить, что карбонатный комплекс представляет собой дуплексную структуру. Детachment (подошвенный надвиг дуплекса) под Куранахским антиклинорием смещается в основание осадочного комплекса и трассируется по кровле кристаллического фундамента. Кульминация антиклинория располагается над наиболее поднятой частью дуплекса. Предполагаемый в основании Куранахского сегмента дуплекс соответствует предложенной П. Гейзером модели так называемого слепого автохтонного дуплекса (Geiser, 1988). Анализ восстановленного разреза показывает, что общее сокращение слоев при надвигообразовании как для терригенного, так и для карбонатного комплексов равно 33%.

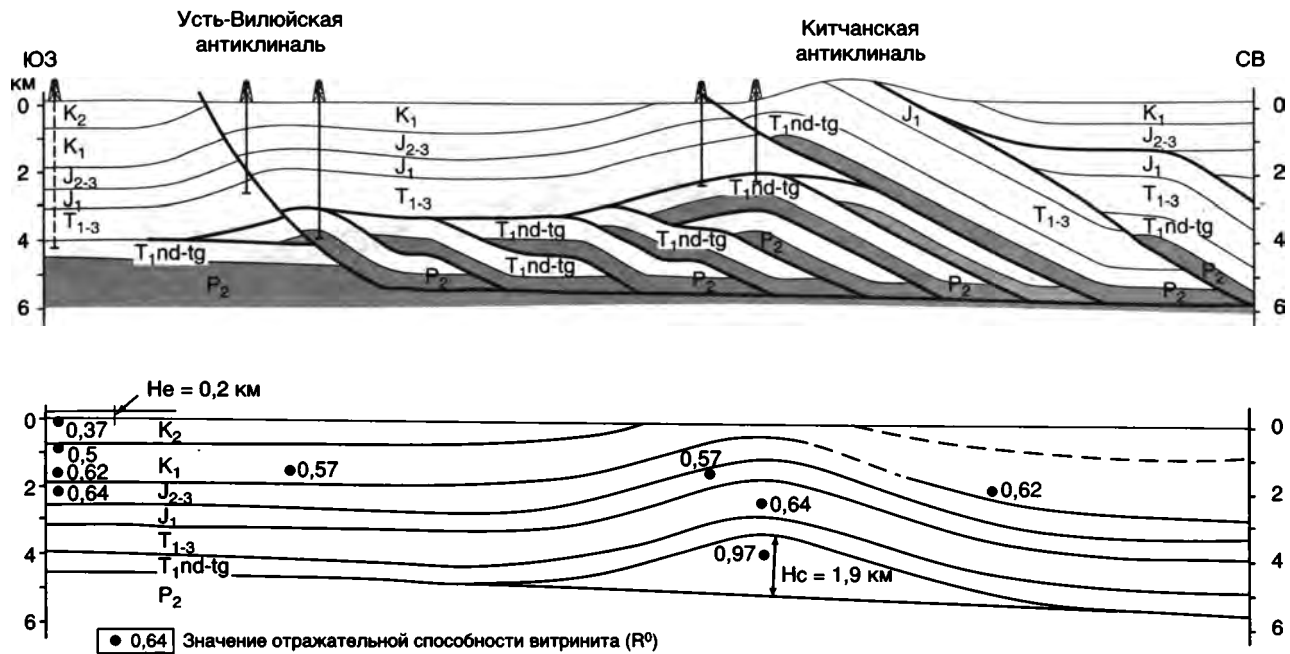


Рис. 6.17. Структурный и палеоглубинный разрезы через надвиговый фронт Куранахского сегмента в районе устья р. Вилуи (Гайдук, Прокопьев, 1999)

He – величина эрозионного среза, Hc – вычисленная величина палеоподнятия. Усл. обозн. см. на рис. 5.31

Бараинский сегмент имеет субширотное простирание. Внутренняя его зона, сложенная преимущественно пермскими мелководными морскими отложениями, характеризуется сжатыми складками юго-западной вергентности (рис. 6.19), оси которых ориентированы под острым углом к общему простиранию сегмента. Складки и сопряженные с ними крутые надвиги в плане располагаются в виде левостороннего эшелона и ориентированы под углом к южному ограничению сегмента (см. рис. 6.1). Вдоль границы с краевым прогибом протягивается крутая фронтальная моноклираль с падением к югу под углом 50–70°, сложенная породами юры и триаса и имеющая также эшелонированное строение. В пределах краевого прогиба бурением (Лейпциг, 1971) и геологическими наблюдениями прослежено несколько чешуйчатых надвигов и антиклинальных складок срыва, или взбросо-складок (Тукуланская, Нижнеградская, Элгэкээн-Бараинская и Томпурская), которые в плане образуют ряд левосторонних кулис. Исходя из морфологического типа этих складок и по геофизическим данным можно предположить, что с глубиной они выполаживаются и в их основании трассируются слепые, затухающие к юго-западу надвиги. Бурением установлено, что эти складки деформируют верхнеолигоценовые отложения Нижнеалданской впадины, которые с угловым несогласием залегают на нижнемеловых толщах и в свою очередь наклонены под углами до 30°.

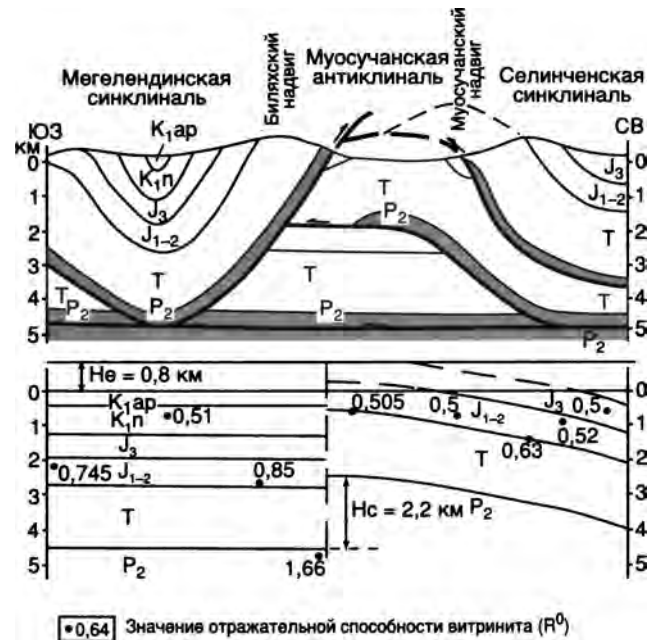


Рис. 6.18. Структурный и палеоглубинный разрезы Муосучанской антиклинали вдоль р. Леписке (Гайдук, Прокопьев, 1999)

Усл. обозн. см. на рис. 6.7, 6.17

Дислоцированные слои перекрываются практически недеформированными плиоценовыми галечниками и песками (см. рис. 1.9). Это свидетельствует о том, что формирование складок во фронте сегмента происходило и в постпалеогеновое время и, возможно, одновременно с осадконакоплением в Нижнеалданской впадине.

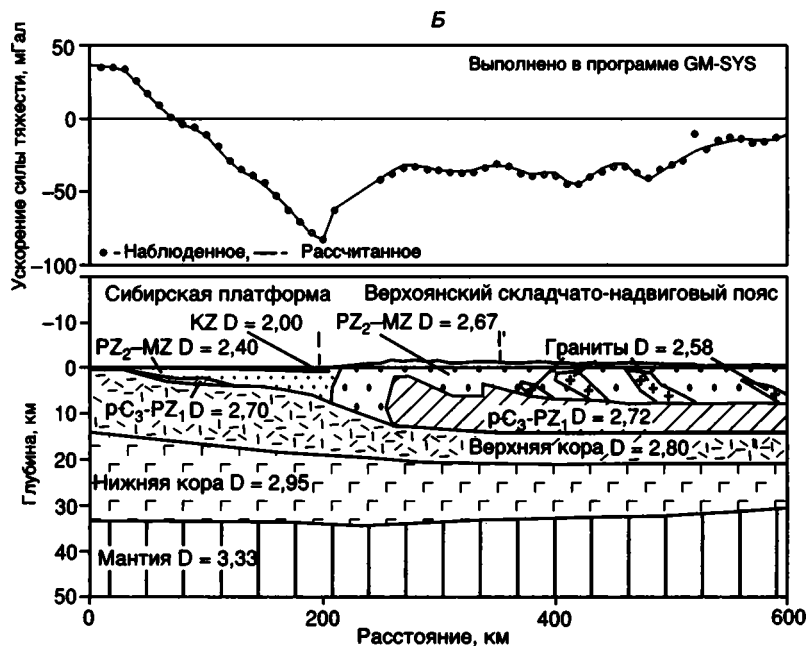
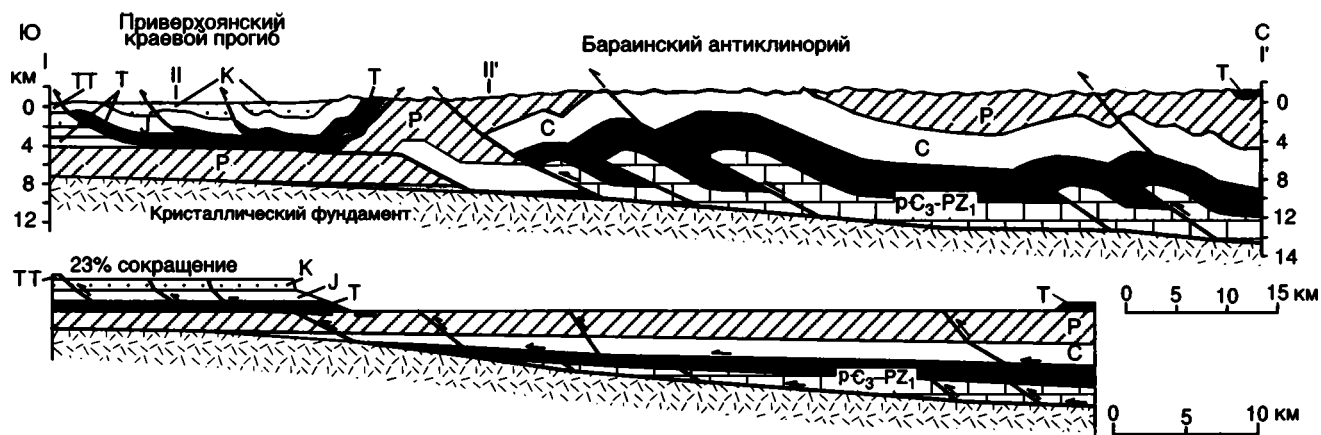


Рис. 6.19. Сбалансированный и восстановленный разрезы через Бараинский сегмент Верхоянского складчато-надвигового пояса (А) и гравитационная модель (Б)

Местоположение разреза см. на рис. 6.1, 6.20; усл. обозн. см. на рис. 6.3, 6.7

На северо-востоке в тылу сегмента располагается Бараинский антиклинорий, в ядре которого выходят на поверхность нижние горизонты среднекаменноугольных отложений. Антиклинорий, также как Орулганский и Куранахский, имеет веерообразное строение и аналогичный набор морфологических типов складчатости и кливажа, но в отличие от последних представляет собой левостороннюю кулису. На его южном крыле на плоскостях надвигов юго-западной вергентности наблюдаются субгоризонтальные штрихи скольжения северо-западного простирания, свидетельствующие о комбинированной взбросо-сдвиговой кинематике разломов (Прокопьев, Гриненко, 1992). На противоположном, северо-восточном крыле антиклинория отмечаются складки и разломы северо-восточной вер-

гентности. Наиболее крупным является Имнеканский надвиг, прослеженный на расстояние около 60 км. Плоскость надвига наклонена к юго-западу под углами 35–45°, амплитуда горизонтальных перемещений оценивается в 4–5 км.

Центральная часть сегмента представляет собой, по-видимому, дуплекс с пассивной кровлей, передовой вдвиговый клин которого компенсируется субпластовыми срывами противоположного общему направлению северо-восточного падения на границе триасовых и пермских отложений, слагающих фронтальную моноклиналь (см. рис. 6.19). Подошвенный надвиг дуплекса трассируется параллельно поверхности кристаллического фундамента и в районе фронтальной моноклинали переходит на основание триаса (Прокопьев, Гриненко, 1992; Parfenov et al., 1995).

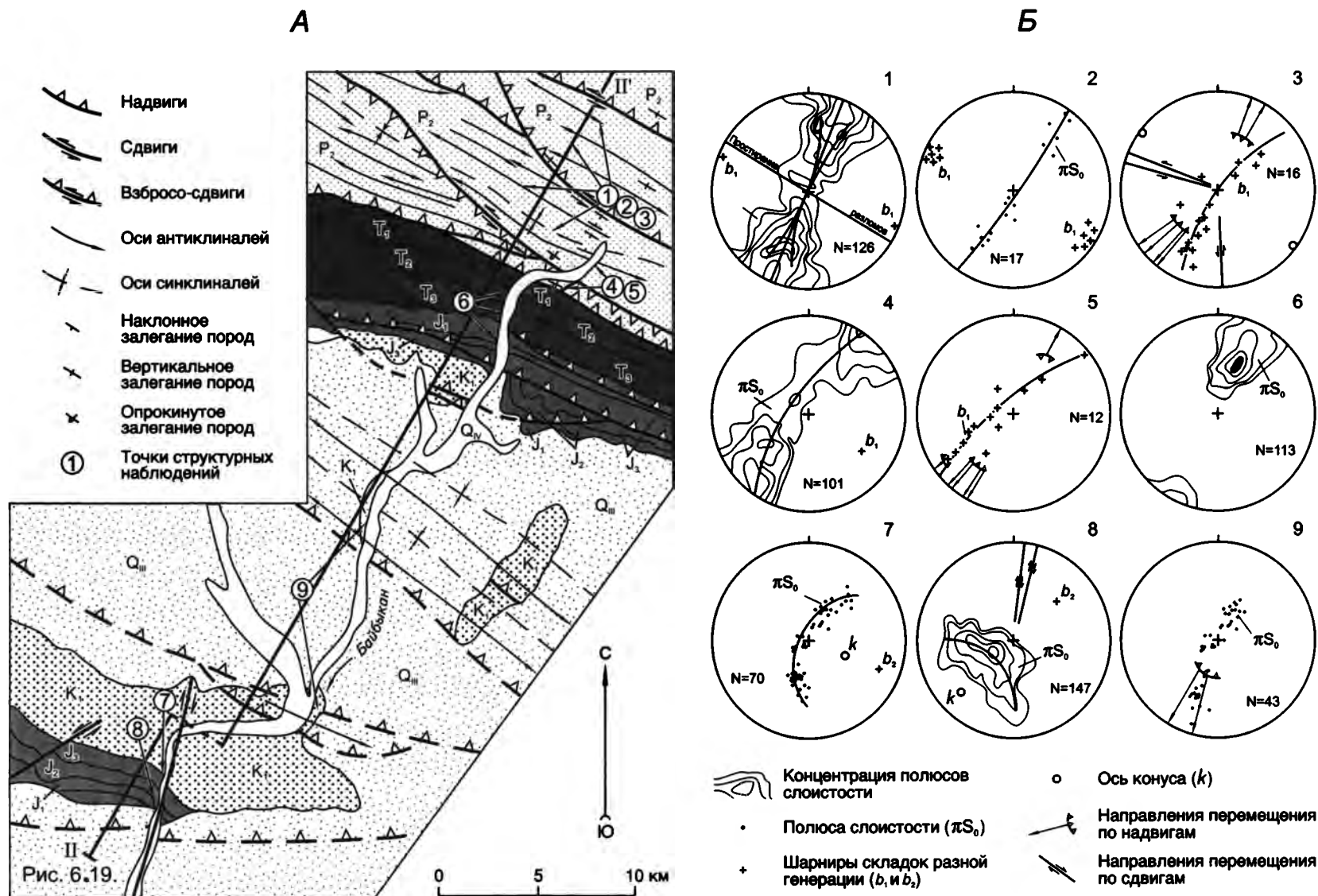


Рис. 6.20. Структурно-геологическая схема среднего течения р. Байбыкан во фронте Бараинского сегмента (А) (Прокопьев, Гриненко, 1992) и стереограммы плоскостных и линейных элементов (Б), иллюстрирующие два этапа деформаций складчатых структур (номера стереограмм соответствуют номерам точек на схеме)

Эшелонированное строение сегмента указывает, что его формирование происходило в условиях сжатия со значительной ролью продольных левосторонних сдвиговых перемещений (Зоненшайн, Сборщиков, 1965; Зоненшайн, 1965), аналогично образованиям Оленёкского сектора. Этот вывод подтверждается широким распространением пологих борозд скольжения на плоскостях надвигов во внутренней зоне сегмента, которые погружаются к юго-востоку под углом до 25°. Геометрический анализ сопряженных с надвигами складок указывает на присутствие слабых конических деформаций на фоне преобладающих цилиндрических складок. При этом оси цилиндрических и конических складок располагаются на стереограммах весьма близко (Прокопьев, Гриненко, 1992) (рис. 6.20). А.А. Межвилк (1970) выделяет здесь Алданский сдвиг, В.С. Ситников и В.Б. Спектор (1978) – широкую (около 80 км) Вилуюско-Алданскую систему дислокаций, главные особенности которой связываются ими с крупными левосторонними перемещениями вдоль границы Бараинского сегмента и расположенного южнее Лено-Алданского блока Сибирской платформы.

Южно-Верхоянский сектор

Сектор располагается на юге Верхоянского складчато-надвигового пояса и протягивается по правобережью р. Алдан в субдолготном направлении на 800 км при ширине от 60 до 150 км, отделяясь от Сибирской платформы Нельканским, Кыллахским и Крайним надвигами (см. рис. 6.1, 6.21).

Структура сектора определялась как глыбово-складчатая (Пуцаровский, 1960, 1972), краевой антиклинорий (Башарин, 1967), антиклинорий (Вихерт, 1961), горст-антиклинорий (Мокшанцев и др., 1964, 1968; Ян-жин-шин, 1983), складчато-глыбовое поднятие (Гусев, 1979) и связывалась с вертикальными перемещениями фундамента. Незначительные угловые несогласия в основании венда и верхнего палеозоя трактовались как проявления байкальской и герцинской складчатости (Резанов, 1968; Мокшанцев и др., 1964, 1968, 1975; Коростелев, 1982; Ян-жин-шин, 1983).

Существенно иные представления о морфологии разломов были высказаны Б.Г. Вороновым (1969) и А.Л. Ставцевым (1971, 1976, 1983). Они полагали, что картируемые на поверхности надвиги с глубиной выполаживаются и не затрагивают кристаллический фундамент, а приразломные складки не имеют корней. Ю.В. Архипов и др. (1981) резкие различия в мощностях рифейских и палеозойских отложений на разных крыльях разломов связывали со значительным

тектоническим сближением пород разных структурно-фациальных зон. В последние годы были получены доказательства крупных горизонтальных перемещений по надвигам (Парфенов, Прокопьев, 1993; Parfenov et al., 1995; Парфенов и др., 1998б). В процессе детальных структурных исследований доказано, что складчатость формировалась в несколько этапов деформаций в мезозойское время (Прокопьев, 1989), а угловые несогласия предвендского и средне-позднепалеозойского времени связаны с рифтовыми процессами (Гусев и др., 1985).

Различаются три тектонические зоны, прослеживаемые вдоль всего сектора. Они сложены породами разного возраста и характеризуются различным стилем деформаций (рис. 6.21, 6.22).

Кыллахская зона протягивается вдоль границы с платформой. Она сложена рифейскими, вендскими, кембрийскими и ордовикскими терригенно-карбонатными отложениями (рис. 6.23). В центральной и южной частях зоны эти толщи несогласно перекрываются карбонатными отложениями нижнего карбона и терригенными породами нижней перми и нижней юры. Характерны широкие плоские синклинали, разделенные узкими линейными антиклиналями (рис. 10.19). Структура зоны определяется листрическими надвигами, крутыми вблизи земной поверхности и переходящими на глубине в полого погружающиеся к востоку срывы, которые приурочены к глинистым горизонтам нижнего и среднего рифея (Парфенов, Прокопьев, 1986). Основными разломами Кыллахской зоны являются: Крайний, Эбейке-Хаятинский, Кыллахский, Нельканский, Гувиндинский, Чагдинский и Акринский надвиги, с которыми связаны асимметричные гребневидные антиклинали. По этим разломам совмещены разнофациальные отложения среднего кембрия (Худолей и др., 1991), что позволяет оценить амплитуды горизонтального перемещения по надвигам в десятки километров. В зонах надвигов проявлена мелкая складчатость и милониты. Предполагается, что главный срыв проходит параллельно поверхности раннекембрийского кристаллического фундамента, полого погружающейся в восточном направлении (см. рис. 6.22).

Амплитуда горизонтальных перемещений по фронтальным надвигам Кыллахской зоны оценивается на основе изучения Горностахской антиклинали (Парфенов и др., 1998б).

Горностахская антиклиналь, расположенная в восточной части Кыллахской зоны (рис. 6.24), представляет собой крупную (50 км в поперечнике) пологую складку с углами наклона слоев на крыльях 10–30°. Ядро антиклинали сложено отложениями нижнего рифея, а крылья – среднего и верхнего рифея, венда и кембрия. На западе Кыллахской зоны эти отложения по Кыллахскому,

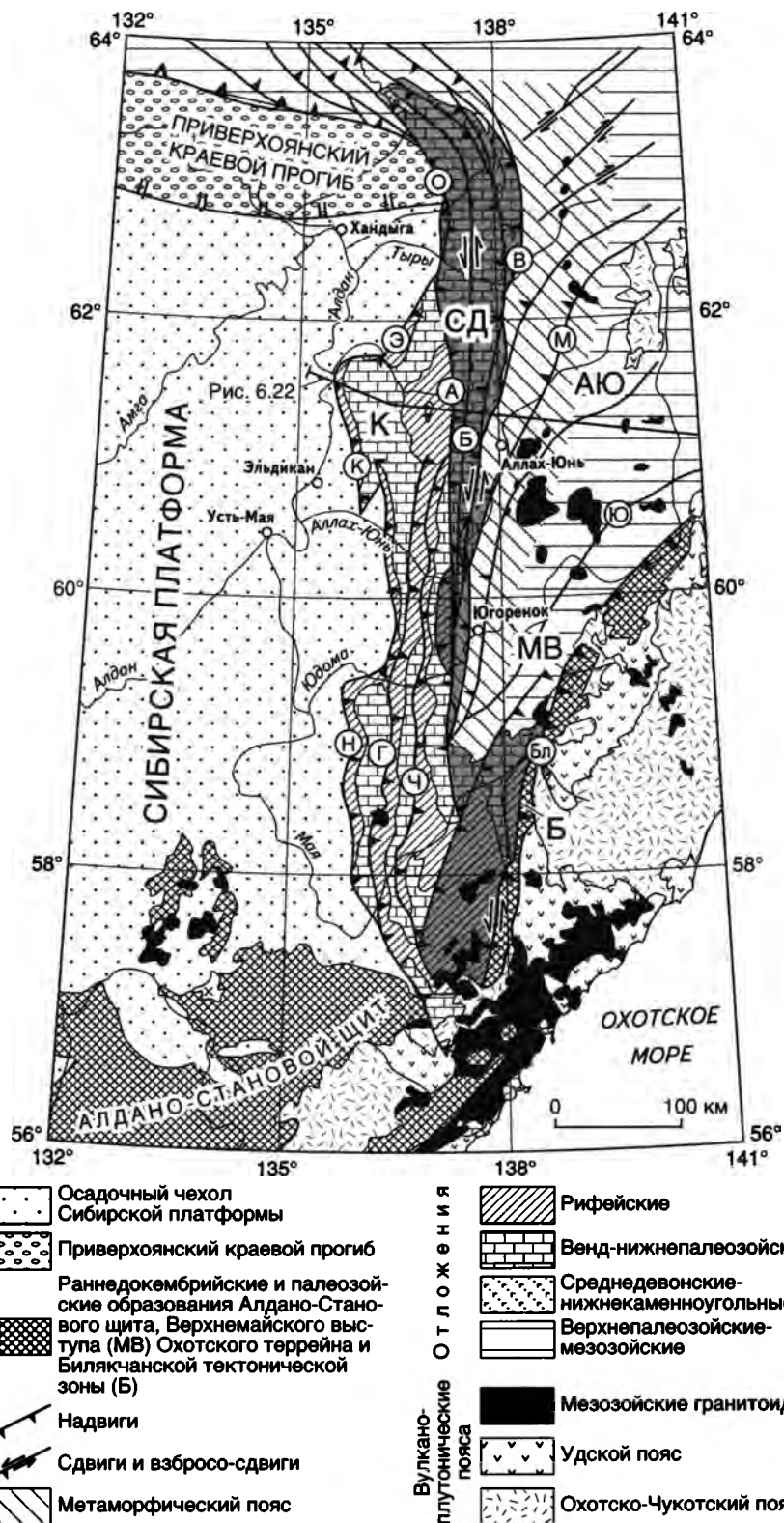


Рис. 6.21. Структурная схема Южно-Верхоянского сектора

Местоположение см. на рис. 6.1. **Тектонические зоны:** К – Кыллахская, СД – Сетте-Дабанская, АЮ – Аллах-Юньская. **Разломы** (буквы в кружках): К – Кыллахский, О – Крайний, Б – Бурхалинский, М – Минорский, Ю – Юдомский, Бл – Билякчанский, Н – Нельканский, Э – Эбейке-Хаятинский, Г – Гувиндинский, Ч – Чагдинский, А – Акринский, В – Восточно-Сетте-Дабанский

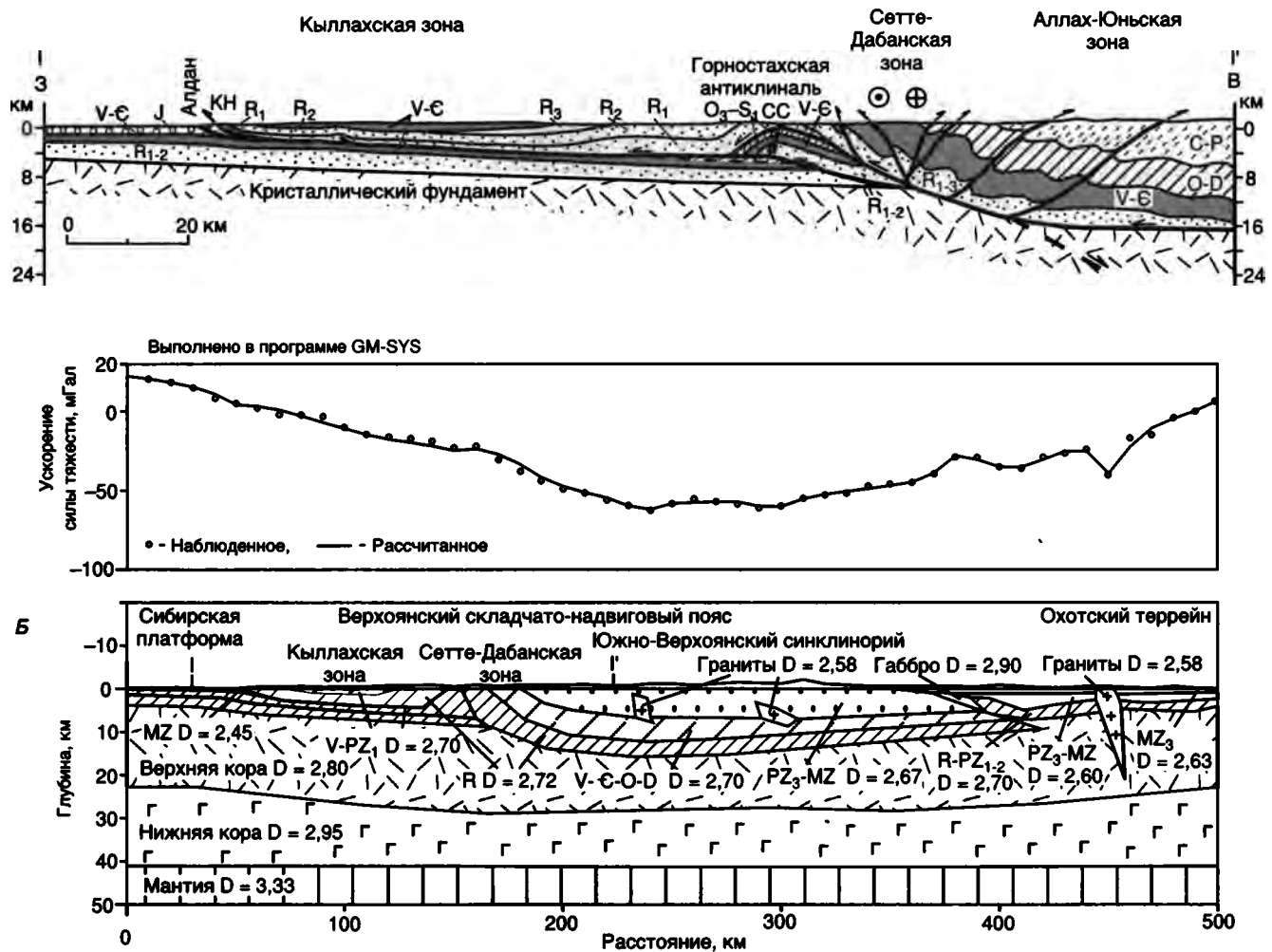


Рис. 6.22. (А) Структурный разрез центральной части Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса и гравитационная модель (Б) (Прокопьев, 1998)

Местоположение см. на рис. 6.1, 6.24. КН – Кыллахский надвиг, СС – Светлинский сброс

Эбейке-Хаятинскому и Нельканскому фронтальным надвигом перекрывают субгоризонтально залегающие отложения юры и мела Сибирской платформы (Парфенов, Прокопьев, 1986; Прокопьев, 1989). На восточное крыло Горностаховской антиклинали надвинуты сложно деформированные венд-кембрийские толщи Сетте-Дабанской тектонической зоны.

Нижнерифейские отложения, вскрытые в ядре Горностаховской антиклинали в верховьях руч. Светлого, представлены пионерской и трехгорной свитами. Они с угловым несогласием и конгломератами в основании перекрывают породами среднерифейских талынской, светлинской и бирской свит. Рифейский возраст этих толщ, помимо их стратиграфического положения в разрезе, подкреплен находками онколитов, микрофитолитов и строматолитов (Волкодав и др., 1978; Семихатов, Серебряков, 1983). В основании пионерской свиты залегает полого погружающийся в западном направлении пласт массивных песчаников, являющийся видимым основанием разреза древнейших толщ Южного Верхоянья (рис. 6.25, А). Гипсометрически ниже, в тальеге руч. Светлый выделяется толща субвертикально залегающих пород видимой мощностью около 30 м, представленных

тонким чередованием углеродистых аргиллитов и алевролитов, кластогенных известняков и микститов. Породы брекчированы и разбиты трещинным кливажом, субпараллельным слоистости. Из известняков путем растворения в уксусной кислоте выделены членики цистоидей и криноидей. Плохая сохранность остатков не позволила установить их возрастную принадлежность. В пласте микститов обнаружены две мшанки. По определению Л.И. Попеко одна из них принадлежит к подсемейству *Ptilodictyinae* (роду *Ptilodictya*), широко распространенному в интервале средний ордовик–ранний силур, вторая предположительно относится к отряду *Cystoporida*. Фаунистически охарактеризованная толща прослеживается в долготном направлении на несколько сотен метров и поле ее распространения ограничивается пологозалегающими и расположенными гипсометрически выше отложениями пионерской свиты нижнего рифея.

Ближайшие выходы ордовик-силурийских отложений расположены в 30 км восточнее руч. Светлый, на востоке Сетте-Дабанской тектонической зоны, где они представлены в нижней части разреза глубоководными морскими отложениями и турбидитами, а в верхах – морскими терригенно-карбонатными породами

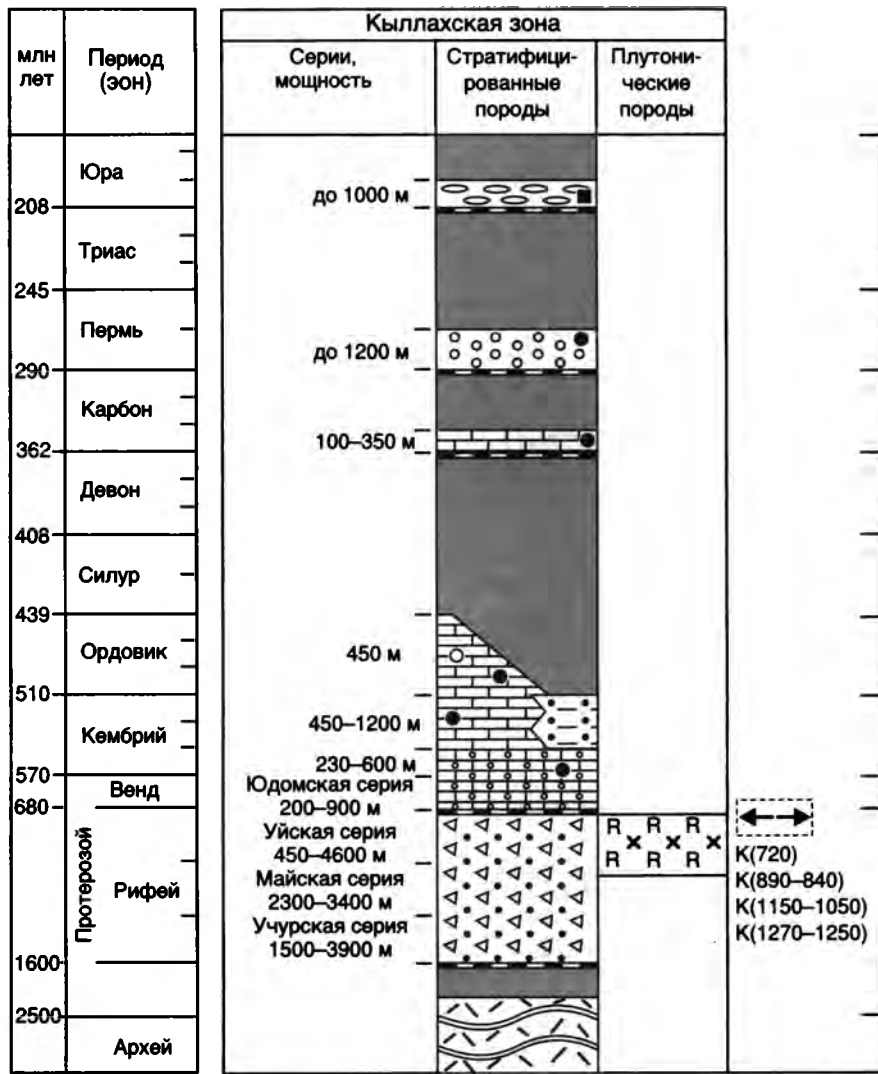


Рис. 6.23. Геодинамическая колонка Кыллахской зоны

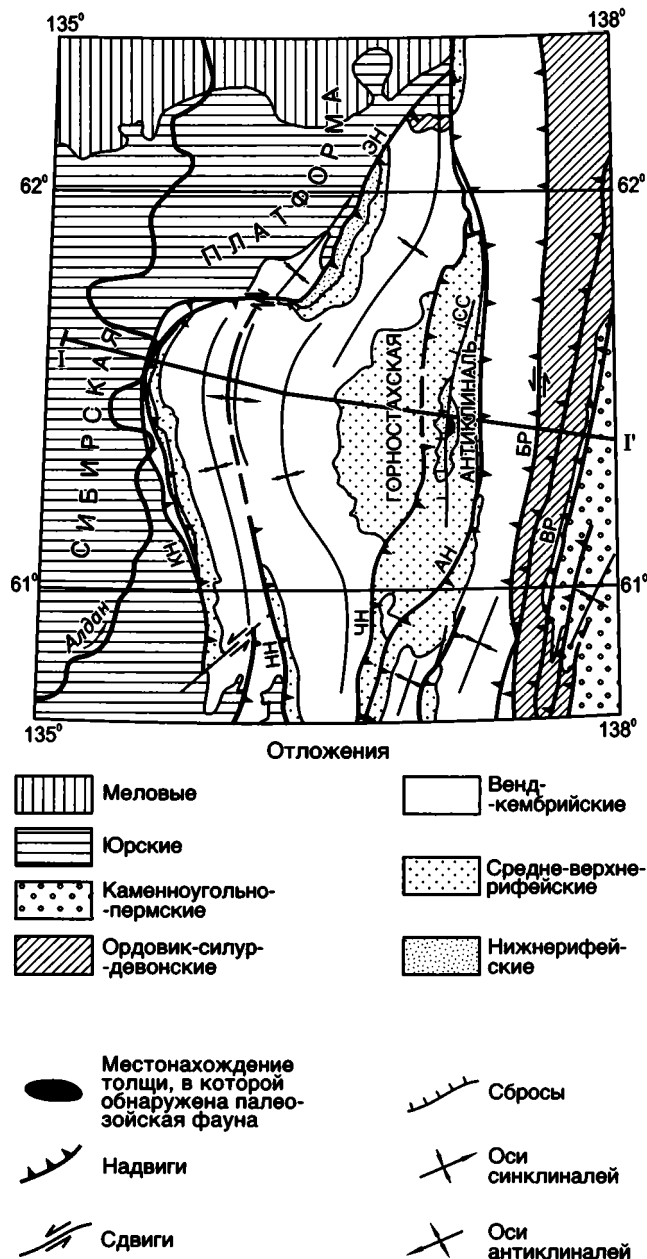


Рис. 6.24. Структурная схема центральной части Южно-Верхоянского сектора

Разрез I-I' см. на рис. 6.22. Разломы: КН – Кыллахский надвиг, ЭН – Эбейке-Хаятинский надвиг, НН – Нельканский надвиг, ЧН – Чагдинский надвиг, АН – Акринский надвиг, БР – Бурхалинский разлом, ВР – Восточно-Сетте-Дабанский разлом, СС – Светлинский сброс

общей мощностью до 6,5 км. На западе Кыллахской зоны во фронте Эбейке-Хаятинского надвига, разрез ниже-верхнеордовикских терригенно-карбонатных отложений (берандинская и бугансалская свиты) имеет мощность всего 445 м и сопоставим с ордовиком центральных районов Сибирской платформы (Старников, Филатов, 1990) (рис. 6.25, Б). Фаунистически охарактеризованная толща, установленная в ядре Горностахской антиклинали, по составу пород сходна с верхней частью разреза верхнеордовикской бугансалской свиты.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что фаунистически охарактеризованная толща в ядре Горностахской антиклинали вскрывается в эрозионном “окне”. Залегающие структурно выше отложения рифея, венда, кембрия и ордовика Кыллахской зоны представляют собой огромную аллохтонную пластину, перемещенную в направлении с востока на запад на расстояние около 90 км (см. рис. 6.22). Детально описанные ранее надвиговые структуры во фронтальной части Кыллахской тектонической зоны (Парфенов, Прокопьев, 1986) следует рассматривать как структуры подошвы этого грандиозного надвигового покрова. Горностахская антиклиналь представляет собой рампу, сформированный над крупным аллохтонным кровельным дуплексом. Такого типа крупные генетически связанные с надвигами рамповые структуры известны в складчато-надвиговых поясах Аппалач и Северо-Американских Кордильер (Twiss, Moores, 1992).

Пологие покровно-надвиговые структуры установлены в районе северного замыкания Горностахской антиклинали (рис. 6.26, А) (Parfenov et al., 1995).

Здесь закартирован крупный аллохтонный покровный комплекс, сложенный породами венда и нижнего кембрия и простирающийся в северо-северо-восточном направлении в виде своеобразного “языка”. Этот аллохтонный комплекс шириной до 4,6 км с запада, востока и юга ограничен надвиговыми плоскостями, которые полого (первые градусы) погружаются в сторону его центральной части. На отдельных участках плоскости надвигов субгоризонтальные (рис. 6.26, Б). Этот комплекс располагается над кровельным надвигом дуплекса, установленном в ядре Горностахской антиклинали на р. Белая, и его формирование связано с развитием дуплекса и Кыллахского надвига.

Аллохтонный комплекс состоит из шести тектонических пластин, образованных повторно присоединяющимися и ответвляющимися пологими надвигами. Мощность пластин колеблется от 250 до 500 м. Породы пластин собраны в открытые складки. Отсутствие интенсивных складчатых дислокаций объясняется тем, что реализация движений по разломам происходила в виде скольжения пластин по некомпетентным стратиграфическим горизонтам в западном направлении. В пределах пластины 1 закартированы две параллельные субдолготные дайки диабазов, корни которых срезаны подстилающим покровом надвигом. Корни даек расположены в 4,5 и 6 км восточнее в автохтоне. Горизонтальное перемещение пластины 1 составляет 4,5 км, а пластины 5 – 6 км.

Сетте-Дабанская зона, занимающая осевое положение в пределах Южно-Верхоянского сектора (см. рис. 6.21), сложена отложениями венда, нижнего и среднего палеозоя (рис. 6.27), которые интенсивно деформированы. Характерны сланцевый кливаж с новообразованием хлорита и серицита и сложная наложенная складчатость нескольких генераций.

Сетте-Дабанская зона имеет структуру “пальмового дерева” (Прокопьев, 1989). Вдоль ее осевой части протягивается Бурхалинский разлом с левосторонними сдвиговыми перемещениями. На западном и восточном флангах плоскости разломов наклонены соответственно к восто-

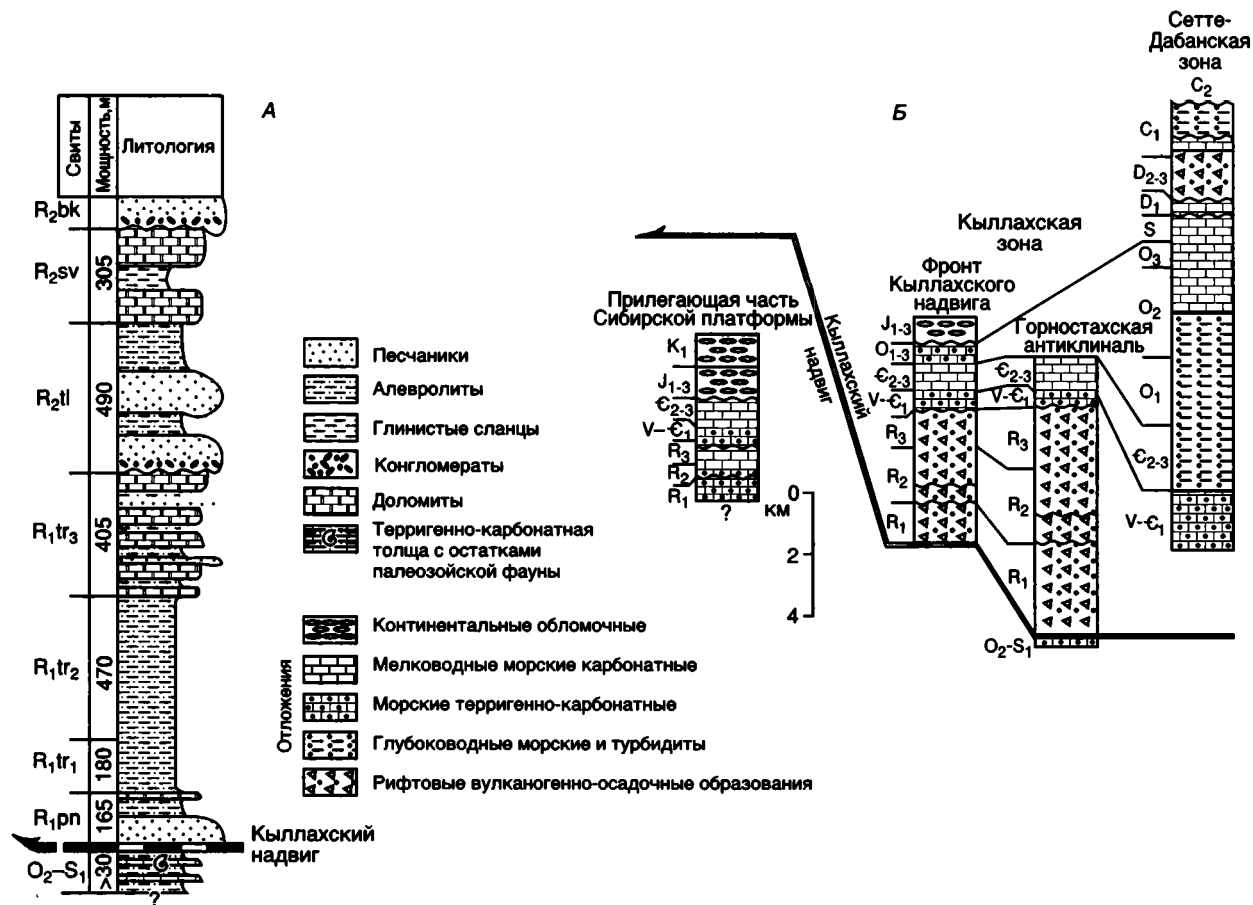


Рис. 6.25. Стратиграфический разрез отложений в ядре Горностахской антиклинали (А) и схема изменения мощностей и состава отложений на западе Южно-Верхоянского сектора и прилегающей части Сибирской платформы (Б) (Парфенов и др., 1998б)

Свиты рифея: R₁pn – пионерская, R₁tr – трехгорная, R₂tl – талынская, R₂sv – светлинская, R₂bk – бикская

ку и западу и имеют признаки левосторонних сдвиговых и взбросовых перемещений. С разломами сопряжены открытые и сжатые складки подобного типа с шарнирами север–северо-восточного простирания. В центральной части зоны складки кулисные, преимущественно конического типа, сланцевый кливаж осевой плоскости субвертикален. Отмечаются открытые складки с вертикальными шарнирами. На периферии зоны распространены складки цилиндрического типа, кливаж становится наклонным в соответствии с наклоном плоскостей разломов. Формирование веерообразной структуры зоны связывалось с косым сдвиговым перемещением вдоль ее оси, которое наложено на более ранние надвиги (Прокопьев, 1989). Однако нельзя исключать, что веерообразная структура является первичной и ее формирование связано с наличием крутого уступа в рельефе кристаллического фундамента, возникшего в результате девонского рифтогенеза. Как было показано экспериментально (McClay, Buchanan, 1992), в этих условиях образуется веер крутых надвигов, напоминающий структурный рисунок Сетте-Дабанской зоны.

Аллах-Юньская зона, расположенная восточнее, охватывает Южно-Верхоянский синклиниорий, сложенный обломочными породами верхнего палеозоя и триаса того же типа, что и в пределах расположенного севернее Западно-Верхоянского сектора (рис. 6.28).

В Южно-Верхоянском синклинории различаются три зоны долготного простирания (с запада на восток): Присетте-Дабанская и Центральная с интенсивно сжатыми складками и Приохотская, где линейные складки чередуются с участками пологого залегания пород (Гусев, 1979). Приохотская и Центральная зоны разделены Юдомским разломом, который определяется как левый взбросо-сдвиг. Вдоль Присетте-Дабанской зоны трассируется Минорский разлом субдолготного простирания, в северной части синклинория именуемый Кидерикинским, состоящий из нескольких левосторонних взбросо-сдвигов. Здесь же установлен зональный метаморфический пояс того же простирания, прослеженный на несколько сот километров при ширине до 60–70 км (Симанович, 1978; Андриянов, 1973а, б, 1983; Неменман, 1991). Описание Южно-Верхо-

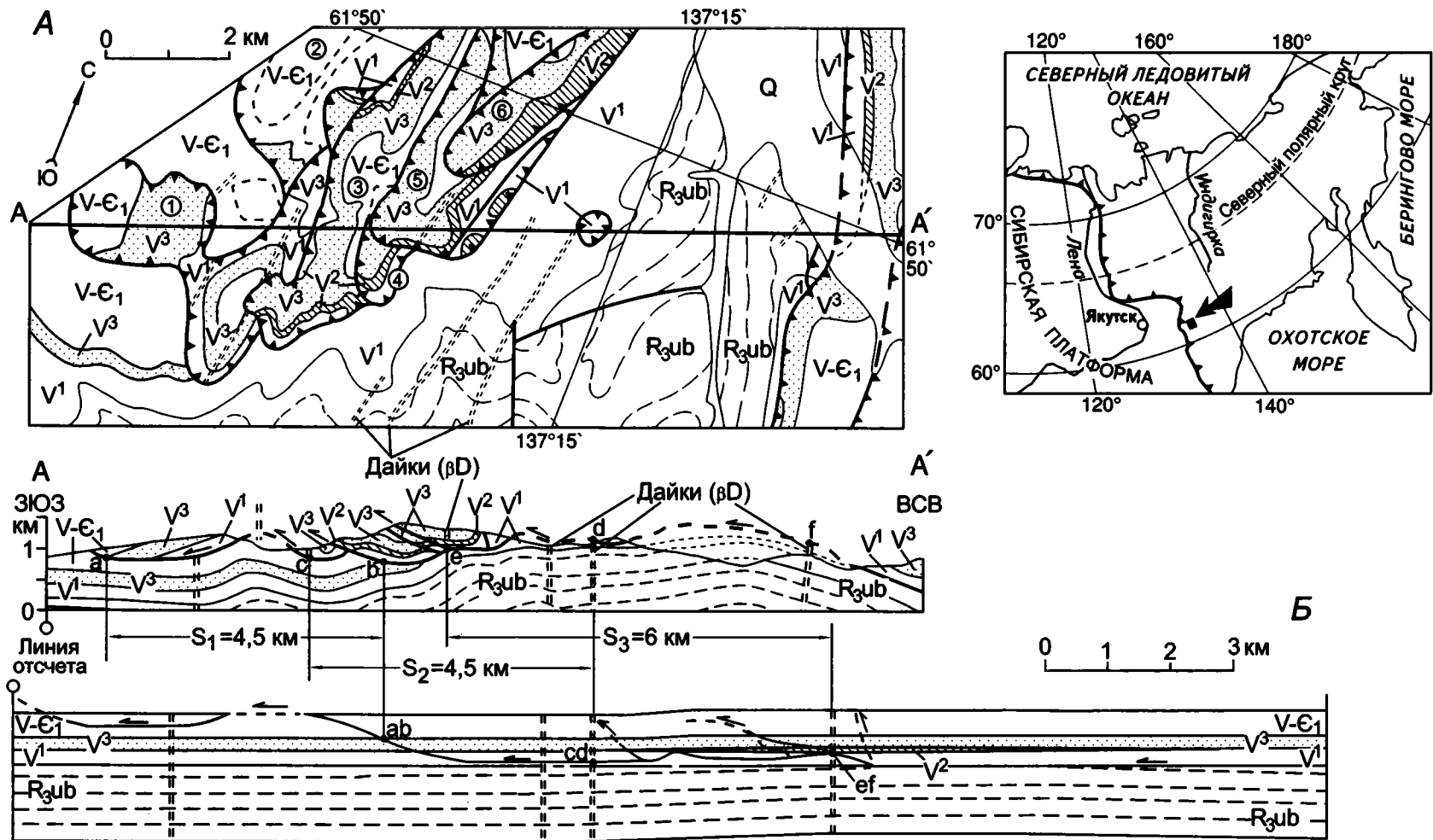


Рис. 6.26. Геологическая карта северо-востока Кыллахской тектонической зоны (Parfenov et al., 1995, с исправлениями и дополнениями) (А) и сбалансированный и восстановленный геологические разрезы по линии А-А' (Б)

Точки а, б, с, d, е, f – маркеры для построения сбалансированного разреза, S₁, S₂ и S₃ – расстояния горизонтального перемещения надвиговых пластин. Отложения: Q – четвертичные, V-E₁ – венд-нижнекембрийские (сытыгинская свита); вендские: V₃ – токурская, V₂ – малская, V₁ – яланская свиты; R_{3ub} – верхнерифейские; βD – девонские дайки основного состава. Цифры в кружках – номера тектонических пластин (см. текст). На врезке показано местоположение района

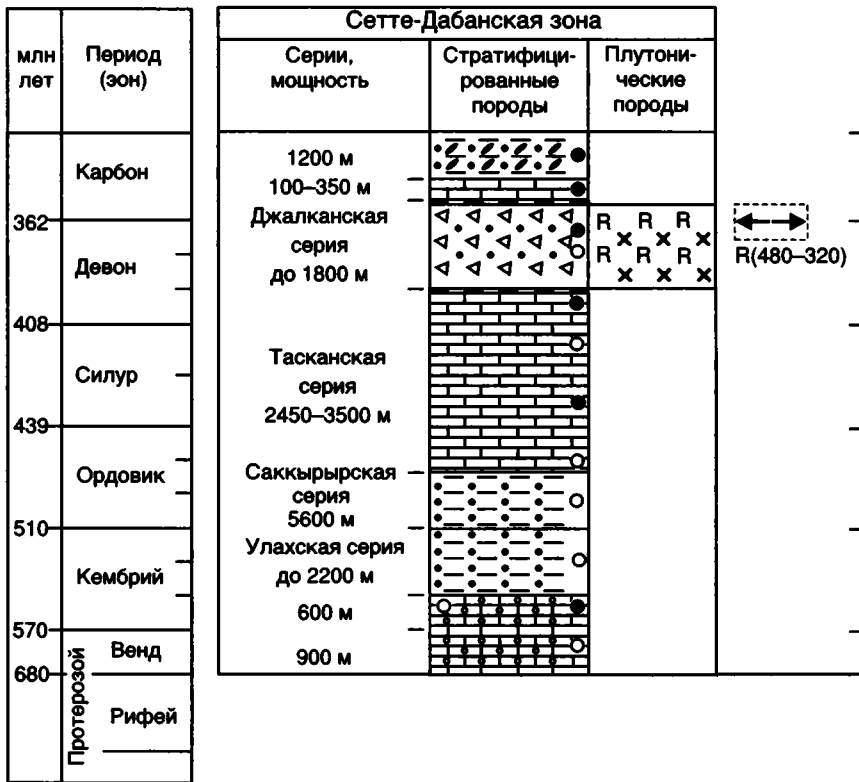


Рис. 6.27. Геодинамическая колонка Сетте-Дабанской зоны
Усл. обозн. см. на рис. 6.23

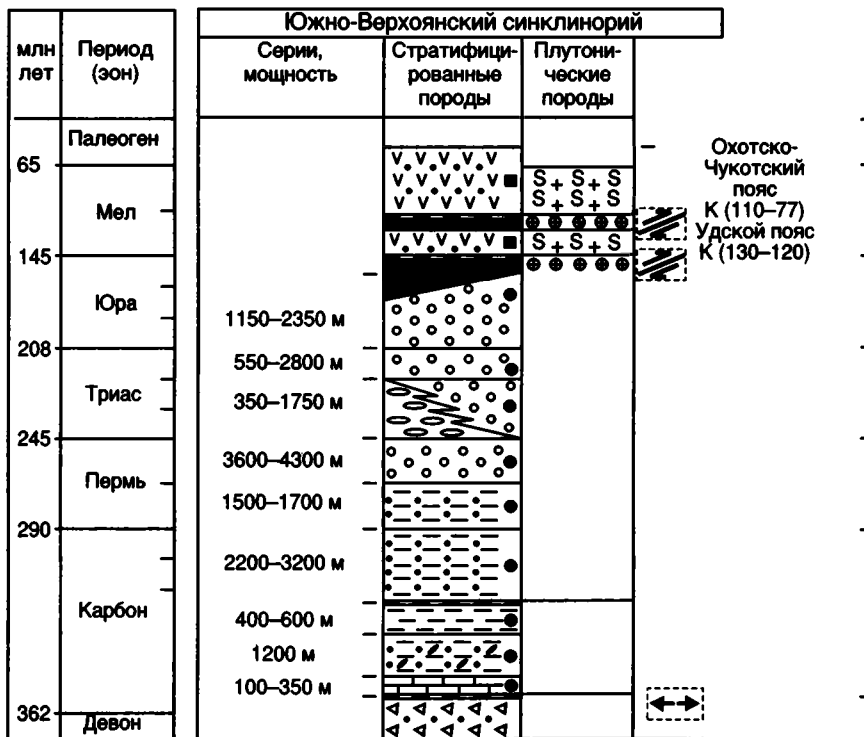


Рис. 6.28. Геодинамическая колонка Южно-Верхоянского синклиория
Усл. обозн. см. на рис. 6.23

янского метаморфического пояса приводится в главе 8.

В пределах Присетте-Дабанской зоны прослежены продольные полосы повышенной деформации пород шириной до 5–10 км и протяженностью в десятки–первые сотни км, которые описываются как зоны смятия (Прокопьев, Фридовский, 1989; Худoley, Гурьев, 1992). В пределах этих зон устанавливаются преимущественно подобные складки, сжатые вплоть до изоклиналей, оси которых либо субпараллельны простиранию зон, либо ориентированы к ним под косым углом и располагаются кулисно. Сланцевый кливаж имеет западное и северо-западное падение и субпараллелен осевым плоскостям складок, что свидетельствует о связи метаморфизма со взбросо-сдвиговыми дислокациями. Углы падения кливажа варьируют от 45 до 85°. Сдвиговая составляющая определяется по пологой и субгоризонтальной минеральной линейности растяжения, наблюдаемой на плоскостях кливажа. Сместители мелких разрывов наклонены под такими же углами. Широко проявлены процессы транспозиции – перераспределения вещества пород параллельно плоскостям кливажа, что затрудняет правильные оценки истинной мощности деформированных пород. Как в пределах самих зон смятия, так и между ними располагаются участки слабдеформированных пород, подчеркивая неоднородность деформаций. Связь этих зон повышенной деформации с процессами метаморфизма и их соотношение с Минорским разломом, к сожалению, остаются неизученными.

В Центральной зоне синклинория, как и в Присетте-Дабанской, складчатость характеризуется преобладающей восточной вергентностью, а на востоке Приохотской зоны осевые плоскости складок имеют как восточные, так и западные падения. На востоке Аллах-Юньская зона отделяется от Верхнемайского выступа Охотского террейна и Билякчанской тектонической зоны Билякчанским разломом северо-восточного простирания, имеющим левостороннюю сдвиговую взбросовую кинематику.

На рис. 6.22 приведена построенная на основе компьютерной программы GM-SYS гравитационная модель центральной части Южно-Верхоянского сектора и смежной окраины Охотского террейна. Согласно модели Южно-Верхоянский синклинорий имеет асимметричное строение, с более крутым западным и более пологим восточным бортом, примыкающим к Охотскому террейну. Верхнепалеозойские и мезозойские терригенные отложения распространены до глубины 6–8 км; рифей-девонские существенно карбонатные образования слагают низы разреза синклинория и протягиваются на восток вплоть до Охотского террейна. Отмечается увеличение мощности карбонатных отложений рифея и ниж-

него палеозоя в Сетте-Дабанской зоне и на западе синклинория, что может быть связано с их накоплением на Верхоянской пассивной окраине и континентальном склоне. Максимальные мощности верхнепалеозойских и мезозойских терригенных отложений смещены к востоку, по-видимому, в результате проградации пассивной окраины в этом направлении.

Фундамент Сибирской платформы в пределах Кыллахской зоны полого (под углами 1–3°) погружается в восточном направлении от 5 км до 10–12 км. На востоке Сетте-Дабанской зоны на глубине 16–18 км устанавливается уступ поверхности фундамента, шириной 15–25 км, который, вероятно, был сформирован в процессе среднепалеозойского рифтогенеза.

Система сопряженных поперечных сдвигов

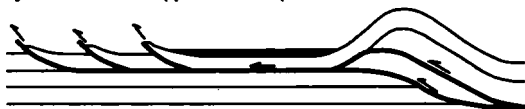
Для Западно-Верхоянского сектора характерно широкое распространение поперечных сдвигов северо-восточного и северо-западного простираний, образующих единую сопряженную систему. Северо-восточные сдвиги являются правосторонними, а северо-западные – левосторонними. Максимальные смещения по ним составляют 3–5 км (Рыбченков, Горшкова, 1965), обычно – сотни метров. Общее количество этих разломов весьма велико, и на рис. 6.1 показаны лишь немногие из них. Сдвиги смещают оси складок и надвиги и являются наиболее поздними деформациями в пределах Верхоянского складчато-надвигового пояса, имеющими, по-видимому, позднемеловой возраст. Выдержанность ориентировки сдвигов на площади всего сектора свидетельствует об однородности поля тектонических напряжений, которое определяется тангенциальным сжатием в субширотном направлении (Зоненшайн, 1965; Гусев, 1979).

На севере и в центральной части Южно-Верхоянского сектора картируются малоамплитудные (с перемещениями до 1 км) диагональные правые сдвиги северо-восточного и широтного направлений, так называемая Сунтарская система разломов (Кирусенко, 1970). Разломы этой системы и сопряженные с ними левые сдвиги северо-западного простирания Сетаньинской системы, наиболее проявленные на северо-западе Южно-Верхоянского синклинория, накладываются на все охарактеризованные выше структуры.

Типы фронтов Верхоянского складчато-надвигового пояса

Предлагаемая классификация основана на двух взаимодополняющих классификациях надвиговых фронтов – И. Ванна и др. (Vann et al., 1986) и К. Морли (Morley, 1986). Выделяется пять типов надвиговых фронтов (рис. 6.29, А). К первому ти-

Тип 1. Глубоковскрытый фронт
 Сильновскрытый фронт надвигов (по Morley, 1986)
 Субмолассовый детачмент (тип 1 по Vann et al., 1986)



Скалистые горы, горы Маккензи (Аляска), Аппалачи, Кыллахская и центральная часть Северо-Орулганской ветви Верхоянского пояса

Тип 2. Слабовскрытый фронт
 Слабовскрытый фронт надвигов (по Morley, 1986)



Марокканский Риф, хр. Брукса (Аляска), Южная и северная части Северо-Орулганской ветви Верхоянского пояса

Тип 3. Погруженный фронт
 Вдвиги (вдвиги, дуплексы с пассивной кровлей) (тип 2 по Vann et al., 1986)
 Погруженный фронт надвигов (треугольные зоны) (по Morley, 1986)



Пакистан, Перу, хр. Брукса (Аляска), Скалистые горы, Хараулахская, возможно, Оленёкская, Китчанская и тыловая часть Бараинской ветви Верхоянского пояса

Тип 4. Погруженный фронт
 Погруженный фронт надвигов (фронтальные моноклинали, взбросо-складки) (по Morley, 1986)
 Затухающий надвиг (тип 4 по Vann et al., 1986)



Хр. Брукса (Аляска), Скалистые горы, Южно-Орулганская, Бараинская и, возможно, Оленёкская ветви Верхоянского пояса

Тип 5. Растущий фронт
 Погруженные надвиги (тип 3 по Vann et al., 1986)



Приморские Альпы, Папуа, Юж. Периней, Бараинская ветвь и тыловая часть Китчанской ветви Верхоянского пояса

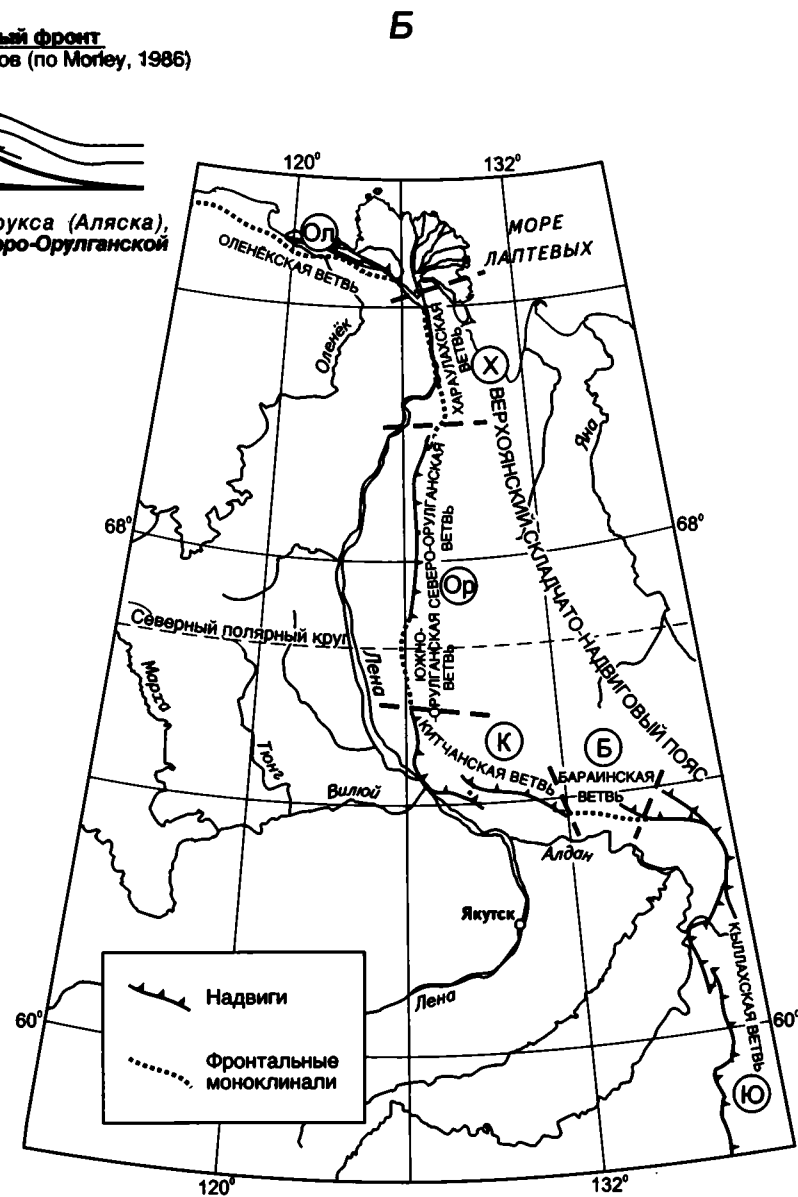


Рис. 6.29. Типы надвиговых фронтов Верхоянского складчато-надвигового пояса и схема их расположения

Буквы в кружках: Ол – Оленёкский, Ю – Южно-Верхоянский секторы; Х – Хараулахский, Ор – Орулганский, К – Куранахский, Б – Бараинский сегменты Западно-Верхоянского сектора (Prokoriev et al., 2001)

пу относится глубоковскрытый фронт (сильновскрытый по К. Морли), в котором перемещение чешуй по базальному срыву (детачменту) приводит к значительным надвиговым перекрытиям автохтона и формированию шарьяжей. Этот тип характеризуется значительным эрозионным срезом, присутствием тектонических покровов, клиппов и эрозионных тектонических окон. Частным случаем этого типа является субмолассовый базальный срыв (по И. Ванну и др.), при котором надвиг перекрывает подводную или субэзральную палеоэрозионную поверхность. В субэзральных условиях фронт движущейся надвиговой чешуи подвергается синтетектонической эрозии, надвиговая пластина перемещается по толщам осадков, образованных за счет ее разрушения (молассе), а также и по ранее сформированным образованиям, перекрывая их. Ко второму типу относятся частично вскрытые (слабовскрытые по К. Морли) фронты, представляющие собой листрические чешуйчатые надвиги, асимптотически сходящиеся к главному подошвенному срыву. Третий и четвертый типы – погруженные фронты, в которых базальный срыв не выходит на эрозионную поверхность, смещения по нему постепенно затухают в направлении к форланду и прекращаются в тип-линии – крае надвига, где горизонтальное перемещение становится равным нулю. Фронты этого типа представляют собой либо дуплексы с пассивной кровлей (вдвиги или треугольные зоны) (третий тип), либо взбросо-складки (четвертый тип). Для обоих типов характерны так называемые фронтальные моноклинали, формирующиеся над нескрытой тип-линией. К пятому типу относятся растущие фронты, представляющие собой частный случай вдвигов или взбросо-складок. Синхронно с их формированием поверх них отлагаются осадки. Мощность осадков, отлагающихся на своде и на передовых крыльях антиклиналей, как правило, меньше, чем в соседних синклиналиях.

Фронт Верхоянского складчато-надвигового пояса подразделяется на ряд ветвей (рис. 6.29, Б), которые совпадают с передовыми надвигами охарактеризованных выше сегментов. В соответствии с предложенной классификацией к первому типу относятся Кыллахская и Северо-Орулганская ветви, представляющие собой типичный пример сильновскрытого надвигового фронта, являющегося краем аллохтонной пластины с большой амплитудой горизонтального перемещения. Слабовскрытые фронты, выраженные чешуйчатыми надвигами (тип 2), проявлены ограниченно и находятся на южном и северном флангах Северо-Орулганской ветви. Погруженные фронты (вдвиги, или дуплексы с пассивной кровлей – тип 3) расположены в Хараулахской, Китчанской и в тылу Бараинской ветви. Для них

характерны обратные надвиги, затухающие в сторону краевого прогиба, и фронтальные моноклинали. Взбросо-складки (тип 4) отмечены в Бараинской и Южно-Орулганской ветвях. Оленёкская ветвь относится к типу погруженных фронтов, но недостаточность данных о внутреннем строении фронтальных антиклиналей не позволяет классифицировать ее более точно. К растущему фронту (тип 5) более или менее уверенно можно отнести передовые антиклинали Бараинской и тыловые структуры Китчанской ветви. Возможно, этот тип проявлен более широко и характерен также для других ветвей фронта Верхоянского складчато-надвигового пояса. Для проверки этого предположения требуются дополнительные исследования, в первую очередь, конседиментационных позднемезозойско-кайнозойских структур в районах передовых надвигов.

Природа фронтальных структур Верхоянского складчато-надвигового пояса

Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчато-надвигового пояса в значительной степени подчиняются тому геометрическому рисунку жестких блоков, который был сформирован в результате девонского рифтогенеза. На рис. 5.14 показаны главные элементы рифтовой системы, устанавливаемые на востоке платформенной системы, устанавливаемые на востоке платформенной системы, устанавливаемые на востоке платформенной системы, устанавливаемые на востоке платформенной системы. В основании Виллюйской синеклизы, образованной верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями, устанавливаются Ыгыаттинский и Кемпендяйский грабенообразные прогибы северо-восточного простирания, выполненные мощными (до нескольких километров) пестроцветными и красноцветными обломочными и карбонатными породами с базальтами и каменной солью среднего–верхнего девона и нижнего карбона (Гайдук, 1988). К северу и югу от прогибов параллельно им на сотни километров протягиваются рои базальтовых даек. Эти прогибы представляют недоразвитые ветви трехлучевой рифтовой системы, основное тело которой погружено под Верхоянским складчато-надвиговым поясом. В северной части платформы известен Кютюнгдинской грабен северо-западного простирания аналогичного типа, но меньших размеров, который также сопровождается роями даек. К Хараулахскому, Орулганскому и Бараинскому сегментам складчатого пояса примыкают соответственно Говоровское, Джарджанское и Якутское поднятия, в пределах которых на докембрийский фундамент налегают пермские и мезозойские отложения. Формирование этих поднятий и размыв ранее существовавших здесь рифейских и нижнепалеозойских отложений также связывают с девонским рифтогенезом.

Общая конфигурация Верхоянского складчато-надвигового пояса и его фронтальные структуры определяются расположением прогибов и поднятий на окраине платформы при общем сжатии в широтном направлении. Можно предполагать, что коленообразный широтный изгиб складчатого пояса и левосторонние сдвиговые смещения, являющиеся характерной особенностью Бараинского сегмента, обусловлены наличием крутого уступа субширотного простирания в рельефе кристаллического фундамента, который является северным ограничением Якутского поднятия. Восточные склоны Говоровского и Джарджанского поднятий, возможно, послужили ограничениями при продвижении к западу фронтальных надвигов складчатого пояса. Наиболее продвинуты в сторону платформы фронтальные надвиги Куранахского сегмента, примыкающего к наиболее прогнутому участку платформы. В Южно-Верхоянском секторе, согласно гравиметрическим данным, крутой уступ субдолготного простирания в фундаменте намечается в районе Сетте-Дабанской тектонической зоны.

ЗОНА ХИНТЕРЛАНДА

Главные тектонические структуры

Зона хинтерланда Верхоянского складчато-надвигового пояса сложена триасовыми и нижне-среднеюрскими обломочными отложениями. На востоке по Адыча-Тарынской зоне разломов зона граничит с Кулар-Нерским террейном. Западная ее граница с фронтальными структурами Западно-Верхоянского сектора Верхоянского пояса является условной. В пределах зоны хинтерланда принято выделять ряд антиклинорий и синклинориев (см. рис. 6.1).

Омолойский синклинорий протягивается в долготном направлении на 350 км при ширине 50–70 км в тылу Хараулахского и Орулганского сегментов Западно-Верхоянского сектора форланда. Он образован в основном триасовыми отложениями, смятыми в простые пологие линейные складки протяженностью до 130 км с наклоном крыльев в 20–30°. Характерны крупные линейные коробчатые антиклинали, чередующиеся с корытообразными синклиналями, которые местами осложнены более мелкими клиновидными складками (Гусев, 1979).

Среднеянский антиклинорий, расположенный к востоку от Омолойского синклинория, сложен отложениями преимущественно верхнего триаса. Он протягивается в северо-восточном направлении на 150 км при ширине 90–100 км. Характерной особенностью складчатых деформаций является дугообразный разворот простирания осей линейных складок с субдолготного на

юге антиклинория до северо-восточного на севере, где они почти ортогонально примыкают к Адыча-Тарынской зоне разломов на границе с Кулар-Нерским террейном. Складки брахиформные, коробчатые, шириной до 10 км (Гусев, 1979).

Сартангский синклинорий, расположенный к югу от Омолойского синклинория, протягивается на 350 км при ширине до 150 км в тылу Куранахского и Бараинского сегментов Западно-Верхоянского сектора форланда (см. рис. 6.1) (Веклич, 1979). Он сложен триасовыми и нижне-среднеюрскими отложениями и отделяется от Омолойского синклинория Бытантайским поперечным поднятием, на котором обнажены толщи перми и триаса. Бытантайское поднятие расположено на продолжении границы между Орулганским и Куранахским сегментами форланда.

В южной части синклинория распространены сжатые коробчатые и гребневидные складки, осложненные мелкой складчатостью (Вихерт, 1961). Севернее прослеживаются протяженные крупные коробчатые антиклинали и корытообразные синклинали; изредка встречаются гребневидные складки. Арочные складки осложняют более крупные структуры. На севере синклинория развита мелкая гребневидная, обычно опрокинутая на восток складчатость (рис. 6.30). Отдельные складки прослеживаются на сотни километров. Своды крупных складок местами осложнены продольными разрывами типа сбросо-сдвигов с амплитудой до 1 км (Гусев, 1979).

Продольные разломы имеют преимущественно надвиговую кинематику. По некоторым из них наблюдаются скачкообразные изменения мощностей отложений, что, возможно, указывает на значительные горизонтальные перемещения. Однако некоторые авторы полагают, что эти разломы представляют собой конседиментационные сбросы, практически не подновлявшиеся в процессе складчатости (Гусев, 1979). В пределах синклинория выделяется Сартанг-Дербекинская система надвигов северо-западного простирания протяженностью 250–300 км при ширине 15–35 км (Архипов и др., 1981). Надвиги протяженностью до 35 км наклонены на северо-восток под углами 30–40° и по простиранию переходят в крутопадающие взбросы и взбросо-сдвиги. Максимальные перемещения по единичным надвигам достигают 5 км.

На западном крыле Сартангского синклинория вдоль границы с Куранахским сегментом установлены продольные левосдвиговые дуплексы сжатия и растяжения северо-западного простирания (Костин и др., 1997б). Наиболее крупным является Нюектаминский сдвиг, который трассируется серией сближенных разломов, круто (80–85°) падающих на юго-запад и сопровождаю-

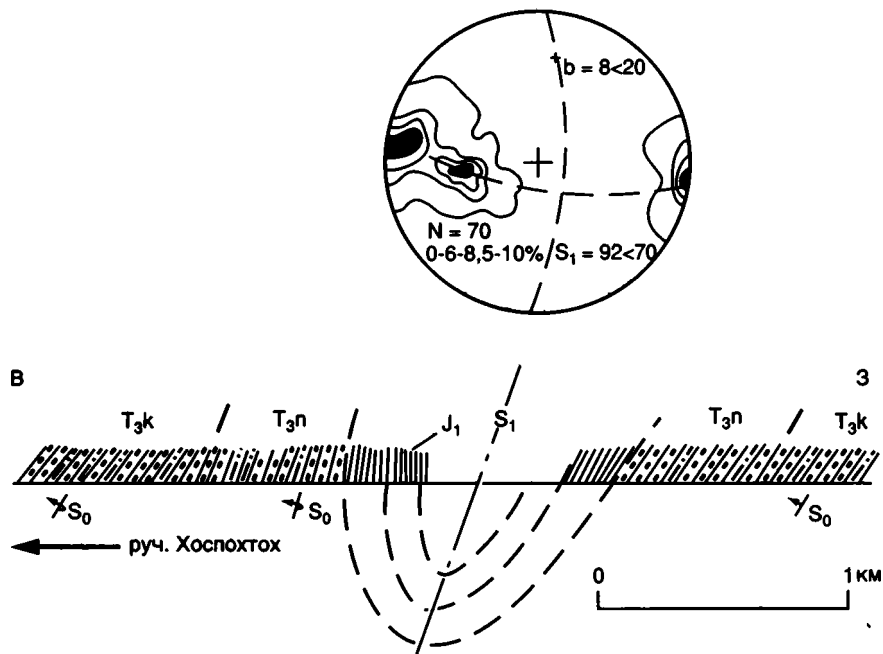


Рис. 6.30. Опрокинутая Хоспохтохская принадвиговая синклираль и стереограмма полюсов слоистости в центральной части Сартагского синклиория
Усл. обозн. см. на рис. 5.31

щихся зонами дробления с субгоризонтальными зеркалами скольжения. Со сдвигами связаны малоамплитудные взбросы и сбросы, взаимоотношения которых с продольными надвигами до конца не ясны. Восточнее, вдоль границы Сартагского синклиория с Адыча-Эльгинским антиклинорием, картируются надвиги, плоскости которых падают на восток (Гусев, 1979).

Адыча-Эльгинский антиклинорий протягивается в северо-западном направлении на 600 км при ширине до 150 км. Он сложен в основном верхнетриасовыми отложениями мощностью около 5 км; в сводах некоторых структур вскрываются ниже-среднетриасовые, а в мульдах – нижеюр-

ские отложения. На севере антиклинория развиты брахиформные коробчатые и арочные складки, а на юге – плоские сундучные антиклинали шириной около 20 км и длиной до 100–150 км и разделяющие их узкие (3–6 км) щелевидные синклинали. Юго-западная часть антиклинория характеризуется развитием обширных (диаметром до 20–50 км) куполовидных пологих поднятий, разделенных пологими удлиненными синклиналями (Гусев, 1979). В центральной части антиклинория картируются узкие (до нескольких км) линейные складки с ундулирующими шарнирами. Наблюдаемые в обнажениях складки шириной от нескольких дециметров до первых сотен метров сопровож-



Рис. 6.31. Характер деформаций верхнетриасовых отложений Адыча-Эльгинского антиклинория (нижнее течение р. Нельгесе) (Архипов, Парфенов, 1980)

ждаются трещинным и сланцевым кливажом и ассоциируют с надвигами западной вергентности (рис. 6.31). Складки сжатые, вплоть до изоклиналильных, цилиндрические. Ориентировка осевых поверхностей складок изменяется от вертикальной до субгоризонтальной. Характерны резкие (почти под прямым углом) изменения в простирании шарниров складок, что связано с несколькими этапами деформаций (Архипов, Парфенов, 1980). Ранние складки связаны с надвигами. Более поздние наложенные деформации, отмечаемые по коаксиальному изгибанию осевых поверхностей ранних складок, которые приобретают пологий наклон к северо-востоку, также связаны с надвигами. Заключительные сдвиговые деформации устанавливаются по искривлению линейности пересечения раннего кливажа и слоистости, появлению складок с крутыми шарнирами и секущего кливажа второй генерации.

В юго-восточной части антиклинория картируются крупные складки, оси которых ориентированы в северо-восточном направлении, в целом дискордантно к общему простиранию структур, что может свидетельствовать об их связи с более поздними продольными левосдвиговыми перемещениями. Юго-восточным ограничением антиклинория является Кобюминская система субширотных складок с протяженными (до 75 км) синклиналями, образованными нижеюрскими вулканогенно-осадочными толщами. К северу от Кобюминской системы складок трассируется Брюнгадинский разлом, протягивающийся в запад-северо-западном направлении на 300 км. В бассейне р. Брюнгаде он выражен серией параллельных взбросов и сдвигов. Его плоскость или вертикальная, или падает на северо-восток под углами 75–80° (Коростелев, 1982). На юго-восточном отрезке разлома В.М. Мерзляковым (1968) описаны левые сбросо-сдвиги с горизонтальными амплитудами до 8–10 км, а западнее Г.С. Гусев (1979) определил правосторонние перемещения.

В целом, устанавливается общее увеличение интенсивности складчатости по направлению к северо-востоку (Архипов, Парфенов, 1980). На границе с Кулар-Нерским террейном трассируется Адыча-Тарынская зона разломов, детальная характеристика которой приводится при описании структур Кулар-Нерского террейна в главе 7.

Поперечные разломы зоны хинтерланда

Поперечные по отношению к простиранию складчатости разломы, как и в зоне форланда, подразделяются на правосторонние сдвиги северо-восточного простирания и левосторонние сдвиги северо-западного простирания, образующие единую сопряженную систему (см. рис. 6.1). Правосторонние сдвиги картируются обычно в виде зон сгу-

щения малоамплитудных разломов. К их числу относятся Эге-Хайский, Халтысинский, Северо-Тирехтяхский, Южно-Тирехтяхский, Дербек-Нельгесинский, Сан-Юрхский и Налучинский правые сдвиги. Смещения амплитудой до 15 км устанавливаются по резкому изгибу субдолготных складок и смещениям их осевых плоскостей (Гусев, 1979). К этим разломам приурочены поперечные пояса гранитоидов (Дербек-Нельгесинский и др.), поэтому они рассматриваются как выраженные в чехле разломы фундамента (Парфенов, 1995).

Левые сдвиги северо-западного простирания проявлены не так широко, однако горизонтальные перемещения по некоторым из них достигают 20 км (Аллахский сдвиг) (Туманов, Камалетдинов, 1973).

ФОРМИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИОННОЙ СТРУКТУРЫ ВЕРХОЯНСКОГО ПОЯСА

Структуры Верхоянского пояса имеют различный возраст в пределах разных его секторов. Наиболее древними являются деформационные структуры Южно-Верхоянского сектора. Складки и надвиги здесь прорваны крупными плутонами гранитоидов, ранние фазы которых датированы в 150 млн лет (см. главу 8), и совместно с Охотским террейном несогласно перекрыты полого залегающими неокеновыми вулканитами Удской магматической дуги (см. рис. 6.1, 8.16). Формирование деформационной структуры сектора произошло в поздней юре и может быть связано с аккрецией к Северо-Азиатскому кратону Охотского террейна.

Формирование деформационной структуры Западно-Верхоянского сектора, занимающего большую площадь Верхоянского пояса, началось в конце поздней юры–начале неокома в связи со столкновением Колымо-Омолонского супертеррейна и Северо-Азиатского кратона. При этом складчатость продвигалась от юго-западной окраины супертеррейна по направлению к Сибирской платформе.

Складки и надвиги юго-западной окраины супертеррейна и смежной части Верхоянского складчато-надвигового пояса прорваны гранитами Главного батолитового пояса, которые ^{40}Ar – ^{39}Ar методом датированы в 150–134 млн лет (Lauer et al., 2001). Во фронтальной зоне Верхоянского пояса в поздней юре–начале мела в процессе продолжающегося осадконакопления начинают формироваться крупные складки (Parfenov et al., 1995) и происходит заложение Приверхоянского краевого прогиба. В баррем-альбских отложениях краевого прогиба появляется обломочный материал, принесенный со стороны складчатого пояса (Галабала, 1971). До этого вре-

мени снос обломочного материала происходил со стороны Сибирской платформы. С начала апта возрастает скорость осадконакопления в Приверхоянском краевом прогибе. Формирование фронтальных складчато-надвиговых структур Западно-Верхоянского сектора Верхоянского пояса происходит в позднем мелу и фиксируется позднесеноман-датскими песчаниками и песками с горизонтами гравелитов и конгломератов краевого прогиба, которые залегают местами несогласно на подстилающих отложениях. Ось позднемелового прогиба смещается к западу относительно зоны максимального прогибания в раннемеловое время. Отсутствие мощных грубообломочных толщ в составе меловых отложений Приверхоянского краевого прогиба свидетельствует о том, что мезозойская складчатость не сопровождалась образованием высоких горных хребтов.

О продвижении складчатости вкострости простирающаяся Западно-Верхоянского сектора по направлению к Сибирской платформе свидетельствует последовательное “омоложение” в этом направлении возраста трещинных гранитоидов: от 132 до 98 млн лет (рис. 6.32).

Во второй половине мелового периода в хинтерланде Западно-Верхоянского сектора надвиги трансформируются в левосторонние сдвиги, что связано, вероятно, с изменением направления перемещения Колымо-Омолонского супертеррейна. Им синхронны надвиги и сдвиги вдоль северо-западной окраины супертеррейна, прорванные гранитами Северного батолитового пояса с возрастом 127–120 млн лет. В Южно-Верхоянском секторе в это время формируются левосторонние сдвиги, которые прорваны гранитоидами с возрастом около 120 млн лет (см. рис. 6.32).

Данные о возрасте деформаций в Оленёкском секторе Верхоянского пояса отсутствуют. Можно полагать, что они несколько моложе деформаций Западно-Верхоянского сектора. Косвенным образом об этом свидетельствует тот факт, что морские условия в Лено-Анабарском прогибе, примыкающем к Оленёкскому сектору, и в северной части Приверхоянского краевого прогиба сохранились вплоть до конца поздней юры, тогда как южнее, на большей части Приверхоянского прогиба, верхнеюрские отложения представлены континентальными угленосными накоплениями.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА

Проведенный анализ позволяет установить следующие главные закономерности строения Верхоянского пояса.

1. Надвиговые структуры Верхоянского пояса сходны со структурами фронтальных зон других орогенических поясов, лучше изученных бу-

рением и сейсмическими методами, таких как Альпы, Северо-Американские Кордильеры, Аппалачи и др. Здесь устанавливаются те же типы фронтальных структур, которые известны и в других районах мира. Примечательной особенностью форланда пояса является его отчетливая сегментация, сопровождающаяся изменением характера надвиговых структур от сегмента к сегменту вдоль простираения складчатого пояса. Несмотря на эти отличия, величина сокращения ширины складчатой зоны во всех сегментах остается весьма сходной.

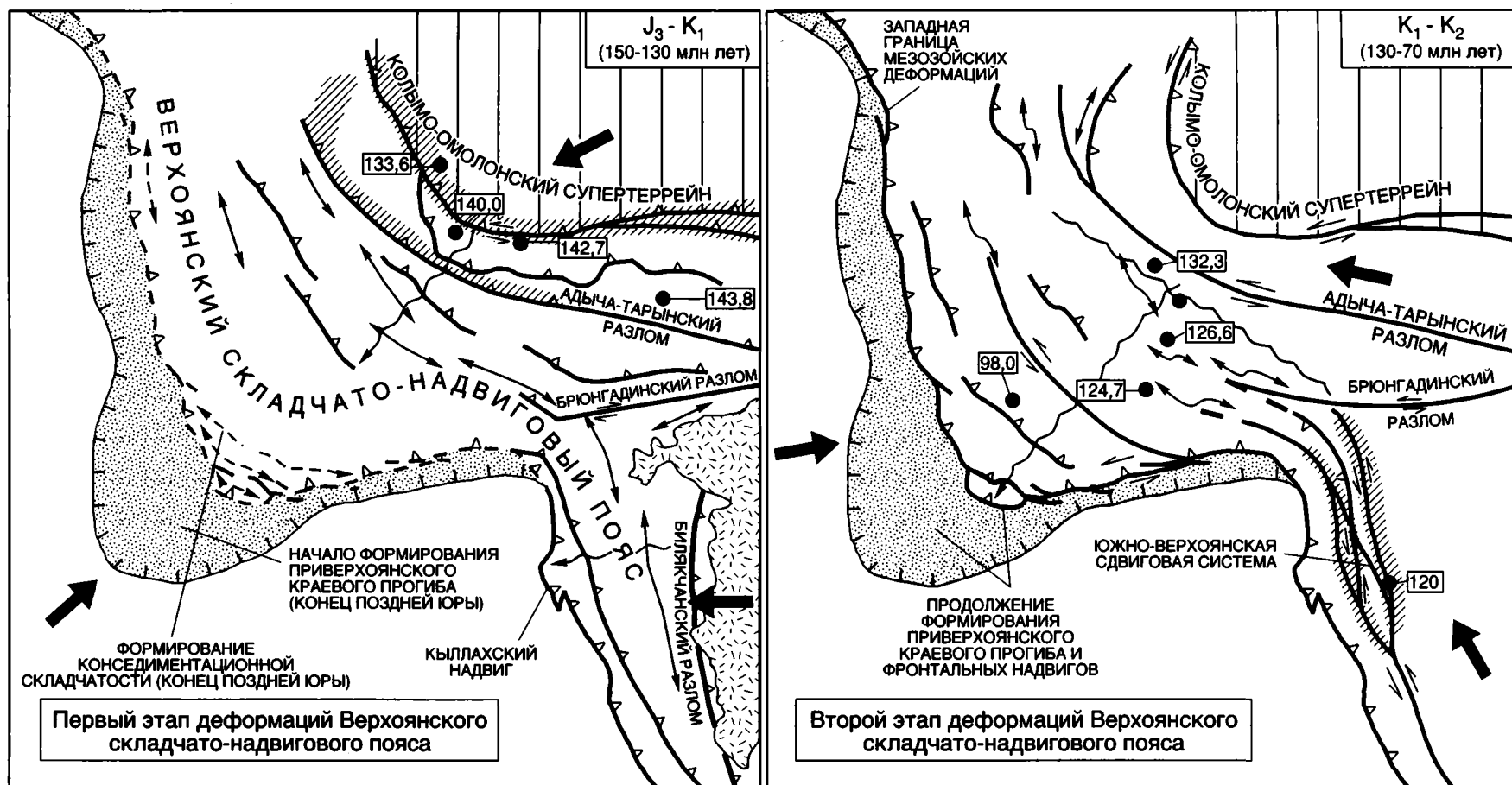
2. Во всех сегментах Западно-Верхоянского сектора надвиги не останавливаются в районе фронтальной моноклинали, а продолжают в пределы краевого прогиба. Наиболее далеко они продвинуты перед фронтом Куранахского сегмента, где, по существу, весь краевой прогиб сорван со своего основания. Наибольшие надвиговые перемещения установлены в Южно-Верхоянском секторе и достигают 90 км.

3. Геометрия форланда Верхоянского складчато-надвигового пояса во многом определяется структурами, сформированными на восточной окраине Сибирской платформы в результате девонского рифтогенеза, при общем сжатии в широтном направлении в позднемезозойское время.

4. Строение надвиговых ансамблей в Западно-Верхоянском и Южно-Верхоянском секторах форланда различно. В Западно-Верхоянском секторе во фронтальной зоне развиты, в основном, взбросо-складки, складки срыва и вдвигов (дуплексы с пассивной кровлей). Главный надвиговый срыв здесь трассируется в основании обломочных верхнепалеозойских отложений. Структура внутренней зоны определяется слепыми автохтонными кровельными дуплексами в карбонатном позднедевонском–среднепалеозойском комплексе, а также развитыми в терригенных верхнепалеозойских и мезозойских отложениях чешуйчатыми веерами и структурами “pop-up”. Последние представляют собой надвиговые структуры, образованные комбинацией двух надвигов противоположной вергентности, асимптотически сходящихся на глубине друг с другом и с базальным надвиговым срывом (детачментом). Структура Южно-Верхоянского сектора определяется чешуйчатыми веерами и аллохтонным кровельным дуплексом (рис. 6.33).

БАЙКАЛО-ПАТОМСКИЙ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫЙ ПОЯС

В пределах территории республики пояс представлен лишь зоной форланда и образован рифейскими, вендскими, кембрийскими и ордовик-нижнесилурийскими отложениями (рис. 6.34).



- 142,7 Гранитные плутоны, прорывающие деформированные отложения, их возраст в млн лет по данным ⁴⁰Ar-³⁹Ar датирования
- ▨ Приверхоянский краевой прогиб
- ▨ Меловые вулканы, перекрывающие деформированные комплексы
- ▨ Метаморфические пояса
- ← Направление тектонического транспорта

- ↔ Направление миграции складчатости
- ↔ Надвиги
- ↔ Сдвиги
- ↔ Оси складок

Рис. 6.32. Схема кинематики деформаций при формировании Верхоянского складчато-надвигового пояса

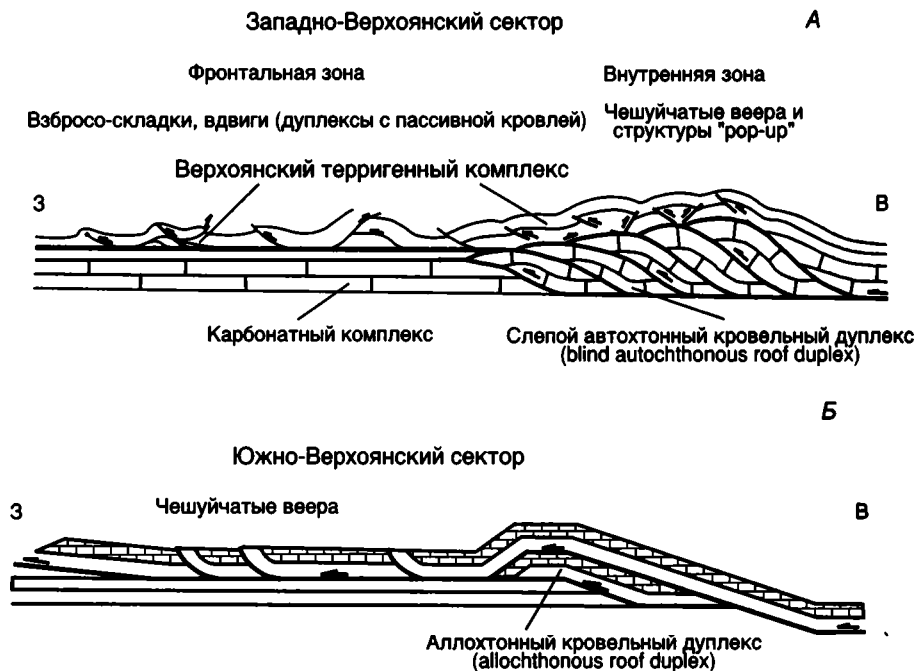


Рис. 6.33. Принципиальные различия в строении надвиговых ансамблей Западно-Верхоянского (А) и Южно-Верхоянского (Б) секторов Верхоянского складчато-надвигового пояса

Деформационная структура пояса возникла в конце палеозоя в связи с геодинамическими процессами, имевшими место далеко за пределами территории республики (Парфенов и др., 1996а, 1999б; Parfenov et al., 1996). Структуры пояса образуют в плане дугу, выпуклая часть которой ориентирована в сторону Сибирской платформы.

ЗОНА ФОРЛАНДА

Во фронте зоны форланда выделяются Ньюско-Джербинская и Березовская впадины Предпатомского прогиба, разделенные Уринским антиклинорием северо-восточного простирания. Линейные складки и надвиги Ньюско-Джербинской впадины прослеживаются практически до границы с Непско-Ботубинской антеклизой (Гайдук, 1995) (рис. 6.35). В последние годы благодаря данным глубокого бурения и, особенно, сейсморазведочным исследованиям, было расшифровано внутреннее строение впадины (рис. 6.36). Оказалось, что картируемые линейные складки и антиклинальные зоны являются отражением сложной глубинной надвиговой структуры, представляющей собой комбинацию различных типов дуплексов, рамповых антиклиналей и чешуйчатых вееров; были определены основные горизонты скольжения надвиговых пластин, приуроченные в основном к пластам каменной соли (см. рис. 6.34). Базальный срыв надвиговой зоны последовательно перехо-

дит на более высокие стратиграфические уровни при движении в сторону Сибирской платформы. Южнее Мухтуйской антиклинальной зоны он связан с рифейскими отложениями и, возможно, с кровлей метаморфического фундамента, полого наклоненной в южном направлении. Под Мухтуйской антиклинальной зоной происходит перескок базального срыва на соленосные горизонты торсальской свиты (рис. 6.37). Следующий перескок, на каменные соли юрегинской свиты, приурочен к ядрам Отраднинской, Борулахской, Олдондинской и Саманчакитской антиклиналей. Севернее базальный срыв приурочен к соленосным отложениям юрегинской, толбачанской и чарской свит. Надвиги и складки прослеживаются на несколько десятков километров и в пределах Непско-Ботубинской антеклизы. Несмотря на столь далекую трансляцию надвиговых перемещений, суммарное горизонтальное тектоническое укорочение составляет 10–15 км. В тыловой части зоны форланда рифейские отложения Патомского синклиория по Байкало-Патомской системе надвигов надвинуты на образования Ньюско-Джербинской впадины.

Ядра крупных антиклинальных зон представлены дуплексами, реже одиночными рамповыми антиклиналями. Севернее Мухтуйской антиклинальной зоны дуплексы сложены венд-нижнекембрийскими карбонатными отложениями. Встречаются как нормальные (Отраднинский, Саманчакитский), так и обратные (Бору-

Система	Отдел	Серия, свита, толща, горизонт	Индекс	Основные горизонты скольжения и компетентные комплексы	
Силур–девон(?)		Нерюктейская			
Нижний силур		Нюйская			
		Утаканская			
		Меличанская			
Ордовик	Верхний	Макаровская			
	Средний	Чертовская			
		Криволицкая			
	Нижний	Устькутская			
Кембрий	Верхний	Верхоленская			
	Средний	Метегерская			
		Ичерская			
	Нижний	Чарская			
		Олёкминская			
		Толбачанская			
		Эльгянская			
		Нелбинская			
		Юрегинская			
		Венд	Верхний		Иктехская (Vik)
	Юряхская				
Бюкская (Vbk)	Кудулахская				
	Успунская				
	Аянская				
	Торсальская				
	Телгеспитская				
Нижний	Ботубинский				
	R-Vt				
Рифей					
Кристаллический фундамент		AR-PR ₁			

Рис. 6.34. Основные компетентные комплексы отложений и главные надвиговые горизонты скольжения зоны форланда Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса (Гайдук, 1995): R-Vt – рифей–венд-терригенный и Vk – венд-карбонатный

лахский) дуплексы. Смещения на выходе из дуплексов транслируются как вперед, так и назад и компенсируются формированием чешуйчатых вееров, взбросо-складок и складок срыва в отложениях, расположенных выше билирской свиты. Наиболее изучена Отрадинская антиклиналь (рис. 6.38). Ее ядро представлено стогообразным дуплексом, сложенным отложениями верхней части венда–нижнего кембрия. Наибольшее вертикальное утолщение дуплекса составляет 1,1 км и горизонтальное укорочение – 9,5 км. Установлено, что на выходе из дуплекса это укорочение компенсируется следующим образом: 7 км – за счет промежуточного дуплексирования в отложениях юрегинской свиты и последующего формирования чешуйчатого веера

в вышележащих отложениях и около 2,5 км – транслируются в направлении Хотого-Мурбайской антиклинальной зоны по субпластовым срывам по солям толбачанской и чарской свит (Гайдук и др., 1997).

Западный борт расположенной юго-восточнее Березовской впадины нарушен фронтальными надвигами Жуинской системы, по которым рифейские толщи перекрывают кембрийские отложения западного склона Алданской антеклизы. Отсутствие детальных сейсморазведочных данных не позволяет определить глубинное строение впадины, однако не вызывает сомнения, что ее структура также имеет надвиговую природу. В тыловой части зоны форланда, западнее Жуинских надвигов,

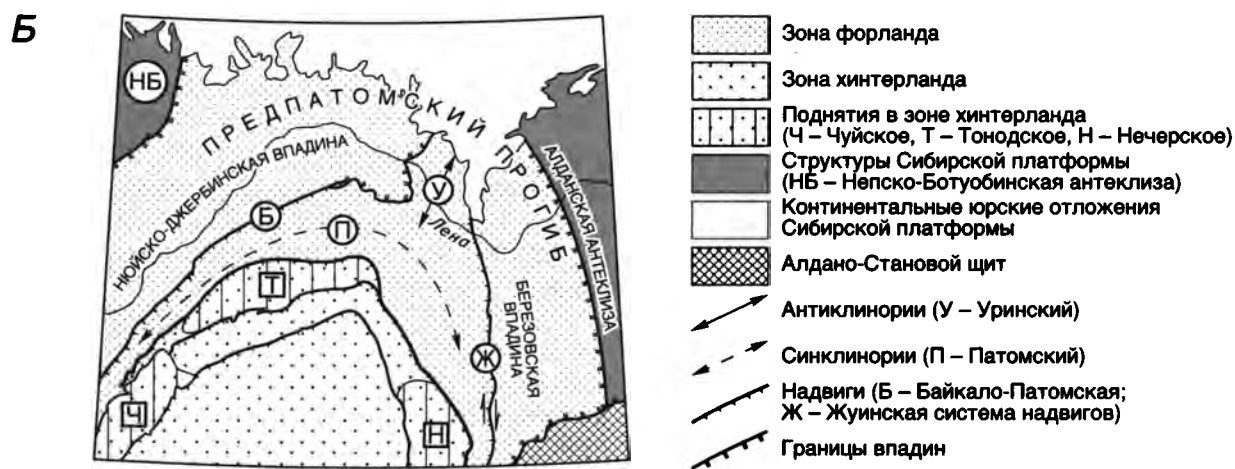
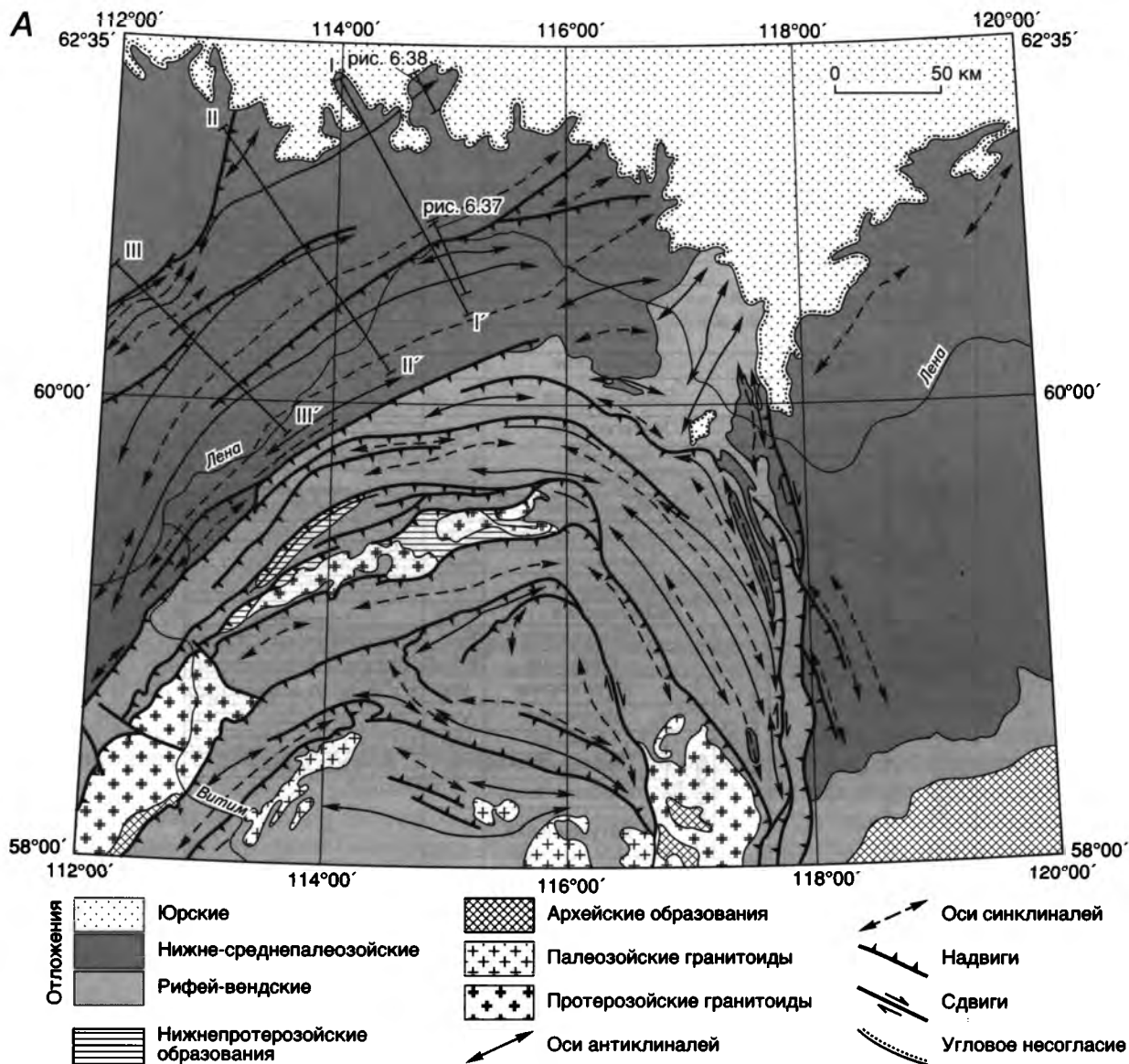


Рис. 6.35. Структурная схема (А) и схема тектонического районирования (Б) Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса

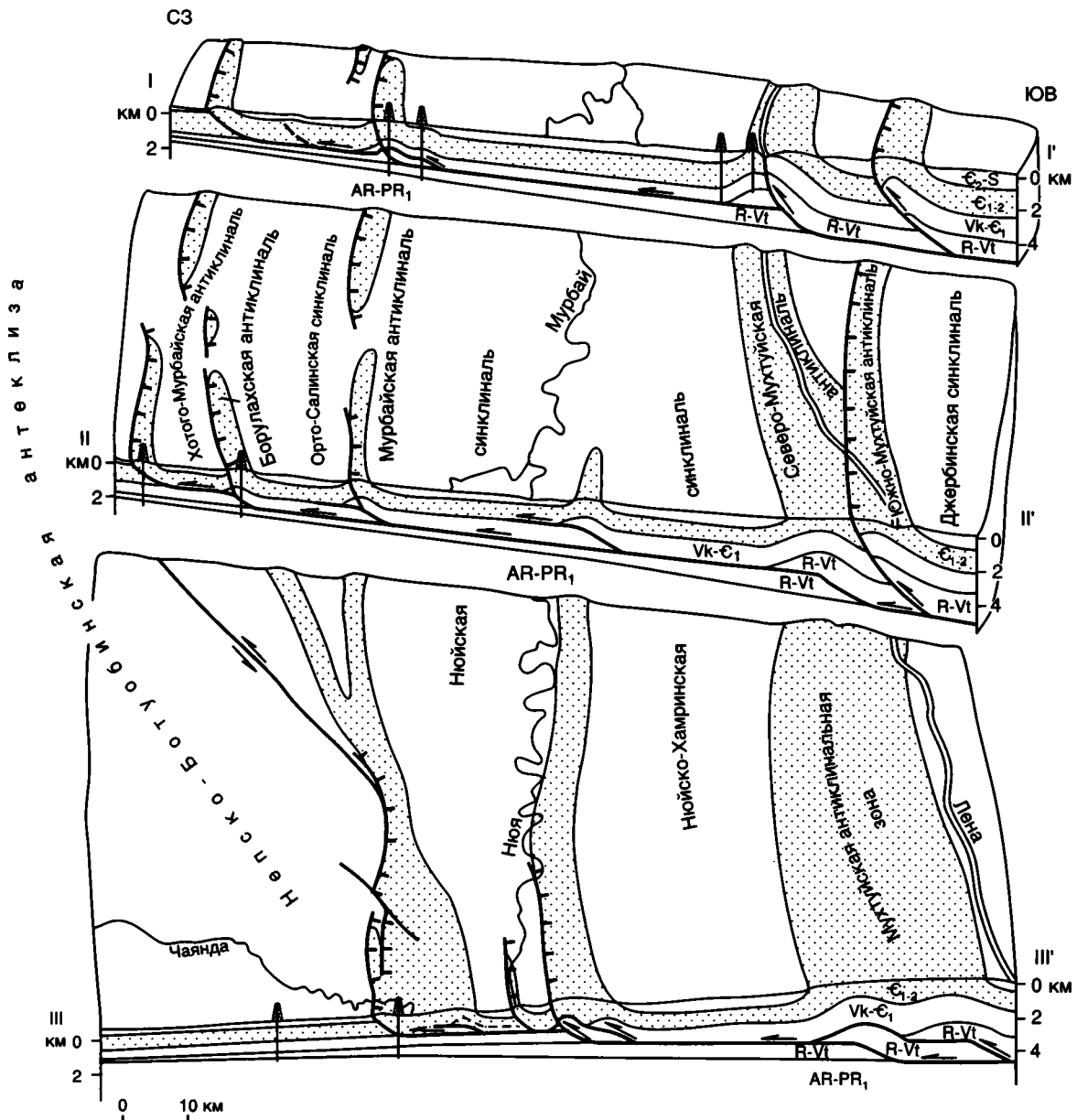


Рис. 6.36. Блок-диаграмма Нойско-Джербинской впадины (Гайдук, 1995)
 Местоположение разрезов см. на рис. 6.35, индексы см. на рис. 6.34

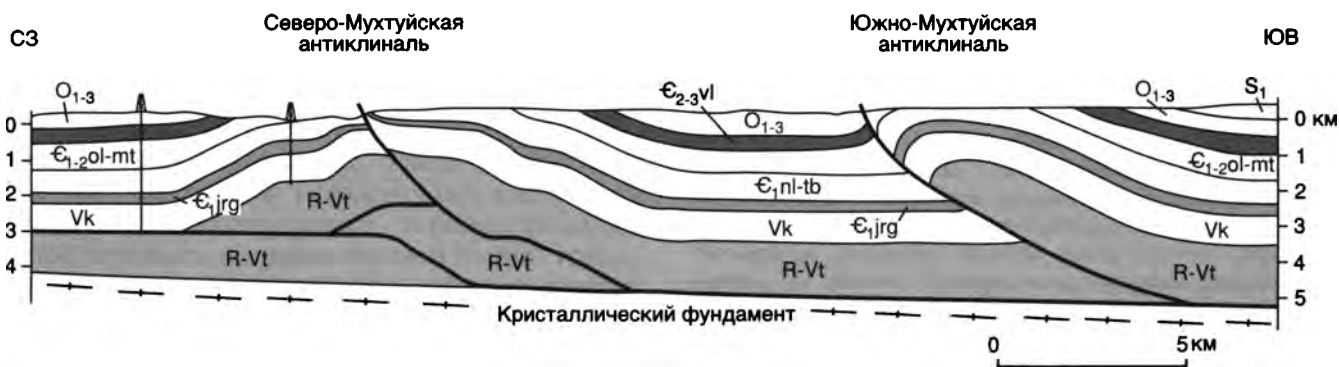


Рис. 6.37. Геологический разрез через Мухтуйскую антиклинальную зону (Гайдук, 1995)
 Местоположение см. на рис. 6.35; индексы см. на рис. 6.34

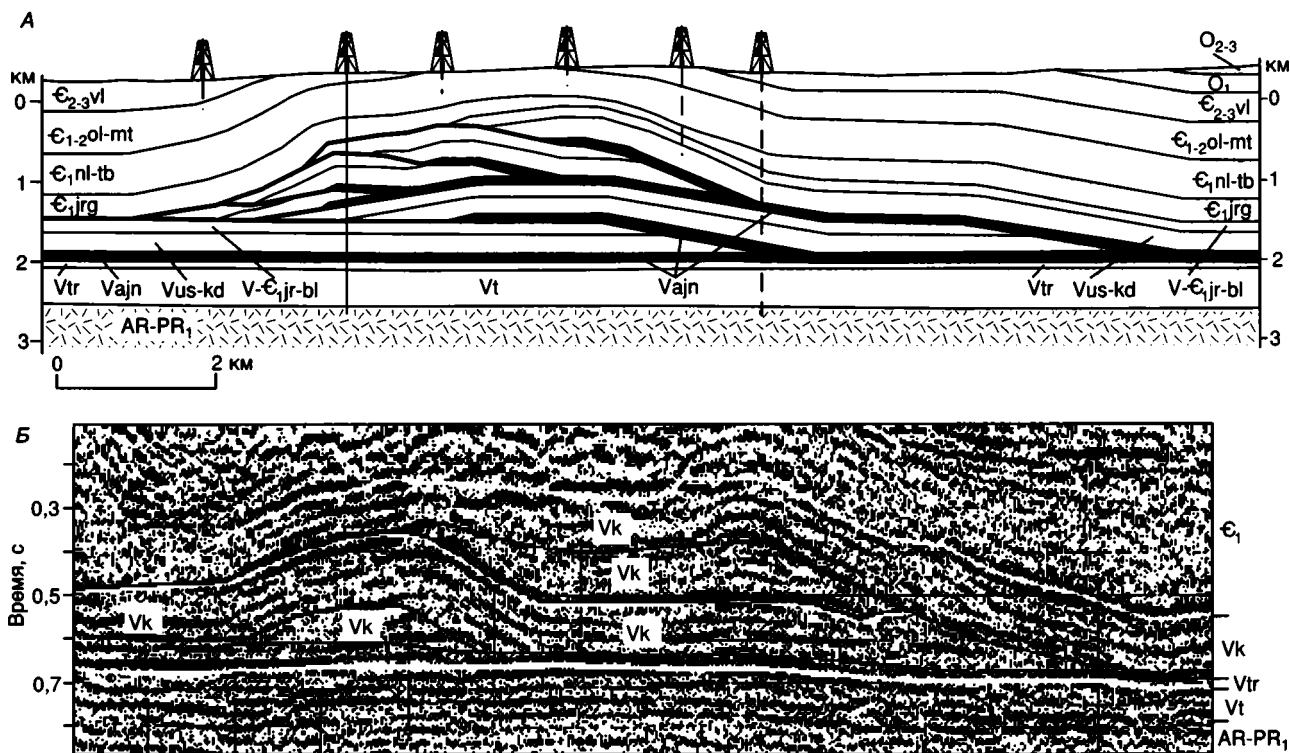


Рис. 6.38. Примеры стогообразных дуплексов Ньюско-Джербинской впадины Предпатомского прогиба. *А* – Отрадинский дуплекс, реконструированный по буровым и сейсморазведочным данным (залежи газа установлены в верхних чешуях и в автохтоне) (местоположение см. на рис. 6.35). *Б* – дуплекс, реконструированный по сейсморазведочным данным (материалы АО “Якутскгеофизика”) (Гайдук, Прокопьев, 1999)
 Названия стратиграфических подразделений см. на рис. 6.34

картируются кулисно ориентированные линейные складки, а сами разломы имеют комбинированную взбросо-правосдвиговую кинематику (Таскин и др., 1990).

ЗОНА ХИНТЕРЛАНДА

Граница между зонами форланда и хинтерланда Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса проводится по надвигам, ограничивающим с севера Чуйское, Тонодское и с востока

Нечерское поднятия, сложенные архейскими и нижнепротерозойскими метаморфическими образованиями, рифейскими отложениями, раннепротерозойскими и палеозойскими гранитоидами (см. рис. 6.35). В отличие от зоны форланда здесь в надвигообразование вовлечены породы кристаллического фундамента. Предполагается, что эти поднятия представляют собой фронтальную часть шарьяжа с амплитудой горизонтального перемещения до 50 км (Александров, 1990; Сизых, 2000).

КОЛЛАЖ ТЕРРЕЙНОВ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ

Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области включает несколько перикратонных террейнов, примыкающих с востока к Верхоянскому складчато-надвиговому поясу, которые, возможно, представляют собой фрагменты Северо-Азиатского кратона, относительно недалеко перемещенные от места своего первоначального положения, Колымо-Омолонский супертеррейн и террейны, расположенные к северу от Колымо-Омолонского супертеррейна (рис. 7.1).

ПЕРИКРАТОННЫЕ ТЕРРЕЙНЫ

К перикратонным террейнам относится протяженный Кулар-Нерский сланцевый пояс или турбидитовый террейн континентальной окраины, который примыкает с северо-востока по зоне Адыча-Тарынского разлома к Верхоянскому складчато-надвиговому поясу. На юго-востоке к Верхоянскому поясу примыкает Охотский кратонный террейн. На западе Новосибирских о-вов выделяется Котельный миогеоклинальный террейн, который, возможно, также примыкает к Верхоянскому складчато-надвиговому поясу.

КУЛАР-НЕРСКИЙ ТУРБИДИТОВЫЙ ТЕРРЕЙН (СЛАНЦЕВЫЙ ПОЯС)

Кулар-Нерский террейн протягивается в северо-западном направлении на 1100 км вдоль северо-восточной окраины Северо-Азиатского кратона. Он сложен неоднократно дислоцированными глубоководными черносланцевыми турбидитовыми толщами верхней перми, триаса и кремнисто-глинистыми отложениями нижней юры (Архипов, 1974; Дагис и др., 1979).

Наиболее широко распространены отложения верхнего триаса. В их составе преобладают темно-серые и черные мелкозернистые алевролиты. Песчаники обычно более светлые, серого и бурого цвета, преимущественно среднезернистые, местами грубозернистые, вплоть до

гравелитов. Песчаники слагают пачки мощностью до 120 м (рис. 7.2). В их подошве наблюдаются следы размыва, лепешковидные окатанные гальки черных алевролитов, гравелитов, грубозернистых песчаников. Вверх по разрезу зернистость уменьшается, характерна грубая косая слоистость. В пачках мощностью 7 м и более обособляются пласты в 3–4 м, разделенные поверхностями размыва аналогичного типа. Формирование песчаниковых пачек происходило, по-видимому, за счет спорадически возникавших временных мощных водных потоков, которые переносили грубый материал из области мелководья, где он накапливался, в область седиментации глубоководных черных алевролитов, где происходило его захоронение. Количество песчаников в конкретных разрезах изменяется вдоль и поперек простираения террейна.

Наряду с охарактеризованными пачками песчаников, отмечаются пачки в несколько десятков метров тонкого (несколько сантиметров) ритмичного переслаивания флишевого типа мелкозернистых темно-серых песчаников с черными алевролитами и аргиллитами. Для них характерны градационная слоистость, следы размыва в подошве слоев и подводного оползания осадков.

Конгломераты слагают пласты и линзы (до 5 м), залегающие среди алевролитов и в песчаниковых пачках на нескольких стратиграфических уровнях. Наиболее отчетливо прослеживается горизонт конгломератов на границе зон *Monotis ochotica* и *M. scutiformis*. В их составе преобладают полуокатанные гальки размером 5–10 см, отмечаются гальки до 40 см. Сложены они темно-серыми алевролитами, аргиллитами, глинистыми известняками, песчаниками, редко кварцитами и кварцем. Цемент известково-песчаный с примесью неокатанного и несортированного гравийного материала. Подошва горизонта конгломератов обычно резкая, со следами размыва. Количество гальки уменьшается к кровле горизонта. В кровле нижележащего слоя и в составе конгломератов широко распространены глинисто-карбонатные конкреции. В конгломератах обильны остатки двустворок: в гальке – виды-индексы подзон *Monotis doanellaeformis*, *M. pinensis*, *M. zabaikalica*, в цементе – *Monotis subcircularis* и *M. zabaikalica*. В алевролитах, подстилающих конгломераты, отмечены *Monotis doanellaeformis* Kipar. и *Halobia* sp. Таким образом, конгломераты фиксируют стратиграфический перерыв, охватывающий верхи зоны *Monotis scutiformis* и низы зоны *Monotis ochotica*.

Характерны олистостромы, которые отмечаются на нескольких стратиграфических уровнях (Парфенов, Трущелев, 1983). Они образуют пачки мощностью до нескольких десятков метров, разделенные песчаниками, включают обломки (олистолиты) размером до 15 м в по-

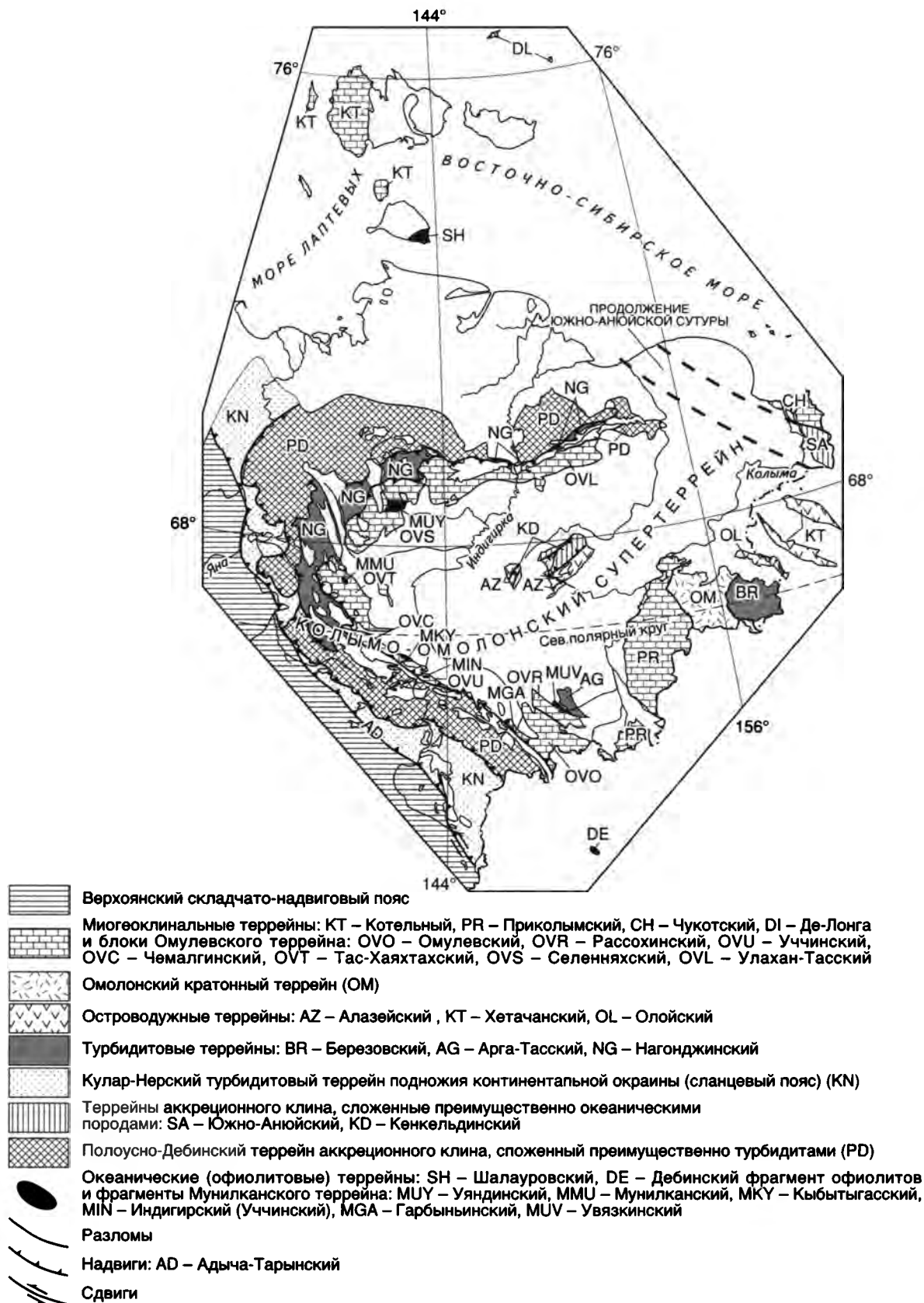


Рис. 7.1. Террейны северной части Верхояно-Колымской орогенной области

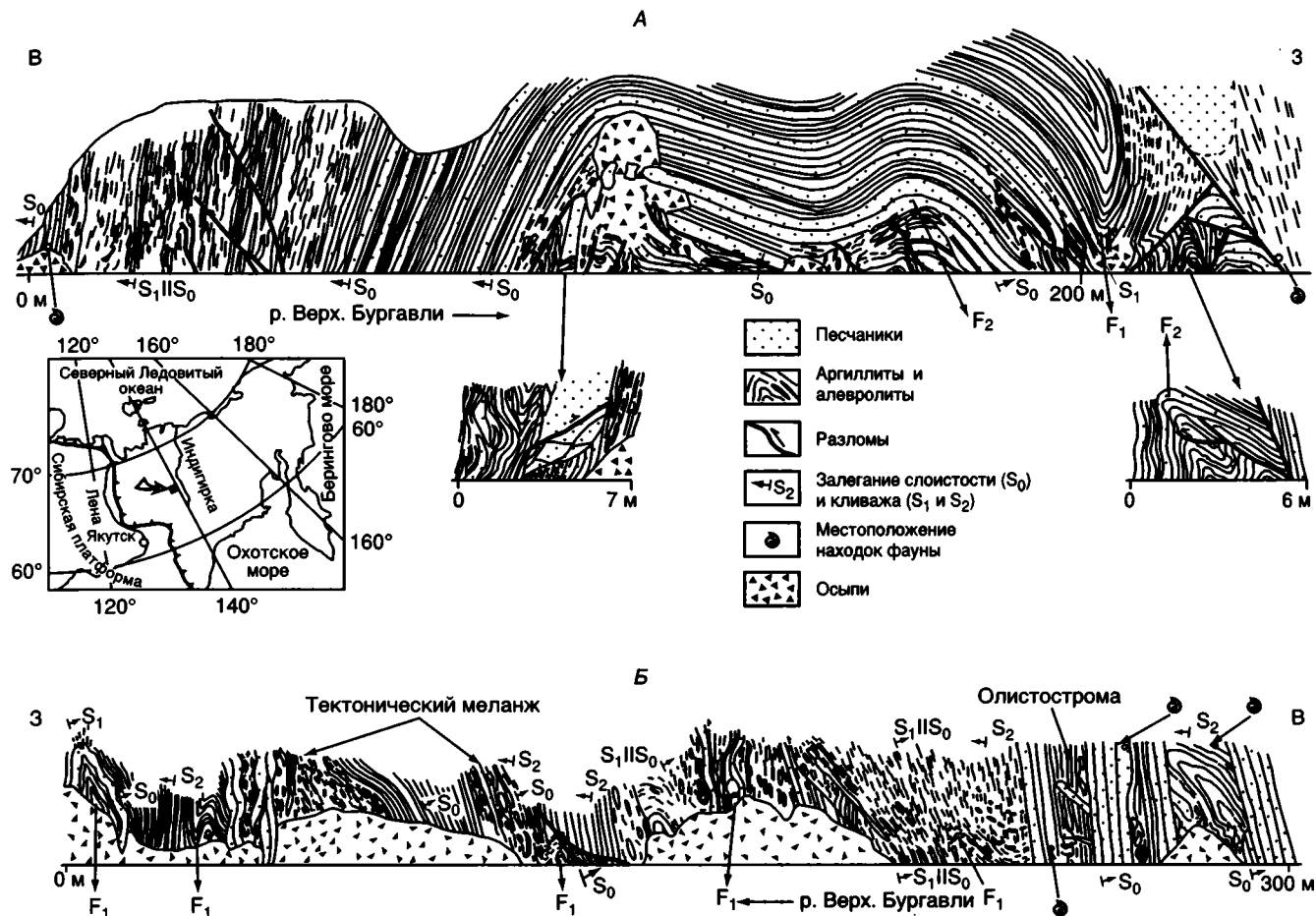


Рис. 7.2. Характер деформаций норильских отложений в Центральном секторе Кулар-Нерского террейна (р. Верх. Бургавли, бассейн р. Адычи). А – повторно деформированная изоклиная складка; Б – зоны тектонического меланжа и олистодрома. F_1 , F_2 – складки 1-й и 2-й генераций

перечнике песчаников, алевролитов, глинисто-карбонатных пород, а также блоки терригенного флиша, которые сцементированы алевролитами темно-серого и черного цветов с отчетливыми признаками оползания. Внутренняя структура олистостромового горизонта обычно отчетливо несогласна с подошвой перекрывающей его пачки песчаников. Следы оползания и сингенетической деформации местами отчетливо наблюдаются и вблизи подошвы олистостромы. Различаются олистолиты нескольких типов. Одни из них несут ясные следы перемещения еще не вполне консолидированных осадков, которые выражены изгибами слоистости пород различной формы: от плавных до веретенообразно закрученных. Другие представлены включениями, в том числе наиболее крупными (блоки терригенного флиша), без видимых следов деформации слоистости. Эти данные позволяют предполагать наличие в составе олистостром включений пород более древних, чем они сами. На тех же стратиграфических уровнях, где располагаются олистостромы, отмечаются комплексы смешанных фаунистических остатков.

Органические остатки, в отличие от синхронных отложений смежных районов Верхоянского складчато-надвигового пояса, встречаются значительно реже и гораздо менее разнообразны в родовом отношении. Они представлены лишь тремя родами: *Halobia*, *Otapiria* и *Monotis*. Здесь не встречены *Tosapecten*, *Gryphaea*, *Palaeopharus*, *Cardinia* и другие заведомо мелководные формы, харак-

терные для Верхоянского пояса. Единичные остатки *Oxytoma*, *Palaeopharus* и брахиопод встречены лишь в конгломератах и олистостромовых горизонтах.

Верхнепермские, нижне- и среднетриасовые отложения имеют сходный состав и строение. Нижнеюрские отложения представлены глинистыми, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, пепловыми туффитами и алевролитами, которые вверх по разрезу сменяются ритмично переслаивающимися алевролитами, песчаниками и глинистыми сланцами. Органические остатки встречаются исключительно редко.

Отложения Кулар-Нерского террейна интерпретируются как образования глубоководных конусов выноса склона и подножия Верхоянской пассивной континентальной окраины (Парфенов, Трущелев, 1983; Парфенов, 1984). Характерен метаморфизм, который обычно не превышает начальных ступеней зеленосланцевой фации и отмечается появлением серицита, стильпномелана, местами биотита. Породы большей частью представлены филлитами и аспидными сланцами. На северо-западном окончании террейна в Куларском хребте в обрамлении Куларского гранитного батолита в пермо-триасовых отложениях наблю-

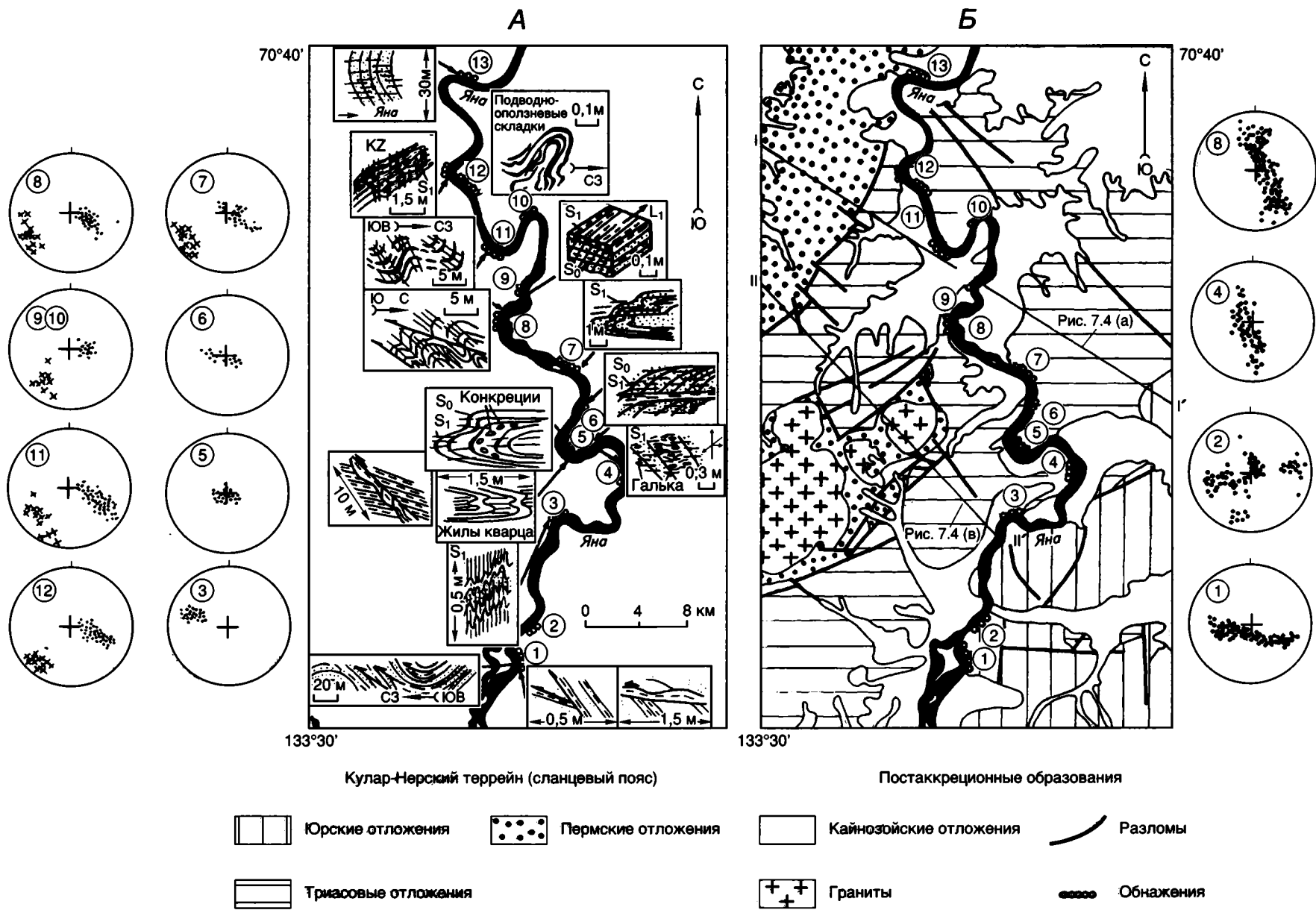


Рис. 7.3. Геологическое строение Куларского сектора Кулар-Нерского террейна в бассейне р. Яны (Парфенов и др., 1989а; Оксман, 1989а). А – зарисовки обнажений; Б – схематическая геологическая карта. Стереограммы: • – полюса слоистости, ◦ – полюса кливажа, × – шарниры складок. Номера стереограмм соответствуют номерам точек на картах

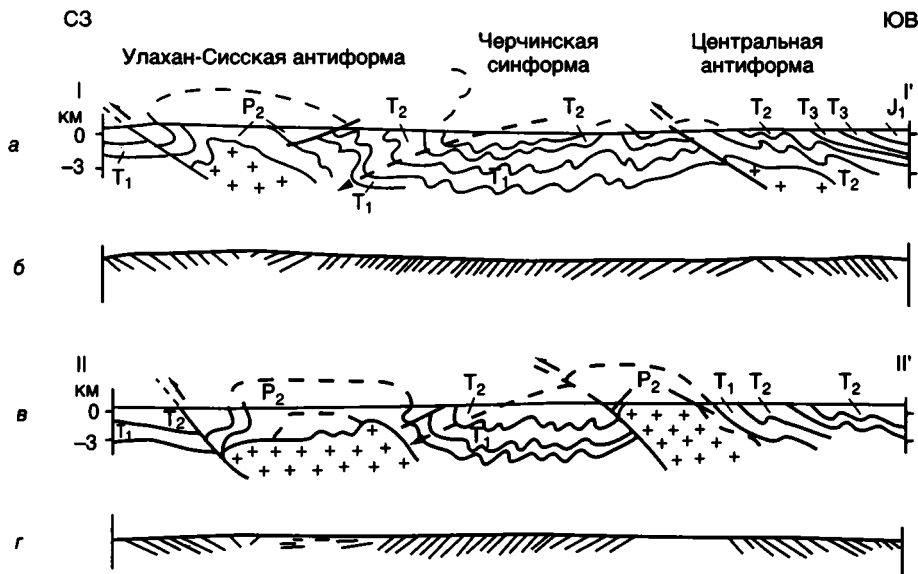


Рис. 7.4. Геологические разрезы Куларского сектора Кулар-Нерского террейна (а, в) и залегание кливажа (б, з) (Парфенов и др., 1989а; Оксман, 1989а)
Местоположение разрезов см. на рис. 7.3

дается закономерная смена глинистых сланцев филлитами, а затем хлорит-серицито-кварцевыми, биотит-серицит-кварцевыми с хлоритом, биотит-серицито-кварцевыми и биотит-полевошпато-кварцевыми сланцами с андалузитом. Последние могут быть отнесены к пироксен-роговиковой фации контактового метаморфизма, для которой характерна ассоциация: андалузит + калиевый полевой шпат. Однако наличие отчетливых сланцевых текстур сближает их с регионально-метаморфизованными породами (Трунилина, 1972).

Структуры террейна сформированы в процессе нескольких этапов деформаций (Парфенов и др., 1988б, 1989а). Для центральной части террейна характерно северо-западное простирание осей складок и разломов. Самые ранние складки образовались до развития сланцевого кливажа. Основное структурообразующее значение имеют наклонные и лежащие складки второй и третьей генерации. Складки второй генерации устанавливаются по деформации слоистости, а складки третьей генерации изгибают плоскости кливажа (Парфенов и др., 1988б). Именно складчатые структуры данных генераций обычно отображаются на геологических картах. Разрывные нарушения сопряжены со складками всех трех генераций. Они представлены надвигами и субпластовыми срывами и имеют ту же преимущественно юго-западную вергентность, что и складки. Складки четвертой генерации выражаются простыми структурами с крутыми ориентировками шарниров и сопряжены с продольными сдвигами.

Северо-западный сектор Кулар-Нерского террейна (Куларский хребет) характеризуется северо-восточным простиранием структур, среди

которых устанавливается несколько картируемых кулисообразно расположенных опрокинутых антиклиналей и синклиналей, разделенных надвигами и взбросами северо-западной вергентности (Парфенов и др., 1989а, Оксман, 1989а).

Структурные наблюдения были проведены вдоль нижнего течения р. Яны (рис. 7.3). В районе, расположенном выше пос. Усть-Куйга (см. обнажение 3 на рис. 7.3), который соответствует ранее выделяемому Куларскому "поднятию", кливаж пересекает слоистость под разными углами и располагается субпараллельно осевым плоскостям мелких складок северо-западной вергентности. Ниже пос. Усть-Куйга на протяжении 20 км (обнажения 5–7) кливаж и слоистость залегают почти горизонтально, залегание кливажа на 10–15° положе слоистости, отмечаются лежащие изоклиналильные складки. Севернее (обнажения 8–12) кливаж залегает значительно круче (30–70°), пересекая слоистость под различными углами, и ориентирован субпараллельно осевым плоскостям крупных (сотни метров) складок юго-восточной вергентности. Шарниры складок, линейность пересечения кливажа и слоистости, залегание плоскостных элементов указывают на общее погружение структур на юго-запад. Вместе с тем на среднемасштабных геологических картах по органическим остаткам устанавливается наращивание разреза и появление более молодых отложений в противоположном, северо-восточном направлении. Такие соотношения могут иметь место в том случае, если на большей площади участка отложения находятся в опрокинутом залегании. Вблизи пос. Северный кливаж залегает субгоризонтально (обнажение 13), в нижнетриасовых отложениях устанавливается крупная антиклиналь. Далее к северо-западу располагается Улахан-Сисское "подняtie", аналогичное Куларскому. В его ядре выступают пологозалегающие пермские отложения с кливажем, параллельным слоистости. Таким образом, Куларское и Улахан-Сисское "поднятия", согласно структурным наблюдениям, представляют крупные лежащие антиклинали, сопряженные с ограничивающими их с северо-запада надвигами (рис. 7.4).

Мелкие складчатые структуры также представляют собой опрокинутые на северо-запад складки, сопряженные с ограничивающими их с северо-запада надвигами. Более крутые углы падения кливажа, осевых плоскостей складок и ранних надвигов на отдельных участках связаны, очевидно, с поздними наложенными деформациями. Ранние складки и надвиги рассекаются субсогласными к их простиранию взбросо-сдвигами и сдвигами. Можно предполагать образование синхронных со сдвигами открытых складок, деформирующих ранние структуры. С наложенными деформациями, по-видимому, связана ундуляция шарниров главных картируемых складок.

С юго-запада Кулар-Нерский террейн ограничен Адыча-Тарынской зоной разломов, а на северо-востоке по Чаркы-Индибирскому и Нижнеяскому надвигам контактирует с отложениями соответственно Иньяли-Дебинского и Полоусного синклиналиев.

Адыча-Тарынский разлом является границей резкой смены фаций триасовых и нижнеюрских отложений и прослежен геологосъемочными работами на 450 км.

Разлом устанавливается в геологической структуре по резкому усилению интенсивности складчатых и разрывных дислокаций. Морфология и взаимоотношения структурных форм в зоне Адыча-Тарынского разлома и смежных с ним районов были исследованы в бассейнах р. Эльги и ее левого притока р. Тобычан (Парфенов и др., 1988б). В верхнетриасовых отложениях, примыкающих к зоне разлома с северо-востока, устанавливаются две генерации ранних складок и сопряженных с ними надвигов, отсутствующих в одновозрастных образованиях к юго-западу от зоны разлома. Складки третьей генерации, ассоциирующие с новыми срывами также надвиговой кинематики, проявляются повсеместно на обоих крыльях зоны Адыча-Тарынского разлома. К северо-востоку от нее они деформируют ранее возникший кливаж и надвиги. Заключительные деформации в зоне Адыча-Тарынского разлома связаны со сдвиговыми перемещениями, которые сопровождалось образованием конических складок с крутыми шарнирами.

ОХОТСКИЙ КРАТОННЫЙ ТЕРРЕЙН

Охотский террейн располагается большей частью за пределами территории Якутии, к востоку от Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, от которого он отделен Билякчанским разломом северо-восточного простирания, имеющим левостороннюю сдвигово-взбросовую кинематику. Большая часть террейна перекрыта пологозалегающими континентальными вулканитами позднеюрско-неокомового Удского пояса и альб-позднемелового Охотско-Чукотского пояса.

Фундамент Охотского террейна сложен архейскими и раннепротерозойскими кристалличе-

скими сланцами и гнейсами гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма (Гринберг, 1968; Вельдяков, Песков, 1973; Авченко, 1975), которые Pb-Pb методом датированы в 4100 ± 400 млн лет, а по Th-Pb – в 3300 ± 300 млн лет (Корольков и др., 1974). K-Ag датировки не превышают 2650 млн лет (Загрузина, 1975). Наиболее заметные выходы пород фундамента расположены в центральной части террейна (Кухтуйский выступ) и на его западной окраине (Верхнемайский выступ).

Глубокометаморфизованные породы фундамента перекрыты слабоизмененными пологозалегающими осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями, которые обнажены фрагментарно среди полей меловых вулканитов и гранитов (рис. 7.5).

Наиболее древними являются отложения среднего-верхнего рифея (750–850 м), представленные кварцитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками. Выше несогласно залегают алевролиты, аргиллиты, песчаники и известняки венда (360–400 м) и алевролиты, аргиллиты, известняки, гравелиты и кварцевые песчаники нижнего кембрия (до 600 м) (Комар, Работнов, 1976). Нижний ордовик (до 1100 м) сложен известняками, песчаниками, конгломератами и мергелями. Отложения силура и нижнего девона неизвестны. Средний девон (700–800 м) представлен известняками, кварцитовидными песчаниками, известково-глинистыми сланцами, конгломератами и алевролитами. Эти образования вскрываются в центральной части террейна (Чиков, 1978; Сосунов и др., 1982)

На юго-западной окраине террейна установлена верхнедевонская вулканогенно-осадочная толща (до 1100–1300 м), представленная в нижней части известняками, песчаниками, известково- и кремнисто-глинистыми сланцами, конгломератами, гравелитами и кварцитами, а в верхней части – андезитами, риолитами, андезитодацитами, дацитами, трахитами, лавобрекчиями, туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфогравелитами и туфоконгломератами. В центральной части террейна в основании верхнего девона залегают франские песчаники и глинистые сланцы, а верхняя, фаменская часть разреза сложена туфами андезитов, туфопесчаниками, покровами андезитов и риолитов, туфоалевролитами и туфогравелитами (Умитбаев, 1976; Чиков, 1978). Эти образования залегают с конгломератами в основании практически на всех более древних породах. На западном обрамлении Верхнемайского выступа фундамента расположены небольшие плутоны кварцевых диоритов, гранодиоритов, биотит-роговообманковых гранитов и кварцевых монзонитов. Плутоны прорывают архейские и верхнедевонские образования, но перекрываются верхнетриасовыми отложениями. K-Ag методом гранодиориты датированы в 282 и 293 млн лет, а лейкократовые граниты – в 283 и 290 млн лет.

Верхнедевонские образования перекрываются средне-верхнекаменноугольными морскими и континентальными песчаниками, углисто-глинистыми сланцами с прослоями гравелитов, кремнистых сланцев, туфогенных песчаников и валунных конгломератов (350–1500 м). Нижнепермские отложения (1100–2150 м) представлены в центральной части террейна кремнисто-глинистыми

сланцами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, а также порфиритами и туфами кислого состава, которые местами слагают до половины разреза. Верхнепермские отложения (2800–3200 м) представлены песчаниками и гравелитами с прослоями углисто-глинистых сланцев, порфиритов и риолитов (Умитбаев, 1976; Сосунов и др., 1982). На западе террейна нижнепермский разрез сложен углисто-глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами. Пермские отложения центральных и южных районов террейна – континентальные и лагунно-континентальные, а по периферии – прибрежно-морские (Чиков, 1978).

Верхнетриасовые отложения (1100–1500 м) представлены аргиллитами, песчаниками, алевролитами и конгломератами. На юго-западе террейна в их составе отмечаются туфы известково-щелочного состава, туфопесчаники и туфоконгломераты. Нижнеюрские отложения (300–600 м) на западе террейна представлены песчаниками и углистыми аргиллитами. В центральной части террейна появляются конгломераты и гравелиты, галька которых представлена в основном андезитами, риолитами и диоритовыми порфиритами. Разрез верхней юры (250–650 м) в низах сложен песчаниками, а верхняя часть представлена алевролитами, песчаниками, андезитами, дацитами, риолитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфобрекчиями, пепловыми туфами и углстыми алевролитами (Сосунов и др., 1982).

Природа Охотского террейна является дискуссионной. Ранее он рассматривался в качестве срединного массива – выступа Северо-Азиатского кратона, имеющего раннедокембрийский кристаллический фундамент и полого залегающий рифейско-фанерозойский чехол, аналогичный чехлу Сибирской платформы (Чиков, 1978), а расположенное к западу от него южное окончание Верхоянского складчато-надвигового пояса – как интракратонное образование, сформированное на утоненной континентальной коре (Башарин, 1967). В настоящее время он рассматривается как самостоятельный террейн (Парфенов и др., 1993; Parfenov, 1991). В этой связи нельзя не обратить внимание на ряд принципиальных отличий стратиграфического разреза террейна от разреза смежного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. Для Охотского террейна характерны сокращенные мощности, широкое распространение континентальных образований, многочисленные перерывы и несогласия, наиболее крупные из которых приурочены к основанию среднего девона, верхнего триаса и верхней юры. Выпадение из разреза силура и нижнего девона, нижнего и среднего триаса, средней юры связано с глубокими размывами и, возможно, указывает на проявление орогенических событий, следы которых отсутствуют в пределах смежного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса.

Происхождение Охотского террейна трактуется существенно по-разному. Ряд авторов считает Охотский террейн экзотическим, пришедшим со стороны Австралии (Зоненшайн и др.,

1990а, б; Натапов, Сурмилова, 1995). Однако многие данные заставляют сомневаться в такой интерпретации и свидетельствуют о том, что он никогда не находился далеко от Северо-Азиатского кратона (Парфенов, 1984; Parfenov, 1991). Согласно палеомагнитным данным Охотский террейн в среднем рифее был частью Северо-Азиатского кратона (Павлов и др., 1991). Флора, известная в каменноугольных и пермских отложениях Охотского террейна, сопоставляется с флорой Тунгусской синеклизы и определенно указывает, что террейн был частью Сибири в это время. Горизонтально залегающие неокомовые вулканиты Удского пояса перекрывают смежные окраины Охотского террейна и Верхоянского складчато-надвигового пояса и таким образом к началу неокома террейн уже занимал свое современное положение относительно Северо-Азиатского кратона.

В современных интерпретациях предполагается, что Охотский террейн был частью Северо-Азиатского кратона вплоть до среднего палеозоя, был отчленен от него, возможно, в начале карбона путем вращения по часовой стрелке на некоторое относительно небольшое расстояние и занял свое современное положение к началу неокома (Парфенов, 1984; Sengör, Natal'in, 1996).

КОТЕЛЬНЫЙ МИОГЕОКЛИНАЛЬНЫЙ ТЕРРЕЙН

Террейн выделяется на о-вах Анжу (Бельковский, Котельный, Земля Бунге, Фаддеевский, Новая Сибирь) и, возможно, на о. Мал. Ляховский в арх. Новосибирских о-вов Северного Ледовитого океана. Границы террейна перекрыты мел-кайнозойскими образованиями шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Наиболее древние толщи ордовика–нижней юры обнажены в западной части террейна – на западе о. Котельный и на о. Бельковский. Восточнее (о-ва Земля Бунге, Фаддеевский, Новая Сибирь) и южнее (о. Малый Ляховский) отложения древнее юры, в основном по данным бурения, не установлены.

На о-вах Котельный и Бельковский (с юга на север) выделяются: Чокурский антиклинорий, Балыктахский синклинорий и Решетниковский антиклинорий, имеющие северо-западное простирание (рис. 7.6). Ядра антиклинориев сложены доломитами и известняками ордовика–нижнего девона (до 4100 м), которые с угловым несогласием перекрываются карбонатными отложениями среднего девона (до 1000 м). На юго-западном крыле Чокурского антиклинория это несогласие отсутствует. Среднедевонские известняки с размывом перекрыты в пределах Чокурского антиклинория верхнедевонско-нижнекаменноугольной терригенной толщей, мощность верхнедевонской части которой уменьшается в северо-восточном направлении от 7900 м до 2500 м. В пределах Решетниковского антиклинория и Балыктахского синк-

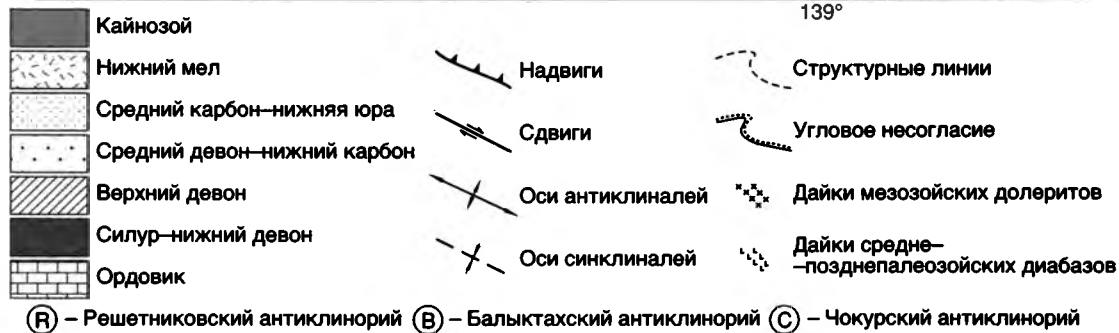
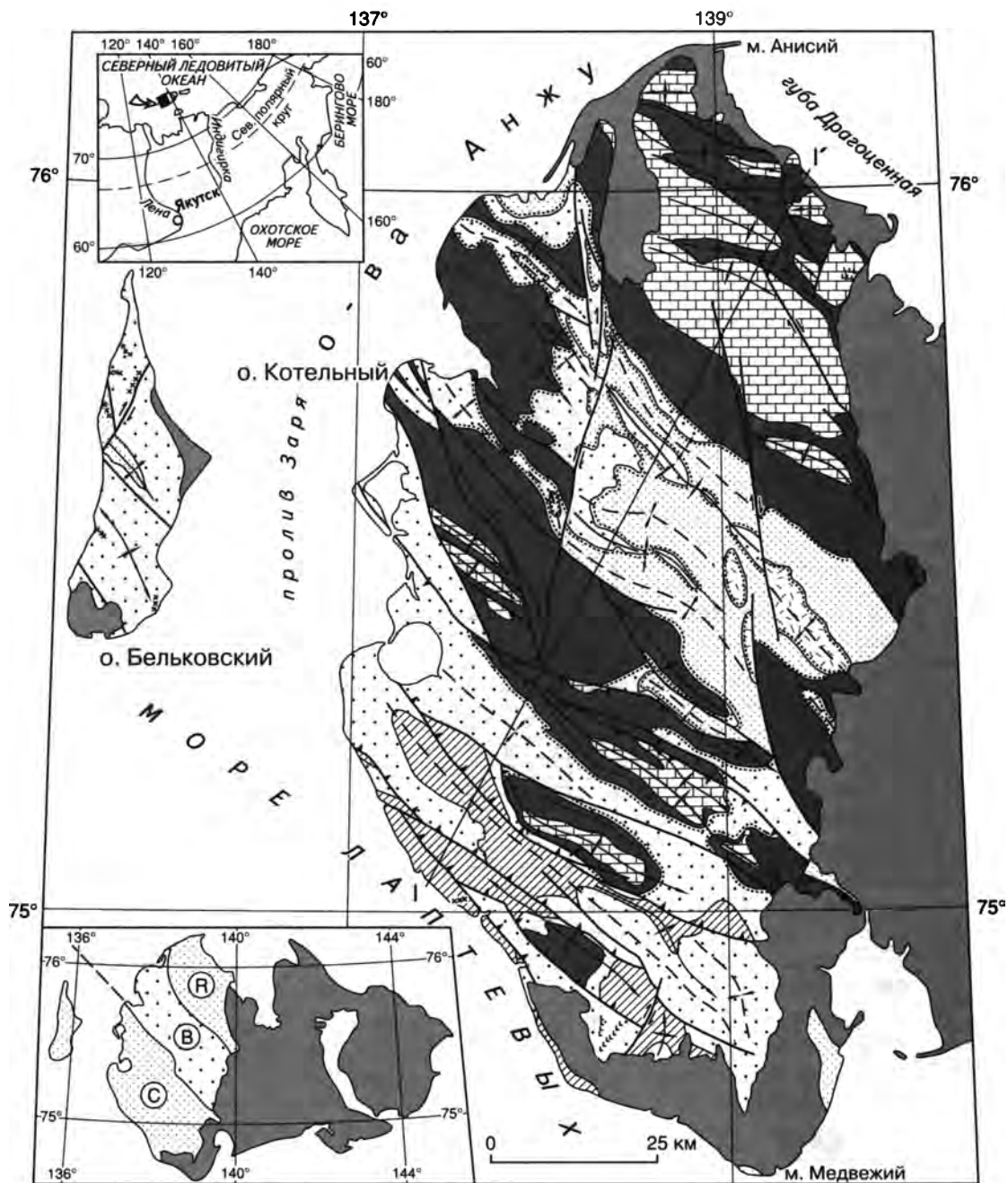


Рис. 7.6. Структурная карта западной части Котельного миогеоклинального террейна (по материалам В.А. Камалетдинова и др., 1997 г.)

На врезках – местоположение и схема тектонического районирования

Решетниковский
антиклинорий,
Балыктахский
синклиний

Чокурский антиклинорий

Центральная часть
и северо-восточное крыло

Юго-западное крыло

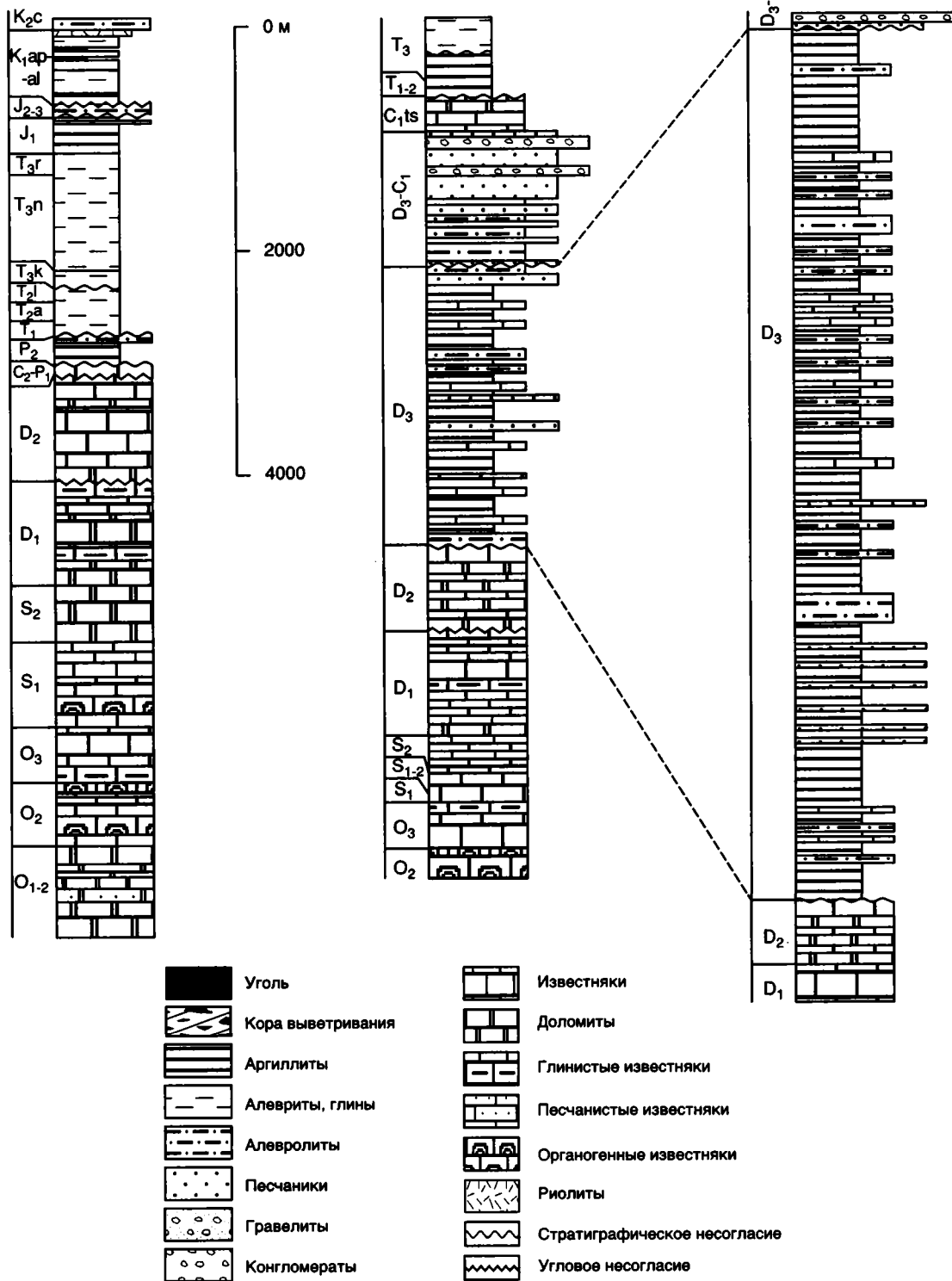


Рис. 7.7. Стратиграфические колонки Котельного миогеоклинального террейна (по материалам В.А. Камалетдинова и др., 1997 г.)

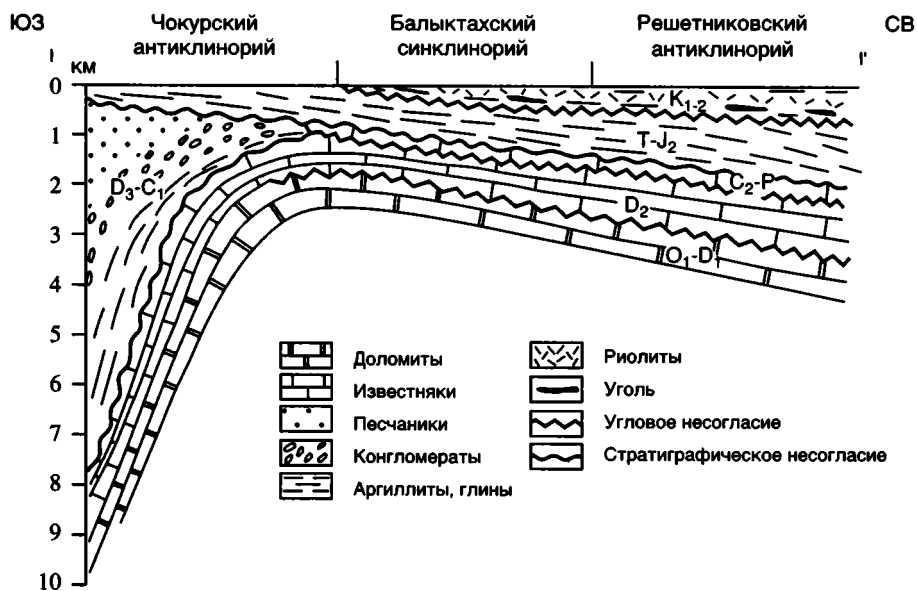


Рис. 7.8. Стратиграфические взаимоотношения главных структурно-вещественных комплексов Котельного миогеоклинального террейна
Местоположение разреза см. на рис. 7.6

линория отложения этого возраста отсутствуют. Здесь средний девон перекрывается с угловым несогласием среднекаменноугольными-нижнепермскими известняками и верхнепермскими аргиллитами (до 200 м), которые отсутствуют в Чокурском антиклинории (В.А. Камалетдинов и др., 1997 г.). Выше с размывом залегают существенно глинистые глубоководные отложения триаса и юры. Мощность триасовых отложений уменьшается в юго-западном направлении с 1200 м на северо-восточном крыле Балыктахского синклинория до 570 м в центральной части и на северо-восточном крыле Чокурского антиклинория (рис. 7.7, 7.8) (Егоров и др., 1987).

Палеозойские фаунистические ассоциации Котельного террейна близки комплексам фауны Северо-Восточной Сибири, Таймыра и Полярного Урала. Нижне-среднетриасовые макрофаунистические остатки террейна относятся к единой Сибирской бореальной провинции и в значительной степени отличаются от таковой Северной Канады и Аляски. Верхнетриасовая фауна имеет сходство с канадской и североаляскинской фауной (Дагис и др., 1979). Карнийские комплексы фораминифер о. Котельный и Сибири имеют лишь 7 общих видов, а норийские включают 12 видов, общих с Аляской. Присутствующие здесь конодонты неизвестны в позднем триасе Сибири, но отмечены на Аляске (Ядренкин, 1994). Юрская фауна имеет, в основном, сибирское происхождение.

Интрузивные образования террейна представлены единичными дайками, штоками и силами средне-позднепалеозойских диабазов и габбро-диабазов мощностью до нескольких десятков метров и протяженностью до 6–7 км. Дайки имеют преимущественно северо-западное простирание (Дорофеев и др., 1999).

Отложения террейна смяты в складки северо-западного простирания, которые сопровождаются взбросами и надвигами юго-западной и северо-восточной vergentности. Морфология складок, положение осевых плоскостей и ориентировка шарниров не меняются при переходе от одного структурного яруса к другому, несмотря на стратиграфические и угловые несогласия, что свидетельствует об их формировании в едином поле тектонических напряжений. В пределах Балыктахского синклинория и Решетниковского антиклинория установлены правосторонние взбросо- и сбросо-сдвиги субдолготного и северо-западного простирания с амплитудой горизонтального перемещения до 10 км, смещающие нижнемеловые отложения. Структурные взаимоотношения надвиговых и сдвиговых дислокаций не выяснены. S-образные искривления шарниров складок, связанные с надвиговыми деформациями, указывают на их более раннее происхождение.

Террейн перекрыт с размывом и угловым несогласием апт-альбскими терригенными угленосными отложениями, в верхней части разреза содержащими покровы и туфы риолитов (до 35–60 м). Выше, с корой выветривания в основании (первые метры), залегают алевролиты, глины и песчаники сеноманского возраста (В.А. Камалетдинов и др., 1997 г.). Редкие позднемезозойские дайки долеритов северо-западного простирания мощностью до нескольких десятков метров прорывают нижнемеловые отложения (Дорофеев и др., 1999).

Строение разреза и характер фауны ордовика–нижнего девона позволяют предполагать, что

в это время Котельный террейн являлся частью Северо-Азиатского кратона. Угловое несогласие в основании среднего девона, в целом, синхронно с началом рифтогенеза на восточной окраине Северо-Азиатского кратона. Мощная обломочная толща верхнего девона–нижнего карбона на юго-западной окраине террейна имеет, по-видимому, рифтогенное происхождение. В конце раннего карбона произошел отрыв террейна от Сибири, фиксируемый угловым несогласием в основании среднекаменноугольно-пермских отложений. В раннем-среднем триасе террейн еще находился вблизи окраины Сибири, а в позднем триасе переместился к континентальному склону Северной Америки, о чем свидетельствует присутствие в глубоководных разрезах верхнего триаса преимущественно северо-алюскинских фаунистических ассоциаций. В юре началось возвратное движение террейна и средне-позднеюрские комплексы фауны вновь сменились на сибирские. Орогенические события, связанные с закрытием Оймяконского океана, начались в конце поздней юры и закончились в неокоме формированием складчатости и надвигов, запечатанных аптальбскими вулканогенно-осадочными образованиями. Эти события синхронны с коллизией Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна.

КОЛЫМО-ОМОЛОНСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН

Колымо-Омолонский супертеррейн располагается к востоку от Кулар-Нерского террейна (сланцевого пояса) и включает 11 террейнов различной геодинамической природы, которые были амальгамированы в единое целое в конце средней юры.

В состав Колымо-Омолонского супертеррейна входят Омудевский и Приколымский миогеоклиналильные террейны, которые являются как бы гранями незамкнутого на севере равнобедренного треугольника, получившего название Колымской структурной петли (Зоненшайн и др., 1990а, б). К Приколымскому террейну примыкает с востока угловатый Омолонский кратонный террейн, а к Омудевскому террейну с севера примыкает Нагонджинский турбидитовый террейн. Мунилканский океанический террейн представлен пластинами офиолитов, которые тектонически перекрывают породы Омудевского террейна. Арга-Тасский турбидитовый террейн примыкает с севера к Омудевскому террейну в месте его сопряжения с Приколымским террейном. В центральной части Колымской петли выделяется Алазейский островодужный террейн и Кенкельдинский террейн аккреционного клина типа Б. Вдоль северной окраи-

ны Омолонского террейна выделяется Березовский турбидитовый террейн, который далее к северу сменяется Олойским и Хетачанским островодужными террейнами.

Вдоль северо-западной и юго-западной окраин Колымо-Омолонского супертеррейна протягивается Полоусно-Дебинский террейн аккреционного клина типа А. Северным ограничением Колымо-Омолонского супертеррейна является Южно-Ануйская шовная зона, представляющая собой террейн аккреционного типа Б. Батские и верхнеюрско-неокомовые осадочные и вулканогенно-осадочные образования в пределах супертеррейна залегают с угловым несогласием на образованиях различного возраста – от докембрия до средней юры. Колымо-Омолонский супертеррейн пространственно соответствует выделявшемуся ранее Колымо-Омолонскому срединному массиву. Однако современное понимание природы супертеррейна принципиально отличается от понимания природы срединного массива, который ранее представлялся древним жестким блоком с единым раннедокембрийским фундаментом. Супертеррейн возник в результате амальгамации ряда террейнов континентального и океанического происхождения вокруг Алазейской островной дуги и только после этого события стал представлять собой самостоятельную тектоническую единицу. Он причленился к Северо-Азиатскому кратону в конце поздней юры–неокоме с образованием протяженных поясов гранитоидов. Батско-неокомовые образования Колымо-Омолонского супертеррейна формировались после амальгамации входящих в его состав террейнов.

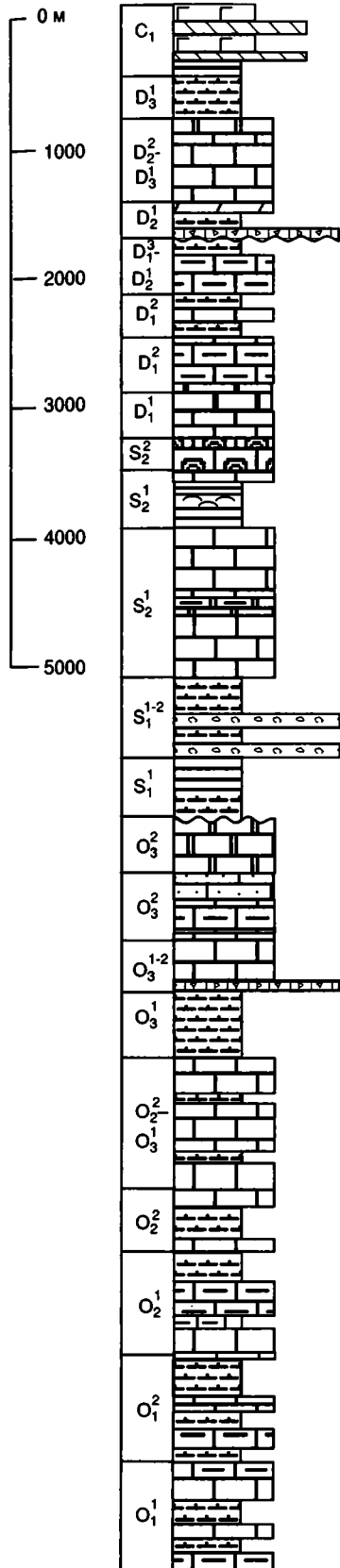
ОМУДЕВСКИЙ МИОГЕОКЛИНАЛЬНЫЙ ТЕРРЕЙН

Омудевский террейн протягивается на 1000 км при ширине 100–150 км вдоль юго-западной и северо-западной окраин Колымо-Омолонского супертеррейна, образуя резкий коленообразный изгиб в бассейне верхнего течения р. Селеннях (см. рис. 7.1). Террейн разобщен на несколько блоков-фрагментов, наиболее крупные из которых (с юго-востока на север): Омудевский, Рассохинский, Уччинский, Чемалгинский, Тас-Хаяхтахский, Селенняхский и Улахан-Тасский. Террейн сложен, в основном, ордовикско-нижнекаменноугольными и, в меньшей мере, верхнепалеозойско-нижнемезозойскими отложениями. В ордовикско-нижнекаменноугольных отложениях преобладают мелководные шельфовые карбонатные и реже терригенные породы большой мощности (многие километры) (рис. 7.9). Характерны обильные комплексы

→
 Рис. 7.9. Стратиграфические разрезы палеозойских отложений Омудевского террейна

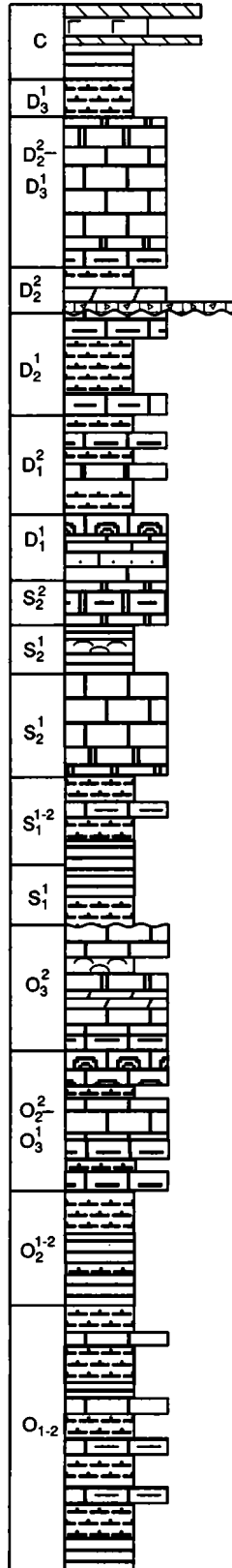
Селенняхский блок

(Спектор, 1995,
Альховик, Баранов, 1989,
Тарабукин, 1992)



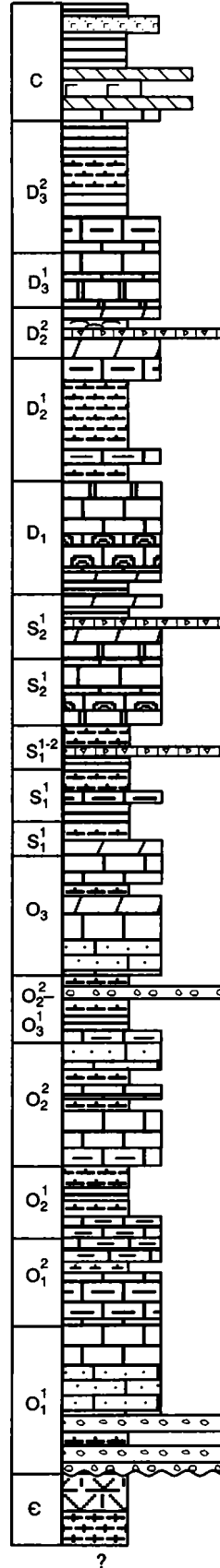
Тас-Хаяхтахский блок

(Гриненко и др., 2000а,
Альховик, Баранов, 1989,
Тарабукин, 1992)



Омулевский блок

(Гриненко и др., 2000а,
Натапов, Сурмилова, 1986,
Шпикерман, Мерзляков, 1988)



- Аргиллиты
- Известково-глинистые сланцы
- Алевролиты
- Песчаники
- Гравелиты
- Конгломераты
- Брекчи терригенных пород
- Известняковая брекчия
- Кремнистые породы
- Известняки
- Доломиты
- Мергели
- Глинистые доломиты
- Глинистые известняки
- Песчаные известняки
- Песчаные доломиты
- Органогенные известняки
- Органогенные доломиты
- Битуминозные известняки
- Гипсы, ангидриты
- Базальты
- Туфы базальтов
- Мраморы
- Метаморфические сланцы
- Несогласие

разнообразных органических остатков. Отмечаются прослой гипсов, ангидритов и красноцветных пород. Мелководные отложения местами вверх по стратиграфическому разрезу и по латерали сменяются глубоководными склоновыми образованиями – турбидитами с горизонтами микститов, которые далее сменяются кремнисто-глинистыми толщами с базальтами (Мерзляков, 1971; Орадовская, 1988; Натапов, Сурмилова, 1986; Булгакова, 1986; 1997; Булгакова, Колодезников, 1990; Альховик, Баранов, 1989; Тарабукин, 1992). Верхнепалеозойские, триасовые и ниже-среднеюрские отложения распространены ограниченно и представлены преимущественно тонкообломочными породами.

Доордовикские образования известны в Омудевском, Уччинском и Рассохинском блоках террейна. В Омудевском и Уччинском блоках они представлены метаморфическими породами: мраморами, амфиболитами, амфибол-биотитовыми и двуслюдяными сланцами, плагиогнейсами, а также зелеными сланцами различного состава. Наряду с первично-осадочными породами, в их составе присутствуют кислые и средние вулканы, что позволяет предполагать островодужное происхождение доордовикских образований (Pargfenov, 1991).

Низы разреза ордовикских отложений, известные только в Омудевском блоке, представлены мощной (200–1700 м) толщей хорошо окатанных валунно-галечных конгломератов, среди которых преобладают кварциты и мраморы. Толща включает также пачки косослоистых гравелитов, грубозернистых кварцевых песчаников и кварцитов (Константиновский, 1975а, б; Натапов, Сурмилова, 1986).

В Рассохинском блоке доордовикские образования представлены офиолитокластитами (Кропачев и др., 1987; Шпикерман, Мерзляков, 1988). Они сложены горизонтально-слоистыми и конволютно-слоистыми черными и лиловыми известково-серпентинитовыми алевролитами (30 м), выше которых залегают черные, темно-сиреневые и сиренево-красные серпентинитовые гравелито-песчаники и конгломераты с обломками красных яшм, розовых доломитов и базальтов (50–90 м). Завершают разрез доломиты песчаные, гравелитистые и щебнисто-галечные, содержащие обломки кремней, тальцитов, серпентинитов, краснобурых и розовых яшм (20–70 м) (Шпикерман, Мерзляков, 1988). Офиолитокластиты перекрываются валунно-галечными конгломератами, которые обычно сопоставляются с конгломератами в основании ордовикских отложений располагающегося южнее Омудевского блока (Мерзляков, 1971; Натапов, Сурмилова, 1986). Некоторые исследователи в последние годы

описывают их как олистостромовые образования (Шпикерман, 1998). Остатки трилобитов и конодонт указывают на средне-позднекембрийский возраст офиолитокластитов и позднекембрийско-тремадокский возраст конгломератов (Шпикерман, Мерзляков, 1988).

В ордовикско-нижекаменноугольных отложениях выделяются 4 типа ассоциаций горных пород.

Первый тип, характеризующийся наибольшим распространением, представлен монотонными пачками коралловых биогермных известняков и доломитов, сформированных в обстановке мелководного шельфа или рифогенно-карбонатной платформы. Характерны массивные и толстоплитчатые коралловые и раковинные известняки и доломиты с фрагментами биостром, обилие и разнообразие бентосной фауны, однородный состав осадков, незначительные изменения мощности и состава осадков по латерали. Органические остатки представлены брахиоподами, трилобитами, остракодами, криноидеями, мшанками, губками, табулятами и ругозами того же типа, что и синхронные с ними отложения Верхоянского складчато-надвигового пояса. Породные ассоциации данного типа наиболее представительны для отложений среднего (калычанская свита Селенняхского и тебетейская свита Тас-Хаяхтахского блоков) и верхнего ордовика, второй половины ллудловского века (рябининская свита Тас-Хаяхтахского и Селенняхского блоков, бизонская и омчиканская свиты соответственно Омудевского и Рассохинского блоков), локховского и пражского ярусов (датнинская свита Тас-Хаяхтахского и Селенняхского блоков), нижнего девона Омудевского блока. Живетские и франские отложения Омудевского террейна представлены сходными образованиями. С однородными биоморфными карбонатными породами местами ассоциируют карбонатно-терригенные ритмитовые толщи, которые, по-видимому, накапливались в межрифовых или зарифовых впадинах.

Второй тип ассоциаций горных пород представлен красноцветными сульфатонесными доломитами и мергелями, образование которых связано с субаэральными, лагунными или отменно-себвыми обстановками. Отложения представлены красноцветными, вишневыми, бордовыми или ярко-зелеными тонкоплитчатыми до листоватыми, тонкогоризонтально-слоистыми мергелями и доломитами с прослоями гипсов и ангидритов. Такие породные ассоциации характерны для верхнеордовикских отложений Тас-Хаяхтахского и Омудевского блоков, отложений второй половины ллудловского века (артыкюрская свита Тас-Хаяхтахского и Селенняхского блоков и мирнинская свита Омудевского блока), образований эйфельского века (герская свита), распространенных в Селенняхском, Тас-Хаяхтахском и Чемалгинском блоках, для вояхской свиты живетского возраста Омудевского блока.

К третьему типу ассоциаций относятся флишевые турбидитовые толщи, которые местами содержат обвально-глыбовые подводно-оползневые горизонты. В строении таких толщ принимают участие как известняковые турбидиты, сформированные за счет размыва карбонатных отложений, так и ритмито-конгломератовые толщи, образованные за счет размыва кварцсодержащих пород (Булгакова, 1986). Флишевые толщи характерны для ниже-среднеордовикских, нижнесилурийских и отчасти для нижедевонских отложений.

В основании разреза силурийских образований северных блоков Омудевского террейна выделяется толща глинистых, углисто-глинистых граптолитовых сланцев с многочисленными пиритовыми конкрециями и редкими выклинивающимися прослоями известняков (упорская свита). Вверх по разрезу она сменяется ритмичным переслаиванием известково-глинистых и глинистых сланцев и известняков. Известняки имеют кластогенное происхождение, обычны горизонты интракластиков (ландовери-венлокские отложения). Отмечаются обвально-оползневые горизонты, сложенные валунно-галечными отложениями (кальцидебритами и кальцирудитами). Для верхнеордовикских образований Селеняхского блока (сычанская свита карадокского возраста) также обычна турбидитовая ритмичность, косая и линзовидная слоистость с подводно-оползевыми структурами и горизонты интракластиков, пелитоморфных и песчаных обломочных известняков и калькаренитов с прослоями и линзами органоморфно-обломочных и доломитизированных разностей. Отмечаются прослои и линзы конглобрекций (кальцидебритов) с карбонатным цементом, обломками и остроугольными валунами известняков и доломитов, которые маркируют каналы на континентальном склоне.

Четвертый тип ассоциаций устанавливается в Рассохинском блоке и представлен глубокоководными кремнисто-глинистыми сланцами и базальтами с ранне-, средне- и позднеордовикскими граптолитами (Мерзляков, 1971). Отмечаются туфогенные песчаники и алевролиты. Глубоководные ордовикские образования с конгломератами, а по другим представлениям с олистостромой, в основании залегают на офиолитокластитах средне-позднекембрийского возраста. На ордовикских образованиях с угловым несогласием залегают девонские карбонатные отложения того же типа, что и в пределах смежного Омудевского блока (Шпикерман, 1998). Это преддевонское несогласие, как отмечает В.И.Шпикерман, распространяется также и на смежные окраины Омудевского блока и Приколымского террейна.

На южной окраине Омудевского блока среди живетских карбонатных песчаников известен покров трахибазальтов, который сопоставляется с рифтогенными базальтами того же возраста, известными в пределах Верхоянского складчатонадвигового пояса (Шпикерман, 1998). В составе фаменских, каменноугольных, пермских и нижнетриасовых отложений здесь преобладают глубокоководные алевролиты, фтаниты и кремни, отмечаются туфы андезитов и базальтов, туфопесчаники и известняки (Булгакова, Колодезников, 1990; Шпикерман, 1998). Характерны силлы позднепалеозойских диабазов, деформированные совместно с вмещающими их породами. Все эти образования интерпретируются как накопления глубокоководного склона и его подножия в малом океаническом бассейне, сформированном в результате средне-позднепалеозойского рифтогенеза (Шпикерман, 1998).

Позднепалеозойские отложения, изученные в последние годы на северной и юго-западной окраинах Селеняхского, Тас-Хаяхтахского и Уччинского блоков вдоль их границ с Нагонджин-

ским террейном представлены сходными, преимущественно глубокоководными, образованиями. Среди них выделяются три типа разрезов: вулканогенно-кремнисто-терригенный, карбонатно-терригенный и кремнисто-терригенный (Оксман и др., 1998а).

Вулканогенно-кремнисто-терригенный тип разреза имеет фамен-турнейский возраст. Фаменские отложения представлены кремнистыми туфоалевролитами, туфоаргиллитами и известняками (Тарабукин и др., 1997). Турнейские образования сложены вулканическими и вулканогено-осадочными породами с потоками подушечных базальтов. Базальты Селеняхского блока по низкому содержанию TiO_2 , P_2O_5 , отношению Zr к Y/Nb и фракционированному распределению РЗЭ ($La/Sm = 2,85-3,99$; $La/Yb = 6,06-7,62$) с обогащением пород легкими лантаноидами относятся к образованиям дифференцированной толетитовой серии, сформированной в континентальной рифтогенной геодинамической обстановке. Позднепалеозойские вулканы Тас-Хаяхтахского блока имеют относительно высокие содержания TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , Y , Nb , Th , Ta и легких лантаноидов. По соотношениям FeO^*/MgO , Y/Nb , Sr/Zr , Rb/Nb и характеру распределения РЗЭ они соответствуют производным слабодифференцированных щелочных континентальных базальтов (Карякин и др., 2000).

Карбонатно-терригенный тип разреза (ранний-поздний карбон) характеризуется переслаиванием органоморфно-обломочных известняков, кальцидебритов, калькаренитов, микритов и кальцилютитов с отдельными маломощными потоками базальтов.

Кремнисто-терригенные толщи каменноугольного-пермского возраста, установленные вдоль крайних западных границ блоков, представлены фрагментами гемипелагических конденсированных разрезов с чередованием тонкозернистых кремнистых туфитов и туфопелитов с редкими прослоями пеллоидных известняков с многочисленными радиоляриями (Руденко и др., 1998).

Верхнепермские отложения Тас-Хаяхтахского блока представлены гравелитами и конгломератами с калькаренитами и микритами, которые несогласно залегают на среднепалеозойских образованиях.

Отложения триаса, нижней и низов средней юры представлены преимущественно тонкообломочными породами: алевролитами и аргиллитами с остатками аммонитов и тонкораковинных двустворок *Halobia*, *Pinacoceras* и *Monotis*. Отмечаются известковистые песчаники, известняки, мергели, кремнистые породы, андезиты и базальты (Натапов, Сурмилова, 1986).

Деформационная структура Омудевского террейна характеризуется складками и надвигами (рис. 7.10–7.13). Северная и юго-западная границы террейна определяются Полоусным, Нальчанским, Тирехтяхским и Дарпирским разломами, по которым нижне-среднепалеозойские отложения тектонически перекрывают мезозойские и верхнепалеозойские породы Нагонджинского и Полоусно-Дебинского террейнов. Для этих разломов реконструируются ранние надвиговые перемещения с амплитудой до 150 км и

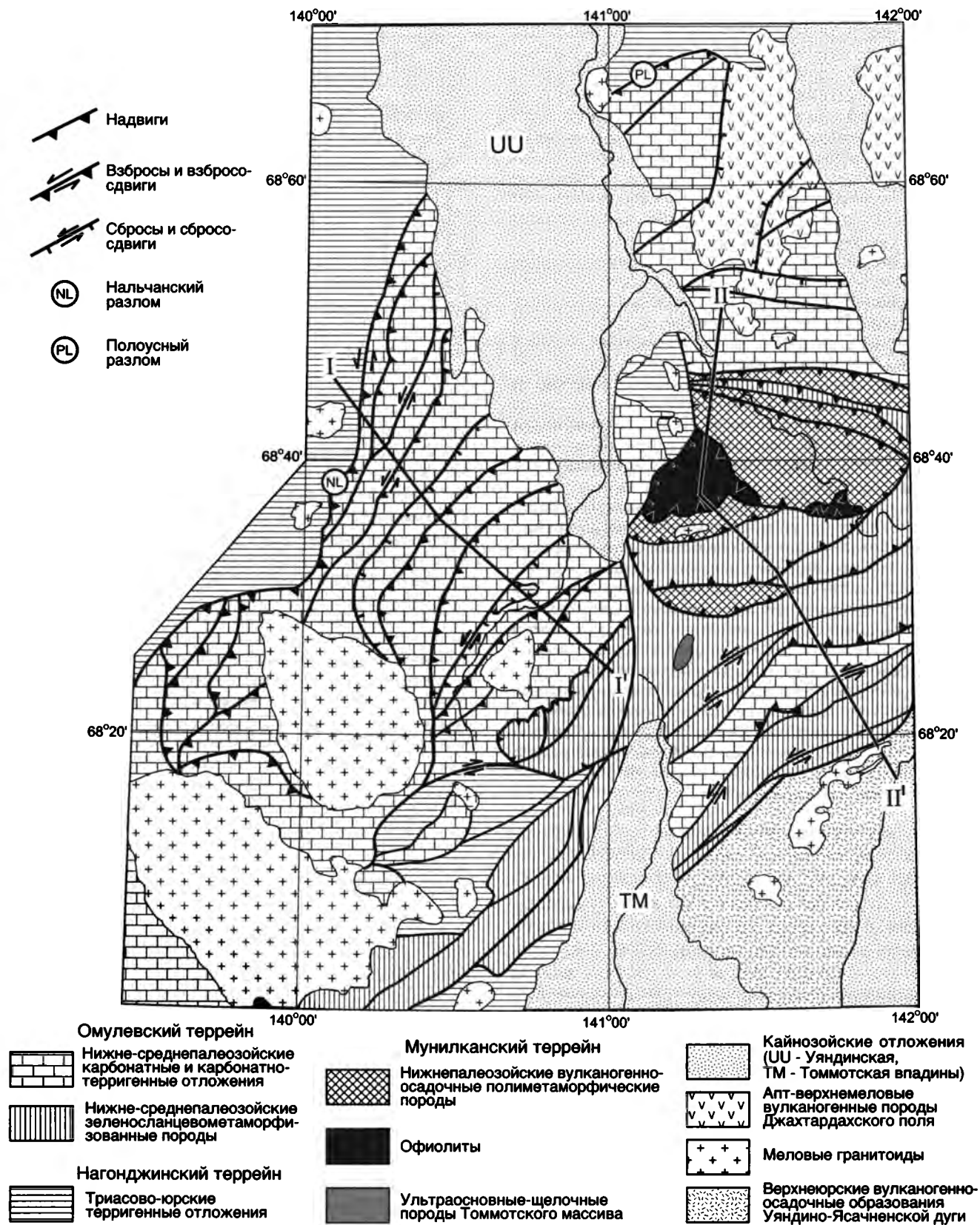


Рис. 7.10. Строение Селеняхского блока Омулевского террейна

поздние взбросо-сдвиговой и сдвиговой кинематики. Рассчитанные величины горизонтального сокращения за счет надвиговых перемещений составляют ~55–65%.

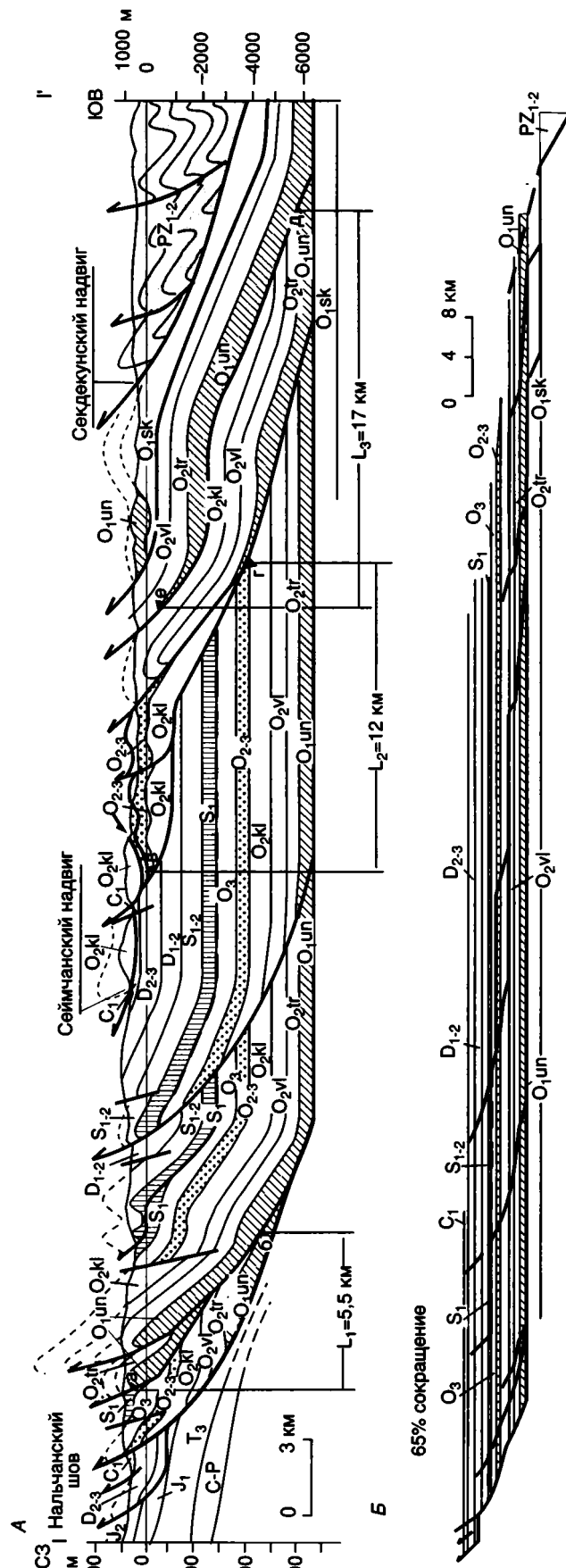
На основе немногочисленных палеомагнитных данных ранее было высказано предположение, что Омuleвский миогеоклинальный террейн, а также охарактеризованный выше Охотский кратонный террейн и рассматриваемые ниже Приколымский миогеоклинальный и Олонский кратонный террейны в раннем-среднем палеозое составляли единое целое с Северо-Азиатским кратоном и были отделены от крата в результате рифтогенеза путем их вращения по часовой стрелке (Parfenov, 1991, 1994; Неустроев и др., 1993). В настоящее время такое представление о природе данных террейнов находит все большую поддержку (Шпикерман, 1998; Sengör, Natal'in, 1996). В.И. Шпикерман называет эти террейны отторженцами Сибирского континента. Отчленение террейнов от окраины континента и раскрытие между ними малого океанического бассейна, получившего название Оймяконского, как было показано в главе 5, произошло в начале карбона. Ширина Оймяконского бассейна по палеомагнитным данным оценивается в 1500–2000 км, а Омuleвский террейн сравнивается с современным хребтом Ломоносова в Северном Ледовитом океане (Parfenov, 1994).

НАГОНДЖИНСКИЙ ТУРБИДИТОВЫЙ ТЕРРЕЙН

Нагонджинский террейн протягивается на 450 км узкой (до 100 км) полосой к северу и западу от Улахан-Тасского, Селенныхского и Тас-Хаяхтахского блоков Омuleвского террейна (рис. 7.14). Террейн сложен неоднократно деформированными позднепалеозойскими и раннемезозойскими образованиями, которые слагают пакеты тектонических пластин и линз различной мощности. Наиболее древние каменно-

Рис. 7.11. Сбалансированный (А) и восстановленный (Б) разрезы через западную часть Селенныхского блока Омuleвского террейна

Местоположение разреза см. на рис. 7.10. Точки а–е использованы в качестве маркеров при построении сбалансированного разреза; L_1 , L_2 , L_3 – расстояния горизонтального сокращения для отдельных пластин. Породы Полоусного синклиория: средней юры (J_2), ранней юры (J_1), триаса (Т), перми-карбона (С–Р). Карбонатные и карбонатно-терригенные отложения Селенныхского блока: нижнего карбона (C_1), среднего-верхнего девона (D_{2-3}), нижнего-среднего девона (D_{1-2}), силура (S_{1-2}), иначинской толщи нижнего силура (S_{in}), верхнего ордовика (O_3), среднего-верхнего ордовика (O_{2-3}), калычанской (O_{2kl}), волчинской (O_{2vl}), тарынг-юряхской (O_{2tr}) свит среднего ордовика, унгинской (O_{1un}), секдекунской (O_{1sk}) свит нижнего ордовика. Зеленосланцевометаморфизованные палеозойские образования (PZ_{1-2})



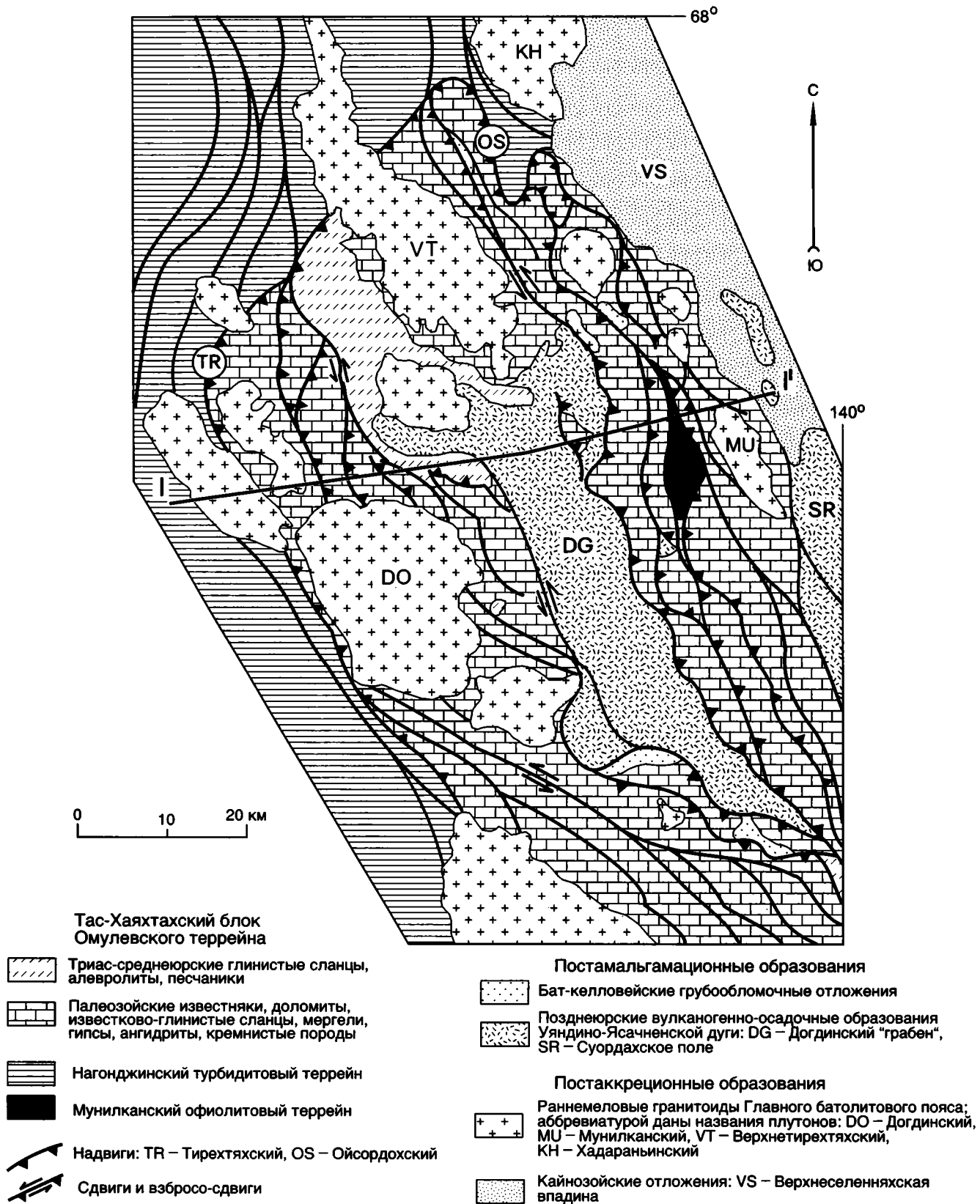


Рис. 7.12. Строение Тас-Хаяхтахского блока Омuleвского террейна

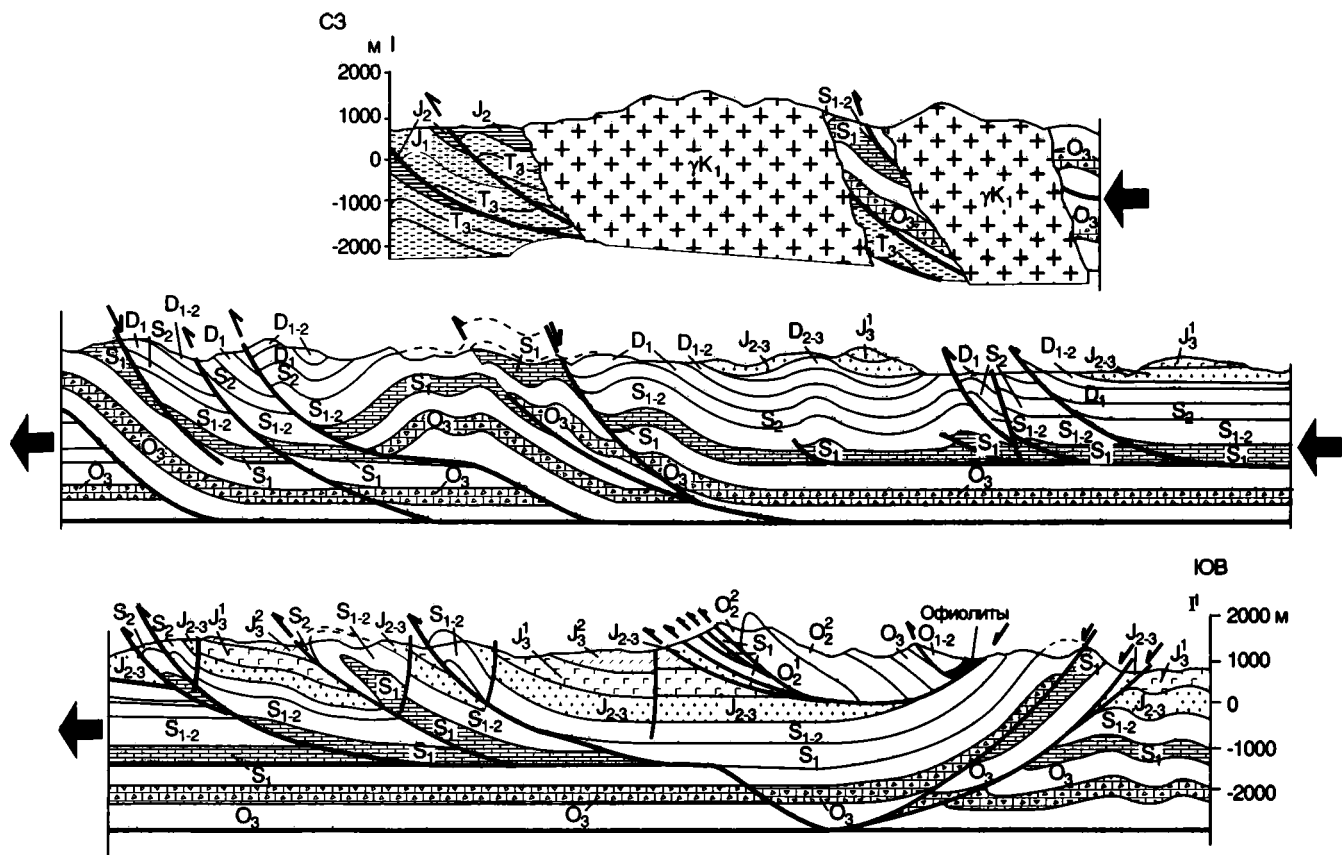


Рис. 7.13. Структурный разрез через центральную часть Тас-Хаяхтахского блока Омuleвского террейна (вдоль рек Догдо и Кыра)

Местоположение разреза см. на рис. 7.12

угольно-пермские отложения отмечаются вдоль восточной границы террейна (Тарабукин и др., 1997; Руденко и др., 1998; Оксман и др., 1998а). Они представлены гемипелагическими вулканогенно-терригенно-кремнистыми и карбонатно-терригенными отложениями с фрагментами конденсированных разрезов и подушечными базальтами.

Ладинские и нижние горизонты верхнетриасовых отложений характеризуются относительно однородным глинистым составом, тонкой параллельной слоистостью, с маломощными и выклинивающимися горизонтами известковистых песчаников и “плавающей” галькой. Они сменяются пачками ритмичного переслаивания косослоистых алевролитов, глинистых сланцев и известковистых песчаников поздне триасового-раннеюрского возраста. Венчается разрез бат-келловейскими отложениями – ритмичное переслаивание известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с фрагментами олистостром, которые по простиранию переходят в конгломераты.

Складчато-надвиговая структура Нагонджинского террейна сформирована в процессе, как минимум, трех этапов деформаций. Рассчитанная по сбалансированным разрезам величина горизонтального укорочения за счет надвиговых перемещений составляет 35–40% (рис. 7.15). В северо-во-

сточном и юго-западном сегментах террейна заметную роль играют соответственно праводвиговые и леводвиговые наложенные дислокации. Наиболее крупный из разломов – Сетакчанский надвиг, прослеживается на 100 км и выражен полосой меланжированных, раздробленных и катаклазированных пород. По данному разлому триасовые отложения террейна тектонически перекрывают юрские отложения Полоусного синклинория. Амплитуды горизонтальных перемещений оцениваются в первые десятки километров.

МУНИЛКАНСКИЙ ОКЕАНИЧЕСКИЙ (ОФИОЛИТОВЫЙ) ТЕРРЕЙН

Мунилканский террейн представлен фрагментами офиолитов, которые слагают тектонические пластины, залегающие на палеозойских отложениях Омuleвского террейна или образуют среди них небольшие тектонические клинья. В направлении с севера на юг выделяются следующие фрагменты офиолитов: Уяндинский, Мунилканский, Кыбытыгасский, Индигирский (Учинский), Гарбыньинский и Увязкинский (см. рис. 7.1) (Архипов, 1984; Долгов и др., 1983; Oxman et al., 1995). Офиолиты включают серпен-

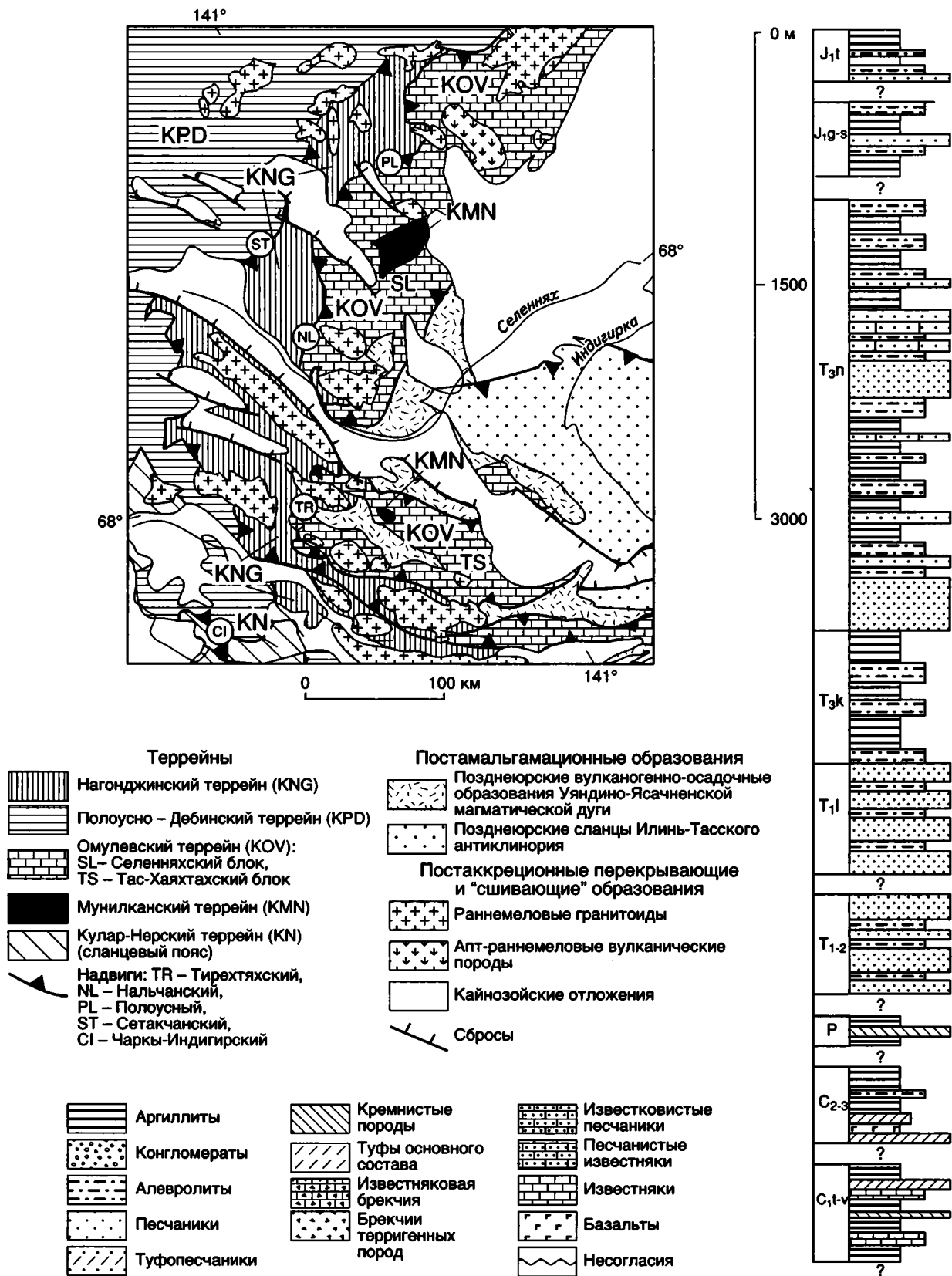


Рис. 7.14. Тектоническое положение и сводная стратиграфическая колонка Нагонджинского террейна

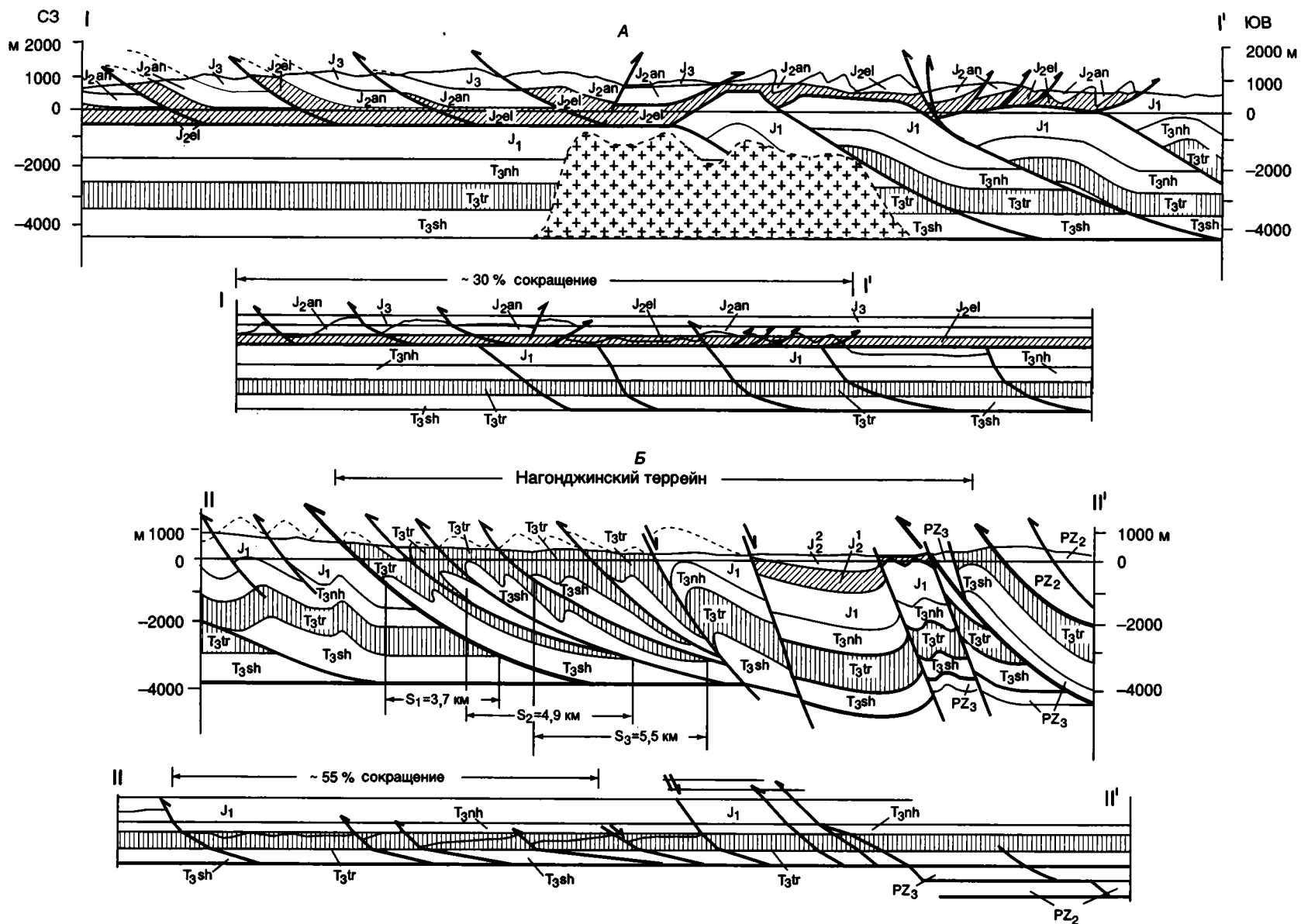
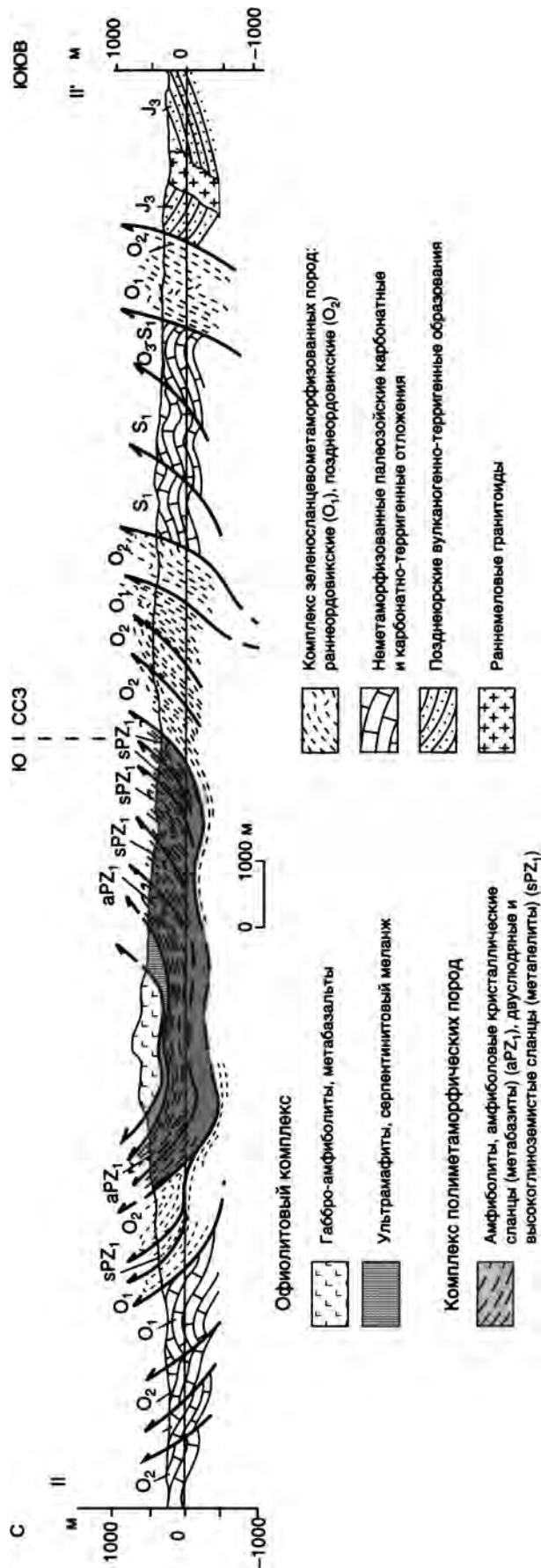


Рис. 7.15. Сбалансированные и реконструированные разрезы Южной зоны Полоусного синклиория (А) и Нагонджинского террейна (Б)

Местоположение разрезов см. на рис. 7.32. J₃ – верхнеюрские отложения, J₂ – среднеюрские отложения: J_{2an} – антигская свита, J_{2el} – эльбукская свита, J_{2²} – такалканская свита, J_{2¹} – сетакчанская свита, J₁ – нижнеюрские отложения; T₃ – триасовые отложения: T_{3nh} – нахчанская свита, T_{3tr} – тирехтяхская свита, T_{3sh} – сахчанская свита; PZ₃ – верхнепалеозойские отложения; PZ₁₋₂ – ниже-среднепалеозойские отложения. S₁, S₂, S₃ – величины горизонтальных перемещений отдельных пластин. На разрезе I-I' выделен Депутатский плутон гранитоидов



тинизированные гарцбургиты и дуниты, габбро и габбро-амфиболиты кумулятивного комплекса, metabазальты, офиокальциты и офиолитокластиты. Обычно они представлены только нижними частями ассоциации, тогда как верхние оказываются редуцированными. Наиболее полные разрезы офиолитов сохранились в Уяндинском и Мунилканском фрагментах, где они образуют деформированные в складки тектонические покровы, аллохтонно перекрывающие полиметаморфические породы или зеленосланцево-метаморфизованные нижне-среднепалеозойские карбонатно-терригенные отложения (рис. 7.16; 7.17) (Оксман и др., 1994; Оксман, Куренков, 1996; Третьяков, 1996). Тектонические покровы офиолитов расчленяются на самостоятельные аллохтонные пластины, сложенные (снизу вверх): серпентинитовым меланжем, ультрамафитами, кумулятивными габбро-амфиболитами, metabазальтами. Индигирский и Гарбыньинский фрагменты офиолитов представлены тектоническими клиньями, ограниченными сдвигами. Офиокальцитовые брекчии образуют два крупных блока, заключенных в серпентинитовом меланже Мунилканских офиолитов. Офиолитокластиты слагают несколько линз в серпентинитовом меланже Уяндинских офиолитов. В районе Кыбыттыгасского фрагмента офиолитов олистоциты и глыбы серпентинитов и серпентинитового меланжа установлены в составе бат-келловейской олистоформы (рис. 7.18, 7.19) (Парфенов и др., 1989б).

Алоперидотитовые серпентиниты по геохимическим особенностям и по составам аксессуарных хромшпинелидов сходны с альпинотипными перидотитами (Оксман, 1998). Габбро-амфиболиты кумулятивного комплекса обычно имеют отчетливую полосчатость, образованную в результате магматической дифференциации. Состав клинопироксенов и геохимические особенности пород кумулятивного комплекса характерны как для пород малых океанических бассейнов, так и для островодужных обстановок.

Метабазальты установлены в Уяндинских, Мунилканских и Увязкинских офиолитах. Метабазальты Уяндинских офиолитов разделяются на две группы: низкотитанистые ($TiO_2 < 1,8\%$) и высокотитанистые ($TiO_2 > 1,8\%$) (Жарякин, 1996). Для последних характерны относительно низкие концентрации Al_2O_3 , Cr, Ni, Co и высокие – K_2O , P_2O_5 , V, Y, Zr, редкоземельных элементов. По соотношениям главных петрогенных элементов и Y/Nb они относятся к высокожелезистым толеитам. Анализ поведения когерентных V, Cr, Ni, некогерентных высокозарядных (HFS) – Zr, Y, Nb, Hf, Ta и литофильных (LIL) элементов свидетельствует об океанической природе metabазальтов (рис. 7.20). На диаграммах $MnO-TiO_2-P_2O_5$, $Zr-Ti/100-Y \times 3$,

Рис. 7.16. Геологический разрез Уяндинских офиолитов Мунилканского океанического террейна
Местоположение разреза см. на рис. 7.10

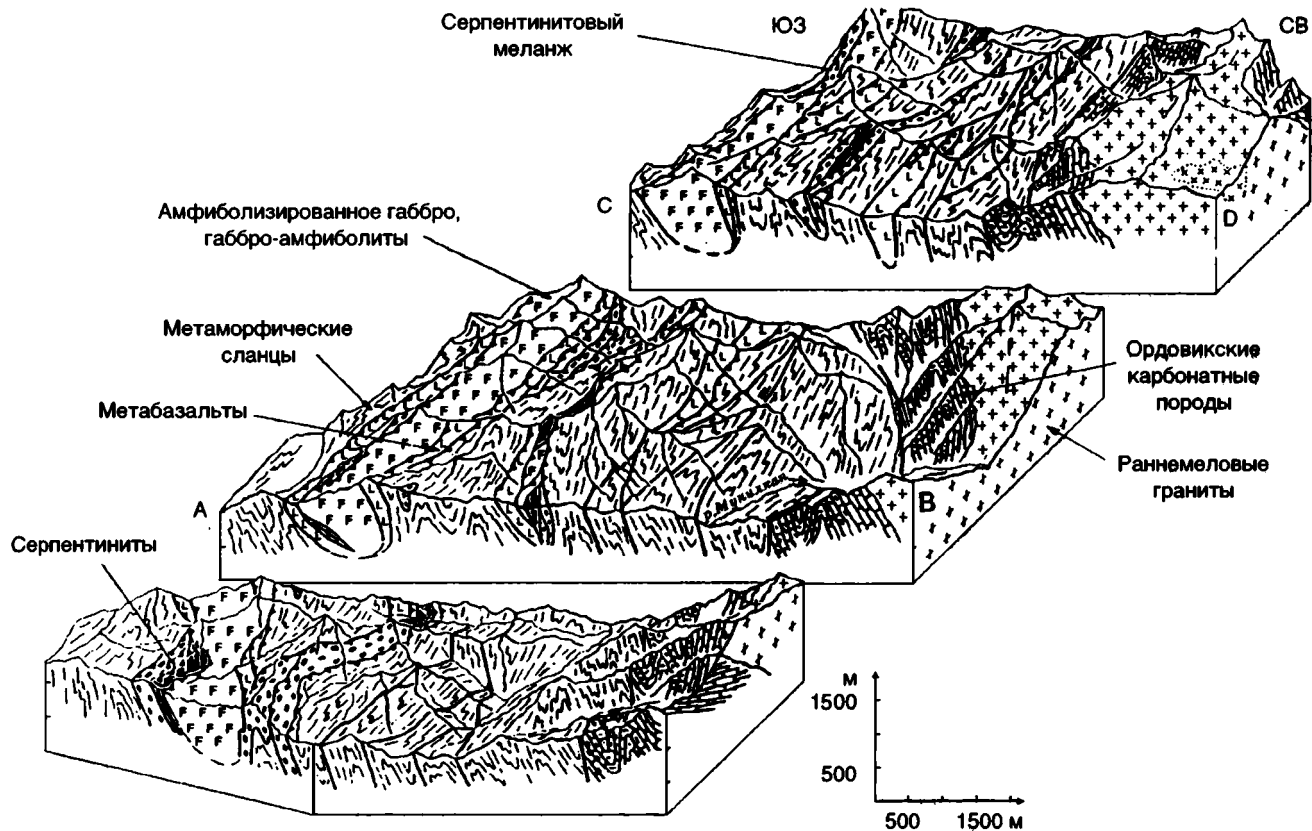


Рис. 7.17. Блок-диаграмма Мунилканских офиолитов Мунилканского океанического террейна (Оксман, Куренков, 1996)

Th–Hf/3–Ta (Mullen, 1983; Pearce, 1975; Pearce, Norry, 1979; Pearce, Cann, 1973) фигуративные точки составов metabазальтов располагаются в секторе толеитов нормального (или деплетированного) N-типа MORB и в секторе толеитов обогащенного E-типа MORB и внутриплитных толеитов. Нормированное содержание REE в относительно низкотитанистых разновидностях metabазальтов близко к составам MORB, более высокотитанистые разновидности обнаруживают незначительное обогащение легкими лантаноидами. На диаграмме Nb/Zr–Ba/Zr (Ishizuka et al., 1990) составы metabазальтов располагаются в поле базальтов окраинных морей. Метабазальты Мунилканских офиолитов обнаруживают отчетливый толеитовый тренд. На диаграммах Ti–Zr, Cr–Y и Ti–V (Pearce, 1982; Pearce, Norry, 1979; Pearce et al., 1984 b; Shervais, 1982) фигуративные точки составов metabазальтов находятся в полях NMORB или BABB. Метабазальты слабо деплетированы LREE [(La/Sm) < 1], нормализованное содержание HREE составляет 6–15 (рис. 7.21) (Оксман, Куренков, 1996).

Увязкинский фрагмент офиолитов представлен мощной (около 2000 м) осадочно-вулканогенной толщей девонско-раннекаменноугольного возраста, с которой ассоциируют линзы ультраосновных пород, силлы и дайки габбро и пикритов (Савостин и др., 1976; Булгакова, Колодезников, 1990; Гагиев, 1995). Вулканогенные породы представлены преимущественно подушечными и канатными базальтами типа

MORB (рис. 7.22), которые включают горизонты риолитов и их туфов. Они слагают нижнюю, большую часть разреза осадочно-вулканогенной толщи (около 1500 м). Осадочные породы, представленные кремнистыми алевролитами, аргиллитами, фтанитами и реже известняками, преобладают в самом основании видимого разреза толщи (около 150 м), а также в верхней части толщи, где они представлены песчаниками с горизонтами кремнистых пород, базальтов и риолитов. Установлены ранне- и среднедевонские конодонты, табуляты и брахиоподы, а также раннекаменноугольные брахиоподы, пелециподы и кораллы (Гагиев, 1995). Rb–Sr методом базальты датированы в 369 млн лет (Зайцев и др., 1979).

Геохимические и геологические данные свидетельствуют, что офиолиты представляют собой фрагменты коры океанического и окраинно-морского задугового бассейна, смещенные в результате надвиговых перемещений. С офиолитами ассоциируют метаморфические породы, которые расчленяются на два комплекса: комплекс полиметаморфических пород и комплекс пород, испытавших только начальный зональный метаморфизм зеленосланцевой фации (Оксман и др., 1996, 1998б). Полиметаморфические породы слагают тектонический

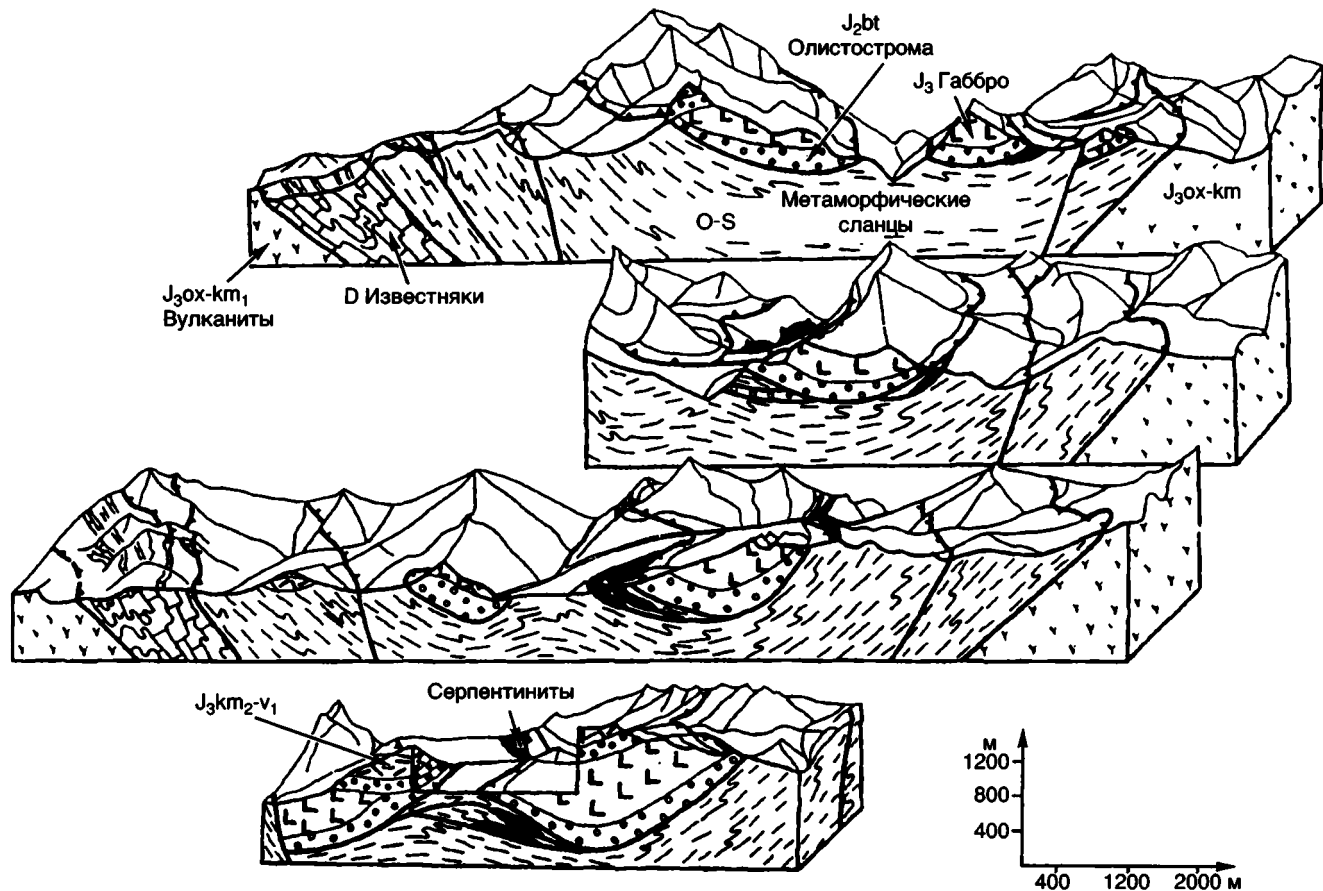


Рис. 7.18. Блок-диаграмма Кыбытыгасских офиолитов Мунилканского океанического террейна (Парфенов и др., 19896)

покров в основании аллохтонных пластин Уяндинских офиолитов и представлены биотитовыми, двуслюдяными, амфиболовыми кристаллическими сланцами с гранатом, ставролитом, кианитом и силлиманитом. Первичный состав их соответствует терригенным, терригенно-карбонатным, вулканогенно-терригенным образованиям, базальтам и андезито-базальтам. Породы второго комплекса представлены среднепалеозойскими серицит-хлоритовыми и серицит-кварцевыми сланцами и мраморами. В них сохраняются первично-осадочные структуры и прослеживаются постепенные переходы к неметаморфизованным породам.

Офиолиты и полиметаморфические породы испытали несколько этапов деформаций и метаморфизма. Ранний этап метаморфизма устанавливается в габбро-амфиболитах Уяндинских и Мунилканских офиолитов, характеризуется высокими температурами (450–500 °С) и низким давлением (менее 2 кбар) и соответствует океаническим обстановкам (рис. 7.23). Данный метаморфизм не сопровождался синхронными деформациями и датирован по актинолитовой роговой обманке ^{40}Ar - ^{39}Ar методом в 419–430 млн лет

(Лейер и др., 1993; Oxman et al., 1995). Второй этап метаморфизма датирован в 370 млн лет ^{40}Ar - ^{39}Ar методом по биотиту из кристаллических сланцев, залегающих в основании Уяндинских офиолитов. Биотит располагается вдоль сланцеватости, субпараллельной осевым поверхностям ранних лежачих складок в полиметаморфических породах. Офиолиты и полиметаморфические породы были метаморфизованы при среднебарических и среднетемпературных условиях ($T = 450\text{--}620$ °С, $P = 4\text{--}6$ кбар). Этот метаморфизм, по-видимому, был связан с формированием глубинных надвигов, по которым породы офиолитовой ассоциации были тектонически совмещены с полиметаморфическими образованиями. Третий этап метаморфизма связан с обдукцией офиолитов на среднепалеозойские карбонатные отложения и датируется по мусковиту ^{40}Ar - ^{39}Ar методом в 174 млн лет. Уяндинские офиолиты и залегающие в их основании кристаллические сланцы и карбонатно-терригенные отложения зонально метаморфизованы в зеленосланцевой фации низких (330–460 °С, 2–4 кбар) (северная часть) и средних (4–6 кбар) (южная часть) давлений.

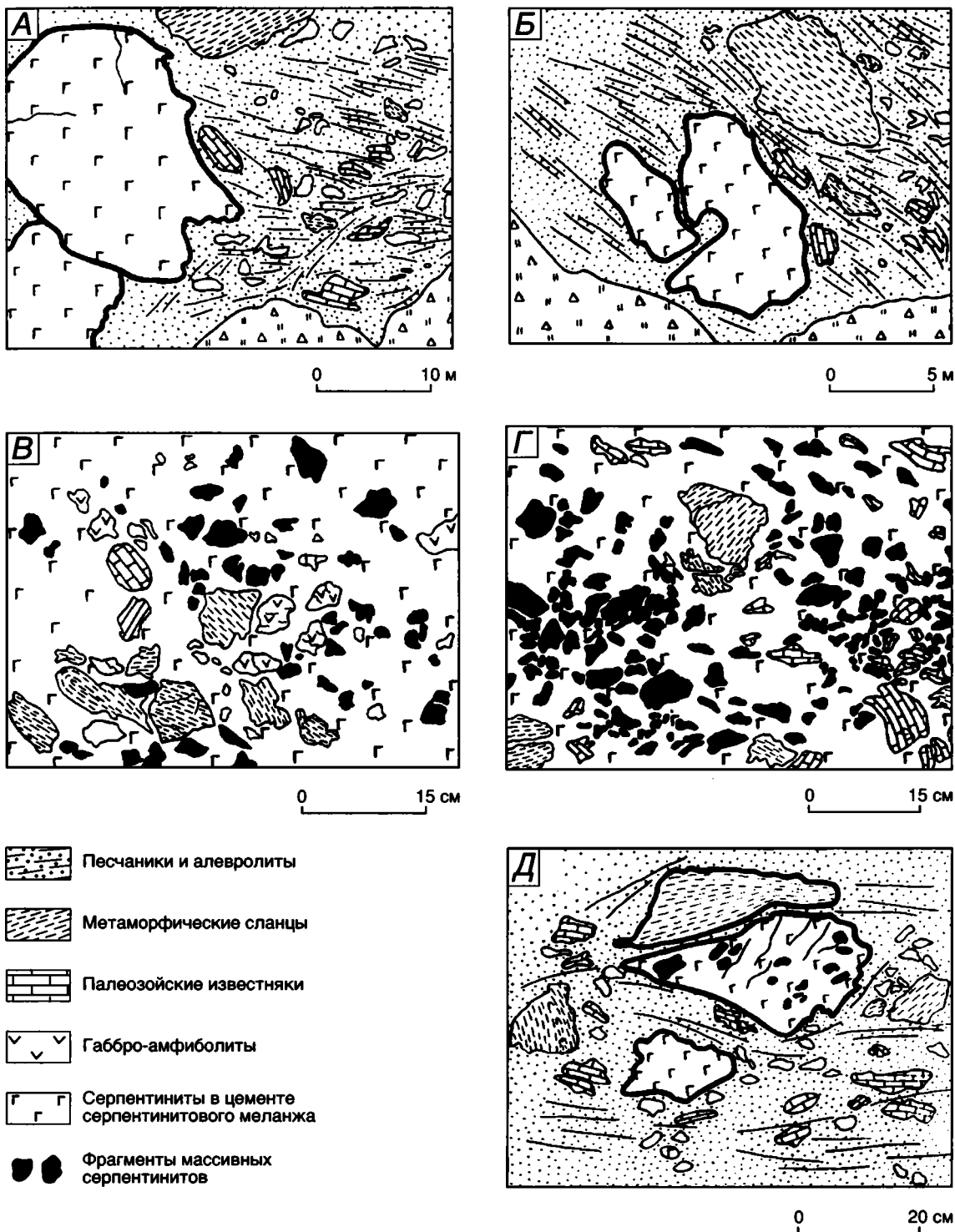


Рис. 7.19. Олистолиты и обломки серпентинитового меланжа в бат-келловейской олистостроме (южная часть Чемалгинского блока Омудевского террейна, бассейн р. Чучукман) (Оксман, 19896)

А, Б – олистолиты серпентинитового меланжа; В, Г – включения массивных серпентинитов, метаморфических сланцев, габбро-амфиболитов, известняков в серпентинитовом матрице; Д – обломки серпентинитового меланжа

АРГА-ТАССКИЙ ТУРБИДИТОВЫЙ ТЕРРЕЙН

Арга-Тасский террейн, примыкающий с севера по Ураданскому надвигу к юго-восточному флангу Омудевского миогеоцинального террейна, расположен в пределах осевой части

одноименного хребта. Он сложен толщей позднекаменноугольно-раннепермского возраста (3000–4000 м). Нижняя часть толщи представлена глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Верхнюю часть разреза слагают подушеч-

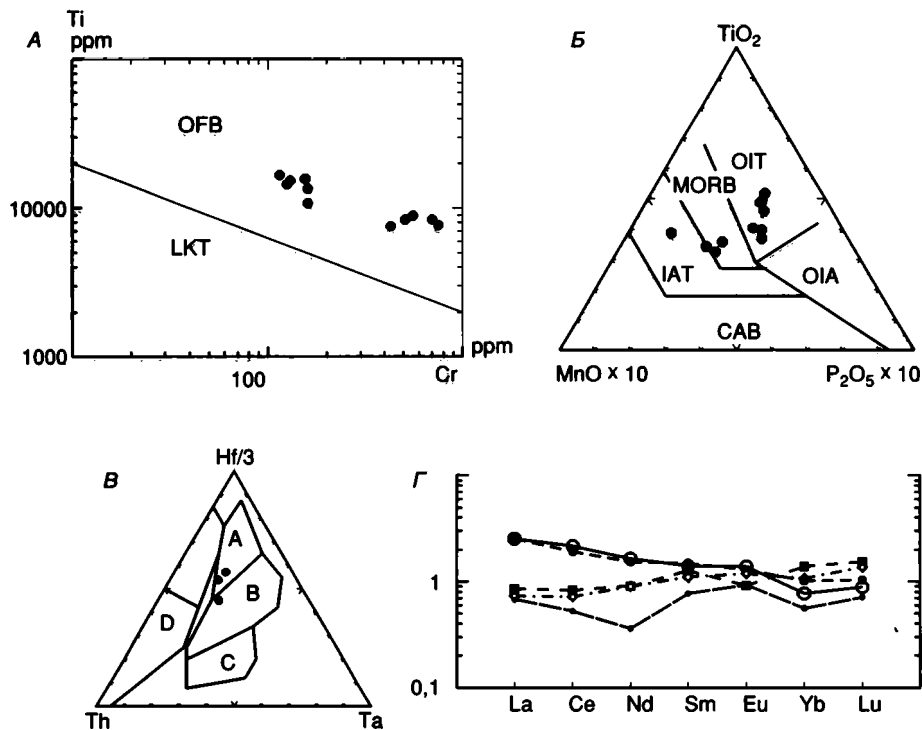


Рис. 7.20. Геохимические диаграммы для метабазальтов Уяндинских офиолитов Мунилканского террейна (составил Ю.В. Карякин, 1996)

А – диаграмма Ti–Cr (Pearce, 1975): OFB – базальты океанического дна, LKT – низкокальциевые толеиты островных дуг; Б – диаграмма MnO–TiO₂–P₂O₅ (Mullen, 1983): CAB – известково-щелочные базальты островных дуг, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – щелочные базальты океанических островов; В – диаграмма Th–Hf/3–Ta (Wood, 1980): А – базальты N-типа MORB, В – базальты E-типа MORB и внутриплитные толеиты, С – щелочные внутриплитные базальты, D – островодужные базальты; Г – распределение редкоземельных элементов, нормализованных по базальту MORB (Лутц, 1980)

ные лавы трахибазальтового состава с прослоями (до первых метров) глинистых, кремнисто-глинистых сланцев и гиадокластитов. Трахибазальты характеризуются кроме повышенной щелочности натриевого типа повышенным содержанием титана и кальция и пониженным содержанием глинозема при высокой железистости пород. Максимальная мощность вулканитов достигает 700–800 м, уменьшаясь в северо-западном направлении (Терехов, Дылевский, 1988). В низах терригенного разреза обнаружены остатки брахиопод зоны *Jakuto-productus burgaliensis*, мшанки и криноидеи сибирского происхождения. В средней части разреза отмечены скопления растительных остатков, среди которых установлены *Cardioneura sp.*, *C. (?) tomiensis Zal.*, *Pursogia (?) sp.*, *Cordaites (?) sp.*, сходные с присутствующими в разрезах среднего-верхнего карбона–нижней перми Северной Земли и Монголии (Терехов, Дылевский, 1988).

Познекаменноугольные–раннепермские интрузивные образования представлены диабазами, габбро-диабазами и их субщелочными разновидностями, близкими по составу к трахиба-

зальтам верхней части разреза вулканогенно-осадочной толщи. Отмечаются пикриты, габбро-диориты и сиенито-диориты, которые слагают sill мощностью от первых дециметров до нескольких сотен метров (обычно от первых метров до 20–30 м) и значительно реже дайки небольшой мощности (Терехов, Дылевский, 1988).

Ураданский надвиг северо-западного простирания представлен зонами дробления и расланцевания. Его плоскость наклонена к северо-востоку под углом 40–50°. Образование, слагающие террейн, смяты в сжатые складки и нарушены разломами северо-западного и субдолготного простираний. Вблизи разломов отмечается сланцеватый кливаж и зеленосланцевый метаморфизм. Ураданский надвиг прорван Рассохинским плутоном биотитовых и аляскитовых гранитов, которые К-Аг методом датируются поздним мелом (Гринберг и др., 1981). Террейн с разрывом и угловым несогласием перекрыт позднеюрскими вулканогенно-осадочными толщами Уяндино-Ясачненской магматической дуги (Натапов, Сурмилова, 1986).

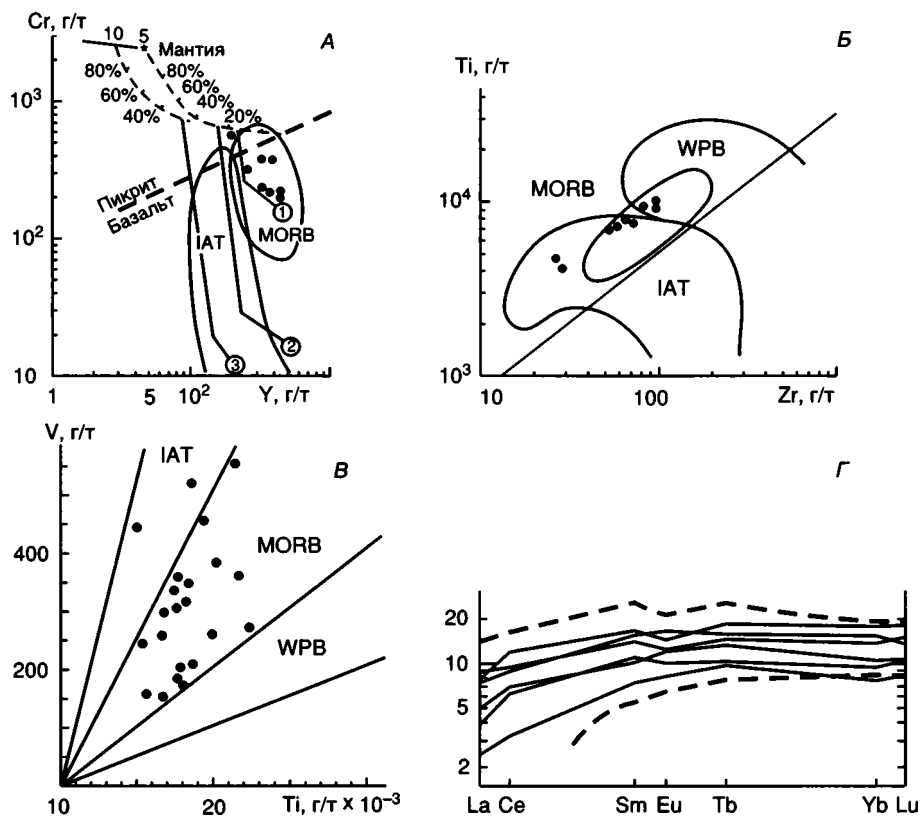


Рис. 7.21. Cr–Y (А) и Ti–Zr (Б) диаграммы (Pearce 1982; Pearce, Norry 1979; Pearce, Cann 1973; Pearce et al., 1984б); В – Ti–V диаграмма (Shegvais 1982) для metabазальтов Мунилканского офиолитового комплекса; Г – нормализованное к хондриту распределение РЗЭ в metabазальтах Мунилканских офиолитов (Оксман, Куренков, 1996)

Поля на диаграммах: IAT – островодужных базальтов; MORB – базальтов срединно-океанических хребтов, WPB – внутриплитных базальтов океанических островов

Цифры в кружках (А) – тренды эволюции: 1 – базальтов срединно-океанических хребтов, 2 – островодужных толеитов, 3 – бонинитовой серии



Рис. 7.22. Подушечные и канатные лавы базальтов Увязкинских офиолитов Мунилканского террейна (Булгакова, Колодезников, 1990)

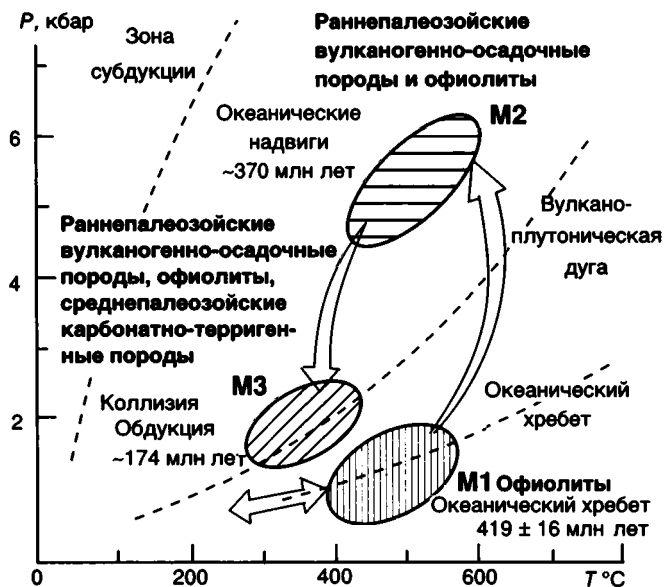


Рис. 7.23. P-T-t диаграмма метаморфической эволюции Уядинского фрагмента офиолитов и ассоциирующих с ними метаморфических пород (Оксман и др., 19986)

Стрелки показывают эволюцию метаморфизма (M1, M2, M3 – этапы метаморфизма), пунктир – геотермические градиенты (Ernst, 1974)

ОМОЛОНСКИЙ КРАТОННЫЙ ТЕРРЕЙН

На территории Якутии террейн представлен крайним северным своим окончанием и большей частью перекрыт покровом пологозалегающих осадочных отложений верхнего палеозоя–нижнего мезозоя, под которыми вскрываются образования среднего и верхнего девона и верхнего докембрия (рис. 7.24). Фундамент террейна сложен кристаллическими породами нижнего докембрия, которые установлены на смежной территории Магаданской области (Терехов и др., 1984).

Верхнедокембрийские образования представлены хлорит-мусковит-кварцевыми и мусковит-кварцевыми, реже альбит-хлорит-эпидотовыми сланцами (800 м) и залегающими выше кварцитами (300–500 м) (Натапов, Шульгина, 1991).

Образования среднего-верхнего девона представлены субэральными вулканическими породами кедонской серии, которые с угловым несогласием залегают на метаморфических породах условно позднедокембрийского возраста. Это известково-щелочные, реже субщелочные вулканы калиево-натриевой специализации. Нижняя часть разреза (250–300 м) представлена туфами андезитов, андезибазальтов, реже андезитами и андезибазальтами, риолитами, трахириолитами и дацитами. Средняя часть (500–600 м) – риодациты, дациты и игнимбриты с редкими пластами туфов, туфопесчаников или

конгломератов с остатками флоры. Верхняя (100–150 м) – андезиты, редко их туфы и терригенные породы. Возраст пород кедонской серии определяется находками живет-франских ископаемых органических остатков, обнаруженных, главным образом, за пределами рассматриваемой территории. На породах кедонской серии согласно залегают верхнедевонские прибрежно-морские отложения, представленные песчано-конгломератовой нижней толщей (150–300 м) и верхней толщей (100–500 м) известняков, доломитов и песчаников с редкими линзовидными телами лавобрекчий и туфов риолитов. Возраст определяется находками позднефранских и фаменских брахиопод (Натапов, Шульгина, 1991), аналогичных тем, которые характерны для Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (Дубатов, Симаков, 1974).

Отложения верхнего палеозоя и нижнего мезозоя несогласно перекрывают породы среднего-верхнего девона и условно верхнего докембрия. Они включают прибрежно-морские, преимущественно обломочные толщи верхнего карбона, верхней перми, верхнего триаса, нижней и средней юры. В составе верхнекаменноугольных отложений присутствуют покровы базальтов с редкими прослоями туфов (150–200 м), а в верхнепермских отложениях – колымиевые известняки мощностью до 100 м. Известняки-ракушечники слагают нижнюю часть норийского разреза. Прослой и линзы известняков отмечаются в составе юрских отложений. Позднепермские пеллициподы и брахиоподы Омолонского террейна сопоставляются с одновозрастной фауной Верхоянского складчато-надвигового пояса (Шарковский и др., 1974). Позднетриасовый-среднеюрский комплекс морской фауны является типично бореальным. Исключение составляет единичная находка экзотического раннетоярского аммонита (*Frechiella*) – типичного представителя тетической фауны (Репин, 1991).

Палеозойские и мезозойские образования террейна деформированы слабо. Характерны брахиформные складки шириной 5–7 км и с углами наклона крыльев 10–30°. Протяженность их составляет 10–15 км.

ПРИКОЛЫМСКИЙ МИОГЕОКЛИНАЛЬНЫЙ ТЕРРЕЙН

Приколымский террейн, протягивающийся в долготном направлении на 475 км при ширине 125 км, располагается к западу от Омолонского террейна, с которыми граничит по Ярхонскому разлому (рис. 7.25). Наиболее древние породы, представленные протерозойскими кристаллическими сланцами, вскрываются в осе-

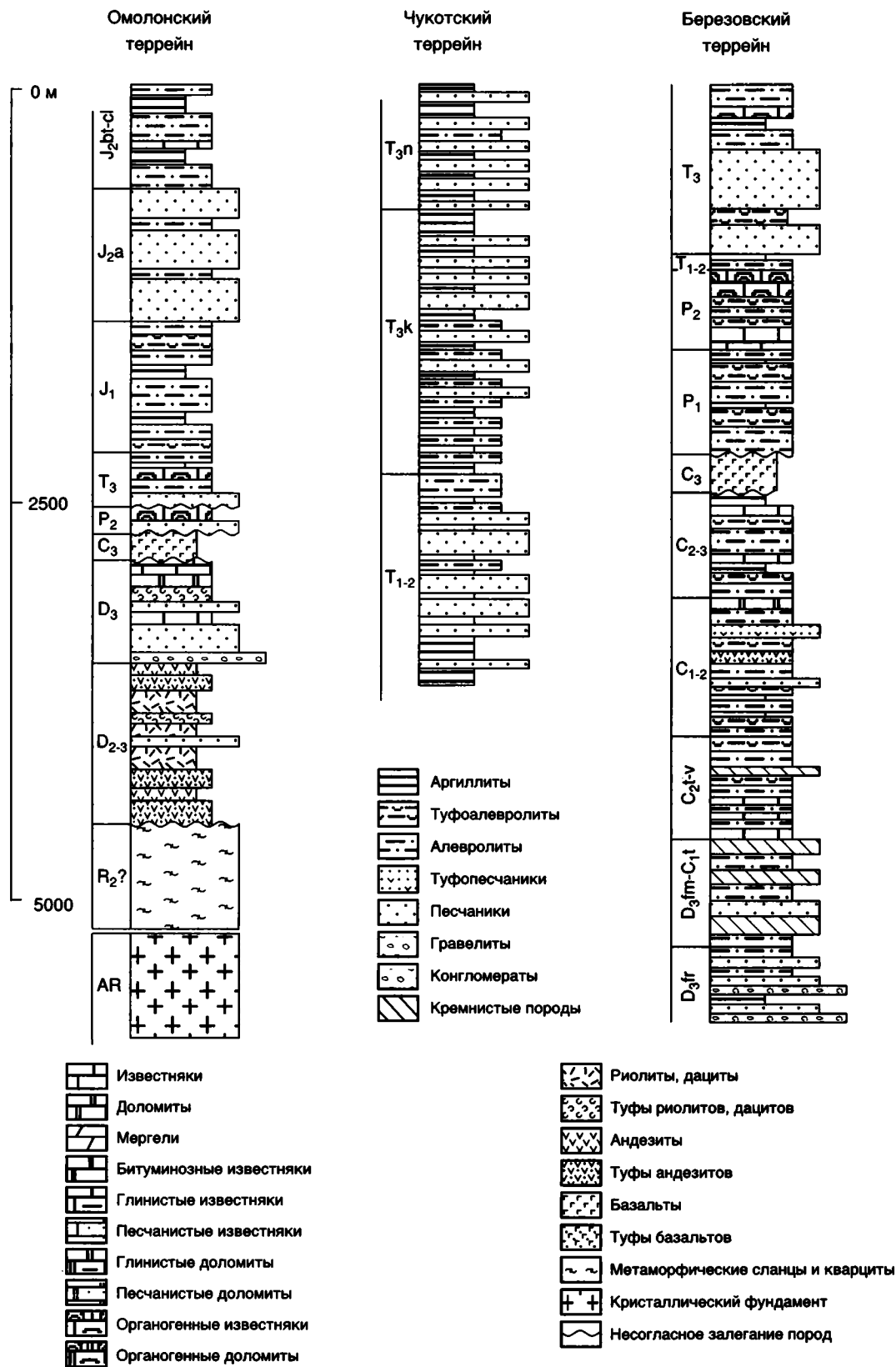


Рис. 7.24. Стратиграфические колонки Омолонского кратонного, Чукотского миогеоклиального и Березовского турбидитового террейнов

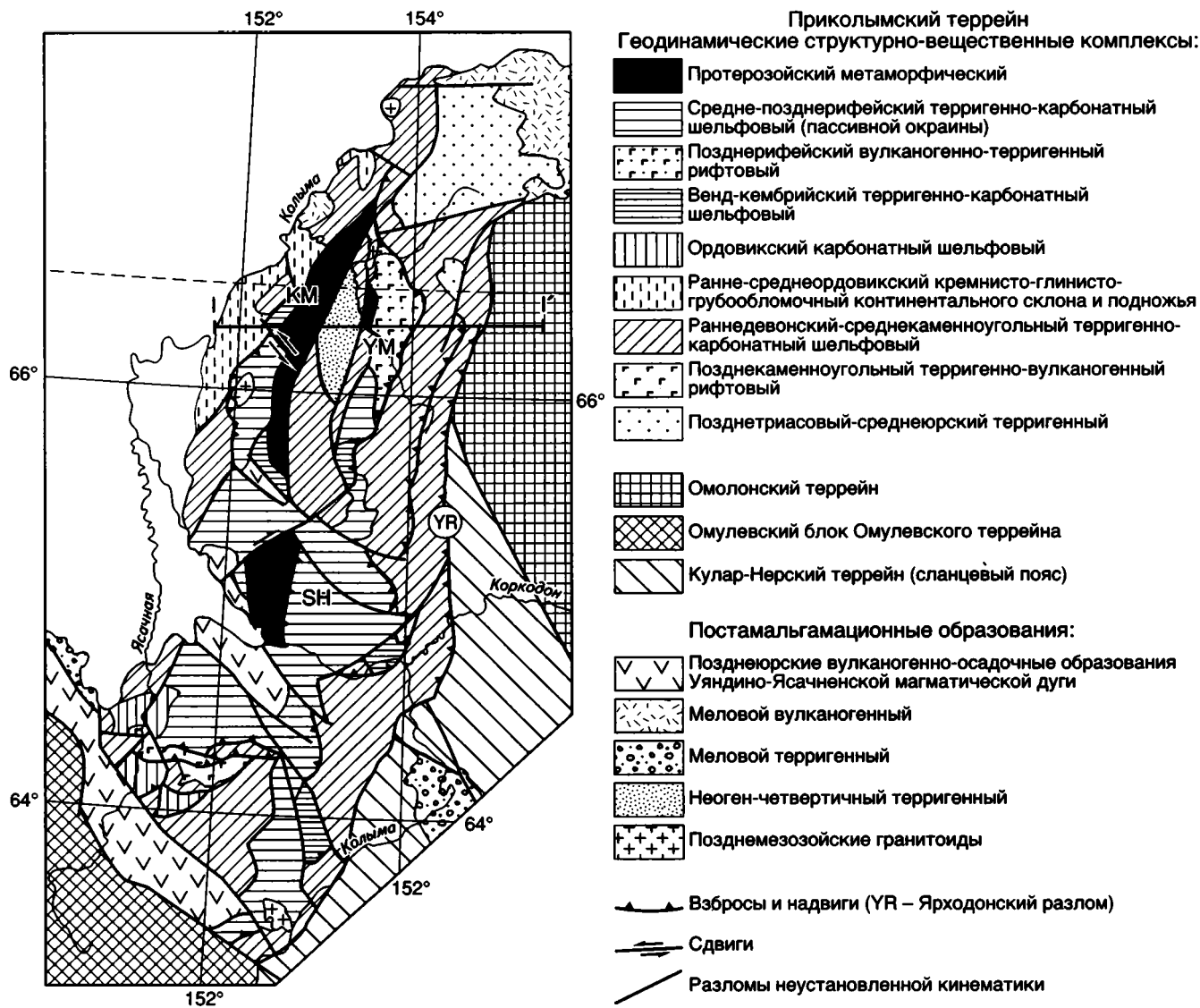


Рис. 7.25. Геодинамические структурно-вещественные комплексы Приколымского террейна
Блоки: КМ – Каменский; УМ – Уямканский; ШН – Шаманихинский

вой его зоне в пределах Шаманихинского, Каменского и Уямканского блоков – кварциты, эпидот-кварцевые, кварц-мусковитовые, кварц-серицитовые, биотит-мусковит-кварцевые, хлоритоидные, амфиболовые, амфибол-двуслюдяные, амфибол-гранатовые, гранат-биотитовые и гранат-двуслюдяные сланцы (Гринберг и др., 1981; Щербакова и др., 1988). Установлены два этапа метаморфизма: 1) ранний – амфиболитовой фации повышенных давлений (кианит-силлиманитовый тип, $T = 500-550\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6\text{ кбар}$) и 2) поздний – биотитовой субфации зеленых сланцев (с хлоритоидом, $T < 400\text{ }^{\circ}\text{C}$) (Гринберг и др., 1981). Изотопный возраст пород ($^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ по цирконам) составляет: для амфиболитов и плагиогнейсов и для гнейсо-гранитов Шаманихинского блока соответственно – 2030–2360 млн лет и 1735–1750 млн лет, а для аналогичных метаморфических образований

бассейна р. Лев. Каменки – 2055 млн лет и 1700 млн лет (Беус, 1992).

Рифейские образования представлены двумя геодинамическими комплексами – терригенно-карбонатным пассивных континентальных окраин среднего-позднего рифея (чебукулахская, тумусская и улахан-юрюинская свиты) и вулканогенно-терригенным рифтогенным позднего рифея (хакдонская и уямканская серии) (Натапов, Шульгина, 1991) (рис. 7.26). Первый комплекс (3100–4000 м) охарактеризован многочисленными строматолитами и микрофитолитами среднего и позднего рифея и сопоставляется с разновозрастными горизонтами Учуро-Майского региона (Комар, Работнов, 1976). Нижняя часть рифтогенного комплекса (3000–4000 м) сложена грубообломочными отложениями и породами контрастной базальт-риолитовой субщелочной и щелочной вулканической серии (500–700 м) с повы-

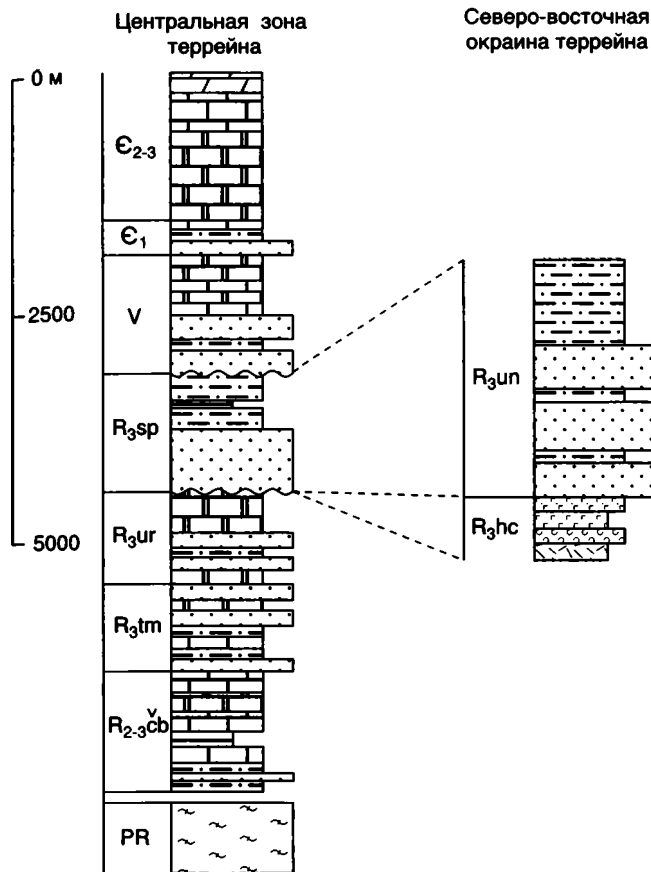


Рис. 7.26. Стратиграфические колонки рифейских и венд-кембрийских отложений Приколымского миогеклиналичного террейна

Свиты: R_{2-3cb} – чебукулахская, R_{3tm} – тумусская, R_{3ur} – улахан-юрюинская, R_{3sp} – спиридоновская, R_{3hc} – хакдонская, R_{3un} – уянканская. Усл. обозн. см. на рис. 7.24

шенными содержаниями TiO₂ и K₂O (Гусев и др., 1985; Натапов, Шульгина, 1991).

Вендские отложения, залегающие несогласно на разных горизонтах рифея, соответствуют шельфовым образованиям пассивных континентальных окраин. В их составе терригенные отложения (800–900 м) сменяются вверх по разрезу карбонатными – доломитами коркодонской свиты (400–500 м) с микрофитолитами и строматолитами. Нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения (250–300 м) с обильными остатками архециат, трилобитов и брахиопод согласно перекрывают вендские отложения.

Нижне-среднеордовикские отложения (арниг–лландейло) вскрываются на западном склоне Приколымского поднятия (рис. 7.27). На юге террейна они сложены мощной карбонатной толщей (до 3500–4000 м), в основании которой залегают красноцветные конгломераты и песчаники, а на севере, вблизи западной границы террейна они представлены глубоководными образованиями континентального склона и его

подножия – турбидитами с градационной слоистостью и обвально-оползневыми горизонтами с остатками граптолитов (700–800 м) (Булгакова, 1986).

Девонские отложения образуют мощный терригенно-карбонатный шельфовый комплекс, обрамляющий с запада и востока осе-

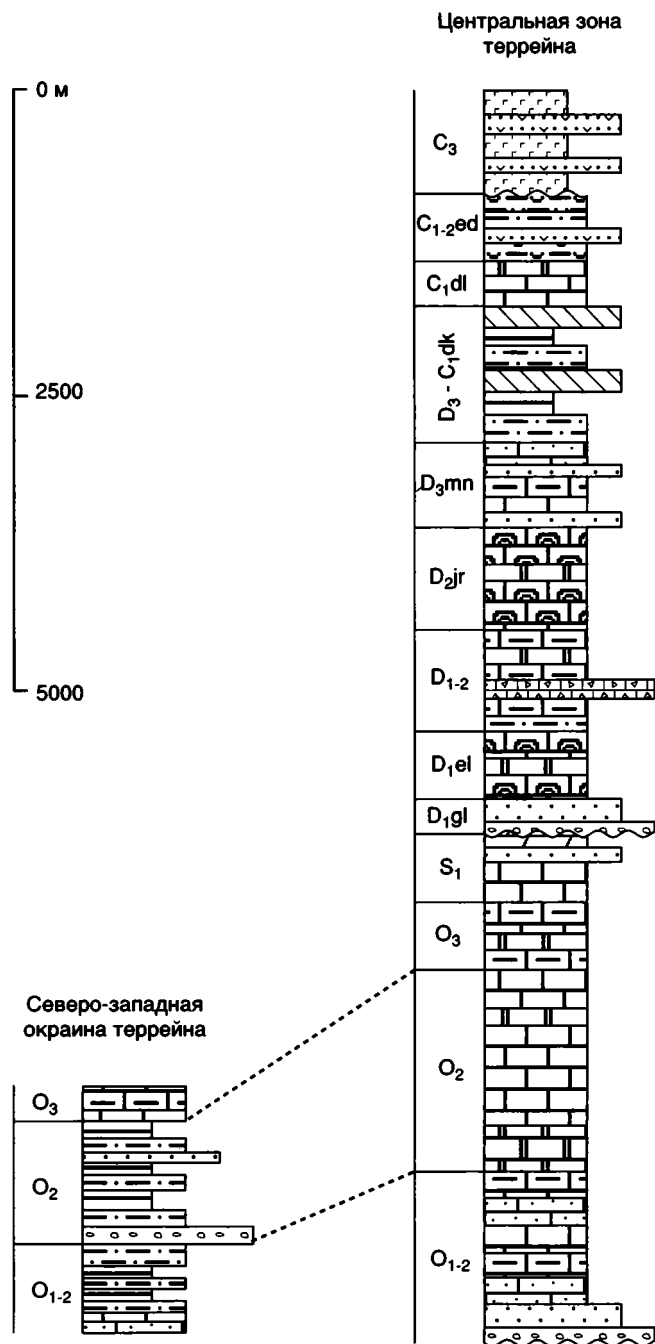


Рис. 7.27. Стратиграфические колонки ордовикско-каменноугольных отложений Приколымского миогеклиналичного террейна

Свиты: D_{1gl} – железнинская, D_{1el} – эльгенекская, D_{2jr} – ярходонская, D_{3mn} – меунджинская, D_{3-C1dk} – дуксундинская, C_{1dl} – дилимская, C_{1-2ed} – эджекальская. Усл. обозн. см. на рис. 7.24



Рис. 7.28. Обнажение осадочно-вулканогенной толщи среднедевонского возраста на правобережье р. Ясачной в устье руч. Фран

вую часть Приколымского террейна. Они представлены коралловыми, глинистыми и песчанистыми известняками, доломитами, мергелями, известково-глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, редко вулканитами. Нижнедевонские, а на востоке террейна местами среднедевонские, породы с ба-

зальными конгломератами несогласно перекрывают различные образования верхнего докембрия и нижнего палеозоя. Вулканиты ассоциируют с грубообломочными породами. Это эйфельские трахиандезито-базальты и гиалокластиты правобережья р. Колымы и покровы франских миндалекаменных базальтов р. Ясачной (Булгакова, Колодезников, 1990). Их появление в разрезе связывается с процессами рифтогенеза. Наиболее полный и хорошо сохранившийся разрез вскрывается на правобережье р. Ясачной в устье руч. Фран (рис. 7.28). По химическому составу базальты разделяются на три группы: субщелочные оливиновые базальты, принадлежащие к умеренно-щелочной калиево-натриевой серии, субщелочные базальты переходного состава и толеитовые базальты, принадлежащие к толеитовой натриевой серии (рис. 7.29). Фаментурнейские отложения (дуксундинская свита) представлены кремнисто-глинистыми и глинистыми породами (до 2000 м). Они сменяются верхнетурнейско-визейской толщей известняков и доломитов (300–500 м), на которых залегают серпуховско-башкирские туфоалевролиты и алевролиты (500–600 м), в верхней части разреза переслаивающиеся с туфопесчаниками, пепловыми туффитами и мелкообломочными туфами основного и среднего состава.

Верхнекаменноугольные породы на юге террейна за пределами рассматриваемой территории слагают мощную терригенно-вулканогенную чахаданскую толщу (900–1200 м) рифтогенного происхождения, основу которой составляют покровы континентальных базальтов, переслаивающиеся с пачками туфоалевролитов, туфопесчаников и туфоконгломератов. На востоке террейна покровы позднекаменноугольных континентальных миндалекаменных базальтов (150 м) прослеживаются узкой прерывистой полосой вдоль зоны Ярхондонского разлома, ограничивающего террейн с востока. Они несогласно залегают на нижне- и среднекаменноугольных отло-

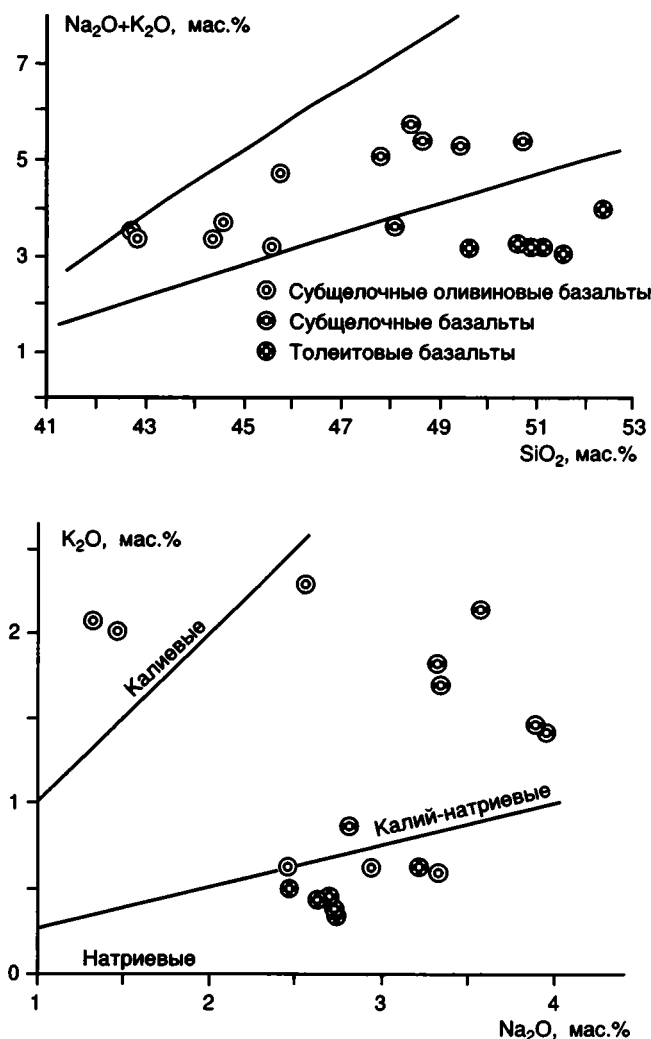


Рис. 7.29. Диаграммы SiO₂-Na₂O + K₂O и Na₂O-K₂O среднедевонских базальтов бассейна р. Ясачной

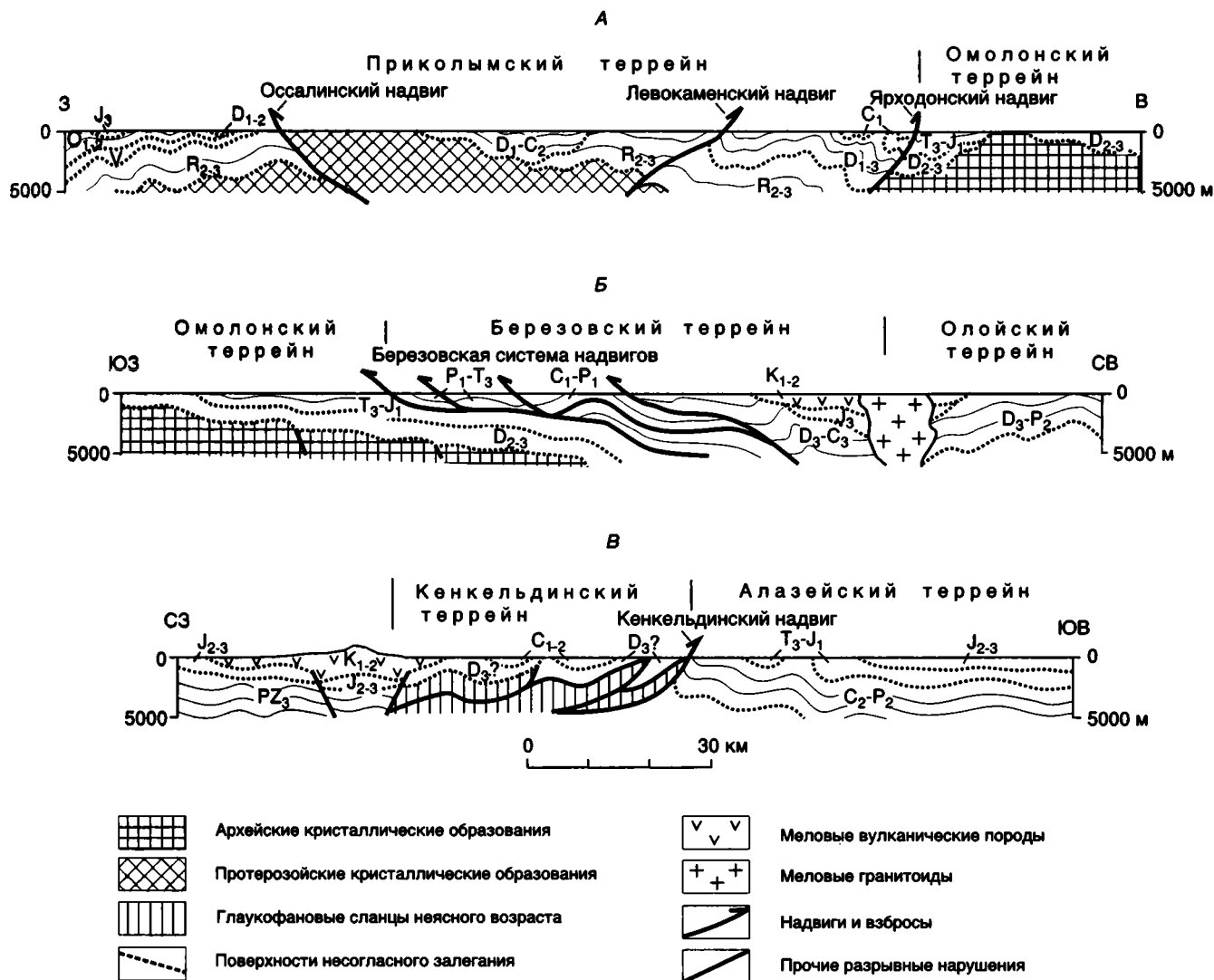


Рис. 7.30. Структурные разрезы через Приколымский (А), Березовский (Б) и Кенкельдинский и Алазейский (В) террейны

Стратифицированные рифейские и фанерозойские образования обозначены возрастными индексами

жениях и с разрывом перекрываются толщей верхнепермских известняков (85–500 м) (Натапов, Шульгина, 1991).

Для каменноугольных отложений характерны многочисленные и разнообразные органические остатки, представленные фораминиферами, брахиоподами, пелециподами и другими группами того же типа, что и в пределах синхронных отложений Верхоянского складчато-надвигового пояса (Черняк, 1975).

Рифейские и палеозойские отложения смяты в простые открытые линейные и брахиформные складки шириной от 100 до 1000–5000 м, ориентированные вдоль простирания террейна (рис. 7.30). Характерны продольные взбросы и надвиги восточной vergentности на востоке террейна и западной vergentности в западной его части (Третьяков, 1987).

БЕРЕЗОВСКИЙ ТУРБИДИТОВЫЙ ТЕРРЕЙН

Террейн располагается к северу от Омолонского террейна. Граница между ними определяется чешуйчатыми надвигами, по которым палеозойские и нижнемезозойские отложения Березовского террейна надвинуты к югу на северную окраину Омолонского террейна (см. рис. 7.30).

Нижняя часть разреза террейна сложена глыбоводными склоновыми отложениями, которые подразделяются на тынытынджинскую толщу (фран), туманнахскую (фамен–нижняя половина верхнего турне), амкотынджинскую (верхнее турне–визе) (Гагиев и др., 1987) и булканакскую (намюр–башкирский ярус) свиты и нерасчлененную толщу среднего-верхнего карбона (см. рис. 7.24).

Для нижней части тынытынджинской толщи (250–300 м) характерна градиционная слоистость, когда грубообломочные породы (разногалечные конгломераты и гравелиты) в основании слоев вверх постепенно сменяются песчаниками, а затем глинистыми или кремнистыми алевролитами и аргиллитами. Валунно-галечные конгломераты характеризуются слабой сортировкой. Встречаются отдельные маломощные покровы трахизальтов, а также лав и туфов кислого состава. Галька в конгломератах имеет различный состав и степень окатанности. Слабо окатаны песчаники, алевролиты, аргиллиты и базальты, хорошо окатана галька органогенных известняков, лав и туфов кислого состава. Верхняя часть тынытынджинской толщи (более 125 м) сложена ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, кремнистых алевролитов и туфоалевролитов с редкими линзами пелитоморфных известняков и гравелитов. Отмечаются конседиментационные осадочные брекчии и структуры подводного оползания. Туманнахская свита (500–600 м) образована тонким переслаиванием кремнисто-глинистых алевролитов и тонкополосчатых фтанитов с редкими пластами вулканомиктовых песчаников и линзами известняков. Для обеих свит характерна исключительно конодонтовая фауна, типичная для глубоководных бассейнов открытого моря, которая хорошо коррелируется с конодонтовой фауной Селенняхского блока Омурского террейна и Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (Гагиев и др., 1987; Тарабукин, 1992).

Амкотынджинская свита (600–800 м) в низах образована органогенно-обломочными детритовыми и глинистыми известняками (350 м), а в верхах – туфоалевролитами, алевролитами, пепловыми и кремнистыми туффитами. Разнообразный комплекс брахиопод, фораминифер, мшанок и конодотов, редко аммоноидей.

Булканакская свита (700–1100 м) – туфоалевролиты, алевролиты, аргиллиты и пепловые туффиты с редкими прослоями туфов основного и среднего состава, присутствуют туфопесчаники и вулканомиктовые песчаники с пластами известняков-ракушечников. Кораллы, мшанки и брахиоподы (Натапов, Шульгина, 1991).

Средне-верхнекаменноугольные образования (600 м) – алевролиты, туфоалевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы с пластами пелитоморфных известняков. В средней части толщи – песчаники и углистые алевролиты (“рябчики”), в которых рассеяны несортированные обломки эффузивов среднего и кислого состава, алевролитов и гранитоидов. Аммоноидей и брахиоподы.

Вышележащие пермско-триасовые преимущественно мелководные морские образования залегают с размывом. Между ними и подстилающими отложениями карбона выделяется несколько покровов массивных и миндалекаменных базальтов (250 м). К интрузивным аналогам базальтов относятся пластовые тела, штоки и дайки габбро, габбро-диабазов, габбро-норитов и пироксенитов, прорывающих породы каменноугольного возраста.

Нижнепермские отложения (300–900 м) представлены алевролитами и туфоалевролитами, реже аргиллитами и глинистыми сланцами с пластами песчаников и известняков. Верхнепермские отложения (450–600 м) – детритовые известняки, ракушечники, туфоалевролиты,

алевролиты, пепловые туффиты и мелкообломочные туфы основного и среднего состава. Венчают разрез колымневые известняки.

Позднепалеозойская фауна террейна сходна с фауной Верхоянского складчато-надвигового пояса (Шульгина, 1975; Черняк, 1975).

Триасовые отложения (1100 м) включают алевролиты, глинистые сланцы, песчаники с прослоями туфогенных разностей, известняки-ракушечники.

Смежные части Березовского и Омолонского террейнов и разделяющие их чешуйчатые надвиги несогласно перекрыты пологозалегающими кимеридж-нижневолжскими прибрежно-морскими обломочными отложениями.

Накопление девонско-триасовых отложений Березовского террейна происходило, по-видимому, вблизи Омолонского террейна, на его склоне, который проградировал в северном направлении.

ОЛОЙСКИЙ ОСТРОВОДУЖНЫЙ ТЕРРЕЙН

Олойский террейн, примыкающий с севера к Березовскому, большей частью перекрыт пологозалегающими кимеридж-волжскими и более молодыми отложениями того же типа, что и в пределах Березовского и смежной части Омолонского террейнов. Слагающие террейн образования вскрываются в Сиверском блоке клиновидной формы, вытянутом в северо-западном направлении (100 × 13–40 км) (Натапов, Шульгина, 1991). Наиболее древними являются средне-верхнедевонские образования, представленные двумя толщами (рис. 7.31). Нижняя толща (300 м) – риолиты и их туфы, алевролиты и известняки. Верхняя толща (250 м) – известняки с прослоями алевролитов, известковистых песчаников, покровы базальтов и спилитов. В основании верхней толщи выделяется слой гравелитов и песчаников с обломками риолитов. Породы обеих толщ метаморфизованы: известняки мраморизованы, а все остальные – окварцованы, карбонатизированы и хлоритизированы. Характерны среднедевонские кораллы и франские конодонты.

На средне-верхнедевонских образованиях с перерывом залегают намюр-башкирские кремнистые алевролиты с прослоями глинистых алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератобрекчий (700 м). Угловатые и слабоокатанные обломки конгломерато-брекчий состоят из риолитов, дацитов, известняков, андезитов, базальтов, песчаников и алевролитов, что указывает на близкое расположение источников сноса. Они с размывом перекрываются нижнепермскими отложениями – вулканомиктовыми и кремнистыми алевролитами с редкими прослоями гравелитов и

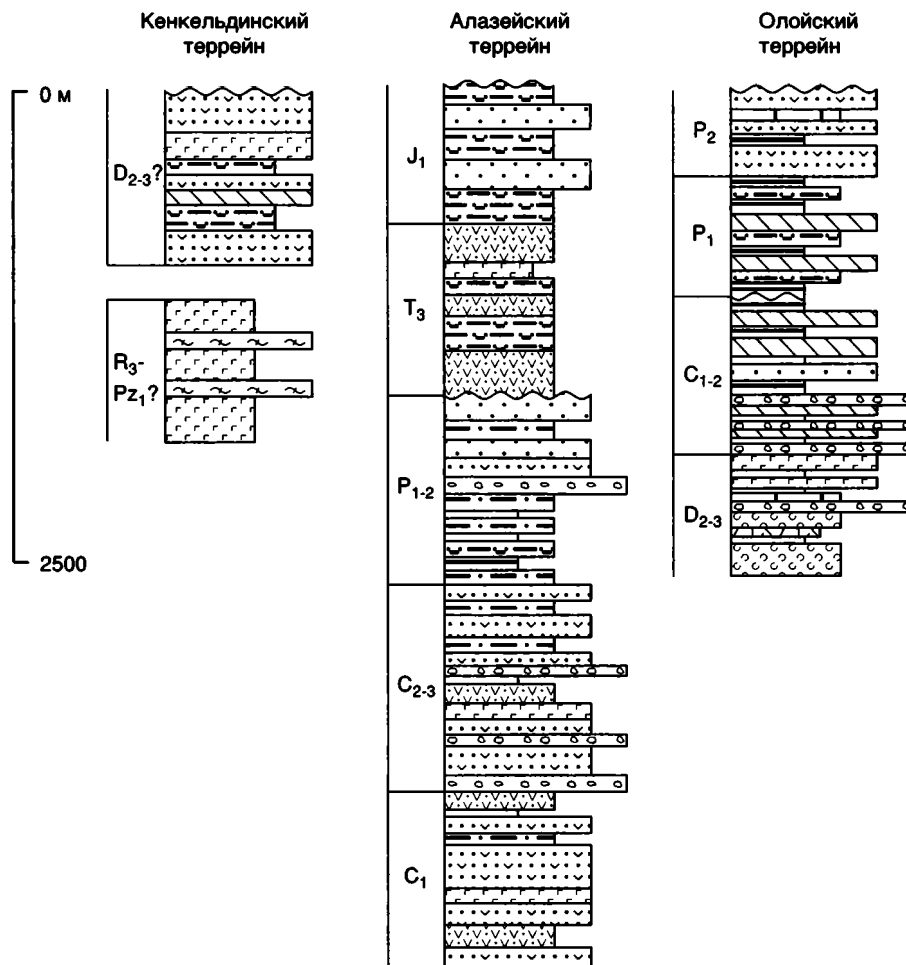


Рис. 7.31. Стратиграфические колонки Кенкельдинского террейна аккреционного клина, Алазейского и Олойского островодужных террейнов
Усл. обозн. см. на рис. 7.24

песчаников (500 м), выше которых располагается верхнепермская толща вулканомиктовых песчаников с прослоями гравелитов, алевролитов и пелитоморфных известняков (400 м). Окатанные обломки в гравелитах представлены андезитами, базальтами, риолитами и дацитами, а также алевролитами и туфами среднего состава.

ХЕТАЧАНСКИЙ ОСТРОВОДУЖНЫЙ ТЕРРЕЙН

Террейн в пределах территории Якутии полностью перекрыт кайнозойскими отложениями. На смежной к востоку территории Магаданской обл. террейн образован складчатыми островодужными осадочно-вулканогенными толщами верхнего триаса и нижней юры, которые несогласно перекрыты пологозалегающими вулканическими образованиями кимеридж-волжского возраста Олойской магматической дуги (Натапов, Шульгина, 1991). Породы Олойской магматической дуги, как и синхронные с ними осадочные толщи расположенных южнее Олойского, Березовского и

Омолонского террейнов, входят в состав постамальгамационных образований Колымо-Омолонского супертеррейна. На территории Якутии скважина, расположенная на правом берегу р. Колымы в 35 км ниже устья р. Омолон, на глубине 592,3 м под чехлом кайнозойских отложений вскрыла туфы и лавы базальтов и андезито-базальтов (60 м). К-Аг методом возраст вулканитов по пироксену определен в 228–253 млн лет, а по валовой пробе – в 181–239 млн лет.

АЛАЗЕЙСКИЙ ОСТРОВОДУЖНЫЙ ТЕРРЕЙН

Террейн располагается к юго-западу от Хетачанского террейна в центральной части Колымской структурной петли, в пределах Алазейского поднятия, окруженного чехлом кайнозойских отложений. Террейн сложен каменноугольно-раннеюрскими преимущественно вулканогенно-обломочными породами (см. рис. 7.31).

Неудовлетворительные условия обнаженности, редкость и разрозненность коренных выходов пород приводят к тому, что предложенные

схемы стратиграфического расчленения этих отложений существенно отличаются друг от друга (Русаков и др., 1975, 1977; Иванов, 1975; Гуляев, 1975; Лычагин и др., 1975, 1977; Гусев, 1979). Мощность их разными авторами оценивается от 2000 до 6000 м. Они представлены сложным чередованием туфов среднего, основного и кислого составов, вулканомиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов. Характерны отдельные покровы андезито-базальтов, андезитов, базальтов и пород кислого состава. В подчиненном количестве отмечаются ракушечники, кремнистые, кремнисто-глинистые породы, сургучно-красные яшмы. Среди обломков терригенных пород преобладают вулканиты различного состава, пироксены и плагиоклаз. Кварц встречается в резко подчиненном количестве. Характерны стратиграфические перерывы, приуроченные к основанию среднего карбона, нижней и верхней перми, верхнего триаса. Отложения нижнего и среднего триаса не установлены. По всему разрезу широко распространен растительный детрит. Из текстурных особенностей отмечается наличие градационной слоистости, грубой ритмичности (с мощностью элементарных ритмов от 2 до 12 м), появление на отдельных уровнях подводно-оползневых горизонтов (Булгакова, 1982). Позднепалеозойская и мезозойская фауна типично бореальная, характерная для Верхояно-Колымской орогенной области (Черняк, 1975). Накопление этих отложений происходило в прибрежно-морских условиях, близких к обстановке вулканической островной дуги, недалеко от островов с активными вулканическими центрами. Слагающие террейны образования деформированы в пологие открытые складки (см. рис. 7.30, В).

КЕНКЕЛЬДИНСКИЙ ТЕРРЕЙН АККРЕЦИОННОГО КЛИНА ТИПА Б

Террейн примыкает с северо-запада к Алазейскому террейну. Границей между ними является пологий Кенкельдинский надвиг, по которому породы террейна перемещены в направлении с северо-запада на юго-восток (Гусев, 1979) (см. рис. 7.30).

В составе террейна различаются два комплекса горных пород, взаимоотношения между которыми в связи с плохой обнаженностью неизвестны (см. рис. 7.31). Один из них сложен metabазальтами (океанические толеиты и оливиновые базальты), с которыми ассоциируют микрокварциты, кварциты, амфибол-слюдисто-кварцевые, кварцево-слюдисто-амфиболовые, актинолит-эпидот-хлоритовые, хлоритовые и глаукофановые сланцы и мраморизованные известняки (Лычагин и др., 1975; Гринберг и др., 1981). Воз-

раст metabазитов точно неизвестен; изотопными методами он определяется от 138 до 1495 млн лет (К-Аг метод) и 2081–1860 млн лет (Rb-Sr метод) (Зайцев и др., 1982; Ненашев, Зайцев, 1983). Эти возрастные датировки пока не находят удовлетворительного объяснения.

Другой комплекс (кенкельдинская толща) представлен граувакковыми песчаниками и туфогенными аргиллитами, которые или ритмично чередуются друг с другом, или слагают монотонные слабостратифицированные пачки с элементами оползневых текстур (Лычагин и др., 1977; Булгакова, 1982). Присутствуют прослои и линзы маломощных гравелитов, силицитов, яшм, пелитоморфных известняков и редкие пласты базальтов. Обломочный материал граувакковых песчаников представлен продуктами разрушения зеленокаменно-измененных андезито-базальтов и андезитов. Характерны обломки гранитоидов, кварцитов, глаукофансодержащих и других зеленых сланцев. Более крупные включения (до 0,4 м) представлены кремнистыми породами и мраморизованными известняками. Метаморфизм пород выражен массовым развитием хлорита, альбита, эпидота и пренита. Отмечается глаукофан в зоне Кенкельдинского надвига. Катаклаз, тектоническая трещиноватость и развальцевание часто полностью вуалируют элементы первичной стратификации. В яшмах установлены радиолярии плохой сохранности, которые позволяют утверждать, что вмещающие их породы, вероятно, моложе девона. Обломки яшм отмечаются в гравелитах и песчаниках среднекаменноугольного возраста Алазейского террейна.

Интрузивные образования террейна представлены тоналитами, плагиогранитами и габбро-диоритами, которые устанавливаются в виде глыбовых развалов в поле распространения кенкельдинской толщи. По особенностям своего химического состава породы близки к плагиогранитам офиолитов.

Кенкельдинский и Алазейский террейны несогласно, с конгломератами в основании, перекрываются слабдеформированными мелководными морскими отложениями средней и верхней юры. Несмотря на неясность в определении возраста пород, слагающих Кенкельдинский террейн, этот террейн следует, видимо, рассматривать в качестве фрагмента аккреционного клина Алазейской островной дуги.

ПОЛОУСНО-ДЕБИНСКИЙ ТЕРРЕЙН АККРЕЦИОННОГО КЛИНА ТИПА А

Полоусно-Дебинский террейн объединяет Полоусный и Иньяли-Дебинский синклиории, располагающиеся соответственно вдоль северо-

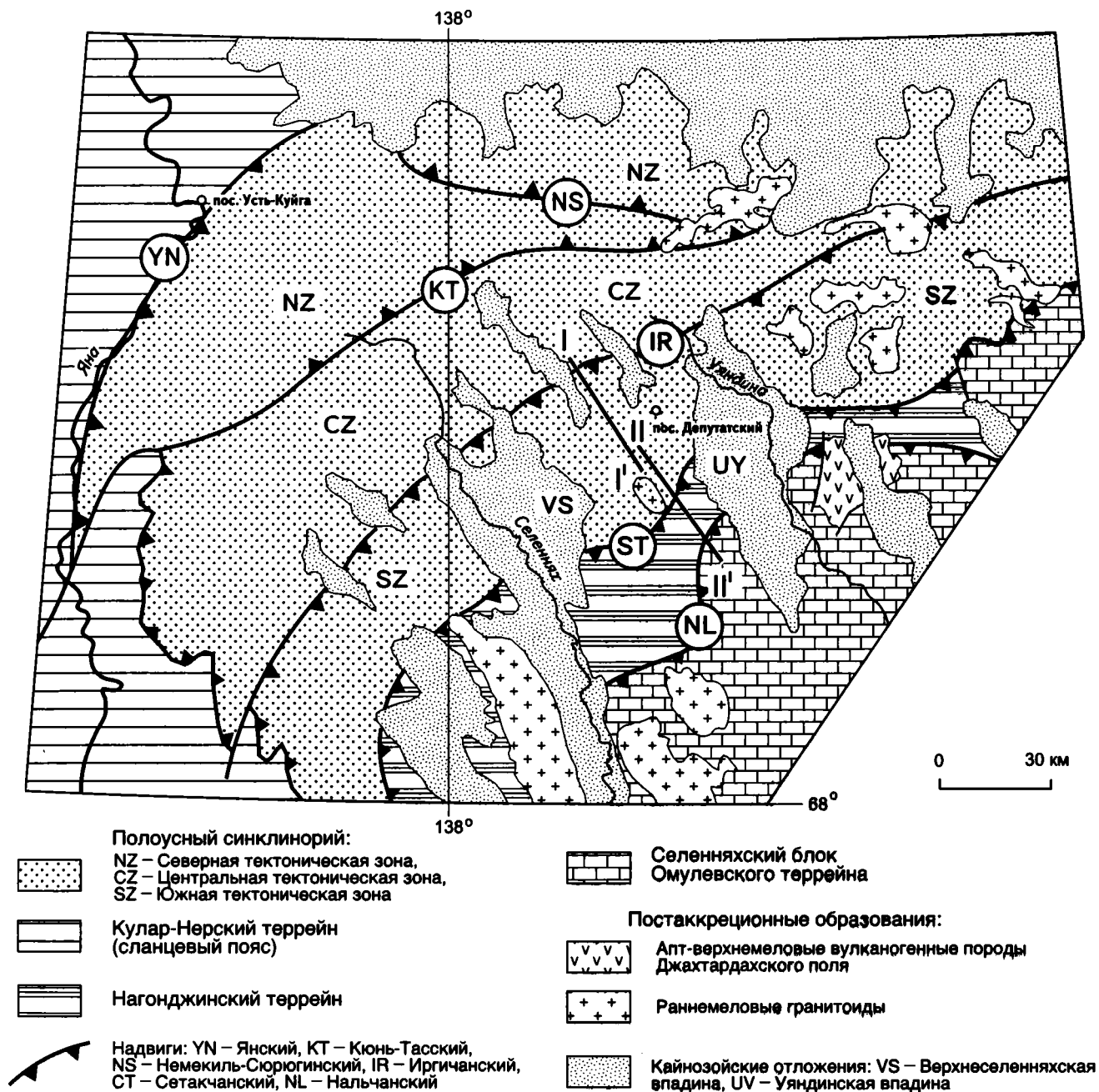


Рис. 7.32. Тектонические зоны западного сектора Полушного синклиория
 Геологические разрезы I-I' и II-II' см. на рис. 7.15

западной и юго-западной окраин Колымо-Омолонского супертеррейна.

Полушный синклиорий протягивается в субширотном направлении на 500 км при ширине 50–100 км и отделяется надвигами от расположенных к югу от него Нагонджинского террейна, Селенняхского и Улахан-Тасского блоков Омуплевского террейна. На западе по надвигам он граничит с Кулар-Нерским террейном, а на севере перекрыт позднекайнозойскими отложениями Приморской низменности (рис. 7.32). Синклиорий образован юрскими

флишевыми отложениями мощностью до 5000 м, которые в основании разреза представлены ритмичным чередованием глинистых пород и песчаников с горизонтами эндоолистостром (рис. 7.33). Средняя часть разреза характеризуется алевролит-песчаниковым составом. Средне-верхнеюрские образования южной и центральной частей синклиория представляют собой проксимальные турбидиты. Вверх по разрезу они становятся последовательно более мелководными, увеличивается зернистость пород и уменьшается степень окатанности обло-

Иньяли-Дебинский синклиорий

Полоусный синклиорий

Центральный сектор

Южная зона

Центральная зона

Северная зона

(Гриненко и др., 2000б)

(Спектор, 1995)

(Спектор, 1995)

(Спектор, 1995
Натапов, Сурмилова, 1992)

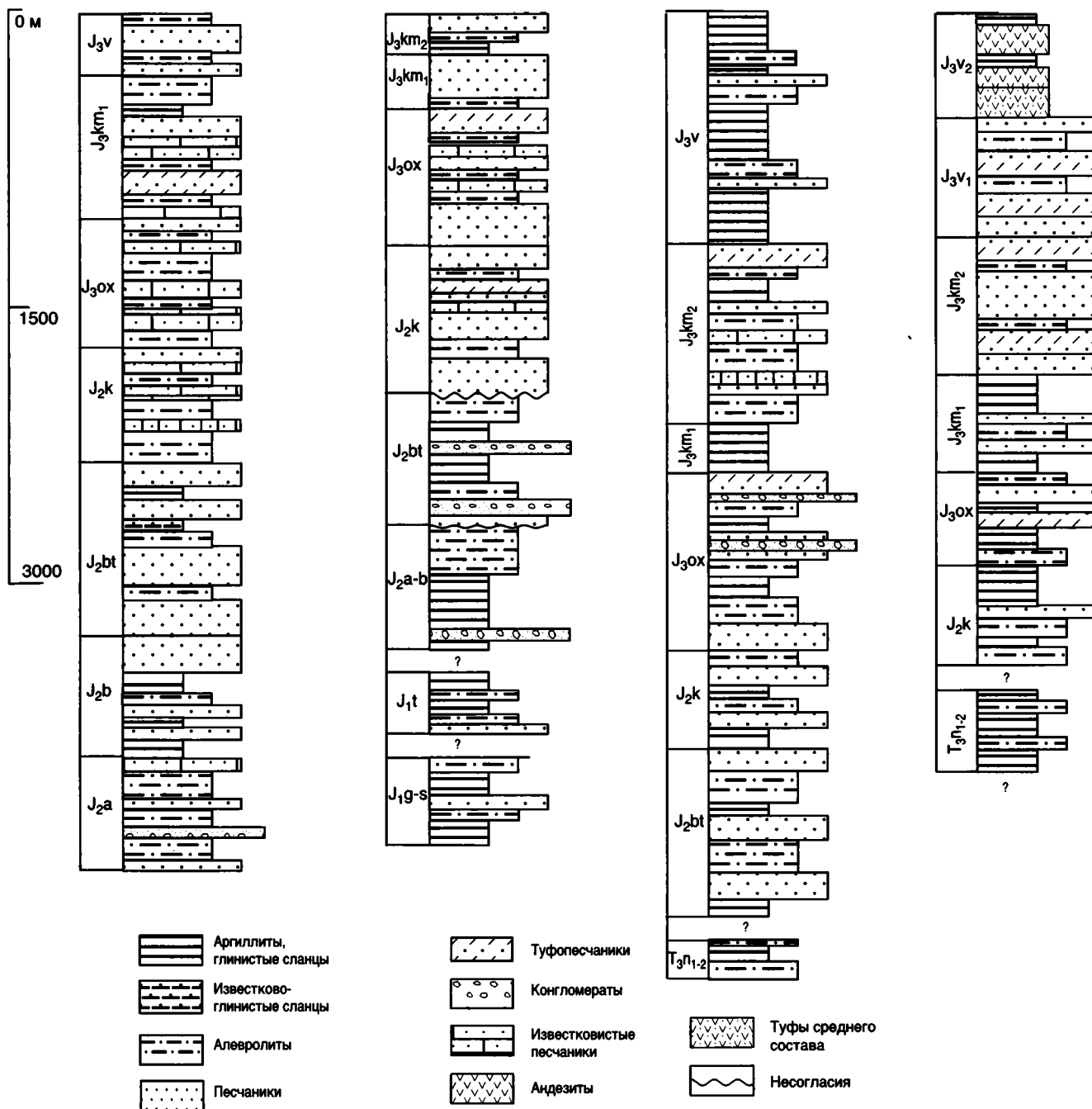


Рис. 7.33. Стратиграфические колонки Полоусно-Дебинского террейна

мочного материала. Верхнеюрские отложения северной части синклиория характеризуется преимущественно глинистым составом осадков с отдельными покровами андезитов, андезибазальтов и базальтов.

В бассейне рек Хромы и Берелеха, где отложения Полоусного синклиория перекрыты кайнозойскими рыхлыми образованиями Приморской низменности, наблюдаются крупные положительные гравитационные и магнитные анома-

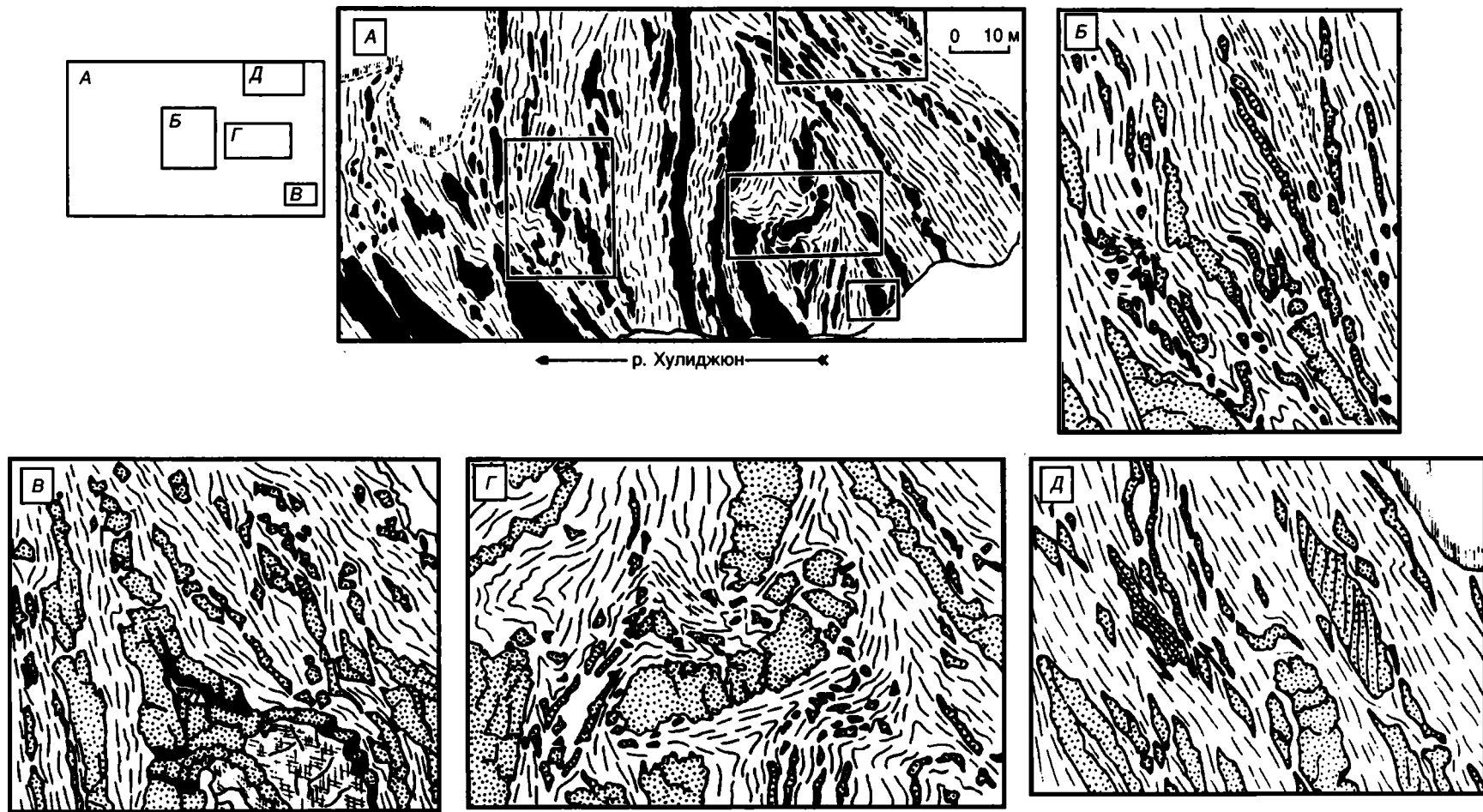


Рис. 7.34. Фрагмент терригенного тектонического меланжа в зоне Сетакчанского надвига
 А – общий вид обнажения; Б–Д – фрагменты обнажения (рисунки по фотографиям)

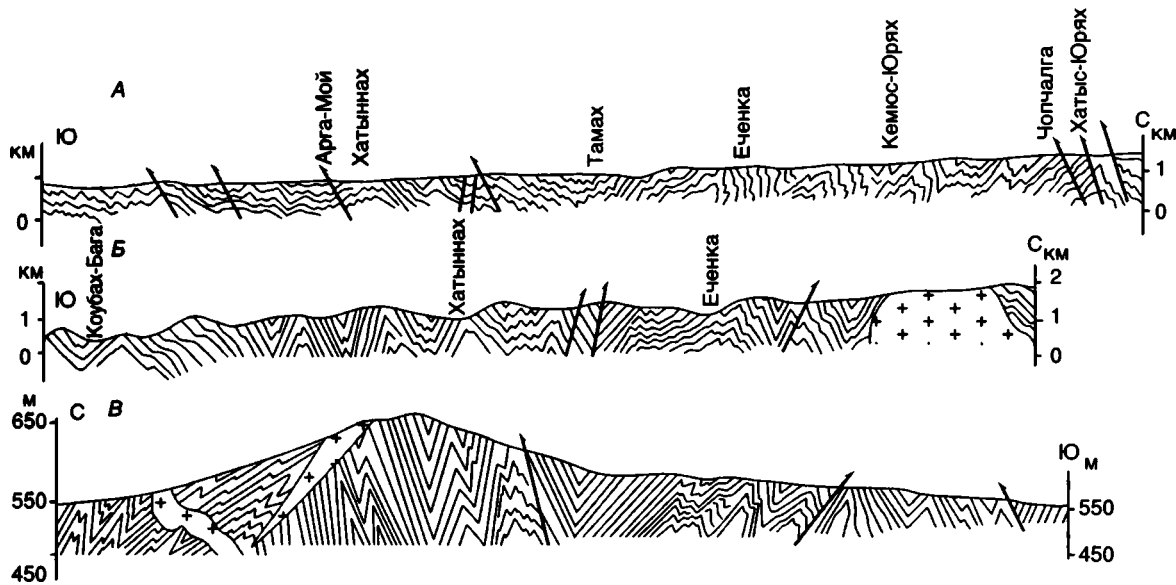


Рис. 7.35. Схематические геологические разрезы центрального сектора Иньяли-Дебинского синклинория (Чехов, 1976, упрощено)

А – вдоль обрывов р. Индигирки; Б – 10 км к юго-востоку от р. Индигирки, В – зарисовка по фотографии Арга-Мойского прижима на р. Индигирке

лии, которые предположительно связаны с офиолитами (Спектор, Дудко, 1983).

В структуре Полоусного синклинория выделяются Южная, Северная и Центральная тектонические зоны (Эпов, 1969; Гусев, 1979), границы между которыми проводятся по Кюнь-Тасскому и Иргичанскому (Депутатскому) разломам. Складчато-надвиговые структуры Центральной и Южной тектонических зон имеют северо-западную, а в Северной зоне обратную, юго-восточную вергентность. Складчато-надвиговые структуры формировались в процессе накопления осадочных толщ. В надвиговых пластинах широко распространен надвиговый меланж, который имеет сложный тектоно-седиментационный генезис (рис. 7.34). В зонах меланжа отмечается рассланцевание пород и начальные ступени зеленосланцевого метаморфизма. С надвиговыми дислокациями связано образование лежащих, опрокинутых и наклонных складок, наклон осевых поверхностей которых изменяется аналогично вергентности разломов.

Иньяли-Дебинский синклинорий протягивается на 800 км в виде узкой дуги шириной 70–100 км дуги вдоль юго-западной окраины Колымо-Омолонского супертеррейна. Он сложен средне-верхнеюрскими флишевыми отложениями мощностью до 4000 м (см. рис. 7.33), которые местами содержат примесь вулканогенного материала (Гусев, 1979; Архипов, 1984; Чехов, 1990). На северо-западе Иньяли-Дебинский синклинорий по Чаркы-Иньяльской системе разломов граничит с Нагонджинским террейном, а на юго-востоке по разлому Дарпир примыкает к Ому-

левскому террейну. Юго-западная граница синклинория прослеживается по Чаркы-Индигирскому надвигу и другим разломам, которые отделяют его от Кулар-Нерского террейна.

Среднеюрские отложения представлены ритмично переслаивающимися алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Характерны подводно-оползневые горизонты и эндоолисторомы. Верхнеюрские образования сложены алевролитами, глинистыми сланцами, полимиктовыми и известковистыми песчаниками с горизонтами туфоалевролитов, туфопесчаников и внутриформационных конгломератов. Характерны текстуры взмучивания, косая и параллельная слоистость.

В южной части синклинория, в бассейне р. Дебин среди юрских отложений известна тектоническая пластина ультраосновных и основных пород, которая ранее была описана как Дебинский фрагмент офиолитов (Оксман и др., 1994). Нижняя часть пластины сложена апоперидотитовыми серпентинитами, оливковыми и гиперстеновыми габбро-норитами и анортозитами, а верхняя – полосчатыми двупироксеновыми габбро и габбро-диоритами. Петрохимические особенности габброидов указывают на их формирование из разноглубинных выплавов толейтовой магмы.

Иньяли-Дебинский синклинорий имеет асимметричное строение, с более крутым (до вертикального) северо-восточным и пологим юго-западным крыльями (рис. 7.35). Характерны системы сжатых (до изоклинальных) асимметричных складок, сопряженных с крутыми

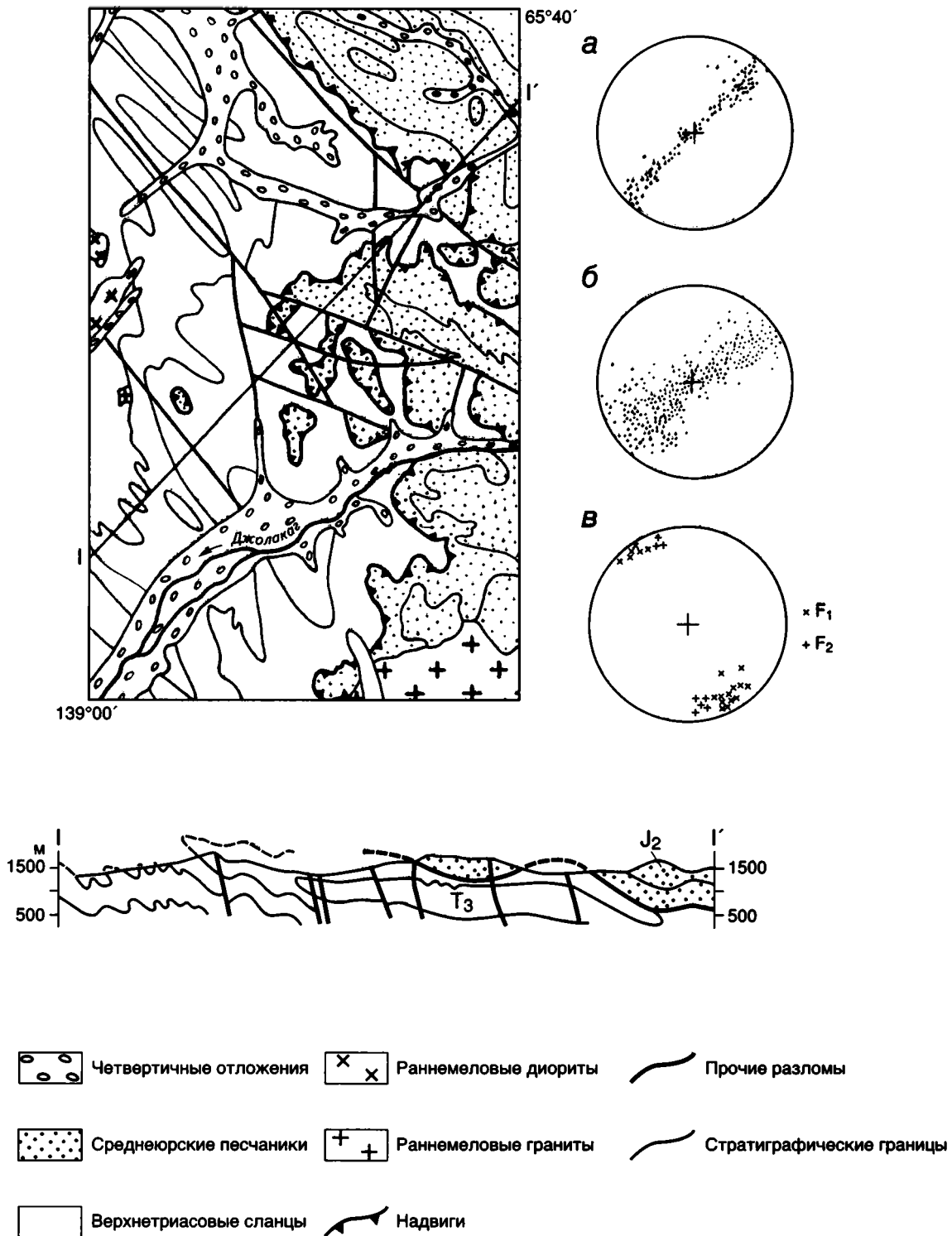
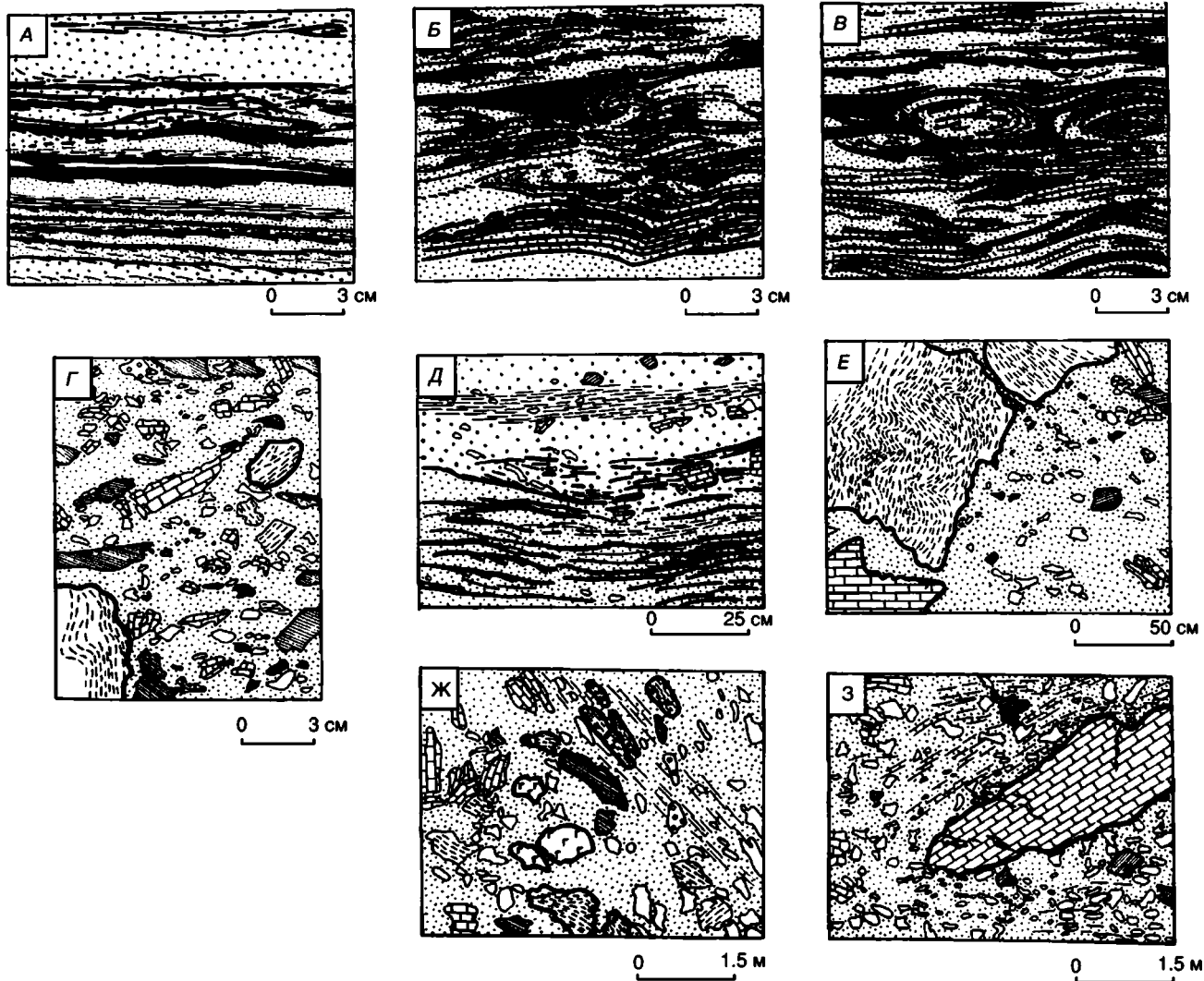


Рис. 7.36. Схематическая геологическая карта и разрез Чаркы-Индибирского надвига (верховья р. Джолакаг)

Стереогаммы: а – полюса слоистости в юрских отложениях; б – полюса слоистости в поздне триасовых отложениях; в – шарниры складок в поздне триасовых отложениях

надвигами юго-западной вергентности (Чехов, 1976). Надвиги и складки интродированы крупными плутонами гранитоидов, которые ⁴⁰Ar-³⁹Ar методом датированы в 139–143 млн лет (Lauer et al., 2001).

Чаркы-Индибирский надвиг протягивается на 400 км вдоль северо-западного фланга синклинория. По надвику средне-верхнеюрские отложения полого перекрывают верхнетриасовые отложения Кулар-Нерского террейна (рис. 7.36). Пло-



А-В · Текстуры особенности матрикса олистостромы (градационные структуры, подводно-оползневые складки, синседиментационные сбросы)

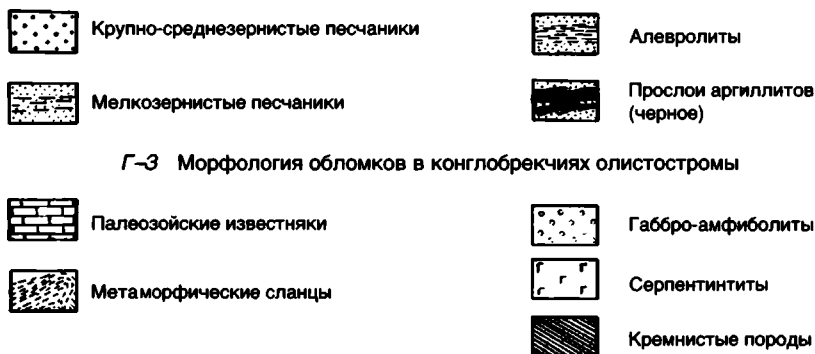


Рис. 7.37. Фрагменты строения бат-келловейской олистостромы (южная часть Чемалгинского блока Омудевского террейна, бассейн рек Кыбытыгас и Чучукман) (Оксман, 19896)

скость надвига повсеместно располагается субпараллельно слоистости юрских отложений всячего крыла. Субпараллельно главной плоскости надвига обычно наблюдаются многочисленные менее амплитудные зоны срыва также надвиговой кинематики. Чаркы-Индибирский надвиг по-

всеместно выражен брекчированными, расланцованными и меланжированными породами. Триасовые отложения параавтохтона деформированы в пакеты изоклиальных лежащих складок, перекрытых плоскостью надвига. Амплитуда перемещений по Чаркы-Индибирскому надви-

гу оценивается, как минимум, в первые десятки километров. В юго-восточном направлении этот надвиг сменяется Чай-Юреинским и Нерским разломами, которые выражены субвертикальными зонами рассланцованных пород и имеют сдвиговую кинематику (Гусев, 1979).

ПОСТАМАЛЬГАМАЦИОННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КОЛЫМО- ОМОЛОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА

Бат-неокомовые постамальгамационные образования с угловым несогласием перекрывают различные террейны, входящие в состав Колымо-Омолонского супертеррейна. Они включают бат-келловейскую олистоstromу, Уяндино-Ясачненскую и Олойскую магматические дуги и Центрально-Алазейский плитный комплекс.

БАТ-КЕЛЛОВЕЙСКАЯ ОЛИСТОСТРОМА

Олистоstromа установлена в составе так называемого джабульдингинского стратиграфического горизонта (верхний подъярус батского яруса – келловейский ярус) мощностью 50–1250 м, который сложен известняковыми конгломератами, песчаниками и алевролитами, содержащими в нижней части разреза *Mytiloceras kystatymbopolensis* (Kosch.), а в верхней *Cadoceras sp. indet.*, *Corbicella subangulata* (Lyc.), *Cyrena pelatti* (P. de L.), *Isodonta kimeridiniensis* (Dollfuss) (Ставский и др., 1994). Данные образования залегают резко несогласно на деформированных палеозойских и мезозойских толщах Омuleвского террейна и, в свою очередь, несогласно с конгломератами в основании перекрываются оксфордскими вулканитами нижних горизонтов Уяндино-Ясачненской магматической дуги.

Олистоstromа установлена в северной части Омuleвского, южной части Чемалгинского и в Улахан-Тасском блоках-фрагментах Омuleвского террейна (Константиновский, 1975а, б; Архипов, 1984; Парфенов и др., 1989б; Оксман, 1989б).

В северной части Омuleвского блока олистоstromа включает крупные олистолиты, олистоплаки и угловые фрагменты различных размеров, которые сложены девонскими известняками, глинистыми и алевроитистыми известняками с прослоями туфоалевролитов и черных углито-глинистых сланцев позднетриасового возраста (Константиновский, 1975б). Матрикс олистоstromы образован туфопесчаниками, туфоалевролитами, углито-глинистыми сланцами, известняками и известковыми конгломератами. Галька конгломератов представлена известняками, иногда с остатками двустворок верхнего триаса и девонских кораллов. Отмечается галька андезитов и кварцитов. Вверх по разрезу олистоstromа сменяется полимиктовыми и известковистыми песчаниками, иногда с прослоями алевролитов, глинистых и углито-

глинистых сланцев, в которых обнаружены остатки двустворок, позволяющих датировать отложения келловейским веком. Нижняя часть разреза, по-видимому, более древняя и относится к батскому ярусу.

В южной части Чемалгинского блока олистоstromа слагает тектоническую пластину, залегающую на палеозойских метаморфических сланцах и повторно деформированную в открытые складки (см. рис. 7.18) (Парфенов и др., 1989б; Оксман, 1989б). Олистоstromа образована алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками, конглобрекчиями и олистолитами. Переслаивающиеся темно-серые алевролиты, песчаники и глинистые сланцы слагают матрикс олистоstromы. Наряду с мощными пачками однородных алевролитов и глинистых сланцев характерны пачки их тонкого переслаивания с признаками турбидитов: градационные структуры, косая слоистость, конволютные формы, подводно-оползневые складки и др. (рис. 7.37). Конглобрекчии слагают линзы (до 1 м мощностью) и линзовидные пачки мощностью до нескольких десятков метров. Примерно в равных количествах присутствуют как окатанные обломки, так и угловатые изометричные и вытянутые фрагменты размером до нескольких десятков сантиметров. В составе обломков – белые и черные известняки, кремнистые породы, кварц, хлоритовые сланцы. Олистолиты обычно ассоциируют с конглобрекчиями. Они представлены вытянутыми вдоль слоистости матрикса глыбами размером до 10–15 м в поперечнике белых и черных палеозойских известняков и хлоритовых сланцев. Контакты их обычно тектонизированы, с зеркалами и штрихами скольжения. Встречены глыбы изометричных очертаний серпентинитов и серпентинитового меланжа (с включением в серпентинитах метаморфических сланцев и кремней) размером от 30 см до 7 м (см. рис. 7.19). Подошва тектонических пластин, сложенных олистоstromой, выражена зонами рассланцевания и милонитизации мощностью до 1,5–2,0 м. К этим зонам приурочены линзовидные тела рассланцованных серпентинитов толщиной до нескольких десятков метров.

В Тас-Хаятахском блоке олистоstromа установлена на западной его окраине вдоль границы с Нагонджинским террейном и имеет сходное строение (Архипов, 1984). К востоку олистоstromа сменяется толщей переслаивания известковистых алевролитов, песчаников и конгломератов.

В Селенияхском блоке средне-верхнеюрская конгломератово-песчаниково-алевролитовая толща с угловым несогласием залегают как на нижне-среднепалеозойских карбонатно-терригенных отложениях, так и на зеленосланцевометаморфизованных образованиях.

В Улахан-Тасском блоке олистолиты девонских отложений располагаются в батской толще алевролитов, песчаников и мелкогалечных конгломератов с прослоями кремнистых пород (Архипов, Волкодав, 1983). Наиболее крупные олистолиты достигают в длину 4–4,5 км при мощности до 2 км. Они окружены шлейфом более мелких олистолитов, ориентированных вдоль слоистости вмещающих пород. Местами девонские породы налегают на среднеюрские отложения. Девонские отложения разделены на отдельные разноориентированные глыбы и представляют собой дезинтегрированную, но еще не распавшуюся часть надвиговых чешуй батского возраста (Архипов, Волкодав, 1983). В цементе олистоstromы встречены остатки юрских двустворок и белемноидей, а в глыбовых включениях – брахиоподы и кораллы нижнего девона, живетского, франского и фаменского ярусов.

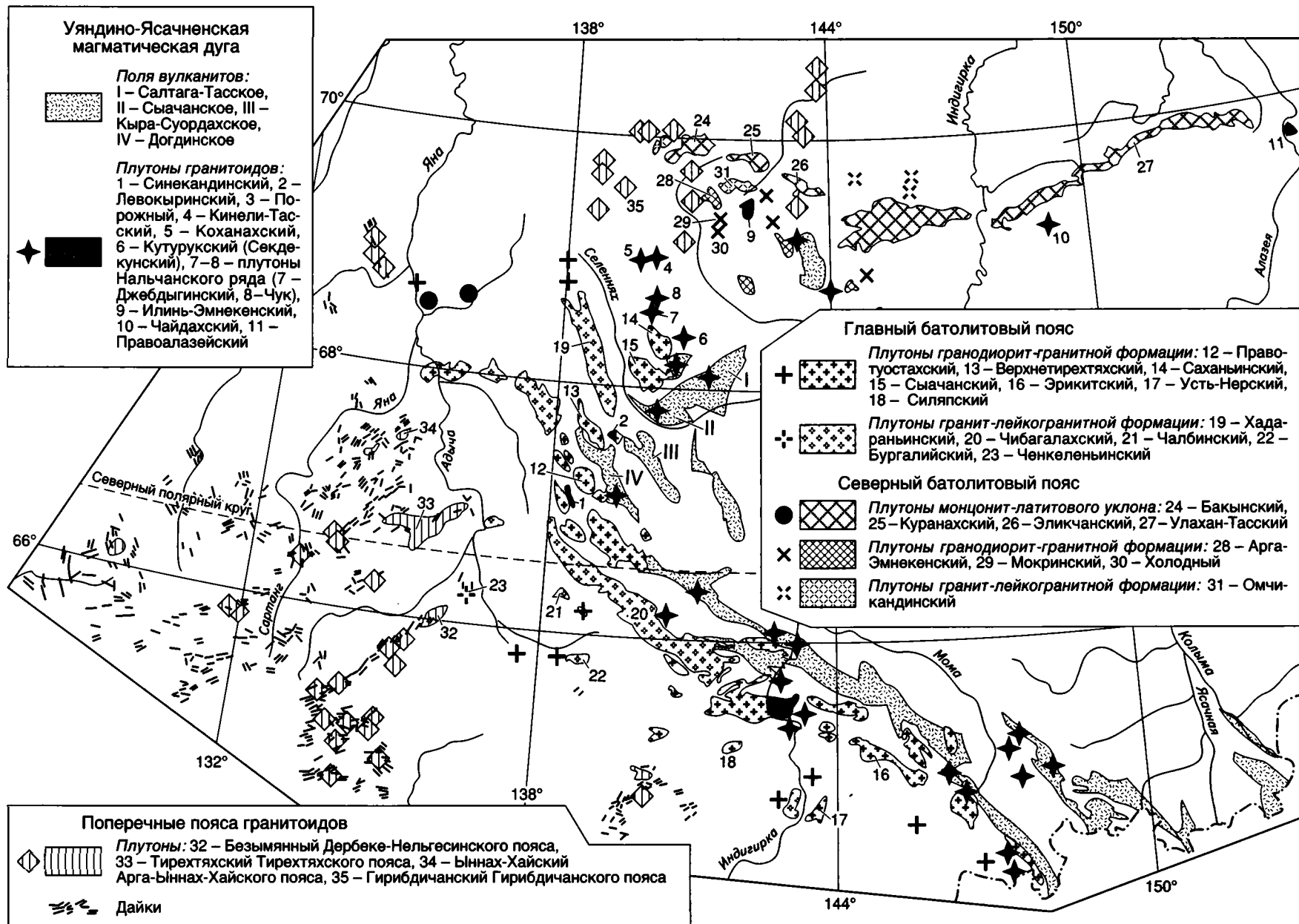


Рис. 7.38. Уяндино-Ясачненская магматическая дуга, Главный и Северный батолитовые пояса, поперечные пояса гранитоидов

УЯНДИНО-ЯСАЧНЕНСКАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ДУГА

Уяндино-Ясачненская магматическая дуга или вулканический пояс протягивается почти непрерывно на 1000 км при ширине около 150 км вдоль Омудевского террейна и смежных районов Иньяли-Дебинского и Полоусного синклиналиев на юг Приколымского террейна (рис. 7.38). Дуга представлена вулканогенно-осадочными образованиями оксфорд-волжского возраста мощностью от нескольких сотен до 3500 м. Вулканогенно-осадочные образования слагают ограниченные разломами линейные полосы и несогласно с конгломератами в основании перекрывают более древние породы Омудевского и Приколымского террейнов. Эти полосы обычно описываются как грабены. Накопление вулканогенно-осадочных пород действительно проходило в пределах грабенов, но в настоящее время ограничивающие их разломы представлены взбросами, надвигами и сдвигами, а сами толщи деформированы в линейные складки различной сложности. Соотношения между осадочными породами и вулканитами варьируют вдоль простирания дуги: местами вулканиты составляют 80–100% разреза, в других участках – всего 10–30%.

Осадочные породы переслаиваются с вулканитами, а также слагают отдельные выдержанные свиты мощностью до нескольких сотен метров. Они представлены прибрежно-морскими и морскими мелководными вулканомиктовыми песчаниками, аргиллитами, а также гравелитами, конгломератами и брекчиями с обильными остатками мелководной морской фауны. Среди вулканитов преобладают андезиты, постоянно встречаются базальты, андезибазальты и более кислые разновидности, вплоть до риолитов. Характерно широкое распространение туфов различного типа и состава, агломератов. Коэффициент explosивности изменяется от 12 до 100%, но обычно высок – 50–60%. Все породы несут отчетливые следы зеленокаменных изменений. Наряду с лавами и туфами широко распространены субвулканические образования, представленные дайками и экструзивными телами пестрого состава.

Большинство исследователей в настоящее время связывают формирование Уяндино-Ясачненской дуги с зоной субдукции. Однако положение зоны субдукции определяется по-разному. Часть исследователей полагает, что она располагалась к северо-востоку от дуги и в качестве преддугового прогиба рассматривают кимеридж-волжские черносланцевые толщи Илин-Тасского антиклинория, а флишевые юрские отложения Иньяли-Дебинского и Полоусного синклиналиев – как накопления тылового прогиба дуги

(Гедько, 1988; Зоненшайн и др., 1990а, б; Ставский и др., 1994). Л.М. Парфенов в своих работах обосновывает положение Уяндино-Ясачненской дуги на окраине Колымо-Омолонского супертеррейна и связывает ее формирование с зоной субдукции, располагавшейся к юго-западу от нее и наклоненной под окраину супертеррейна (Парфенов, 1984, 1995; Parfenov, 1991, 1994). Юрские отложения Полоусного и Иньяли-Дебинского синклиналиев при этом определяются как преддуговые, а кимеридж-волжские отложения Илин-Тасского антиклинория – как задуговые. А.А. Сурнин (1990) связывает формирование дуги с внутриконтинентальным рифтогенезом.

Верхнеюрские образования, слагающие низы разреза Илин-Тасского антиклинория, известны на юго-восточном его окончании. Они залегают полого, с угловым несогласием перекрывая подстилающие их сложнодеформированные верхнепалеозойские толщи Арга-Тасского террейна и смежную окраину Омудевского блока Омудевского террейна (Терехов, Дылевский, 1988). В их основании выделяется толща конгломератов переменной мощности (до 650 м) с обломками подстилающих пород размером от нескольких до 30 см. Выше залегает вулканогенная толща (400–500 м), представленная преимущественно трахибазальтами (85–90% разреза), а также трахиандезибазальтами, андезибазальтами, пикритовыми базальтами и андезитами с пластами и прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, конгломератов и кремнистых пород (Сурнин, 1990). Далее по разрезу следуют гравелиты, конгломераты, алевролиты и аргиллиты (до 800 м). Возраст толщи конгломератов по двустворкам и аммонитам определяется как поздний бат-келловей (Данилов, Ставский, 1984). Вулканогенная толща по двустворкам датируется оксфорд-кимериджем (Терехов, Дылевский, 1988). Выше залегает бастакская свита (или серия) волжского возраста, слагающая большую часть Илин-Тасского антиклинория. В ее составе наблюдаются мелководные морские и лагунно-континентальные отложения, мощность которых оценивается от 1900 до 8500 м (Баранова, 1980).

Петрографический состав базальтоидов вулканогенной толщи характеризуется оливин-клинопироксеновой минеральной ассоциацией. Оливин представлен хризолитом, а пироксен – субкальциевым авгитом, диопсидом, титан-авгитом. Спорадически присутствует ортопироксен. Плаггиоклаз имеет состав андезина и андезин-лабрадора, реже отмечается битовнит. Повышенные содержания CaO и FeO в оливине, TiO₂, CaO и Na₂O в клинопироксене, низкие концентрации Cr₂O₃ и Al₂O₃ в ортопироксене отличают эти породы от типовых базальтоидов островодужных ассоциаций. Химический состав базальтоидов характеризуется повышенной натровой щелочностью, повышенными содержаниями TiO₂, Al₂O₃,

Fe₂O₃, K₂O, P₂O₅, Sr и суммы редких земель и пониженными – FeO, MgO и CaO. На основании этих данных А.А. Сурнин относит эти породы к образованиям зон растяжения, а по соотношениям K/Ti и TiO₂/P₂O₅ – к континентально-рифтогенным. М.И. Терехов и Е.Ф. Дылевский (1988) также считают, что базальтоиды основания вулканогенного разреза Илинь-Тасской зоны формировались в режиме растяжения. Л.М. Парфенов (Parfenov, 1991, 1994) связывает формирование трахибазальтов с растяжением в тыловой зоне Уяндино-Ясачненской дуги.

В настоящее время в вулканогенно-осадочном разрезе Уяндино-Ясачненской дуги выделяются три региональных стратиграфических горизонта: гармычанский, догдинский и кыринский, мощность которых возрастает с северо-востока на юго-запад поперек ее простирания (Ставский и др., 1994)

Гармычанский горизонт (оксфордский ярус–нижний подъярус кимериджского яруса) в северо-восточной и юго-западной зонах дуги сложен преимущественно вулканитами основного и среднего состава, в центральной зоне – риолитами, дацитами, андезитами и их туфами. Мощность от 300 м до 1700–2000 м. Руководящая фауна представлена *Meleagrinnella ovalis* (Phill.), *Boreiothyris lamutkensis* (Moiss.), *B. goliensis* (Moiss.), *B. simkini* (Moiss.). В кровле найдены малочисленные остатки *Buchia concentrica* (Sow.), *Amoeboceras* (*Amoebites*) *kitehini* (Salf). В пределах этого горизонта выделены мукдуканская свита преимущественно основных вулканитов с примесью туфов основного и среднего состава и залегающая выше по разрезу эмтанджинская свита, сложенная андезитами, базальтами и их туфами (последние преобладают). Менее распространены риолиты и вулканогенно-осадочные породы, содержащие пирокластику риолитов, дацитов и андезитов.

Догдинский горизонт (верхний подъярус кимериджского яруса–нижний подъярус волжского яруса) мощностью 250–1200 м сложен риолитами, их туфами, туфоалевролитами, алевролитами и песчаниками. Фауна нижней части разреза представлена *Buchia tenuistriata* (Lah.), верхней – *B. mosquensis* (Buch.), *B. rugosa* (Fisch.).

Кыринский горизонт (средний и верхний подъярусы волжского яруса) в низах разреза сложен риолитами, их туфами и игнимбритами; в верхах – алевролитами и песчаниками. В отдельных разрезах описываются исключительно терригенные породы. Суммарная мощность от 900 до 4000 м. В алевролитах найдены остатки *Buchia russiensis* (Pavl.), *B. fischeriana* (Orb.) – в нижней и *B. lahuseni* (Pavl.), *B. terebratuloides* (Lah.) – в верхней части разреза.

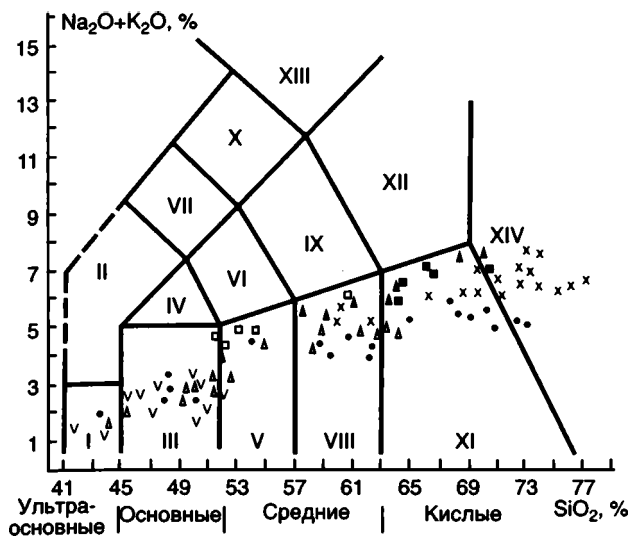
С целью определения природы Уяндино-Ясачненской дуги нами были детально изучены вулканиты ее северной ветви в пределах Салтага-Тасского, Сыачанского, Кыра-Суордахского и Догдинского вулканических полей (см. рис. 7.38).

В Салтага-Тасском поле с оксфордского до конца волжского времени, преимущественно в субаквальной обстановке происходили вулканические излияния со сменой существенно базальтовых лав лавами пестрого и (в конце волжского века) кислого составов. Присутствие в верхах вулканогенного разреза игнимбритов и примеси пепла в

ассоциированных с вулканитами терригенных породах указывает на переход к субаэральному характеру излияний. Залегание пород субгоризонтальное или слабо наклонное моноклиналиное. В расположенных к юго-западу Сыачанском и Кыра-Суордахском полях позднеюрский разрез характеризуется большей ролью туфогенных пород в составе эмтанджинской свиты (туфобрекчии, туфы, туффиты, туфогенные песчаники и алевролиты), меньшей ролью вулканитов, обилием туфов (в том числе пепловых), туфолов, пирокластического материала в цементе терригенных пород в составе догдинской и кыринской свит. В эмтанджинской, догдинской и кыринской свитах Сыачанского и Кыра-Суордахского полей обычны углистые аргиллиты и остатки углефицированной флоры в терригенных породах, т.е. начиная с кимериджского времени, вулканиты, по крайней мере периодически, формировались в субаэральной обстановке. Породы смяты в пологие брахиформные складки и разбиты на блоки тектоническими нарушениями. В Догдинском поле в нижней части разреза породы эффузивной фации представлены почти исключительно базальтами; в залегающей на ней с угловым и стратиграфическим несогласием верхней части разреза – риолитами, риодацитами и игнимбритами.

На юго-западной окраине Уяндино-Ясачненской дуги в пределах прилегающей части Иньяли-Дебинского синклинория позднеюрские вулканогенные образования слагают две толщи суммарной мощностью около 250 м, разделенные пачкой переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Нижняя толща оксфорд-раннекимериджского возраста сложена дацитами, андезитами, их туфами и прослоями песчаников с *Ferganoconcha cf. anodontoides* (Tchern.). В разрезе верхней толщи позднекимеридж-ранневолжского возраста наблюдаются риолиты с прослоями туфов кислого состава и песчаников с *Buchia aff. rugosa* (Fisch.), *Buchia cf. lindstroemi* (Sak.) (данные А.Н. Вишневого, 1986 г.).

В составе *мукдуканской свиты* в пределах всей Уяндино-Ясачненской дуги преобладают афировые и порфиоровые базальты, обычно пузыристые с шаровой отдельностью. Мощность разреза в изученном сечении возрастает от 120–240 м на северо-востоке до 340–400 м – на юго-западе, а расчетная глубина магмогенерации составляет от 23 до 40 км (Пискунов и др., 1979). В разрезе этой свиты Салтага-Тасского поля наблюдаются пикробазальты, базальты, их класто- и (реже) туфоловы, редкие покровы андезитов, плагиориолитов и плагиодацитов, их кластолавы и варьирующее количество терригенных пород. Мощность отдельных пластов и покровов и последовательность их чередования широко и закономерно варьируют, что свидетельствует о локальном характере и множественности центров излияний. Обычны относительно маломощные потоки с субгоризонтальной или волнистой поверхностью и крутыми подводными каналами, выполненными породами лавовой фации, кластолавами и лаво-



Салтага-Тасское поле: ∇ – Мукдуканская свита
 \circ – Эмтанджинская свита
 \times – Догдинская и кыринская свиты

Сыачанское и Кыра-Суордарское поля: Δ – Мукдуканская и эмтанджинская свиты
 \blacktriangle – Догдинская и кыринская свиты

Догдинское поле: \square – Мукдуканская свита
 \blacksquare – Догдинская свита

Рис. 7.39. Классификационная диаграмма вулканитов Уяндино-Ясачненской магматической дуги

Поля диаграммы (Ле Метр, 1997): I – пикробазальт, II – базанит и тефрит, III – базальт, IV – андезитобазальт, V – базальтовый андезит, VI – базальтовый трахиандезит, VII – фонотефрит, VIII – андезит, IX – трахиандезит, X – тефрифенолит, XI – дацит, XII – трахидацит, XIII – фонолит, XIV – риолит

брекчиями. На фоне преобладающих потоков выступают отдельные вулканические купола с пологими скатами, покрытыми плащом лавобрекчий и кластолав. Порфировые вкрапленники базальтов представлены плагиоклазом (93–55% An), низкотитанистым клинопироксеном (авгит и субкальциевый авгит с железистостью $f = 18–34\%$, $TiO_2 = 0,2–0,7\%$), титаномagnetитом (до 12% TiO_2), единичными корродированными зернами оливина ($Fo = 74–89\%$). Пироксены отличаются от таковых производных первичных мантийных расплавов большей железистостью и относительно низкими содержаниями Cr, Ti и Al. Присутствуют оливин-авгит-битовнитовые автолиты. Среди акцессорных минералов установлены высокобарический пироп-альмандин (до 30,5% Py) и Cl-апатит относительно сухих базальтоидных магм. Ассоциация вкрапленников андезитов отличается только отсутствием битовнита высоких номеров и оливина. В плагиодацитах и плагиориолитах плагиоклаз имеет состав андезина и олигоклаз-андезина, присутствуют автолиты плагиогранитов. В целом минералогия пород свиты отличается от типовой для базальтов толетовой серии юных дуг (Шарков, Цветков, 1986; Богатиков, Цветков, 1988) только спорадически проявленной уралитизацией пироксенов.

Базальтоиды мукдуканской свиты Сыачанского и Кыра-Суордахского полей отличаются от описанных выше меньшей основностью вкрапленников плагиоклаза (73–46% An) и несколько большей железистостью пироксенов (24–38%). В Догдинском поле в основании мукдуканской свиты залегает флишоидного облика пачка (90–100 м) черных аргиллитов, алевролитов и песчаников с горизонтами (до 0,5 м) гравелитов и конгломератов. Выше по раз-

резу залегают плагиоклазовые миндалекаменные базальты, песчаники и алевролиты с глыбами миндалекаменных базальтов, туфобрекчии базальтового состава, туфопесчаники, подушечные базальты, вулканомиктовые песчаники, аргиллиты и алевролиты. В туфах и агломератовых лавобрекчиях встречаются вулканические бомбы базальтов, что свидетельствует о близости центров вулканических извержений. Основность вкрапленников плагиоклаза (60–39% An) ниже, а содержание титана в клинопироксенах (0,8–2,3%), их железистость (24–38%) и железистость оливина (20–28%) выше, чем в базальтах других полей.

Химический состав вулканитов свиты во всех полях характеризуется пониженной щелочностью (рис. 7.39) с преобладанием нормативного альбита над ортоклазом, нормальной и высокой глиноземистостью. В направлении с северо-востока на юго-запад снижается отношение $(Na+K)/Ca$ и породы известковой низкощелочной магматической серии постепенно сменяются породами известково-щелочной серии (рис. 7.40). Соотношения основ-

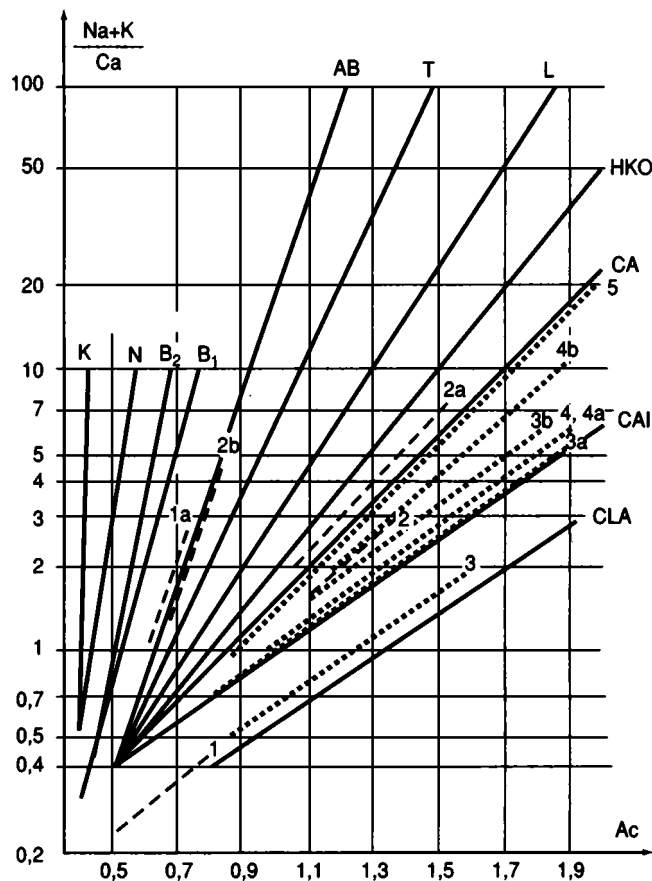


Рис. 7.40. Магматические серии позднеюрских вулканитов

1, 1a – Южно-Анюйская зона; 2, 2a, 2b – Алазейское поднятие (по аналитическим данным Лычагина и др., 1989); 3, 3a, 3b – Салтага-Тасское поле (3 – мукдуканская, 3a – эмтанджинская, 3b – догдинская и кыринская свита); 4a, 4b – Сыачанское и Кыра-Суордахское поля (4a – мукдуканская и эмтанджинская, 4b – догдинская и кыринская свиты); 5 – Догдинское поле. Ac – суммарная активность катионов (Бородин, 1987). Основные тренды (Бородин, 1987): CLA – толетовый океанический, CAI – известковый низкощелочной островодужный, CA – известково-щелочной, HKO – высококалийный (орогенный), L – латитовый, T – трахитовый, AB – щелочнобазальтовый, B1 – базанитовый, B2 – нефелинит-базанитовый, N – нефелинитовый, K – кимберлитовый

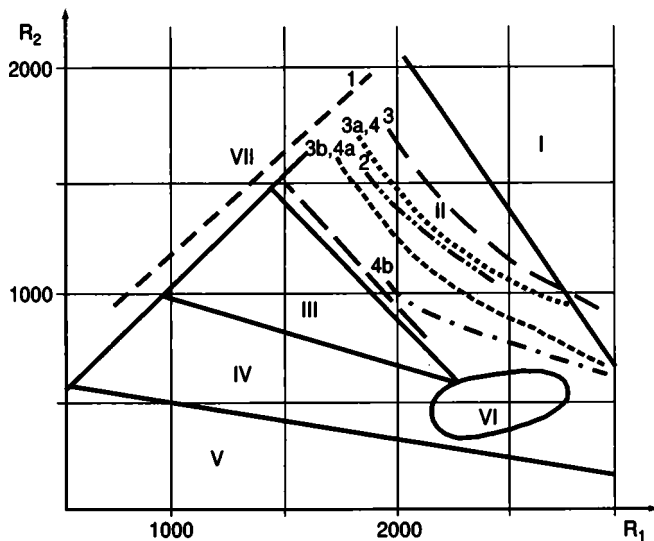


Рис. 7.41. Геодинамические обстановки формирования позднеюрских вулканитов

1 – нижняя толща Илин-Тасского антиклинория (по аналитическим данным А.А. Сурнина, 1990), 2 – верхняя толща Илин-Тасского антиклинория (по аналитическим данным Гринберга и др., 1974), остальные обозн. см. на рис. 7.40. Поля диаграммы (Batchelor, Bowden, 1985): I – производных мантийных магм, II – доплитной коллизии (субдукции), III – постколлизсионного воздымания, IV – позднеорогенное, V – анорогенное, VI – синколлизсионное, VII – производных щелочных магм. $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - (Fe - Ti)$, $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$

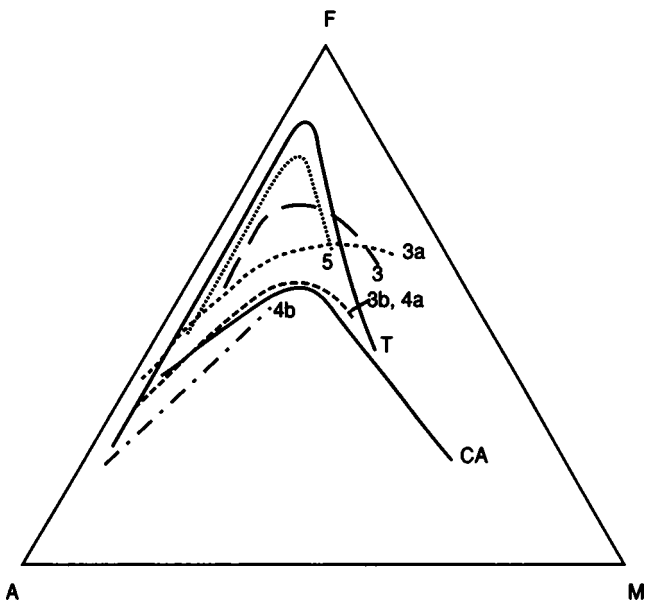


Рис. 7.42. Диаграмма AFM [(K₂O + Na₂O)–FeO'–MgO] для позднеюрских вулканитов северной ветви Уяндино-Ясачненской магматической дуги

3–5 – см. на рис. 7.40. Тренды эволюции: Т – континентальный толеитовый; СА – островодужный известково-щелочной

ных петрогенных окислов в них отвечают таковым производных обстановки субдукции, но тренд базальтоидов мукдуканской свиты Догдинского поля смещен к границе с полем магматических образований обстановки постколлизсионного воздымания (рис. 7.41). Базальты Сал-

тага-Тасского поля характеризуются повышенной степенью окисленности железа (в среднем – 0,45) и относительно низкими содержаниями MgO (5,6%) и TiO₂ (1,3%). От океанических толеитов и толеитов юных дуг их отличает менее отчетливый тренд накопления железа при дифференциации (рис. 7.42), невысокая магнезиальность, низкие концентрации Cr и Ni и повышенные – K, Rb, La, Sr, Ba, Zr и Yb. По этим параметрам они занимают промежуточное положение между базальтами толеитовых серий юных и развитых дуг. Глиноземистость их значительно выше (в среднем 17,9%), а магнезиальность пород (31–54%) и оливинов (74–89%) ниже таковой недифференцированных толеитов (соответственно, 65–75% и 90–93%) (Фролова и др., 1989). Следовательно, они не могут рассматриваться как результат кристаллизации первичных мантийных выплавок. Резкое преобладание базальтов среди вулканитов свиты, типоморфизм их минералов, присутствие автолитов оливин-клинопироксен-битовнитового состава также свидетельствуют о значительной дифференциации исходной магмы в промежуточных камерах, что характерно для островодужных образований (Фролова и др., 1989; Кадик и др., 1986).

О происхождении андезитов и кислых пород мукдуканской свиты в результате эволюции базальтовой магмы свидетельствуют комплементарность их составов, общность типоморфных особенностей порообразующих и акцессорных минералов и состав автолитов (соответственно базитовых и диоритовых). Важную индикаторную роль играет присутствие в разрезе свиты плагиориолитов, появление которых в этой обстановке обычно связывается с наличием гранитно-метаморфического слоя в основании дуги (Дмитриев, Цветков, 1983).

По большинству индикаторных соотношений микроэлементов базальты мукдуканской свиты близки к геохимическому типу толеитов юных дуг (Кузьмин, 1985), но с отклонениями по повышенному содержанию редких щелочей и легких лантаноидов (рис. 7.43) к геохимическому типу известково-щелочных базальтов развитых дуг. Характерны их геохимическая и металлогеническая специализация на Ag и Zn.

Базальты мукдуканской свиты Сыачанского и Кыра-Суордахского полей по большинству петро- и геохимических параметров отвечают известково-щелочным базальтам и андезибазальтам развитых дуг и обладают более дифференцированными трендами РЗЭ (см. рис. 7.43).

Тренд эволюции составов базальтов мукдуканской свиты Догдинского поля также соответствует известково-щелочной магматической серии, характерной для зон субдукции (см. рис. 7.40, 7.41), но на диаграмме AFM приближается к тренду континентальных толеитов (см. рис. 7.42), а повышенные содержания в них TiO₂, P₂O₅, Ba, Zr и Y соответствуют породам щелочных серий. Тренды РЗЭ характеризуются отсутствием Eu-минимума и обогащением легкими РЗЭ, даже по сравнению с трендами континентальных толеитов (см. рис. 7.43).

Эмтанджинская свита вулканитов пестрого состава, залегающая выше мукдуканской свиты, характеризуется преобладанием андезитов и андезидацитов и их кластолав и варьирующим количеством туфогенных и терригенных прослоев. В составе свиты в пределах Сыачанского и Кыра-Суордахского полей широко развиты туфы, туфолоавы и туфобрекчии среднего, основного и реже кислого составов, туффиты, туфопесчаники и туфогравелиты. Вулканомиктовые песчаники содержат углефицированный растительный детрит и прослои мергелей. Мощность свиты от 120–410 м в Салтага-Тасском

поле и до 700–900 м – в Кыра-Суордахском поле. Вулканикам комагматичны штоки, хонолиты, силлы и дайки пестрого состава.

Текстурно-структурные особенности вулканитов отличаются от таковых пород мукдуканской свиты меньшим количеством миндалинов и порфировых вкрапленников (до 10%). Среди вкрапленников установлены плагиоклаз, пироксены и амфибол, почти полностью вытесняющий пироксены в вулканитах нижних и средних частей разрезов. Состав плагиоклаза варьирует от 75 до 56% Ap в породах основного и среднего состава и от 55 до 24% Ap – в породах кислого состава. Пироксены представлены магнезиальным ($f = 11–33\%$) авгитом, субкальциевым авгитом и пижонитом, изредка – более железистым (48%) ортопироксеном, кристаллизовавшимся при относительно низких температурах (1150–950°C). Они замещаются уралитом и паргаситом, сменяющимися с падением температуры обыкновенной роговой обманкой, а затем – магнезиальным биотитом. Из характерных аксессуарных минералов кроме титаномагнетита присутствуют пиропалемандин, высокотемпературный раннемагматический Cl -апатит и F -апатит водных магм. В целом минералогия вулканитов свиты во всех полях свидетельствует о кристаллизации из обводненных расплавов и близка к минералогии вулканитов развитых островных дуг.

Вариации химического состава пород эмтанджинской свиты представляют полнотифференцированный ряд, что характерно для магматических образований развитых дуг. В Салтага-Тасском поле базальты и андезитобазальты умеренноглиноземистые, а более кислые породы – высокоглиноземистые. В Сыачанском и Кыра-Суордахском полях основные породы высокоглиноземистые, кислые – весьма высокоглиноземистые. Вулканики свиты принадлежат к переходной от низкощелочной известковой к известково-щелочной магматической серии обстановки субдукции (см. рис. 7.39, 7.40, 7.41). По большинству петро- и геохимических параметров и индикаторных коэффициентов они сходны с известково-щелочными вулканитами развитых дуг. Вулканики кислого состава при близости большинства параметров геохимическому типу гранитоидов андезитового ряда обнаруживают и заметные отклонения по содержаниям Ba , Li и коэффициенту редкометальности (Таусон, 1984) к геохимическому типу гранитоидов латитового ряда, генезис которых обусловлен взаимодействием подкорковых магм с коровыми сиалическими субстратами. Геохимическую специализацию вулканитов Салтага-Тасского поля определяют Au и Ag , в Кыра-Суордахском поле к ним присоединяются Mo , As и Bi . Подобные серии пород характерны для тыловых зон островодужных систем и активных окраин континентов.

Невысокая роль базальтоидов в составе свиты, их кварц-нормативный состав, повышенные содержания в них Rb , Ba , Sr и Zr , корунд-нормативный состав части кислых вулканитов, преобладание амфибола среди темноцветных минералов и присутствие во всех петрографических разностях вулканитов ксеногенного эклогитового граната позволяют объяснить петрографическое разнообразие пород и специфику их вещественного состава интенсивной контаминацией ювенильных расплавов обогащенными водой метapelитами коры и последующим фракционированием гибридизированных магм в промежуточных камерах (Бабанский и др., 1983).

Догдинская свита залегает на эмтанджинской согласно или со слабо выраженным угловым несогласием. Она включает алевриты и аргиллиты, в том числе уг-

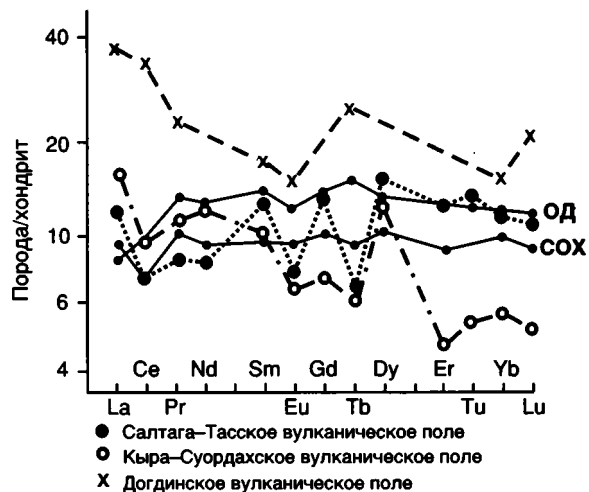


Рис. 7.43. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в базальтах мукдуканской свиты (Балашов, 1985)

СОХ – базальты срединно-океанических хребтов; ОД – базальты островных дуг

листые, покровы риолитов и дацитов, горизонты их лавобрекчий, прослой туфов кислого и среднего состава и туфопесчаников. В Салтага-Тасском поле встречаются маломощные покровы андезитов и базальтов; в Сыачанском и Кыра-Суордахском полях – прослой углей. Мощность свиты 400–470 м выдерживается в пределах всей Уяндино-Ясачненской дуги.

Кыринская свита в Салтага-Тасском поле залегает на догдинской согласно, во внешних полях – с незначительным угловым несогласием. До 60% ее слагают терригенные породы, количество которых возрастает вверх по разрезу. Вулканогенные породы представлены покровами риолитов и горизонтами их туфов и туфобрекчий. Отмечаются дациты, туфоконгломераты и игнимбриты. В верхах свиты местами присутствуют маломощные покровы вулканитов среднего и основного состава и горизонты их туфов, а в терригенных пачках увеличивается количество пирокластического материала. Роль туфогенных пород значительно выше в юго-западной части дуги. В терригенных породах здесь отмечаются углефицированные растительные остатки и прослой углей, что указывает на субаэральные условия образования, тогда как вулканики северо-восточной части дуги (Салтага-Тасское поле) формировались преимущественно в субаквальной обстановке.

Вкрапленники кислых вулканитов догдинской и кыринской свит сложены кварцем, плагиоклазом (андезин и олигоклаз) и амфиболом (роговая обманка с отклонениями к паргаситу). Отмечаются порфировые выделения биотита и санидина. Редкие выделения титаномагнетита и пироксена (низкотитанистый магнезиальный субкальциевый авгит и пижонит) встречены только в вулканитах Кыра-Суордахского поля. Отмечены раннемагматический пироп – альмандин, с содержанием Ru до 25% в вулканитах Салтага-Тасского и 32–40% – Сыачанского и Кыра-Суордахского полей и ксеногенный спессартин-гроссуляр. Кроме высокотемпературного Cl -апатита присутствует и низкотемпературный F -апатит. В целом петрография и минералогия вулканитов догдинской и кыринской свит соответствуют таковым вулканитов развитых островных дуг.

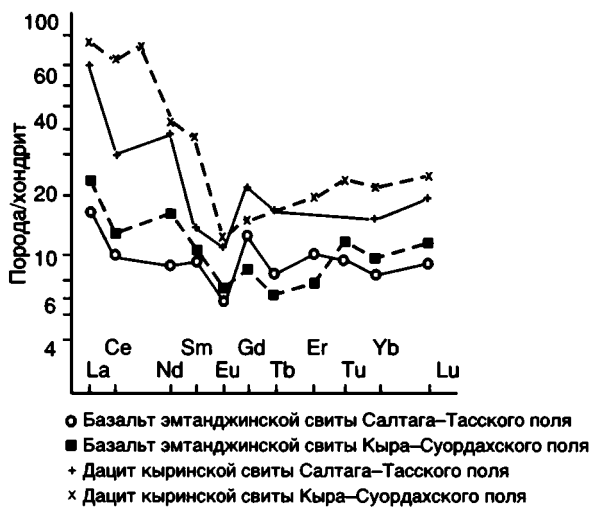


Рис. 7.44. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в вулканитах эмтанджинской и кыринской свит

В Догдинском поле догдинская и кыринская свиты не разделены. Они залегают на породах мукдуканской свиты с угловым и стратиграфическим несогласием. Суммарная мощность 290 м. В отличие от других полей в их составе преобладают вулканогенные породы: кварц-плагиоклазовые и биотит-кварц-плагиоклазовые риолиты, риодациты, игнимбриты. Количество прослоев вулканогенно-осадочных пород и аргиллитов невелико, а в ряде разрезов они вообще отсутствуют.

Породы догдинской и кыринской свит характеризуются незначительно пониженной или нормальной щелочностью (см. рис. 7.39). Преобладающие риолиты высоко- и весьма высокоглиноземистые, корунд-нормативные, с близкими содержаниями нормативных альбита и ортоклаза. Базальтоиды и андезиты кварц-нормативные. Основные петро- и геохимические коэффициенты вулканитов свит соответствуют таковым вулканитов развитых дуг, с отклонениями по концентрации Ва и величине отношений K_2O/Na_2O , La/Yb , La/Sm к вулканитам зрелых дуг. Породы принадлежат к известково-щелочной магматической серии обстановки субдукции (см. рис. 7.40, 7.41), при этом точки их составов отчетливо смещены к границе поля магматических образований обстановки постколлизийного воздымания. Амфибол-биотитовая ассоциация темноцветных минералов интрателлурических вкрапленников и корунд-нормативный состав кислых пород указывают на магногенерацию в пределах коровых субстратов, обогащенных водой. Тренд эволюции составов на диаграмме AFM (см. рис. 7.42) известково-щелочной для вулканитов Салтага-Тасского поля (развитые дуги) и ближе тренду зрелых дуг или окраин континентов — для других полей. Как и для вулканитов мукдуканской и эмтанджинской свит, тренды РЗЭ становятся все более дифференцированными, с бóльшим обогащением легкими лантаноидами в направлении к юго-западу (рис. 7.44). Вулканиды догдинской и кыринской свит характеризуются геохимической и металлогенической специализацией на Au и Ag.

Принадлежность вулканических пород Уяндино-Ясачненской дуги к известковой низкощелочной и переходной к известково-щелочной

магматическим сериям обстановки субдукции и геохимическим типам базальтов и андезибазальтов островных дуг и гранитоидов андезитового ряда, слабодифференцированные тренды РЗЭ определенно указывают на связь дуги с зоной субдукции. Установлена закономерная эволюция вещественного состава вулканитов вверх по разрезу. В этом направлении увеличивается роль кислых пород, оливин-клинопироксеновая минеральная ассоциация сменяется амфибол-пироксеновой и амфибол-двупироксеновой, промежуточный между толеитовым и известково-щелочным тренд эволюции составов пород — известково-щелочным, растет концентрация легких лантаноидов. Расчетные глубины до сейсмофокальной зоны (Перчук и др., 1982) и давления в очагах магногенерации (Пискунов и др., 1979) возрастают снизу вверх по разрезу соответственно от 137 до 168 км и от 7 до 12 кбар. На диаграмме геодинамических обстановок (рис. 7.45) точки составов базальтов снизу вверх по разрезу смещаются в пределах полей островодужных образований от границы с полем океанических до границы с полем субщелочных разностей.

В состав Уяндино-Ясачненской магматической дуги мы включаем также относительно небольшие плутоны и дайки габбро-тоналит-гранодиоритового состава. Эти интрузивные образования, располагаясь также на окраине Колымо-Омолонской супертеррейна, несколько смещены к северо- и юго-западу от охарактеризованных выше вулканогенно-осадочных образований и располагаются в пределах более поздних Главного и Северного батолитовых поясов. Плутоны имеют форму штоков и хонолитов с площадями выходов до 40 км². Типичными их представителями являются Синекандинский, Левокыринский, Порожный плутоны в Главном поясе; Кинели-Тасский, Коханахский, Кутурукский — в зоне изгиба Колымской структурной петли; плутоны Нальчанского ряда, Илин-Эмнекенский, Чайдахский и Правоалазейский — в Северном поясе. Они интродуцируют палеозойские терригенно-карбонатные и мезозойские терригенные и вулканогенно-осадочные толщи — вплоть до верхнеюрских (волжских) и в свою очередь рассечены апофизами и дайками раннемеловых коллизийных гранитоидов, что определяет их геологический возраст как конец поздней юры. Изотопное датирование дает более древний возраст: 169 млн лет (К-Аг метод) — тоналиты Кутурукского плутона, 162 млн лет (⁴⁰Аг-³⁹Аг метод) — кварцевые диориты плутона Капризный, 161 и 154 млн лет (Rb-Sr метод по биотиту) — гранодиориты и плагиограниты Коханахского плутона, 153 млн лет (К-Аг метод по биотиту) — кварцевые диориты Чайдахского плутона и 139 млн лет (⁴⁰Аг-³⁹Аг метод по биотиту) — тоналиты Кинели-Тасского плутона.

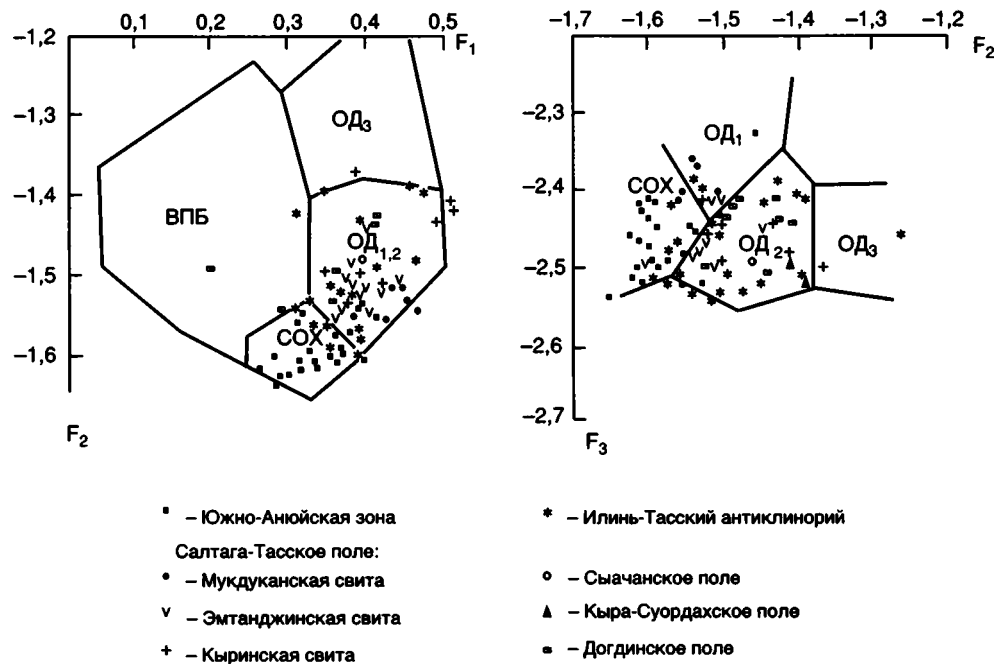


Рис. 7.45. Геодинамические обстановки формирования позднеюрских базальтов

Поля диаграммы (Pearce, 1975): СОХ – базальты срединно-океанических хребтов; OD_1 – OD_3 – базальты островных дуг: OD_1 – низкокальциевые, OD_2 – известково-щелочные, OD_3 – субщелочные базальты-шошониты; ВПБ – внутриплитные базальты океанических островов, трапповых провинций и континентальных рифтов

Петрографический состав пород варьирует от габбро до гранитов. Преобладают кварцевые диориты, тоналиты и гранодиориты. Отмечаются плагиограниты и граниты. Габброиды в заметном количестве присутствуют только в плутонах Нальчанского ряда. Строение плутонов нередко зональное, с понижением основности к центру и постепенными переходами между всеми петрографическими разностями. При этом более кислые породы, как правило, содержат автолиты более основных. Реже отмечается 2–3-фазное строение плутонов (Джебдыгинский и Чукский плутоны Нальчанского ряда, Чайдахский плутон в хр. Улахан-Тас). Установлены крупные включения ксеногенного кварца в оторочке ортоамфибола или карбоната и ксенолиты дистен-флогопит-карбонатного и гранат-пироксен-кварцевого состава, гранат которых, содержащий до 17%grossуларового и до 22%пиропового минала, характерен для метаморфических пород глубоких горизонтов земной коры – амфиболитов, гранулитов и коровых эклогитов (Смирнов и др., 1988). В эндо- и экзо-контактных ореолах всех изученных плутонов и вдоль рассекающих их тектонических нарушений развиты зоны пропилитизации, окварцевания и сульфидизации, несущие Au минерализацию.

Для интрузивных пород характерны: 1) пироксен (авгит)-амфибол-биотитовая ассоциация темноцветных минералов с преобладанием амфибола (паргасит и умеренно железистая роговая обманка) при подчиненном количестве биотита; 2) высокая основность раннемагматического плагиоклаза (83–70% An); 3) повышенные концентрации Si в амфиболах, биотитах и апатитах; 4) магнетит-ильменитовая ассоциация железо-титановых окислов; 5) высокие отношения ZrO_2/HfO_2 в акцессорных цирконах; 6) присутствие акцессорного пироп-альмандин с содержанием пиропового минала до 33%.

Температурный интервал кристаллизации основных пород оценивается от 1100 до 780°C, кислых – от 850 до 700°C. Характер зональности плагиоклаза, которая определяется прямо- и обратнотональными ритмами и следами оплавления и вскипания на их границах, свидетельствует о неоднократных остановках расплавов в промежуточных камерах, кристаллизация в которых сопровождалась отделением и частичным сбросом летучих. Присутствие в зернах плагиоклаза крупных газово-жидких включений, содержащих кристаллики NaCl, указывает на существенно хлоридный состав летучих. Минеральные геобарометры (пироксен-гранатовый, ортопироксеновый, амфиболовый) определяют интервал давлений при кристаллизации расплавов от 10–12 до 0,5 кбар, т.е. она начиналась в глубоких горизонтах коры, а завершалась в условиях гипабиссальной фации. Величины отношений содержаний F и Cl в акцессорных апатитах и содержания Na_2O в породах указывает на зарождение расплавов в пределах эклогитовых горизонтов и базальтовый или андезитовый состав материнских магм (рис. 7.46, 7.47) (Trunilina, Ivanov, 1998).

Важную роль в определении потенциальной металлоносности магматических образований играют параметры кристаллизации биотита. Температура его образования закономерно снижалась с ростом кремнекислотности пород и составляла 950–930°C для габброидов, 930–800°C для диоритов и тоналитов, 870–710°C для грано-

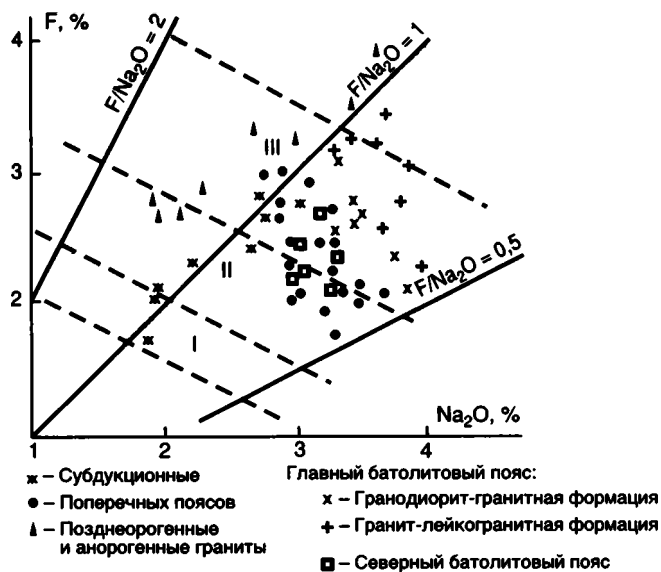


Рис. 7.46. Соотношение содержаний F в акцессорных апатитах и Na_2O в несущих их гранитоидах

Поля диаграммы (Бушляков, Холоднов, 1986) выделены по составу апатитов производных магматических расплавов, зарождавшихся: I – в пределах эклогитовых горизонтов, II – метаморфических субстратов гранулитовой и III – амфиболитовой фаций

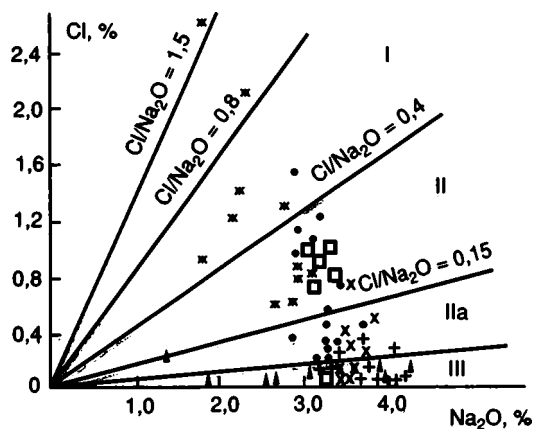


Рис. 7.47. Соотношение Cl в акцессорных апатитах и Na_2O в несущих их гранитоидах

Поля диаграммы (Бушляков, Холоднов, 1986): I – апатиты производных базальтовых и андезитобазальтовых материнских расплавов, II, IIa – то же, андезитовых расплавов, III – палингенных гранитных расплавов. Усл. обозн. см. на рис. 7.46

диоритов и плагиигранитов, $750\text{--}700^\circ\text{C}$ для гранитов. Кристаллизация происходила при повышенном потенциале кислорода, снижавшемся по мере падения температуры, и при высоких значениях активности воды и HCl , близких к таковым продуктивных золотоносных рудно-магматических систем (Трунилина и др., 1999). По соотношениям железистости и содержаний фтора биотиты габброидов и меланократовых диоритов соответствуют биотитам пород габбро-гранитных, а более кислых пород – диорит-гранитных ассоциаций (Бушляков, Холоднов, 1986).

Преобладание амфибола в парагенезисах темноцветных минералов даже в наиболее основных породах плутонов, низкотемпературные модификации магнетита и ильменита, повышенные концентрации MnO в акцессорных гранатах свидетельствуют об относительной водонасыщенности материнских расплавов, что характерно для магматических образований, связанных с зонами субдукции.

Химический состав пород характеризуется низкой щелочностью (рис. 7.48) и повышенной глиноземистостью. В нормативном составе габброидов оливиновый минерал отсутствует. Во всех породах альбитовый минерал преобладает над ортоклазовым. Значимое содержание нормативного корунда (до 4%) рассчитано только для части кислых разновидностей, что указывает на высокую основность магмообразующих субстратов. Тренд эволюции составов по медленному накоплению щелочей и железа с ростом кремнекислотности занимает промежуточное положение между толеитовым и известково-щелочным и близок тренду орогенных ассоциаций. Породы принадлежат к переходной от известково-щелочной к низкощелочной известковой серии обстановки субдукции (рис. 7.49, 7.50).

Распределение элементов-примесей (Трунилина, Роев, 1988, Трунилина и др., 1996а) в габброидах и диоритах соответствует геохимическим типам базальтов и андезитов активных окраин континентов (Кузьмин, 1985), а в гранодиоритах и гранитах – в основном геохимическому типу гранитоидов андезитового ряда. Породы геохимически специализированы на Au, Bi, As, менее – W, Ag и Sb. Наиболее ярко проявлена геохимическая и металлогеническая специализация на Au, выраженная в повышенном среднем его содержании, перераспределении в процессе эволюции расплавов, интенсивном привносе при автотемасоматозе, присутствии самородного золота в акцессорных фракциях. Высокий потенциал кислорода и высокая активность HCl при кристаллизации определяют возможность отделения высокотемпературных золотоносных хлоридных растворов, продуцирующих Au оруденение.

По большинству индикаторных петро- и геохимических характеристик (Ненахов и др., 1992) кислые породы близки гранитоидам М-типа, впервые выделенным А. Уайтом (White, Chappell, 1977) и рассматривавшимися им как магматические образования энсиматических дуг. Позднее гранитоиды М-типа были установлены и в пределах активных континентальных окраин.

Зональное строение многих изученных плутонов, вариации петрографического состава слагающих их пород и их низкая суммарная щелочность, высокая основность плагииоклазов, преобладание амфиболов среди темноцветных минералов идентичны таковым эталонных представителей гранитоидов М-типа. В то же время изученные породы отличаются от пород М-типа островодужных ассоциаций большей ролью K_2O , повышенными концентрациями Ba, Sr, Rb, Li, преобладанием гранодиоритов над плагиигранитами и повышенными значениями отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,704–0,707 при менее 0,703 для островодужных образований). Эти параметры более ха-

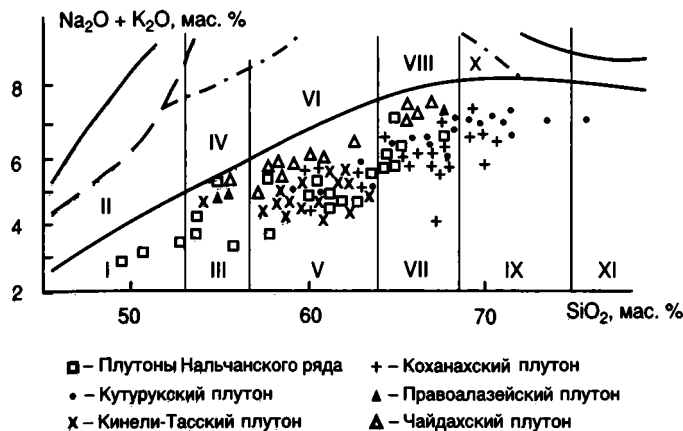


Рис. 7.48. Классификационная диаграмма для субдукционных интрузивных пород Правоалазейского и Чайдахского плутонов (по материалам Бахарева и др. (1988) и Г.С. Сонины (1989 г.))

Поля диаграммы (Богатицов и др., 1981): I — габбро, II — субщелочные габбро, III — диориты, IV — монцодиориты, V — кварцевые диориты, VI — монциты, VII — гранодиориты, VIII — кварцевые сиениты, IX — граниты, X — субщелочные граниты, XI — лейкограниты

рактельны для М-гранитоидов континентальных окраин.

Существуют две основные гипотезы происхождения пород рассматриваемого типа: кристаллизационная дифференциация низкокальциевой водонасыщенной базальтовой магмы и селективное плавление эклогитов или амфиболитов в мантийных условиях с гранатом и клинопироксеном в качестве остаточной фазы (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). В первом случае породы характеризуются слабодифференцированными трендами РЗЭ хондритового типа, во втором — более дифференцированными трендами с повышенными относительными значениями РЗЭ цериевой группы и иногда с небольшой положительной аномалией Eu. Для изученных пород более характерен второй тип трендов РЗЭ. Исключение составляют габброиды и диориты Нальчанского ряда с хондритовыми трендами (рис. 7.51). Габброиды обладают низкими значениями отношений Ni/Co — 2,2–2,4, минимально возможными для пород, образовавшихся из первичных мантийных расплавов, для которых эта величина, в зависимости от степени частичного плавления мантийного субстрата, варьирует от 2,2 до 7 (Когарко, 1973). Составы с индексом Куно более 0,4, присущим производным недифференцированных мантийных магм, в имеющейся аналитической выборке отсутствуют. Максимальные значения индекса Куно в габброидах Нальчанского ряда не превышают 0,32. Важным петрохимическим индикатором происхождения основных пород является также их магнезиаль-

ность, которая для производных первичных мантийных магм составляет 0,62–0,78. В рассматриваемых габброидах она всегда меньше 0,5.

ОЛОЙСКАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ДУГА

Дуга протягивается на 500 км при ширине 100 км от северо-восточной окраины Колымо-Омолонского супертеррейна в центральные районы Колымской структурной петли, перекрывая Хетачанский, Олойский, Приколымский и Алазейский террейны.

Дуга включает два комплекса пород, разделенных перерывом и несогласием: кимеридж-волжский и неокомовый. Кимеридж-волжский комплекс залегает с разрывом и угловым несогласием на палеозойских, раннемезозойских и местами бат-келловейских образованиях. Он сложен базальтами, андезитами, андезибазальтами и их туфами, которым подчинены риолиты, дациты и их туфы, вулканомиктовые и полимиктовые песчаники, конгломераты, гравелиты и алевролиты суммарной мощностью 900–1000 м (Натапов, Шульгина, 1991). В юго-восточном направлении, в районе Олойского террейна, вулка-

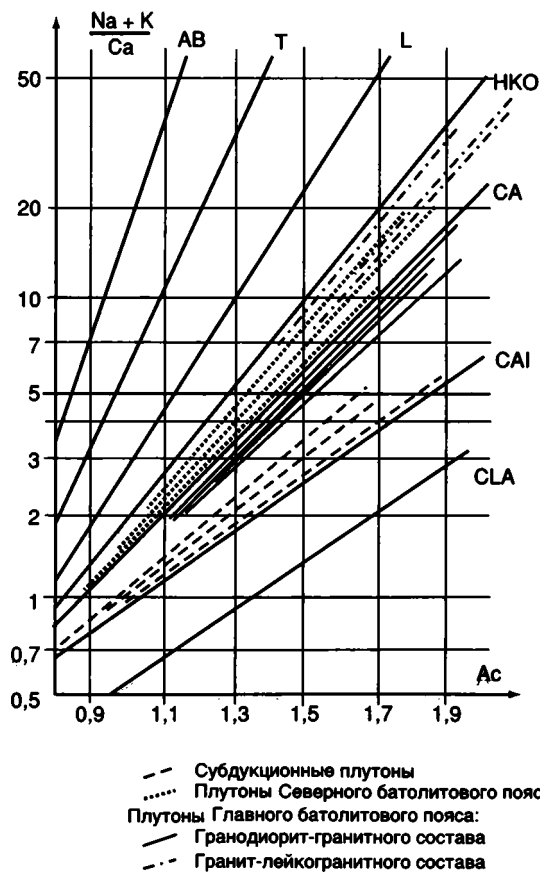


Рис. 7.49. Магматические серии субдукционных магматических пород и гранитоидов продольных поясов
Усл. обозн. см. на рис. 7.40

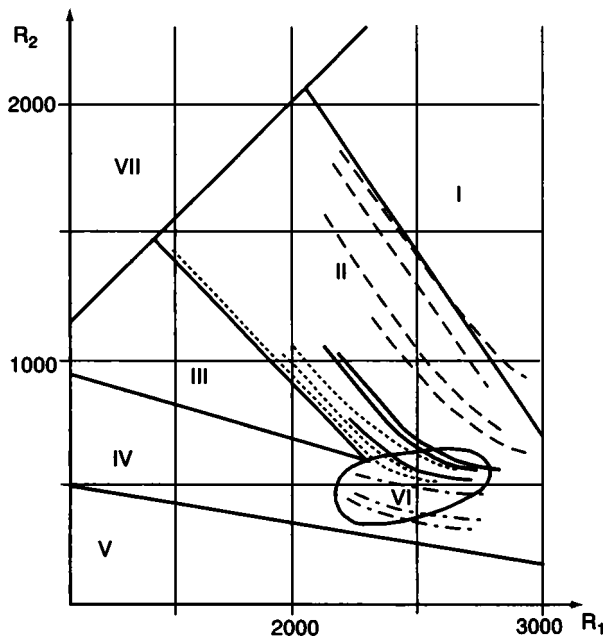


Рис. 7.50. Геодинамические обстановки формирования субдукционных магматических пород и гранитоидов продольных поясов

Усл. обозн. см. на рис. 7.49, поля диаграммы см. на рис. 7.41

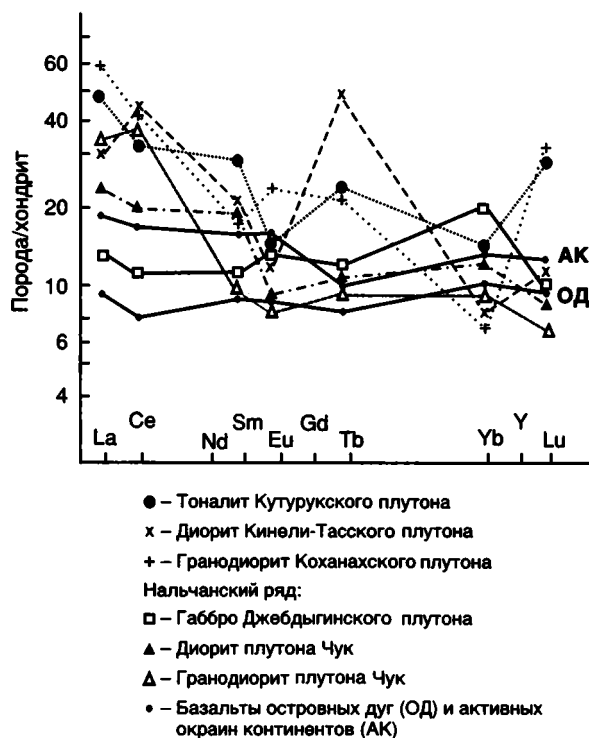


Рис. 7.51. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в субдукционных интрузивных породах

ниты сменяются существенно терригенными отложениями с отдельными покровами андезибазальтов. Характерны остатки бухиевой фауны. Вулканические породы относятся к известково-щелочной серии; андезиты характеризуются вы-

сокой глиноземистостью, $K_2O / Na_2O = 0,43$; риолиты отличаются повышенным содержанием щелочей (Натапов, Шульгина, 1991). Неокомовый комплекс несогласно, с конгломератами в основании залегает на породах различного возраста – от берриаса до палеозоя, перекрывая как вулканогенно-осадочные, так и осадочные образования кимеридж-волжского комплекса. Он сложен преимущественно вулканитами, среди которых преобладают базальты, андезибазальты, андезиты и их туфы суммарной мощностью до 1000 м. Лишь местами существенную роль в разрезе играют риолиты, трахириолиты, дациты и туфы кислого состава (Натапов, Шульгина, 1991). Возраст по редким флористическим остаткам определяется в интервале баррем-альб.

ЦЕНТРАЛЬНО-АЛАЗЕЙСКИЙ ПЛИТНЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс, представленный полого залегающими отложениями байоса-верхней юры, выделяется в центральной части Колымской структурной петли, где он с угловым несогласием перекрывает Алазейский и Кенкельдинский террейны. Комплекс сложен мелководными морскими песчаниками и алевролитами, а в низах разреза конгломератами и гравелитами суммарной мощностью около 3000 м. Характерны туфы среднего и кислого состава (Натапов, Сурмилова, 1986).

СВЯТОНОССКАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ДУГА

Святоносская магматическая дуга намечается по выходам верхнеюрских вулканогенно-осадочных образований на п-ве Святой Нос среди кайнозойских отложений Приморской низменности. Фундамент дуги неизвестен. Вулканогенно-осадочные образования, которые датируются по остаткам фауны оксфордом и кимериджем, представлены переслаиванием туфов основного состава и туфогенно-осадочных пород, потоками базальтов и андезитов низкощелочной известковой (островодужной) магматической серии. К-Аг методом базальты датируются в 157–148 млн лет. Им комагматичны редкие дайки диабазовых, диоритовых и андезитовых порфиритов.

ТЕРРЕЙНЫ, РАСПОЛОЖЕННЫЕ К СЕВЕРУ ОТ КОЛЫМО-ОМОЛОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА

К северу от Колымо-Омолонского супертеррейна в пределах Якутии выделяются Южно-Анюйский террейн аккреционного клина типа Б, западное окончание Чукотского миогеоцинального

ного террейна, Шалауровский океанический (офиолитовый) террейн и миогеоклинальный террейн Де-Лонга.

ЮЖНО-АНЮЙСКИЙ ТЕРРЕЙН АККРЕЦИОННОГО КЛИНА ТИПА Б

Южно-Аньюйский террейн аккреционного клина типа Б (Nokleberg et al., 1994b), ранее описывавшийся как шовная зона (Сеславинский, 1970), протягивается вдоль северной окраины Колымо-Омолонского супертеррейна и располагается непосредственно к востоку от территории Якутии. В пределах Якутии террейн прослеживается в северо-западном направлении на 400 км под чехлом кайнозойских отложений от нижнего течения р. Колымы до побережья Восточно-Сибирского моря по линейным магнитным и гравитационным аномалиям.

В обнаженной своей части, на территории Магаданской обл., террейн образован подушечными базальтами, граувакками, сланцами и реже кремнями с келловейскими и оксфордскими радиоляриями и редкими позднеюрскими макрофаунистическими остатками, а также турбидитами с фаунистическими остатками берриаского, валанжинского и готеривского возраста (Сеславинский, 1970; Натальин, 1984; Лычагин и др., 1989). Характерны глаукофановые сланцы и фрагменты офиолитов (Пинус, Стерлигова, 1973). Все образования террейна исключительно сложно и неоднократно деформированы (Натальин, 1984). Террейн перекрыт пологозалегающими альб-позднемиловыми континентальными вулканитами Охотско-Чукотского пояса.

Анализ петрохимических и геохимических данных, приведенных в работе А.А. Сурнина (1990), приводит к выводу, что среди базитов террейна присутствуют базальты, близкие по своему химическому составу океаническим толеитам, а также Na-щелочные базальты (см. рис. 7.40, 7.45). По сравнению с океаническими, те и другие обогащены К, Sr, Ba и легкими R3Э, а оливины этих пород характеризуются повышенной железистостью и низкими концентрациями Co, Ni и Cr, что дало основание А.А. Сурнину (1990) отнести их к континентальным образованиям. Но именно такая двойственность составов присуща магматическим породам малых океанических бассейнов (Сондерс, Тарни, 1988), к которым мы и склонны относить офиолиты Южно-Аньюйского террейна (Трунилина и др., 1999).

ШАЛАУРОВСКИЙ ОКЕАНИЧЕСКИЙ (ОФИОЛИТОВЫЙ) ТЕРРЕЙН

Шалауровский террейн выделяется на юго-восточном окончании о. Бол. Ляховский, на мысе Шалаурова. Здесь установлены серпентинизиро-

ванные перидотиты, подушечные базальты типа MORB с Sm-Nd возрастом 291 ± 62 млн лет, а также амфиболиты с K-Ar возрастом 473 млн лет (Драчев, 1989; Драчев, Савостин, 1993). Эти образования, по-видимому, слагают тектоническую пластину, которая надвинута к северу на флишевые отложения перми и триаса. Те и другие прорваны гранитами с K-Ar возрастом 100–110 млн лет. Пермские и триасовые отложения о. Бол. Ляховский, возможно, следует рассматривать как наиболее северный фрагмент описанного выше Кулар-Нерского сланцевого пояса.

Офиолиты мыса Шалаурова располагаются на простирании Южно-Аньюйского террейна и обычно включаются в его состав (Парфенов, 1984; Nokleberg et al., 1994b). Вместе с тем они существенно отличаются от пород Южно-Аньюйского террейна по возрасту и, возможно, представляют собой самостоятельные образования.

ЧУКОТСКИЙ МИОГЕОКЛИНАЛЬНЫЙ ТЕРРЕЙН

Чукотский террейн, примыкающий по Ярканскому разлому с севера к Южно-Аньюйскому, в пределах Якутии представлен своим западным окончанием. Он сложен однообразными морскими терригенными отложениями нижнего, среднего (?) и верхнего триаса общей мощностью 3000–3500 м, которые представлены ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов (см. рис. 7.24). Фауной охарактеризована только верхняя часть осадочного разреза. Ее главными представителями являются бореальные карнийские *Halobia austriaca* Mojs. и норийские *Monotis ochotica* var. *pachypleura* Tell., *Monotis jakutica* Tell. На востоке – за пределами Якутии, нижнетриасовые породы несогласно залегают на подстилающих девонско-каменноугольных осадочных отложениях, а разрезы нижнего–среднего (?) триаса (кэпэрвеевская свита) содержат редкие прослои туфов, туффитов, андезито-базальтов, спилитов и кремнистых пород и насыщены силлами, штоками и дайками диабазов и габбро-диабазов.

Осадочные породы триаса смяты в линейные складки северо-западного простирания шириной около 500 м, осложненные более мелкой складчатостью. Крупные складки симметричные и асимметричные, прямые и наклонные, с острыми килевидными замками. Отмечаются лежачие и опрокинутые на северо-восток складки.

Складчатые отложения триаса несогласно перекрыты мелководными морскими полого залегающими осадочными и вулканогенными кимеридж-волжскими образованиями и прорваны гранитами с K-Ar возрастом 150–117 млн лет Нутесынской магматической дуги.

Нетусынская магматическая дуга располагается на южной окраине Чукотского террейна вдоль границы с Южно-Аньюйским террейном. На территории республики она представлена западным своим окончанием, которое обычно описывается как Камешковская впадина. Наиболее древние образования, датируемые как волжские (Паракецов, Паракецова, 1989) или как кимеридж-волжские (по материалам А.Ш. Ганеева), залегают полого с конгломератами в основании на складчатых триасовых отложениях Чукотского террейна. Они представлены вулканитами известково-щелочной серии – базальтами, андезито-базальтами, кварцевыми кератофирами и их туфами с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов и остатками бухиевой фауны (600–800 м). К-Аг методом андезито-базальты датируются в 151–129 млн лет. Выше залегающая берриас-готеривская толща залегают с разрывом. Она состоит из чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов (около 850 м). Характерны остатки двустворок, аммонитов и ракообразных. Угловатые и полуокатанные обломки в конгломератах представлены андезитами, андезито-базальтами, песчаниками, аргиллитами, хлоритовыми и хлорит-серицитовыми сланцами. Выделяются небольшие массивы тоналитов, плагиогранитов и габбро, которые прорывают вулканогенные породы верхней юры. Некоторые плагиогранитные массивы сильно деформированы – раздроблены, катаклазированы, имеют гнейсовидную текстуру, а контакты их с вмещающими породами тектонические. К-Аг возраст плагиогранитов – 140–127 млн лет, габброидов – 162 млн лет. Выше с разрывом залегают мощная (около 1000 м) толща континентальных вулканитов, которая обычно относится к альб-поздне меловым образованиям Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса.

МИОГЕОКЛИНАЛЬНЫЙ ТЕРРЕЙН ДЕ-ЛОНГА

Террейн Де-Лонга охватывает одноименную группу островов (Беннетта, Генриетты, Жаннеты, Жохова и, возможно, Вилькицкого) Новосибирского архипелага и расположен к северо-востоку от Котельного террейна в пределах шельфа Восточно-Сибирского моря. Границы террейна не установлены.

Наиболее древние отложения известны на о-вах Беннетта и Генриетты. На о. Беннетта средне-верхнекембрийская толща (до 500 м) сложена аргиллитами с редкими прослоями ракушняковых известняков. Залегающий выше ниже-среднеордовикский флиш представляет собой тонкое чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников (до 1200 м), в верхней части разреза сменяю-

щийся песчаниками (180 м). Песчаниковая пачка в основании разреза осадочных пород о. Генриетты, неохарактеризованная фаунистически, на основании литологического сходства с породами о. Беннетта считается среднеордовикской (Дорофеев и др. 1999). Взаимоотношение ордовикских и кембрийских толщ не выяснено.

Вулканогенно-осадочная толща (до 700 м), датируемая карбоном по находкам фораминифер плохой сохранности, установлена на о-вах Генриетты и Жаннеты. На о. Генриетты она перекрывает предположительно среднеордовикские песчаники и сложена в нижней части туфопесчаниками и туфоалевролитами, в средней части – лавобрекчиями андезито-базальтов (25 м), трахиандезито-базальтовыми туфами, туфопесчаниками и туфогравелитами, а в верхней части разреза – покровами трахибазальтов (от 2 до 8 м) и туфоалевролитами. К-Аг датировки трахибазальтов дают разброс значений от 300 до 390 млн лет (Виноградов и др., 1975; Дорофеев и др., 1999; данные В.А. Камалетдинова и др., 1997 г.). Ксенолиты известняков с остатками каменноугольных фораминифер отмечены в кайнозойских трахибазальтах о. Жохова (Дорофеев и др., 1999).

Силлы и дайки позднепалеозойского возраста развиты на о. Генриетты. Силлы андезито-базальтов, долеритов и диоритовых порфиритов мощностью до 20 м располагаются в средней части каменноугольного вулканогенно-осадочного разреза. Дайки долеритов и диоритовых порфиритов широтного и северо-западного простирания имеют мощность 1–6 м (Дорофеев и др., 1999).

Нижнепалеозойские отложения о. Беннетта смяты в пологую антиклиналь, а толщи карбона на о. Генриетты – в асимметричную коробчатую синклиналь шириной 5 км. Складки имеют субдолготное простирание.

Образования террейна перекрываются с угловым несогласием нижнемеловыми угленосными отложениями, верхнемеловыми и неоген-четвертичными трахибазальтами.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ О ПРИРОДЕ ТЕРРЕЙНОВ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОБЛАСТИ

Имеющиеся палеомагнитные данные по территории Верхояно-Колымской области систематизированы в работе У.Ноклеберга с соавторами (Nokleberg et al., 1998a), где дана их критическая оценка. Эти данные в настоящее время весьма ограничены и большей частью не вполне удовлетворяют современным требованиям. Вместе с тем, их анализ позволяет сделать некоторые

предварительные выводы о природе рассмотренных выше террейнов.

Рис. 7.52 иллюстрирует широтное положение Северо-Азиатского кратона и террейнов Северо-Востока Азии в интервале от ордовика до неогена. Наблюдающийся на диаграмме разброс в местоположении некоторых террейнов для близких возрастных интервалов является следствием недостаточного качества исходных палеомагнитных данных. Тем не менее, это не мешает увидеть некоторые закономерности в изменении широтного положения двух групп террейнов во времени относительно Северо-Азиатского кратона. Так, Омuleвский и вероятно, Омолонский и Арга-Тасский террейны до середины девона находились вблизи от Северо-Азиатского кратона и, возможно, составляли единое целое. На рубеже девона и карбона могло произойти отделение этих террейнов от кратона, и в первой половине карбона широтное расстояние между ними составляло уже 1500–2000 км, сохраняясь до конца триаса–начала юры. В поздней юре террейны располагались вблизи Северо-Азиатского кратона и были аккрецированы к нему в самом конце юры–начале мела. Миогеоклинальный террейн Вилига, который примыкает с юго-востока к Омолонскому террейну за пределами Якутии, и Чукотский террейн располагаются в пределах тренда широтной миграции террейнов данной группы. Палеобиографические данные в целом согласуются с выводами о сибирском происхождении террейнов рассматриваемой группы и определенно исключают их экзотическое происхождение.

Другую группу на диаграмме (см. рис. 7.52) образуют террейны Корякского нагорья и Камчатки, располагающиеся к востоку от Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса и ха-

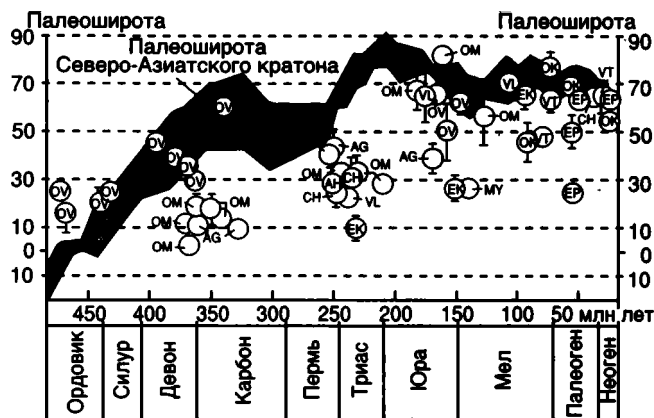


Рис. 7.52. Опубликованные палеомагнитные данные по Северо-Востоку Азии на диаграмме палеоширота–время (составил А.П. Неустроев, из: Pargenov, 1994)

Центр кружка расположен на предполагаемой палеошироте террейна, вертикальная линия – 95%-ный доверительный интервал. Палеоширотная кривая основана на данных А.Н. Храмова (1991) по Сибирской платформе, которые были пересчитаны на ее центр (64° с.ш., 115° в.д.). Палеоширотные данные по террейнам пересчитаны на эту же точку. Террейны первой группы (внутренние районы Северо-Востока Азии): OV – Омuleвский, OM – Омолонский, AG – Арга-Тасский, CH – Чукотский, VL – Вилига. Террейны второй группы (Корякское нагорье и Чукотка): EK – Эконайский, MY – Майницкий, VT – Ветловский, OK – Олюторско-Камчатский, EP – составной террейн Восточно-Камчатских полуостровов

актеризующиеся тетическими комплексами ископаемых фаун позднепалеозойского и раннемезозойского возраста. Террейны этой группы (Эконайский, Майницкий, Ветловский, Восточно-Камчатских полуостровов) были наиболее удалены от Сибири в геологическом прошлом, последовательно приближались со временем к окраине континента и были аккрецированы к Азии в конце мела–кайнозой.

ПОСТАККРЕЦИОННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ

Постаккреционные образования формировались в процессе аккреции и после завершения аккреции террейнов к Северо-Азиатскому кратону. Они представлены протяженными магматическими и метаморфическими поясами различной геодинамической природы, которые “сшивают” террейны друг с другом и с Северо-Азиатским кратоном или стратиграфически перекрывают террейны и окраину кратона.

К постаккреционным образованиям Верхояно-Колымской орогенной области в пределах территории Якутии относятся Главный и Северный пояса гранитных батолитов, поперечные пояса гранитоидов, Тас-Кыстабытский магматический пояс, Южно-Верхоянский метаморфический пояс и сопряженные с ним магматические образования и небольшой фрагмент тыловой зоны Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Постаккреционные образования включают также впервые описанный в данной работе обширный Индигирский пояс растяжения земной коры, который протягивается в долготном направлении от шельфа арктических морей до Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса и представлен рифтогенными впадинами на шельфе моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, линейными зонами и изометричными полями вулканических и интрузивных пород в северной части Верхояно-Колымской области и анорогенными гранитоидами в центральных и южных ее районах.

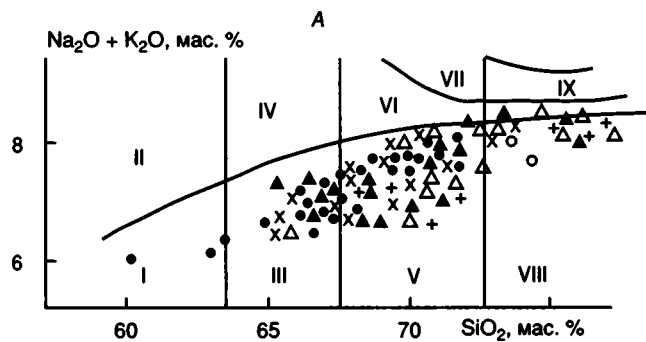
ГЛАВНЫЙ БАТОЛИТОВЫЙ ПОЯС

Пояс протягивается в северо-западном направлении на 1100 км вдоль границы Иньяли-Дебинского синклиория с Колымо-Омолонским супертеррейном (см. рис. 7.38). Проведенное ранее массовое К-Аг датирование гранитоидов показало широкий разброс значений возраста пород: от 160 до 70 млн лет с максимумом 120–145 млн лет (Загрузина, 1977; Ненашев, 1979; Ненашев, Зайцев, 1985; Parfenov, 1991). Основываясь

на этих данных, предполагалось, что пояс в целом и даже отдельные плутоны в его пределах формировались длительно, в течение многих десятков миллионов лет. Вместе с тем, ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование гранитоидов различных плутонов пояса показало, что формирование Главного батолитового пояса укладывается в узкий интервал – 143–138 млн лет (Layer et al., 2001). Образование Главного батолитового пояса произошло сразу же по завершении субдукции океанической коры под юго-западную окраину Колымо-Омолонского супертеррейна и связывается с коллизией супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном (Parfenov, 1991, 1994).

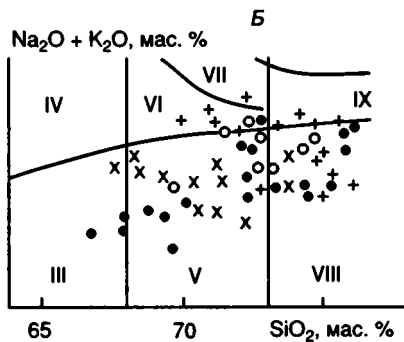
В составе Главного пояса преобладают плутоны гранодиорит-гранитного состава с площадями выходов до сотен км² (Правотуостахский, Верхнетирехтяхский, Саханьинский, Сыачанский, Правозерикитский, Усть-Нерский, Силяпский). Их главные фации сложены амфибол-биотитовыми среднезернистыми и гетерозернистыми гранодиоритами и гранитами с взаимопереходами между ними. В глубоко эродированных плутонах установлена внутренняя расслоенность, выраженная в перемежаемости слоев, обогащенных плагиоклазом и темноцветными минералами, с одной стороны, и калишпатом и кварцем – с другой (Трунилина, Роев, 1988). Подобная расслоенность реализуется в относительно высокотемпературных магмах в условиях направленной кристаллизации от контактов к центру камер с гравитационным осаждением выделившихся минералов при ограниченном значении конвекции (Скиба, Пушкарев, 1985).

Состав и строение гранитоидов эндоконтактной фации зависит от состава пород рамы. В контактах с терригенными породами наблюдается прерывистая оторочка мелкозернистых и порфиroidных лейкократовых и пегматоидных гранитов; с карбонатными – зона гибридных пород граносиенитового, диоритового, мондонитового, калишпат-пироксенового состава мощностью до 100–150 м. Аплиты, мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты слагают дайки и небольшие штоки. В дифференцированных рудоносных плутонах широко развиты дайки гранит- и гранодиорит-порфиrow. Эти



Гранитоиды плутонов гранодиорит-гранитной формации:

- ▲ – Саханьинский плутон
- △ – Сыачанский плутон
- + – Селенняхский плутон
- х – Верхнетирехтяхский плутон
- – Ловоқыринский плутон
- – Салтага-Тасский плутон



Гранитоиды плутонов гранит-лейкогранитной формации:

- – Чиблагалахский плутон
- + – Чалбинский плутон
- х – Хадараньинский плутон
- – Болбукталахский плутон

Рис. 8.1. Классификационная диаграмма для гранитоидов Главного батолитового пояса

Поля диаграммы (Богатиков и др., 1981): I – кварцевые диориты, II – монцитониты, III – гранодиориты, IV – кварцевые сенициты, V – граниты, VI – субщелочные граниты, VII – щелочные граниты, VIII – лейкограниты, IX – субщелочные лейкограниты

дайки и гранитоиды пологих апофиз плутонов обычно интенсивно грейзенизированы и несут вкрапленность касситерита и вольфрамиты. Со скарированием карбонатных пород, содержащих прослой или примеси алюмосиликатного материала, связано Au-Sn-W оруденение, а с развитыми вдоль зон тектонических нарушений кварц-хлоритовыми метасоматитами ассоциируют Au проявления с сопутствующим Sn.

Для пород главных фаций плутонов обычные невысокая основность плагиоклаза, средняя степень структурной упорядоченности полевых шпатов, амфибол-биотитовая ассоциация умеренно-железистых темноцветных минералов. Содержание пиропового минала в акцессорных гранатах достигает 18%, отношение ZrO_2/HfO_2 в акцессорных цирконах – до 60.

Плагиоклаз образует многозональные кристаллы андезина и олигоклаз-андезина и нередко содержит реликтовые ядра андезин-лабрадора и кислого лабрадора. Зональность ритмичная, со следами оплавления вдоль границ ритмов, что указывает на неоднократные остановки и кристаллизацию расплава в промежуточных камерах, обычно не сопровождавшиеся ретроградным вскипанием (относительно маловодные расплавы). В камере становления формируется прямая регрессивная зональность охлаждающегося расплава больших объемов (Шкодзинский, 1992). Содержание ортоклазового минала в плагиоклазе варьирует от десятых долей до 10–11%, что отвечает максимальной температуре 900–850°C (Brown, Parsons, 1985).

Темноцветные минералы представлены преимущественно средне- и позднемагматическими генерациями. Широкие вариации содержания глинозема в амфиболе определяют интервал давлений при его образовании в 4,6–0,5 кбар (Hammerstrom, Zen, 1986). Температура кристаллизации оценивается (по плагиоклаз-амфиболовому геотермометру) в 900–780°C (Spearg, 1981). Биотит образовался при температуре 800–620°C, умеренном и низком потенциале кислорода, повышенной активности H_2O и HCl и низкой – HF (Trunilina, 1994). Исходное содержание воды в материнских расплавах по составу полевых шпатов и биотита оценено в 2–4% (Трунилина, 1991).

Породы обладают высокой глиноземистостью и нормальной щелочностью (рис. 8.1) и принадлежат к из-

вестково-щелочной магматической серии (см. рис. 7.49). Положение трендов их составов на диаграмме геодинамических обстановок (см. рис. 7.50) позволяет предполагать начало формирования магматических очагов еще в процессе субдукции и дальнейшего их разрастания на коллизионном этапе. Распределение элементов-примесей соответствует таковому в породах геохимического типа палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда (Трунилина, 1992). Тренды РЗЭ дифференцированные, типичные для коллизионных гранитоидов (рис. 8.2). Отношения $Eu/Eu^* = 0,6–0,9$. По основным параметрам минерального, петро- и геохимического состава рассматриваемые породы определяются как коровые образования IS-петрогенетического типа. Глубина магмогенерации – 26–29 км (рассчитана по методике Г.М. Беляева и В.А. Рудника, 1978 г.).



Рис. 8.2. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в породах гранодиорит-гранитной формации Главного батолитового пояса

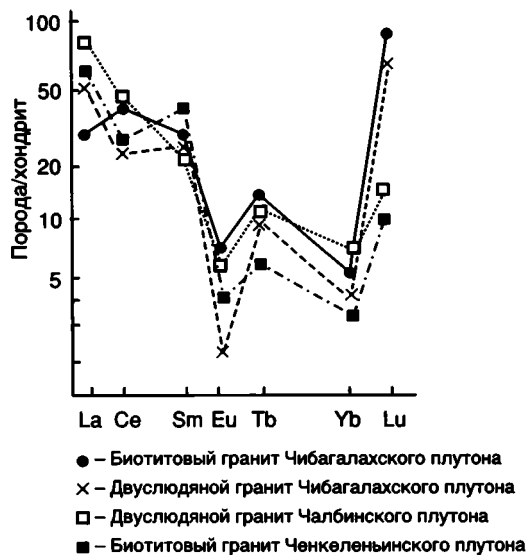


Рис. 8.3. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в породах гранит-лейкогранитной формации Главного батолитового пояса

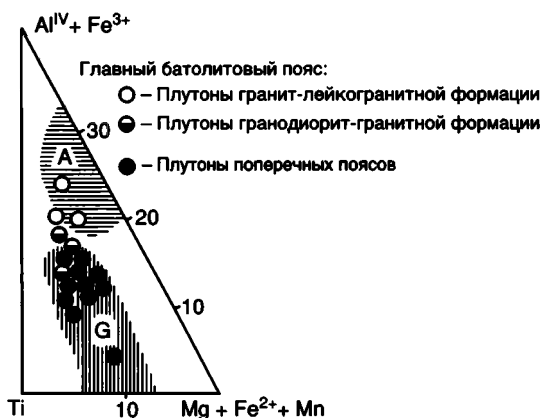


Рис. 8.4. Составы биотитов из ксенолитов в гранитоидах. Поля диаграммы (Великославинский, 1972): биотиты: А – метаморфических пород амфиболитовой и G – гранулитовой фаций

С гранитоидами ассоциируют проявления Sn и (реже) Au, а в районах развития карбонатных толщ палеозоя – крупные и уникальные по масштабам месторождения оловоносных боратов. Рудоносные плутоны сопровождаются мощными эманационными ореолами во вмещающих породах надинтрузивной зоны и характеризуются широким развитием даек второго этапа, геохимически специализированных на Sn, W и Au.

В северной части Главного пояса и по его периферии располагаются плутоны гранит-лейкогранитной формации (Хадараньинский, Чибалахский, Чалбинский, Бургалийский и др.). Форма крупных (от первых сотен до 2200 км²) плутонов плитообразная, небольшой (1,5–6 км) вертикальной протяженности; мелкие плутоны (первые км² – десятки км²) чаще штокообразные.

Строение плутонов однофазное, реже двухфазное. Сложены они биотитовыми и двуслюдяными гранитами и сопровождаются дайками лейкогранитов, аплитов, аляскитов и пегматитов. В апикальных зонах плутонов двуслюдяных гранитов иногда наблюдаются крупные миаролы крупноблочных пегматитов диаметром до 1,5 м (Ченкеленьинский плутон). Породы гранодиоритового состава отмечены только в зонах приконтактовой ассимиляции (Чибалахский плутон).

Граниты характеризуются высокой степенью структурной упорядоченности полевых шпатов, олигоклазовым и олигоклаз-альбитовым составом незонального или неотчетливо зонального плагиоклаза, высокой железистостью биотита, повышенными содержаниями фтора в слюдах и апатитах, спессартин-альмандиновым составом гранатов (0–10% пиропового минала), низкими (менее 40) ZrO₂/HfO₂ отношениями в акцессорных цирконах. Они кристаллизовались из обогащенного водой (5–6%) расплава при низких (700–550°C) температурах, низком потенциале кислорода и высокой активности воды и HF (Trunilina, 1994).

Химический состав пород характеризуется несколько большей щелочностью, по сравнению с породами гранодиорит-гранитной формации, и принадлежностью к промежуточной между известково-щелочной и высококалиевой магматическими сериями (см. рис. 8.1, 7.49). Судя по положению трендов эволюции на диаграмме геодинамических обстановок (см. рис. 7.50), формирование магматических очагов происходило непосредственно в коллизионный этап, а их эволюция продолжалась вплоть до постколлизионного этапа. По характеру распределения элементов-примесей породы также отвечают геохимическому типу палингенных гранитов известково-щелочного ряда, но с отклонениями (особенно в поздних производных) к плюмазитовым гранитам по содержаниям Li, Rb, Ba, Sr, F, Sn и W (Трунилина, 1992). На трендах РЗЭ (рис.8.3) отчетливо выражен Eu-минимум, отношения Eu/Eu* 0,3–0,6. По своей специфике породы соответствуют коровым гранитам S-типа. Расчетная глубина магмогенерации 16–20 км.

Плутоны этого типа сопровождаются Sn редкометальным оруденением. Рудоносные граниты обладают четко выраженной геохимической и металлогенической специализацией на Sn, которому обычно сопутствуют W, Ta и Nb.

О составе субстратов в областях магмогенерации позволяет судить проведенное изучение глубинных ксенолитов в гранитоидах. В гранитоидах Главного пояса они представлены микроклиновыми гранитогнейсами, содержащими линзы гнейсогранитов, и биотитовыми, реже амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами. Состав сосуществующих минералов в них отвечает амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма (рис. 8.4, 8.5), давлениям 5–6 кбар, температурам 650–730°C, повышенному содержанию и повышенной активности воды (Trunilina et al., 1994). Палингенез и селективное плавление таких толщ приводит к образованию низко- и среднетемпературных водных и умерен-



Рис. 8.5. Составы гранатов из ксенолитов в гранитоидах. Поля диаграммы (Соболев и др., 1970): Ep-A – гранаты метаморфических пород эпидот-амфиболитовой фации, A – то же, амфиболитовой, G – гранулитовой и E – эклогитовой фации

новодных магм гранитоидного состава (Clemens, 1984). Этот вывод подтверждается и спецификой рассмотренных гранитоидов. По содержанию пиропового минала в магматическом гранате породы гранодиорит-гранитной ассоциации могут рассматриваться как производные магматических очагов средних горизонтов кристаллической коры, а гранит-лейкогранитной – магматических очагов верхних ее горизонтов. Состав раннемагматического апатита соответствует в первом случае заложению магматических очагов в пределах субстратов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, а во втором – в субстратах эпидот-амфиболитовой фации (см. рис. 7.46, 7.47).

Возможный механизм магмообразования в пределах Главного пояса разработан В.С. Шкодзинским (1992) на основе термодинамических расчетов и с привлечением концепции двухъярусной тектоники плит Л.И. Лобковского (1988). Согласно этим построениям, зоны коллизии континентальных плит наиболее благоприятны для плавления пород фундамента вследствие выделения большого количества тепла в результате трения вдоль зон крупномасштабных горизонтальных перемещений не только нижних, но и верхних литосферных горизонтов. Подплавленный материал нагнетался перед фронтом надвигающейся плиты и выжимался отсюда под давлением в верхний структурный этаж, производя коробление вмещающих пород. Горизонтальные перемещения происходили вдоль поверхностей несогласия и вдоль горизонтов, отличающихся повышенной водонасыщенностью. По расчетам В.С. Шкодзинского мощность слоя подплавленных пород могла достигать 8,8 км и при стандартном для коллизион-

ных зон геотермическом градиенте и исходном содержании воды около 1% глубина магмогенерации должна была составлять 25–28 км, что близко к рассчитанной нами по петрохимическому составу пород плутонов гранодиорит-гранитного состава. Одновременно гранитоидные очаги могли возникать и на меньших глубинах среди субстратов повышенной водонасыщенности (плутоны гранит-лейкогранитного состава).

СЕВЕРНЫЙ БАТОЛИТОВЫЙ ПОЯС

Пояс протягивается в субширотном направлении на расстояние около 700 км вдоль северного обрамления Колымо-Омолонского супертеррейна. К-Ag методом получен широкий спектр датировок пород пояса: от 190 до 90 млн лет, с максимумом 110–145 млн лет (Ненашев, 1979; Ненашев, Зайцев, 1985; Бахарев и др., 1988, Parfenov, 1991). ^{40}Ar - ^{39}Ar методом гранитоиды пояса датируются в 120–138 млн лет (Layer et al., 2001), что свидетельствует о более молодом возрасте Северного батолитового пояса и его связи с самостоятельным тектоническим событием. Формирование Северного пояса связывалось с коллизией северного края Колымо-Омолонского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном (Парфенов и др., 1996b; Parfenov, 1991, 1994). На основе полученных в последние годы новых геохимических данных предполагается связь Северного пояса с зоной субдукции, наклоненной к северу (Layer et al., 2001) и сформированной в связи с закрытием малого океанического бассейна, располагавшегося к югу от пояса (Парфенов и др., 1999б).

Такая тектоническая позиция может быть соотнесена с плутонами юго-западной части Северного пояса, близкими по вещественному составу к субдукционным гранитоидам (см. главу 7). Более поздние плутоны амфибол-биотитовых гранодиоритов и гранитов (Арга-Эмнекенский, Мокринский, Холодный) и биотитовых и двуслюдяных гранитов (Омчикандинский) этой части пояса аналогичны по вещественному составу плутонам Главного пояса. Но преобладают в составе Северного пояса плутоны существенно иного состава (Бакынский, Куранахский, Эликчанский, Улахан-Тасский и др.). Все они вытянуты вдоль зоны Кюнь-Тасского разлома. Эти плутоны имеют широко варьирующий петрографический состав: от кварцевых диоритов и монцодиоритов до биотитовых гранитов, причем кварцевые диориты иногда образуют не только краевые оторочки плутонов, но и самостоятельную (первую) фазу внедрения.

Внедрению гранитоидов в берриас-барремское время предшествовали субэвральные излияния андезибазальтовых, андезитовых и андезидацитовых магм. По своим параметрам вулканы

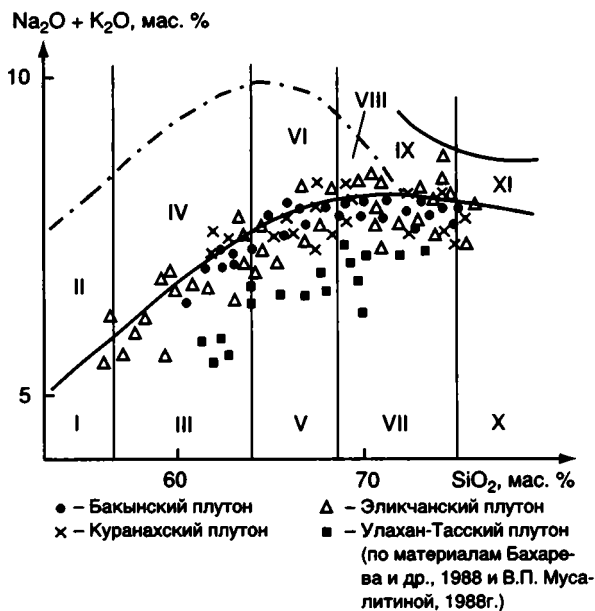


Рис. 8.6. Классификационная диаграмма для гранитоидов Северного пояса

Поля диаграммы — см. усл. обозн. на рис. 8.1

отвечают таковым активных континентальных окраин: латитовый уклон, тренды РЗЭ, сопоставимые с трендами вулканитов, перекрывающих мощную континентальную кору, специализация на Ag, Mo, B, Sb и Zn (Трунилина и др., 1996а).

Раннемагматическая минеральная ассоциация гранитоидов представлена пироксеном и плагиоклазом, кристаллизовавшимися при 1160–1050°C. Эволюция составов пироксена в процессе кристаллизации пород диоритового и монцодиоритового состава от диопсида или магнезиального высококальциевого авгита до субкальциевого умеренно железистого авгита (от Wo_{42} ; En_{41} ; Fs_{17} до Wo_{25} ; En_{41} ; Fs_{34} для Бакынского плутона) более характерна для медленно остывающих базальтоидных, чем для гранитоидных магм. Парагенетичный с ним плагиоклаз представлен высокотемпературным лабрадором и андезин-лабрадором (72–49% An) с низкой степенью структурной упорядоченности (0,2–0,5). В гранодиоритах, которые преобладают в составе плутонов пояса, эти минералы присутствуют только в реликтах. Плагиоклаз в них, как и в гранодиоритах Главного пояса, имеет состав андезина и олигоклаз-андезина, но в отличие от последних, степень его структурной упорядоченности снижается от 0,5–0,7 до 0,3–0,5, а содержание в нем ортоклазового минала повышается от 1–2 до 10–13% в гранитоидах наиболее эродированных плутонов. Расчетная температура кристаллизации в этом направлении возрастает на 100–150°C (Трунилина и др., 1996а).

Амфибол также представлен умеренно железистой роговой обманкой, но более богатой галогенами и более высокотемпературной (900–950°C). Биотит кристаллизуется при более высоких значениях потенциала кислорода и при большей окисленности сосуществующего расплава. Это определяет принадлежность гранитоидов Северного пояса к магнетит-ильменитовой феррофации, в отличие от преимущественно ильменитовой феррофации гранитоидов Главного пояса. Акцессорный магнетит содержит до 1%, а ильменит — до 0,8% Cr_2O_3 , что более

присуще этим минералам, образующимся при кристаллизации андезитоидных и базальтоидных магм. Содержание пиропового минала в ранней генерации акцессорного граната (19–28%) отвечает нижнекоровому уровню магмогенерации, а отношение ZrO_2/HfO_2 в акцессорном цирконе достигает габбровых значений (73–77).

Химический состав пород отличается от состава соответствующих по кремнекислотности пород Главного пояса повышенной щелочностью (рис. 8.6) и нередко обнаруживает монцитонитовый уклон (Сегалевич, 1987, Бахарев и др., 1988; Трунилина, 1992). Породы принадлежат к известково-щелочной и переходной от нее к высококальциевой магматическим сериям (см. рис. 7.49), а на диаграмме геодинамических обстановок тренды эволюции смещены в область перехода к полю производных обстановки постколлизийного воздымания (см. рис. 7.50). По основным петрохимическим параметрам породы относятся к IS-петрогенетическому типу, нередко приближаясь к I-типу. Тренды РЗЭ (рис. 8.7) не типичны для коллизийных гранитоидов. Они характеризуются слабым выражением или отсутствием Eu-минимума, иногда обнаруживается Eu-максимум ($Eu/Eu^* > 1$). Гранитоиды латитового типа характеризуются Ce-минимумом на трендах РЗЭ. Все эти данные свидетельствуют об участии в процессах генерации магм не только коровых субстратов, но и мантийных источников тепла и летучих.

Распределение элементов-примесей в рассматриваемых породах обнаруживает отчетливые отклонения от пород геохимического типа палингенных известково-щелочных гранитоидов к гранитоидам латитового ряда (высокие концентрации Ba, Sr, низкие — Rb), вплоть до перехода к латитовому типу (Трунилина и др., 1996а), гранитоиды которого образуются при смешении или флюидном взаимодействии коровых и мантийных магм (Таусон и др., 1987). Механизм этого взаимодействия пока недостаточно ясен.

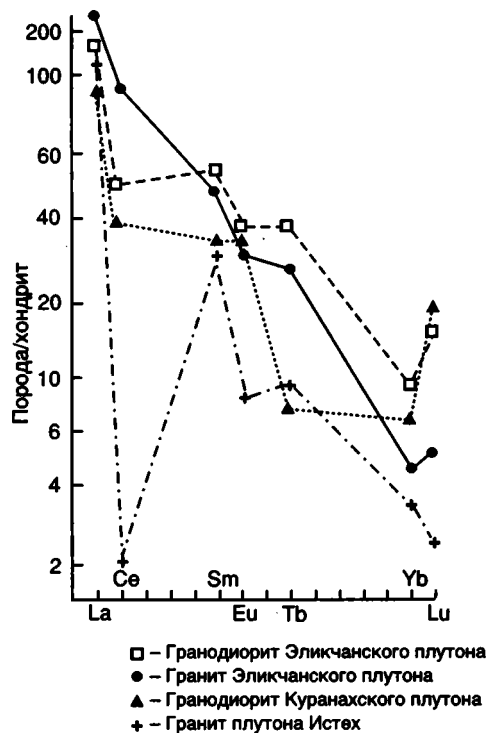


Рис. 8.7. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в гранитоидах Северного пояса

На его реальность указывает появление в породах аномальных минеральных ассоциаций и аномальных геохимических связей. В их геохимической и металлогенической специализации сочетаются элементы, свойственные как собственно гранитоидам (Sn, W, As), так и производным шошонит-латитовых магм (Ag, Au, Bi, Sb, Pb). С плутонами сопряжены комплексные проявления Sn, Au, Ag, Sb, Mo. Рудоносные плутоны кристаллизуются при максимальных значениях активности воды, фтора, хлора и бора.

Рассмотренная специфика типоморфизма породообразующих и акцессорных минералов гранитоидов северной ветви Северного пояса, проявление в них монцонитоидно-латитового уклона, Eu-максимум на трендах РЗЭ, повышение температур кристаллизации гранитоидов глубоких горизонтов эродированных плутонов, близкие производным базальтоидных и щелочно-базальтоидных магм коррелятивные связи между элементами-примесями мы связываем с формированием этих плутонов в условиях растяжения, что обеспечивало поступление дополнительного тепла и летучих из поднимающихся глубинных мантийных магм в зону магмогенерации (Трунилина, Орлов, 1997).

ПОПЕРЕЧНЫЕ ПОЯСА ГРАНИТОИДОВ

Поперечные пояса гранитоидов (Дербек-Нельгесинский, Тирехтяхский, Арга-Ыннах-Хайский, Гирибдичанский и др.) радиально расходятся в северном, северо-западном и юго-западном направлениях от западного изгиба Колымской структурной петли, затухая на удалении от нее (см. рис. 7.38). Они протягиваются на расстояние до 300 км при ширине до 30 км. В их составе преобладают (около 90%) диориты, гранодиориты и граниты. Догранитоидные дайки основного состава единичны. Локально проявлены постгранитоидные субвулканические дайки кислого состава, мелкие массивы и дайки габбро-монцонит-сиенитового состава.

Магматические образования поперечных поясов интродуцируют смятые в складки среднеюрские отложения. ^{40}Ar - ^{39}Ar методом они датируются в 132–124 млн лет (Layer et al., 2001), при этом в пределах наиболее геохронологически изученного Дербек-Нельгесинского пояса устанавливается последовательное уменьшение возраста пород вдоль его простирания: от 132 млн лет на северо-восточной его окраине и до 124 млн лет на юго-западном его окончании.

В каждом поперечном поясе насчитывается от 5 до 20 штокообразных и трещинных тел гранитоидов. По геофизическим данным их вертикальная протяженность достигает 20 км. В плане наблюдается расщепление плутонов на крупные субвертикальные апофизы, а последних – на се-

рии даек. Между плутонами картируются свиты даек, количество которых в каждом поясе измеряется сотнями. Заметные следы механического воздействия магмы на породы рамы отсутствуют, что свидетельствует о пассивном ее подъеме по раздвиговым зонам в условиях декомпрессии.

Главные фации плутонов сложены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами с амфибол-биотитовой (при подчиненном пироксене) ассоциацией темноцветных минералов. Пестрота составов обусловлена процессами глубинной и внутрикамерной дифференциации. В зависимости от тектонического положения плутонов и состава вмещающих пород в их эндоконтактах образуются либо прерывистые оторочки лейкогранитов и пегматоидных гранитов (в контактах с глинисто-алевролитовыми толщами), либо мелкозернистые и субвулканические оторочки, близкие по составу к породам главных фаций (при залегании плутонов среди песчаных толщ и в зонах пересечения крупных тектонических нарушений). Плутоны рассечены дайками лейкогранитов и лампрофиров диоритового ряда, которые, как мы полагаем, являются производными остаточных расплавов соответственно верхних и нижних горизонтов магматических колонн (Трунилина и др., 1985). Ассоциирующее с гранитоидами поперечных поясов касситерит-силикатно-сульфидное оруденение представлено в основном касситерит-турмалиновым, касситерит-сульфидным и Sn-полиметаллическим с сопутствующим Au минеральными типами. Руды первого типа максимально проявлены в узлах интенсивного развития даек лейкогранитов, а руды двух других типов – в узлах интенсивного развития даек диорит-лампрофиров.

Раннемагматический минеральный парагенезис в гранитоидах поперечных поясов представлен высококальциевым авгитом (железистость 38–31%, температура кристаллизации 1050–1000°C) и лабрадором (57–70% An). С понижением температуры они вытесняются парагенезисом андезин-лабрадора или андезина (52–30% An) и роговой обманки. Плагноклаз обладает сложной зональностью с сочетанием прямозональных регрессивных и обратнотональных прогрессивных ритмов (Шкодзинский, Трунилина, 1983) и низкой или средней степенью структурной упорядоченности. Содержание в нем ортоклазового минала достигает 17%, а температура кристаллизации – 1000°C. Калий-натриевый полевой шпат – высокий и промежуточный ортоклаз с повышенными содержаниями анортитового и альбитового миналов. Температура двуполевошпатового равновесия (930–800°C) близка к температуре гомогенизации расплавных включений в плагноклазе (900–850°C).

Роговая обманка низко- и умеренножелезистая (28–46%), кристаллизовалась в интервале давлений 4,3–0,5 кбар и температуре 960–780°C. Биотит преимущественно позднемагматический, что свидетельствует о низком содержании воды в материнских расплавах (Wyllie et al., 1976). Железистость его варьирует от 40 до 65%, температура образования от 900 до 700°C. Он фор-

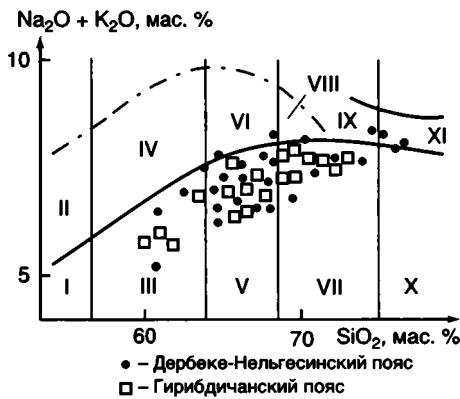


Рис. 8.8. Классификационная диаграмма для гранитоидов поперечных поясов
Поля диаграммы – см. усл. обозн. на рис. 8.1

мировался при низкой активности воды, средних и низких значениях потенциала кислорода и (в отличие от гранитоидов Северного пояса) при низкой степени окисленности сосуществующего расплава.

Наиболее распространенными акцессорными минералами в гранитоидах поперечных поясов являются ильменит и пикроильменит, концентрация окиси хрома в которых (до 1,4%) близка к таковой в ильменитах производных андезитоидных и базальтоидных магм (Роев, 1997). Достигают “габбровых” (до 90) и отношения ZrO_2/HfO_2 в акцессорных цирконах. Раннемагматический гранат содержит до 28–25% пиропового минала, что отвечает зарождению расплавы в низках коры в пределах “базит-гранулитовых” ее горизонтов. Среди апатитов преобладает Cl-apatит высокотемпературных маловодных магм.

На основе типоморфизма минералов начальное содержание воды в расплавах оценено в 1,5–3%. В процессе их дифференциации содержание ее возрастало до 5–6% параллельно с ростом активности воды и галогенов, что обеспечило возможность отделения рудоносных гидротерм (Трунилина, 1991).

Породы обладают нормальной щелочностью (рис. 8.8) и высокой глиноземистостью и принадлежат к известково-щелочной магматической серии (рис. 8.9). На диаграмме геодинамических обстановок тренды их составов тяготеют к границе полей производных этапа доплитной коллизии (субдукции) и посколлизионного воздымания (повышенная проницаемость магмоконтролирующих структур (рис. 8.10)). По большинству петро- и геохимических параметров и характеру трендов РЗЭ (рис. 8.11) породы отвечают гранитоидам I-петрогенетического типа.

Характер распределения в породах элементов-примесей соответствует геохимическому типу палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда (Таусон, 1984), с отклонениями, в отличие от гранитоидов Северного пояса, не к латитовому, а к андезитовому геохимическому типу. В большинстве своем породы главных фаций плутонов обладают близкими к кларку содержаниями рудных элементов. Единственным признаком их потенциальной металлогенности является повышенная концентрация Sn, W, Ag, а иногда и Au, в акцессорных сульфидах и их ликвационных обособлениях. Раннемагматический этап кристаллизации рудоносных плутонов характеризовался высокой активностью хлора – важного

экстрагента Au. Хлороносные растворы отделяются от расплава одними из первых (Диман, Некрасов, 1987). В силу этого в надинтрузивных зонах нередко отмечается интенсивный привнос Au и формирование золотоносных кварцевых жил, иногда срезаемых контактами плутонов. Оловом в рудоносных плутонах заметно обогащены только лейкограниты и диорит-лампрофиры, непосредственно предшествующие оруденению.

Типоморфизм породообразующих и акцессорных минералов пород поперечных поясов соответствует генерации материнских магм в глубоких горизонтах кристаллической коры, что подтверждается и спецификой присутствующих в них глубинных ксенолитов (Trunilina et al., 1994). Это пироксеновые (диопсид-гиперстеновые), гранат-биотитовые, флогопит-дистеновые, реже амфибол-биотитовые и графит-биотитовые кристаллические сланцы, гранулиты, ортоамфибо-

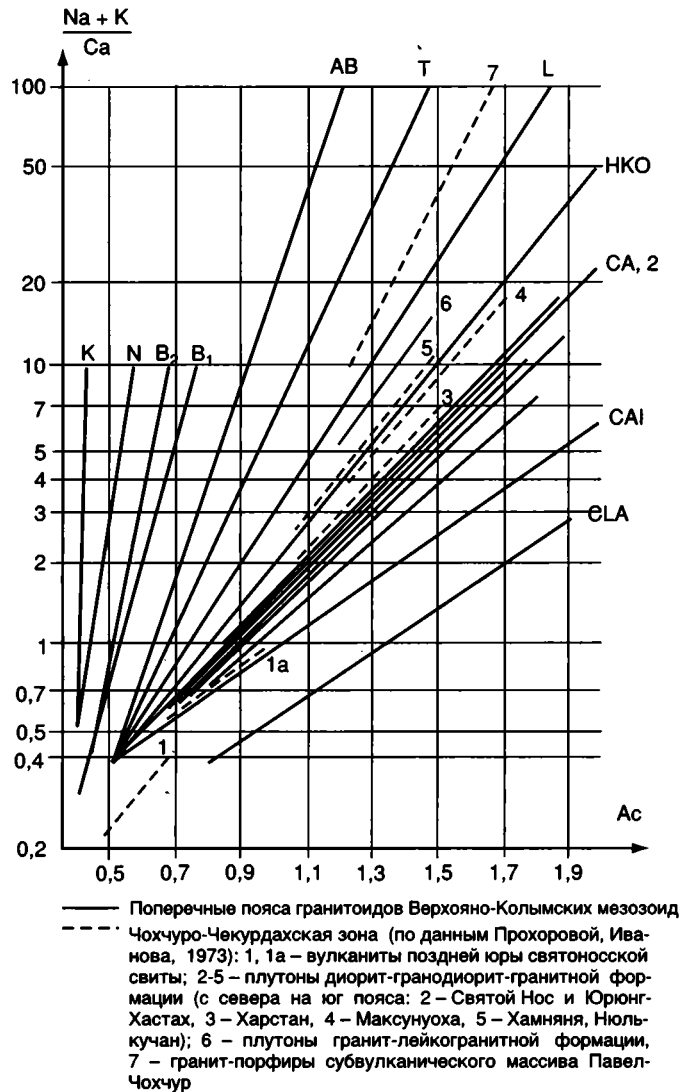


Рис. 8.9. Магматические серии гранитоидов поперечных поясов

Символы диаграммы и основные тренды – см. усл. обозн. на рис. 7.40

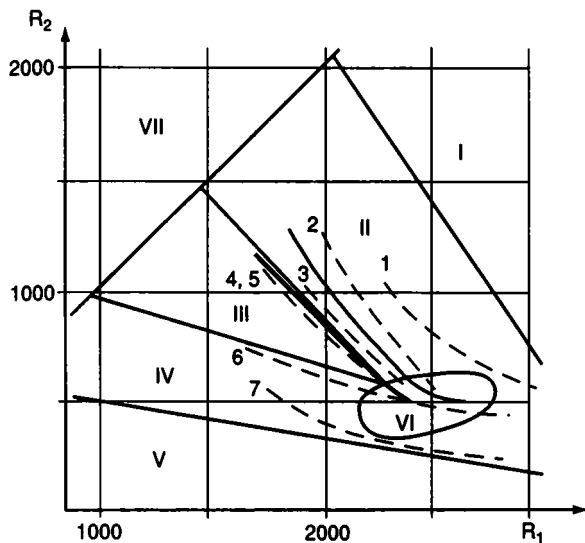


Рис. 8.10. Геодинамические обстановки формирования магматических пород поперечных поясов

Усл. обозн. см. на рис. 8.9, поля диаграммы – см. усл. обозн. на рис. 7.41



Рис. 8.11. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в породах поперечных поясов

литы, метабазальты. Парагенезисы минералов ксенолитов и их типоморфные особенности: магнезиальный диопсид (железистость 18–11%), гиперстен (железистость 30–50%), ромбический амфибол и роговая обманка (железистость 22–24%) характерны для пород различных фаций регионального метаморфизма, вплоть до гранулитовой (см. рис. 8.4, 8.5). Максимальное давление их образования – 12 кбар (низы коры или граница коры и мантии), температура – до 930°C. Соотношение F в раннемагматическом акцессорном апатите и содержания Na₂O в несущих его

породах также соответствуют генерации материнских расплавов в пределах субстратов гранулитовой фации регионального метаморфизма (см. рис. 7.46). Биотит в ксенолитах кристаллических сланцев образовался при низком потенциале и низком содержании воды. В таких условиях при подъеме температуры выплавляются высокотемпературные маловодные гранитоидные расплавы (Clemens, 1984).

По В.С. Шкодзинскому (1992) поперечные пояса гранитоидов формировались в зонах крупных раздвигов в результате декомпрессии. На такой механизм указывают пассивные контакты гранитоидных плутонов, широкое развитие мелкозернистых и субвулканических эндоконтактовых фаций, сложный характер зональности плагиоклазов, низкая структурная упорядоченность полевых шпатов, высокотемпературный режим формирования пород главных фаций. Низкие, “мантийные” отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в гранитоидах некоторых плутонов поперечных поясов (0,702–0,704 для Безымянного плутона Дербек-Нельгесинского пояса (Зайцев, 1992)) могут объясняться присутствием на уровне магмогенерации основных пород, внедрившихся незадолго до возникновения очагов гранитоидных расплавов (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Образование радиально расходящихся от изгиба Колымской структурной петли раздвиговых зон, к которым приурочены гранитоиды поперечных поясов, может быть связано с формированием данного ороклинального изгиба в процессе закрытия малого океанического бассейна, существовавшего к югу от Северного батолитового пояса. Близкий возраст гранитоидов Северного пояса и поперечных поясов свидетельствует в пользу такого предположения.

ТАС-КЫСТАБЫТСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ПОЯС

Тас-Кыстабытский магматический пояс представлен прерывистой цепью гранитоидов и крупным Тарыным субвулканом, которые протягиваются в север–северо-западном направлении на 300 км в юго-восточной части Верхояно-Колымской орогенной области. Пояс по диагонали пересекает Адыча-Тарынскую зону разломов, не испытывая при этом сколь-нибудь значимых смещений, и “сшивает” Верхоянский складчатонадвиговой пояс с Кулар-Нерским террейном (рис. 8.12).

По данным геологических и геохронологических исследований в пределах пояса устанавливаются магматические образования различного возраста (Рудич, 1959; Попов, Кузнецов, 1987; Шкодзинский и др., 1992; Мишин, 1994; Бахарев

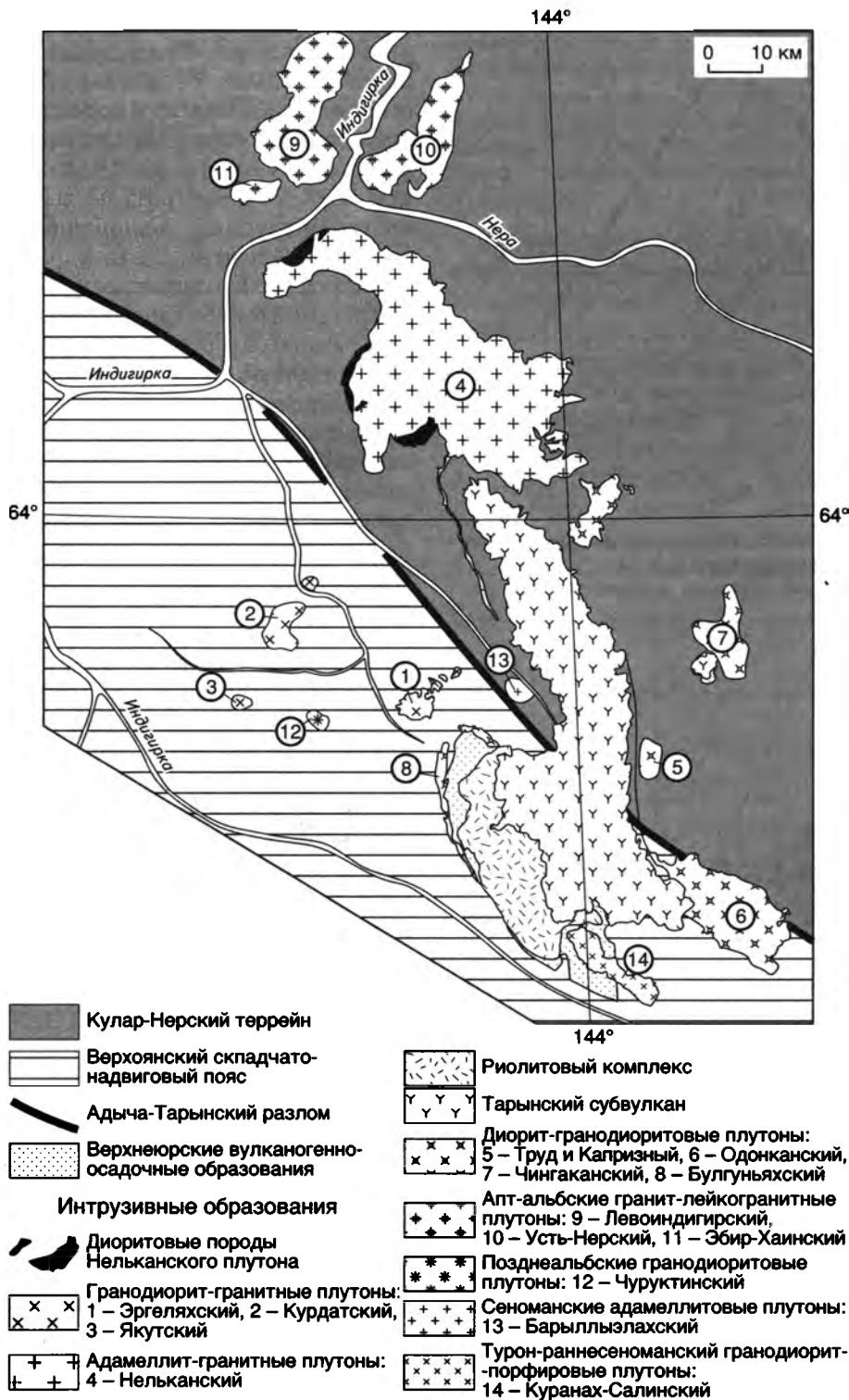


Рис. 8.12. Тас-Кыстабытский магматический пояс

и др., 1997а; Layer et al., 2001). На площади Тас-Кыстабытского пояса известны потоки базальтов, дайки, силлы и штоки субщелочных долеритов и габбро-диабазов, залегающие среди нижнеюрских и реже среднеюрских терригенных отложений. Базальты относятся к субщелочным породам среднекальевой известково-щелочной и

частично – низкокальевой толеитовой серий (рис. 8.13, 8.14). Они характеризуются умеренной глиноземистостью, натриевым типом щелочности и диопсид-оливиновым нормативным составом. Содержания Zn, Cu, Co, Ni, Sc, Ga, Mo и Sb находятся на уровне и ниже, а Sn, Pb, V, Ba, Sr, Ag, Zr, As и Li – на уровне и выше кларковых

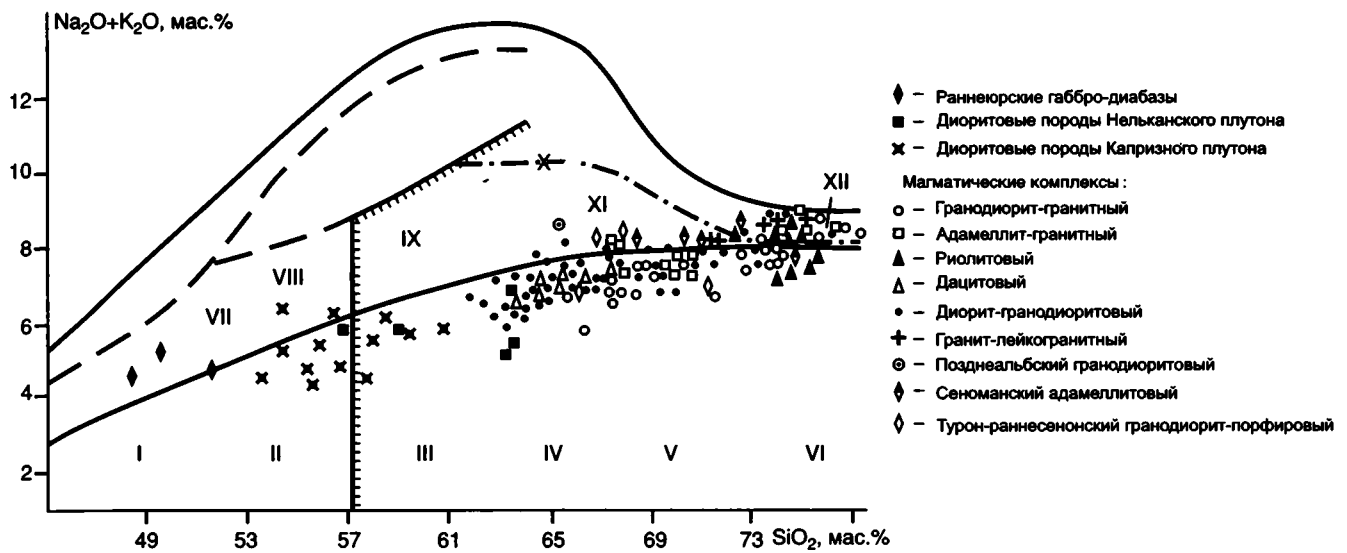


Рис. 8.13. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ (Богатиков и др., 1981) для магматических пород Тас-Кыстабытского пояса. Поля диаграммы: I – габброиды; II – диориты; III – кварцевые диориты; IV – гранодиориты; V – граниты; VI – лейкократовые граниты; VII – субщелочные габброиды; VIII – субщелочные диорит-монцититы; IX – субщелочные кварцевые диориты, монцититы; X – кварцевые сиениты; XI – субщелочные граниты; XII – субщелочные лейкограниты

концентраций этих элементов в основных породах. Отмечаются относительно высокие содержания Nb (62 г/т), Y (37 г/т) и низкие концентрации Rb (21–29 г/т), что свойственно для магматических образований зон растяжения (рис. 8.15). На диаграмме Zr–Nb–Y (Meschede, 1986) они располагаются в поле внутривулканических щелочных базальтов. Описанные выше базальты сопоставляются с аналогичными, развитыми в пределах Кобюминской синклинали к юго-западу от южного окончания Тас-Кыстабытского пояса, и связаны с процессами растяжения, которые сопровождали формирование Верхоянской пассивной континентальной окраины (см. главу 5).

Наиболее древними в составе Тас-Кыстабытского магматического пояса, вероятно, являются диоритовые породы, слагающие крупные ксенолиты в эндоконтактных зонах Нельканского и Капризного плутонов более молодых гранитоидов (см. рис. 8.12). Диоритовые породы Нельканского плутона Rb–Sr и K–Ar изохронными методами датированы соответственно в 177 ± 23 млн лет ($R_0 = 0,7063$) и 172 ± 6 млн лет, что согласуется с модельным Rb–Sr возрастом (167 млн лет) этих пород (Шкодзинский и др., 1992). В диоритовых породах Капризного плутона $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$ возраст амфибола равен 161,8 млн лет. А.И. Зайцевым полевые шпаты и биотиты из этих пород датированы Rb–Sr методом соответственно в 160 млн лет ($R_0 = 0,7075$) и 151 млн лет ($R_0 = 0,7072$). Разновозрастные диоритовые породы Нельканского и Капризного плутонов имеют неодинаковый состав.

В Нельканском плутоне они представлены роговообманково-пироксен-биотитовыми диоритами и кварцевыми диоритами с безмагнетитовой ассоциацией акцес-

сориев ортит-ильменитового типа. По петрохимическим особенностям они относятся к породам нормального ряда среднекалиевой известково-щелочной серии (см. рис. 8.13, 8.14) и имеют переменную глиноземистость: от мета до высокоглиноземистых ($\text{ASI} = 0,824\text{--}1,065$). Присутствуют нормативный диопсид (0–6,74%) и корунд (0–1,65%). Содержания Pb, Zn, Ni, V, Sr, Mo, Zr и Rb находятся на уровне и ниже, а B, Sn, Co, Ba, Li, Ag, Nb, Y и Yb – на уровне и выше кларковых концентраций.

В плутоне Капризном ксенолиты сложены биотитовыми диоритами и кварцевыми диоритами с небольшими содержаниями моноклинного пироксена и светло-

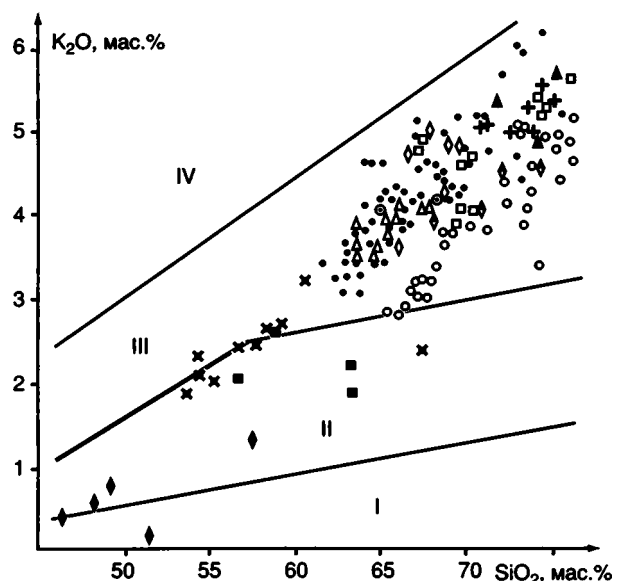


Рис. 8.14. Диаграмма $\text{K}_2\text{O}\text{-SiO}_2$ (Whiteford et al., 1979) магматических пород Тас-Кыстабытского пояса

Усл. обозн. см. на рис. 8–13. Поля диаграммы: I – низкокалиевая толеитовая, II – среднекалиевая известково-щелочная, III – высококалиевая известково-щелочная, IV – шошонитовая серии

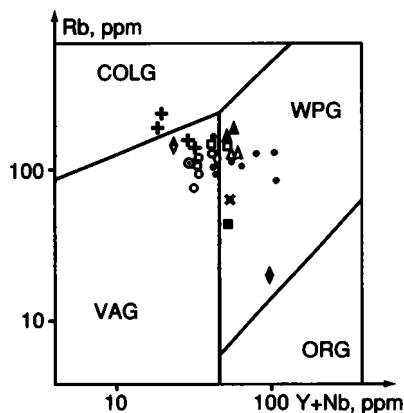


Рис. 8.15. Дискриминантная диаграмма Rb–(Y+Nb) (Pearce et al., 1984a) для магматических пород Тас-Кыстабытского пояса

Усл. обозн. см. на рис. 8.13. Поля составов: VAG – гранитов вулканических дуг; COLG – коллизионных гранитоидов; WPG – внутриплитных гранитов; ORG – гранитов океанических хребтов

зеленого амфибола. Из аксессуарных минералов вместе с ильменитом, апатитом и цирконом отмечается андалузит (до 260 г/т). Диоритовые породы по щелочности относятся к нормальному ряду (см. рис. 8.13) и занимают промежуточное положение между средне- и высококалиевыми производными известково-щелочной серии (см. рис. 8.14). Они являются умеренно насыщенными до пересыщенных глиноземом ($ASI = 0,944–1,187$), высококалиевыми, с переменным отношением Na к K. В них определяется нормативный корунд (0–3,6%). Диоритовые породы плутона Капризного содержат элементы группы железа, Ag и Mo на порядок больше, чем нельканские диориты.

В поздней юре–раннем неокоме в северной части практически одновременно формируются плутоны гранодиорит-гранитного и адамеллит-гранитного составов.

Гранодиорит-гранитные плутоны (Эргеляхский, Курдатский, Якутский, Самырский) располагаются на западной окраине пояса. Наиболее крупный (30 км²) и наиболее эродированный Эргеляхский плутон сложен гранодиоритами (42%), адамеллитами (20%), гранитами (38%), дайками и жилами аплитовидных гранитов и аплитов. Отмечаются пегматоидные образования. В плутонах и их экзоконтактовой зоне локализуется Au редкометалльная минерализация. К ним тяготеют Au-кварцевые рудопроявления и месторождения (Якутское и др.).

По данным геохронологических исследований, проведенных А.И. Зайцевым (Шкодзинский и др., 1992), породы гранодиорит-гранитных плутонов характеризуются значительной изотопной гетерогенностью ($R_0 = 0,7051–0,7100$) и дискордантностью радиологических датировок (103–149 млн лет). По результатам предварительного анализа K-Ar и Rb-Sr изотопных датировок гранитоидов и минералов Эргеляхского интрузива,

выполненных в последние годы А.И.Зайцевым, наиболее статистически достоверные возраста гранодиоритов и гранитов оцениваются по Rb-Sr изохроне (порода + полевые шпаты) и составляют соответственно 157 ± 8 млн лет ($R_0 = 0,7072$) и 131 ± 9 млн лет ($R_0 = 0,7083$). С учетом ⁴⁰Ar–³⁹Ar датирования биотита из гранодиоритов Эргеляхского (142,9 млн лет), адамеллитов Якутского (143,2 млн лет) и гранитов Курдатского (141,2 млн лет) интрузивов, отвечающих времени охлаждения пород до температуры 300°C, внедрение гранодиоритов и гранитов и формирование плутонов могло происходить в интервале от 149 до 141 млн лет.

Согласно температурно-вязкостной систематике гранитоидов (Шкодзинский и др., 1992), породы гранодиорит-гранитных плутонов обнаруживают признаки кристаллизации из относительно высокотемпературной маловязкой магмы. Особенности минерального состава пород определяются присутствием амфибола и безмагнетитовой ассоциации аксессуариев ортит-ильменитового типа. По химическому составу гранодиориты и адамеллиты относятся к нормальным по щелочности, а граниты – субщелочным породам высококалиевой известково-щелочной серии (см. рис. 8.13, 8.14). Первые являются высокоглиноземистыми ($ASI = 1,02–1,11$), высококалиевыми, с переменными отношениями Na и K. Присутствует нормативный корунд в количестве от 0,6 до 1,18%. Граниты являются пералюминиевыми ($ASI = 1,12–1,22$), явно высококалиевыми, с превышением K над Na. Они содержат нормативный корунд от 1,52 до 3,01%. Содержания B, Ba, Sr, Mo, Sn, Zn, Nb, Y и Yb находятся на уровне и ниже, а Li, Co, Ni, Pb, Zr, As, Sb и F – на уровне и выше кларковых концентраций.

Крупный (1200 км²) адамеллит-гранитный Нельканский плутон располагается в северной части Тас-Кыстабытского пояса. Плутон сложен биотитовыми адамеллитами (85%), которые постепенно сменяются в эндоконтактовой зоне гранодиоритами. Граниты образуют неправильной формы тела в центральной части плутона. Характерны дайки и жилы аплитовидных гранитов, аплитов и пегматитов. Отмечаются турмалин-кварцевые жилы с небольшими содержаниями олова.

По Rb-Sr данным и модельным расчетам внедрение адамеллитов и гранитов Нельканского плутона произошло соответственно 157–152 ($R_0 = 0,7074$) и 136–134 ($R_0 = 0,7070$) млн лет назад (Шкодзинский и др., 1992). ⁴⁰Ar–³⁹Ar датированием биотита остывание адамеллитов и гранитов до температуры ~ 300°C оценивается соответственно в интервалах от 144,8 до 140,6 млн лет и от 141,1 до 139,8 млн лет. Таким образом, с учетом Rb-Sr и ⁴⁰Ar–³⁹Ar датировок пород и минералов

Нельканский плутон сформировался в интервале 152–141 млн лет.

Гранитоиды Нельканского плутона имеют признаки кристаллизации из относительно вязких низкотемпературных магм. В адамеллитах и гранитах из акцессориев, кроме ильменита, апатита, циркона, встречается гранат, реже – ксенотим и монацит. В гранодиоритах отмечается ортит. В целом гранитоиды Нельканского плутона более щелочные и калиевые, чем породы гранодиорит-гранитных плутонов (см. рис. 8.13, 8.14). Вместе с тем, от последних они почти неотличимы по глиноземистости. Профилирующими элементами-примесями являются В и Sn.

Следующая возрастная группа магматических образований представлена риолитовым, дацитовым и диорит-гранодиоритовым комплексами.

Риолитовый комплекс включает вулканические образования осадочно-вулканогенной толщи (700–850 м), которая выделяется на юго-западной окраине Тас-Кыстабытского пояса. Фрагменты этой толщи в виде линз мощностью до 250 м известны также вдоль восточной экзоконтактной зоны Тарынского субвулкана. Толща сложена однообразными по минеральному составу фельзориолитами, агломератовыми и витрокристаллокластическими туфами риолитов. В нижних горизонтах толщи отмечаются пачки аргиллитов, алевролитов и туфопесчаников.

Риолитовый комплекс с остатками неокомовой флоры (Попов, Кузнецов, 1987) в туфопесчаниках со стратиграфическим перерывом залегает на вулканогенно-осадочных отложениях с келловей-кимериджской фауной и прорывается валанжин-готеривскими (138–134 млн лет) дацитами Тарынского субвулкана. На основе этих данных риолитовая толща датируется берриасом – началом валанжина.

Из акцессориев в риолитах вместе с ильменитом, цирконом и апатитом присутствует гранат (до 1000 г/т), отмечается монацит. По химическому составу это ультракислые, субщелочные, ультракалиевые, пересыщенные глиноземом ($ASI = 1,06–1,59$) породы (см. рис. 8.13, 8.14). Содержания Sn, Sc, Ag, Sb и As превышают кларковые концентрации в 2–7 раз. На уровне кларковых и несколько выше определяются Pb, Mo, Ni, Li, Nb и Y, ниже кларковых – Zn, Co, Ba, Sr, Rb и Zr.

Дацитовый комплекс слагает Тарынский субвулкан площадью около 1500 км² в осевой части Тас-Кыстабытского пояса. Субвулкан вытянут в север–северо-западном направлении почти на 100 км и представляет собой гигантскую овальную чашу с крутыми западным и восточным бортами (30–40°) и пологим днищем, которое осложнено центральным куполом (Мишин, 1994). Днище субвулкана местами обнажено в долинах рек, пересекающих его центральную часть. Вмещающие осадочные отложения верхнего триаса и ме-

стами нижней и средней юры погружаются под субвулкан, осложняясь сбросами. Во вмещающих породах в целом устанавливается крупная пологая грабен-синклиналь, центральную часть которой занимает Тарынский субвулкан.

В пределах субвулкана, наряду с преобладающими дацитами, отмечаются микропегматитовые гранодиорит-порфиры, слагающие в дацитах бескорневые тела разнообразной формы размером от нескольких сотен метров до десятков сантиметров. Они рассматриваются как продукты кристаллизации магмы в остаточных камерах (Мишин, 1994). ⁴⁰Ar-³⁹Ar методом дациты датируются в 134–138 млн лет. Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr составляет 0,7100–0,7110.

Дациты содержат во вкрапленниках плагиоклаз (40–45% An), гиперстен (W_0 0,7%; En 35,5%; Fs 35,3%; f = 64%), биотит, иногда калишпат и кварц. Из акцессорных минералов характерны ильменит, апатит, циркон и гранат, встречаются андалузит и монацит. По химическому составу и составу элементов-примесей дациты и гранодиорит-порфиры почти не различимы. Они относятся к породам нормального ряда высококалиевой известково-щелочной серии (см. рис. 8.13, 8.14) и являются высокоглиноземистыми ($ASI = 0,93–1,13$), высококалиевыми до ультракалиевых с превышением K над Na. Присутствует нормативный корунд в количестве от 0,64 до 2,47%. Содержания B, Sr, Nb, Rb и F находятся на уровне и ниже, а Sn, Pb, Zn, Co, Ni, V, Mo, Ag, Zr, Sb, As, Y и Yb – на уровне и выше кларковых.

Диорит-гранодиоритовый комплекс включает Булгуньяхский дайкоподобный интрузив на юго-западной окраине Тас-Кыстабытского пояса и плутоны Труд, Капризный, Одонканский, Арга-Салинский и Чингаканский на его восточной окраине (см. рис. 8.12). Эти интрузивы имеют двухфазовое строение. Породы ранней фазы, представленные биотитовыми кварцевыми диоритами, слагают изометричной формы поля (1–5 км²) в их центральных частях и инъецированы жилами и дайками-апофизами вмещающих гранодиоритов. Во вторую фазу кристаллизуются гранодиориты (до 75%) и адамеллиты (до 15%), связанные фаціальными переходами. Отмечаются аплитовидные граниты и аплиты в виде даек, жил и прожилков. Наиболее поздними являются мощные (до 120 м) и протяженные (до 900 м) дайки гранодиорит-порфиров – производные расплавов нижних горизонтов плутонов.

Одонканский плутон прорывает и метаморфизует дациты Тарынского субвулкана. По данным А.И.Зайцева Rb-Sr возраст биотитов из гранодиоритов Одоканского плутона составляет 146, 144, 141, 125 и 124 млн лет. Близкий спектр K-Ar и Rb-Sr датировок (144, 142, 135, 133, 131 млн лет) им получен также для биотитов и полевых шпатов из кварцевых диоритов и гранодиоритов плутона Труд. Несоответствие результатов геохронологического датирования магмати-

тов геологическим наблюдениям, возможно, определяется тем, что формирование диорит-гранодиоритовых интрузивов началось 144 млн лет назад, практически одновременно с началом вулканизма и закончилось после становления Тарынского субвулкана – около 130 млн лет назад. Диорит-гранодиорит-гранитный комплекс крайней южной части Тас-Кыстабытского пояса датируется в 141–134 млн лет (Котляр и др., 2000).

Минеральный состав пород диорит-гранодиоритового комплекса характеризуется отсутствием роговой обманки, совместно с биотитом отмечается ромбический пироксен, наблюдается андалузит в кристаллах до 1–2 см. Из аксессуарных минералов много ильменита, апатита, циркона, граната, встречаются анатаз, ксенотим и турмалин. Характерно присутствие графита. Графитосодержащие гранодиориты образуют в апикальных частях интрузивов пологопадающие линзовидные зоны протяженностью до нескольких сотен метров и мощностью до 10 м. Графит в виде желваков и мелкой “сыпи” встречается также в дацитах Тарынского субвулкана, но не отмечается в породах других магматических комплексов.

На диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (см. рис. 8.13) точки составов гранитоидов главных фаций диорит-гранодиоритовых плутонов и дацитов Тарынского субвулкана образуют единый эволюционный тренд в поле пород нормальной щелочности, близ границы его с полем субщелочных пород. По содержанию K_2O они относятся к высококаалиевой известково-щелочной серии (см. рис. 8.14). Граниты и аплиты жильной фации принадлежат к субщелочным ультракаалиевым лейкогранитам. В целом породы являются пералюминиевыми ($\text{ASI} = 1,1-1,6$) и богаты нормативным корундом (0,64–7,7%). В, Sn, Pb, Zn, Sc, Ag, Mo, V, Co, Ni, Zr, Y, Yb, Li и F содержатся на уровне и выше, а Ba, Sr, Nb – ниже кларковых концентраций этих элементов в кислых породах.

В апт-альбе (^{40}Ar - ^{39}Ar возраст мусковита 114,9 и биотита 102 млн лет) формируются плутоны гранит-лейкогранитного состава (Левоиндигирский, Усть-Нерский и Эбир-Хаинский), располагающиеся в северной части Тас-Кыстабытского пояса. Они сложены биотитовыми и двуслюдяными гранитами, характерны дайки и жилы лейкогранитов, аплитов и пегматитов. В гранитах наряду с биотитом и мусковитом (фенгит-мусковитом), встречаются гранат, кордиерит и андалузит. Аксессуарные минералы принадлежат к монацит-ильменитовому типу. По химическому составу породы соответствуют субщелочным гранитам и лейкогранитам (см. рис. 8.13). Они являются высококаалиевыми (см. рис. 8.14), пералюминиевыми ($\text{ASI} = 1,19-1,22$). Содержания В, Co, V, Ba, Sr, Mo, Rb, Y, Nb и Yb находятся на уровне и ниже, а Sn, Pb, Zn, Sc и Li – в 1,5–3 раза выше кларковых. Примечательна высокая концентрация Bi (3,1–3,2 г/т) и Li (60–300 г/т).

Поздним альбом датируются гранитоиды Чуруктинского штока (3 км²) на западной окраине Тас-Кыстабытского пояса. Шток сложен гранодиоритами, с редкими жилами аплитовидных гранитов и аплитов. Гранодиориты Rb-Sr методом по биотиту и K-Ar по породе датируются в 100–104 млн лет. Характерно сравнительно низкое значение первичного отношения Sr (0,7058). Особенность минерального состава гранодиоритов – присутствие амфибола (4–8%) и ассоциация аксессуарных сфен-ортитового типа с небольшим содержанием магнетита. По химическому составу породы являются субщелочными и относятся к высококаалиевой известково-щелочной серии (см. рис. 8.13, 8.14). Характерна сравнительно пониженная глиноземистость ($\text{ASI} = 0,92-0,96$). Содержания Pb, Zn, Co, Ni, Ag, Ba и F на уровне и выше, а В, Sn, Mo, V, Nb, Zr, Y, Yb, Li и Rb – ниже кларковых концентраций. Определяется относительно много Sr (610–860 г/т).

Гранитоидный магматизм Тас-Кыстабытского пояса завершается формированием сеноманского Бырыллыэлахского и турон-раннесенонского Куранах-Салинского плутонов.

Бырыллыэлахский плутон располагается на западной окраине Тас-Кыстабытского пояса и сложен адамеллитами с дайками и жилами аплитовидных гранитов и аплитов. Rb-Sr и K-Ar методами породы датируются в 96–91 млн лет (Шкодзинский и др., 1992). Характерна монацит-ильменитовая ассоциация аксессуарных минералов. Породы являются пералюминиевыми ($\text{ASI} = 0,98-1,12$), субщелочными и относятся к высококаалиевой известково-щелочной серии (см. рис. 8.13, 8.14). В концентрациях на уровне и ниже кларковых отмечаются V, Co, Cu, Ba, Sr, Mo, Nb, Zr, Y, Yb и Rb, а содержания Sn, Pb, Zn, Ag, Ni, Li и F изменяются в значительных пределах.

Куранах-Салинский плутон (130 км²) располагается на юге Тас-Кыстабытского пояса и сложен в основном гранодиорит-порфирами, в меньшей степени адамеллит-порфирами. Биотит гранодиорит-порфиров датирован K-Ar и ^{40}Ar - ^{39}Ar методами соответственно в 91 и 86,1 млн лет. В породах много аксессуарного ильменита, циркона, апатита и граната. Отмечаются турмалин, флюорит, андалузит и монацит. По химическому составу породы являются субщелочными, высококаалиевыми (см. рис. 8.13, 8.14) и пералюминиевыми ($\text{ASI} = 1,02-1,2$). Содержания В, Sn, Pb, Zn, Ag, Co, Ni, V, Zr и F на уровне и в 1,5–3 раза выше, а Ba, Sr, Mo и Rb – на уровне и ниже кларковых концентраций.

Происхождение Тас-Кыстабытского магматического пояса недостаточно ясно. На диаграмме Rb-(Y + Nb) составы пород пояса образуют компактное поле, которое располагается в районе границы полей островодужных, внутриплитных и

коллизионных гранитоидов (см. рис. 8.15). Тас-Кыстабытский пояс, возможно, является затухающей в глубь континента ветвью Удского окраинно-континентального магматического пояса, подобного Омсукчанскому поперечному ответвлению более позднего альб-позднемелового Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса.

ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОЯС И СОПРЯЖЕННЫЕ С НИМ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Южно-Верхоянский метаморфический пояс узкой полосой (до 50–60 км) протягивается на 600 км в долготном направлении вдоль западного борта Южно-Верхоянского синклиория (Андрянов, 1973а,б, 1983; Симанович, 1978; Неменман, 1991; Мирзеханов, Мирзеханова, 1991; Симанович, Андрянов, 1994) (рис. 8.16). Пояс имеет зональное строение. В центральной его части, шириной до 20–25 км и протяженностью до 150 км, породы метаморфизованы в условиях биотитовой субфации зеленосланцевой фации, а местами до ставролитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации. К востоку и западу от этой полосы, метаморфизм постепенно ослабевает до уровня начального метагенеза и глубинного эпигенеза. Метаморфическая зональность в региональном плане согласуется с долготным планом складчатых и разрывных дислокаций, но пересекает литостратиграфические границы. Зоны наиболее высокого метаморфизма (ставролитовой и биотитовой ступеней) тяготеют к сдвиговым субдолготным разломам, которые фиксируются в виде полос повышенной деформации пород шириной 5–10 км и протяженностью десятки–первые сотни км и описываются как зоны смятия (Прокопьев, Фридовский, 1989). В пределах этих полос развиты преимущественно подобные складки, сжатые вплоть до изоклинальных, оси которых простираются в север–северо-восточном направлении, под небольшими углами к стратиграфическим границам и пликативным структурам главной фазы складчатости.

Терригенные отложения карбона и перми в результате динамометаморфизма почти полностью перекристаллизованы и имеют порфиробластовую, гранобластовую и лепидогранобластовую структуры и сланцеватость (сланцевый кливаж). Характерные минеральные ассоциации: кварц + биотит + альбит + эпидот + мусковит и ставролит + гранат + эпидот + мусковит + кварц + биотит + альбит. Максимальные *P-T* условия

метаморфизма определяются соответственно в 3–6,5 кбар и 500°C (Симанович, Андрянов, 1994). Как в пределах зон смятия, так и между ними располагаются участки слабдеформированных пород, преобразованных в условиях серицит-хлоритовой субфации метаморфизма фации зеленых сланцев. Им присущи гранобластовые структуры, сланцеватость и кварц + альбит + мусковит + хлоритовая ассоциация новообразованных минералов. Для краевых зон пояса характерна ассоциация кварц + альбит + серицит(мусковит) + хлорит (Неменман, 1991).

На южном фланге пояса, в пределах Юрско-Бриндакитского *Au* рудного узла, *P-T* условия метаморфизма определяются в 2–4 кбара и 150–250°C (Неменман, 1991). На северном фланге пояса, в районе Нежданинского *Au* рудного поля температура раннеметаморфических преобразований терригенных пород по серицит-хлоритовой паре определяется в пределах 300–310°C, а температура гомогенизации включений в кварце из несколько более поздних метаморфогенных кальцит-хлорит-кварцевых жил – 170–290°C (Алпатов, 1998).

Метаморфическая сланцеватость совпадает с крутым кливажом осевой поверхности север–северо-восточных наложенных складок зон смятия, что может свидетельствовать о связи метаморфизма со сдвиговыми дислокациями и обусловленной ими складчатостью.

Глубоким вторичным изменениям подвержены не только терригенные отложения карбона и перми, но и располагающиеся среди них дайки порфиритов с *K-Ag* датировками 143–157 млн лет. Расположенные в метаморфическом поясе гранитоиды Уэмляхского, Тарбаганнахского и других плутонов, датированные *K-Ag* и *Rb-Sr* методами в 140–143 млн лет (Ненашев, Зайцев, 1980), не затронуты процессами метаморфизма. Роговиковые ореолы этих плутонов пересекают зоны метаморфизма терригенных пород, а минеральные ассоциации контактового метаморфизма накладываются на регионально метаморфизованные породы. Для последних, расположенных в западном ореоле контактового метаморфизма Тарбаганнахского плутона, получена цифра *Rb-Sr* изохронного возраста 155 ± 11 млн лет (Зайцев, Ненашев, 1999). Стратифицированные *Au* кварцевые жилы, известные в пределах Южно-Верхоянского метаморфического пояса, *K-Ag* методом датируются в 130 – 170 млн лет (Ненашев, 1979). Пояс контролирует размещение *Au* кварцевых гидротермально-метаморфогенных месторождений, которые тяготеют к участкам с наиболее контрастной зональностью метаморфических преобразований и располагаются в низкотемпературной (серицит-хлоритовой) зоне зеленосланцевого метаморфизма.

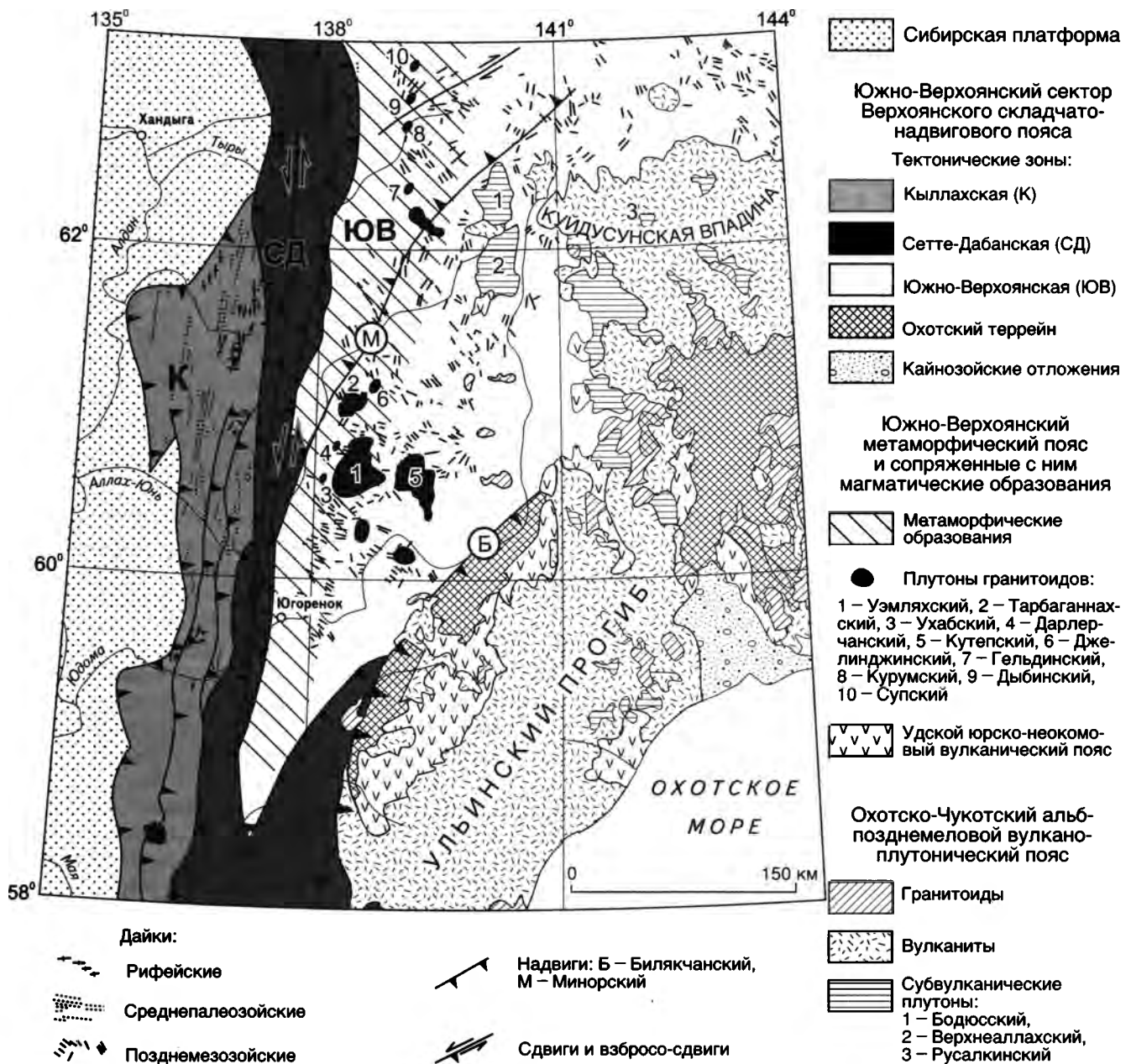


Рис. 8.16. Пост-аккреционные перекрывающие, и сшивающие образования Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса и Охотского террейна

В пределах Южно-Верхоянского метаморфического пояса известны разновозрастные магматические образования, представленные дайками, батолитами и относительно небольшими плутонами гранитоидов (Левашов, 1964; Индолев, 1965, 1979; Гринберг и др., 1970; Гамянин, Гринберг, 1973; Ненашев и др., 1974; Хитрунов и др., 1975; Ненашев, Зайцев, 1980; Бахарев, 1999 и др). По данным названных исследователей и с учетом новых Rb-Sr (Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН) и ^{40}Ar - ^{39}Ar (Layer et al., 2001) изотопных данных намечается характеризующая ниже последовательность внедрения магматических образований.

Трещинные интрузивы и дайки пироксеновых и пироксен-амфиболовых габбро-диоритов, амфиболовых диоритов являются наиболее ранними и объединяются в позднеюрскую габбро-диоритовую формацию (Индолев, 1979). Эти малые тела преимущественно северо-западного простирания ($285\text{--}320^\circ$) и крутого падения ($65\text{--}90^\circ$) локализуются главным образом в центральной части метаморфического пояса (бассейн р.Минор) и описаны на северном его фланге, в районе Нежданнинского рудного поля (Бахарев, 1999). Особенностью минерального состава пород является бедный видовой состав аксессуаров (ильменит, апатит, циркон, пирротин, пи-

рит, гематит) и присутствие октаэдрических зерен хромшпинелида, единичных зерен маложелезистого ($f = 61\%$), богатого пироповым (37%) и альмандиновым (58%) компонентами граната, которые в породах остальных магматических комплексов не обнаруживаются. Габбро-диориты и диориты относятся к среднекалевой известково-щелочной серии (рис. 8.17). Натрий значительно преобладает над калием. Содержание В, Rb, Sn, Pb, Zn, Ni, V, Co, Mo, V, Zr, Nb на уровне и ниже, а Ba, Sr, Ag – на уровне и выше кларковых концентраций.

Породы формации вместе с вмещающими их терригенными породами карбона и перми метаморфизованы. В габбро-диоритах даек на восточном фланге Нежданинского рудного поля развита кварц-альбит-карбонат-серицит-хлоритовая ассоциация новообразованных минералов. Габбро-диоритовые дайки в северной экзоконтактовой зоне Тарбаганнахского гранитоидного плутона пересекаются кварц-полевошпатовыми прожилками и обнаруживают признаки контактового воздействия плутона. Габбро-диориты даек района Нежданинского рудного поля К-Аг методом датированы в 139, 153, 154 и 168 млн лет (Ненашев, Зайцев, 1980). Интрузивы и дайки габбро-диоритовой формации пересекаются дайками диоритовых порфиритов и гранит-порфиров, также принадлежащими к догранитным образованиям.

Догранитоидные диоритовые (андезитовые) порфириты отличаются от диоритов габбро-диоритовой формации. Они образуют малоширные (5 см–5 м) дайки северо-западного простирания и крутого падения, располагаются в пологих трещинах, группируются в свиты “лестничных” даек в пластах песчаников, быстро выклиниваются и имеют прихотливую форму. Породы даек сильно изменены. Первоначальный состав с большим трудом восстанавливается по реликтам призматически-зернистой структуры и составу сохранившихся в них зональных плагиоклазов, соответствующих олигоклаз-андезину (№ 29–30). Для диоритовых порфиритов обычно приводятся цифры К-Аг возраста 143–157 млн лет.

Дайки гранит-порфиров в центральной части метаморфического пояса образуют рои длиной до 30 км северо-восточного и субдолготного согласного со складчатостью простираний. Они пересекаются дайками гранодиорит-порфиров, являющимися продуктами более молодого гранитоидного магматизма. Для гранит-порфиров определена лишь одна цифра К-Аг возраста – 143 млн лет. Диоритовые порфириты и гранит-порфиры даек подверглись динамотермальному метаморфизму (Андрянов, 1973а,б). Для них характерны порфиристо-, grano- и лепидобластовые структуры и сланцеватость, направление кото-

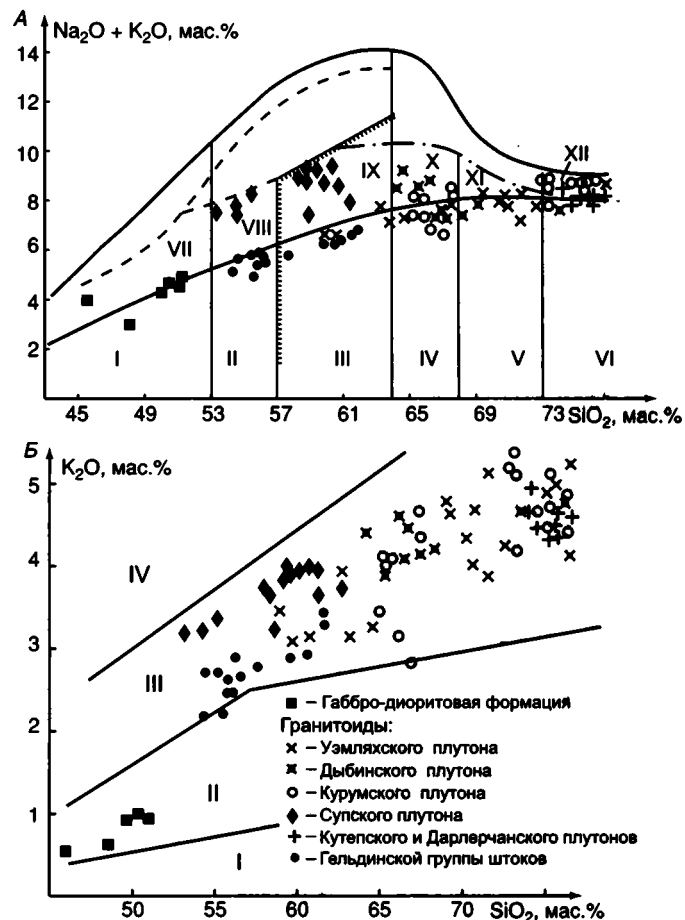


Рис. 8.17. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (Богатиков и др., 1981) (А) и $\text{K}_2\text{O}\text{--SiO}_2$ (Whiteford et al., 1979) (Б) для гранитоидов Южно-Верхоянского синклинория

Поля диаграммы: (А): I – габброиды; II – диориты; III – кварцевые диориты; IV – гранодиориты; V – граниты; VI – лейкократовые граниты; VII – субщелочные габброиды; VIII – субщелочные диориты-монцодиориты; IX – субщелочные кварцевые диориты, монцониты; X – кварцевые сиениты; XI – субщелочные граниты; XII – субщелочные лейкограниты. Поля диаграммы (Б): I – низкокальциевая толеитовая, II – среднекальциевая известково-щелочная, III – высококальциевая известково-щелочная, IV – шохонитовая серии

рой совпадает со сланцеватостью вмещающих терригенных отложений.

Более молодой возраст имеют крупные (до 900 км²) батолитовые плутоны (Уэмляхский, Тарбаганнахский и др.) и ряд мелких интрузивов (Джелинджинский, Дыбинский и др.) гранитоидов (Индолев, 1965, 1979; Гринберг и др., 1970; Гринберг, 1973; Хитрунов и др., 1975), большая часть которых располагается в центральной части метаморфического пояса.

Батолитовые плутоны имеют концентрически-зональное строение. Амфибол-биотитовые кварцевые диориты и гранодиориты образуют внешнюю, гранодиориты и адамеллиты – среднюю, амфиболсодержащие биотитовые граниты – центральную зоны плутонов, которые рассматриваются как последовательные фазы

кристаллизации расплава внутри магматической камеры. Для плутонов характерны плоскостные структуры течения, обычные для интрузивов, сформированных на средних глубинах (Баддингтон, 1963). Глубина становления Уэмляхского плутона оценивается в 4 км. Плоскостные структуры (Гринберг и др., 1970) в плутоне представлены полосами шпировидных обособлений темноцветных минералов шириной до 20 см и протяженностью первые десятки метров и полосовидными скоплениями уплощенных, дисковидных ксенолитов. В западной части плутона полосчатость параллельна поверхности контакта. В зоне экзоконтакта плутона в кварц-полевошпат-биотитовых роговиках установлены волосовидные реликтовые кристаллы силлиманита (фибролита), не свойственного для контактового метаморфизма. Их присутствие позволяет предположить, что терригенные породы, по-видимому, в узких и непротяженных зонах, не выходящих за пределы ареала контактового метаморфизма батолитов, претерпели преобразования до уровня силлиманитовой ступени амфиболитовой фации. Небольшие (до 25 км²) интрузивы типа Джелинджинского в центральной части метаморфического пояса сложены кварцевыми диоритами и гранодиоритами, близкими по составу гранитоидам краевой зоны батолитов.

Породы главных фаций батолитов содержат плагиоклаз (23–43% An), роговую обманку ($f = 34–44\%$), биотит ($f = 44–61\%$), высокие и промежуточные ортоклазы и микроклины и ильменит-сфен-оргитовую ассоциацию акцессорных минералов. Отмечается магнетит (до 100 г/т). Гранитоиды относятся к породам нормального ряда (см. рис. 8.17) высококальциевой известково-щелочной серии. Они являются малоглиноземистыми, высокожелезистыми, малоокисленными и высококальциевыми. Содержания В, Zn, Cu, Mo, Li, Rb, Zr и Y находятся на уровне и ниже, а Sn, Pb, Ni, Co, V, Ba, Sr, Sc, Ag, Nb и F – на уровне и выше кларковых. По петрохимическим и геохимическим особенностям гранитоиды плутонов относятся к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда (Таусон, 1977). По данным минералогического исследования, они формировались в условиях повышенной щелочности и высокого потенциала K₂O. Согласно температурно-вязкостной систематике (Шкодзинский и др., 1992), гранитоиды батолитов кристаллизовались из относительно низкотемпературных вязких магм. Послематматические метасоматические процессы в породах проявлены слабо.

С плутонами роговообманково-биотитовых гранитоидов связаны многочисленные дайки диоритов и кварцевых диоритов, гранодиорит-порфиоров и гранит-порфиоров, аплитовидных плагиогранитов, имеющие преимущественно северо-западное и субширотное простирание.

На северном фланге метаморфического пояса известны небольшие (до 7 км²) интрузивы роговообманково-биотитовых гранитоидов (Дыбинский и др.)

Дыбинский интрузив сложен в основном гранодиоритами, в меньшей степени – адамеллитами и гранитами. В отличие от гранитоидов батолитовых плутонов они более щелочные (см. рис. 8.17), высококальциевые, глиноземистые, менее кальциевые.

В размещении плутонов роговообманково-биотитовых гранитоидов намечается зональность, согласующаяся с зональностью метаморфического пояса. Батолиты и небольшие плутоны, сформированные на мезоабиссальных глубинах и кристаллизовавшиеся из относительно низкотемпературных и вязких магм, располагаются в центральной части метаморфического пояса, которая характеризуется наиболее интенсивными метаморфическими преобразованиями (возможно до уровня силлиманитовой ступени амфиболитовой фации). На северном фланге метаморфического пояса, где метаморфизм соответствует серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, располагаются гипабиссальные гранитоиды, кристаллизовавшиеся из относительно высокотемпературных и маловязких расплавов, т.е. более перемещенные, чем интрузивы центральной части метаморфического пояса. Добатолитовые дайки, как и батолиты, тоже концентрируются, главным образом, в центральной зоне метаморфического пояса.

Пространственная связь различных по возрасту и фациальной природе магматических образований с определенными зонами метаморфического пояса, по-видимому, не случайна и является следствием генетического единства процессов регионально-дислокационного метаморфизма и магматизма, что подтверждается данными геохронологических исследований. К-Аг методом ранняя генерация плагиоклаза из гранодиоритов Тарбаганнахского плутона датируется в 140 млн лет, что согласуется с изохронным Rb-Sr возрастом (140–141 млн лет) гранодиоритов (Ненашев, Зайцев, 1980). По результатам ⁴⁰Ar-³⁹Ar определений закрытие К-Аг системы биотита, роговой обманки и калишпата из одного образца гранодиорита Уэмляхского плутона произошло соответственно в 123,3, 122,7 и 114,4 млн лет (Lauer et al., 2001). Такая последовательность выделения минералов согласуется с представлениями о формировании гранитоидов батолитов в условиях повышенной щелочности, в которых роговая обманка кристаллизуется одновременно с биотитом, а после них кристаллизуется калиевый полевой шпат, что подтверждается наблюдениями в шлифах. Подобные цифры возраста были определены ⁴⁰Ar-³⁹Ar методом для биотита (122,3 млн лет) и К-Аг методом для пород (135–141 млн лет) Дыбинского интрузива. А.И. Зайцевым (1999) для биотитов из гранитоидов Уэмляхского и Дыбинского интрузивов получены цифры

Rb-Sr возраста, сходные с ^{40}Ar - ^{39}Ar датировками их минералов. Вместе с тем А.И. Зайцевым те же гранитоиды Rb-Sr изохронным методом датировались в 143, 147, 150 и 157 млн лет.

В Южном Верхоянье известен ряд небольших плутонов гранитоидов среднемелового возраста.

Курумский плутон (7 км²), расположенный близ северо-восточного края рудного поля Нежданинского Au месторождения, Rb-Sr методом датируется в 122–124 млн лет, а по ^{40}Ar - ^{39}Ar закрытие K-Ar системы биотита произошло 93–99 млн лет назад.

Плутон сложен преимущественно амфибол-биотитовыми гранодиоритами. Характерны дайки и жилы лейкократовых биотитовых гранитов, аплитовидных гранитов, аплитов и пегматитов. Гранодиориты содержат плагиоклаз (18–27% An), роговую обманку ($f = 54$ –57%), биотит ($f = 60$ –66%), высокий и промежуточный ортоклаз, кварц. Для них свойственна безмагнетитовая ассоциация акцессорных минералов ортитового типа с низкой концентрацией ильменита и единичными зернами сфена. Отмечаются редкие, с признаками растворения, зерна пироп-альмандинового граната двух генетических групп: 1) реститовые зерна граната корового субстрата (22–23% Py, 65–71% – Alm, 2–4% – Spes, 2–8% – Gros, $f = 74$ –76%), сопоставимые с гранатами архейских метаморфических пород Охотского террейна (Гринберг, 1968), и 2) гранаты – продукты глубинного (5–6 кбар) уровня кристаллизации магмы (14–18% – Py, 68–63% – Alm, 4–7% – Spes, 4–10% – Gros, $f = 80$ –85%). Наиболее распространенный гранат гранитоидов – высокожелезистый ($f = 95$ –98%), богатый марганцем (18–27% Spes) альмандин. По данным минералогического изучения пород гранодиориты Курумского интрузива кристаллизовались в гипабиссальных условиях при давлении около 1 кбар и температуре 760–770°C. По сумме K₂O и Na₂O, содержанию K₂O и значению глиноземистости курумские гранитоиды занимают промежуточное положение между гранитоидами батолитовых плутонов и Дыбинского интрузива (см. рис. 8.17). По сравнению с одинаковыми по фациальной принадлежности дыбинскими гранитоидами они содержат несколько больше Sn, Pb, Zn, Mo и на порядок меньше – Zr.

Дайки лампрофиров Нежданинского рудного поля K-Ar методом датированы в 94 млн лет. В дайках встречены редкие “оплавленные” ксеногенные зерна салита, чермакитовой роговой обманки, гроссуляра, андрадита, спессартина, гиперстена, сфена, эпидота, родонита и высокомагнезиального (Fo = 85%) оливина. Предполагается, что эти зерна являются фрагментами контакто-метаморфизованных терригенно-карбонатных пород рифея и нижнего палеозоя экзоконтактового ореола глубинного очага магматическо-

го расплава. Эти осадочные породы, по данным гравиметрического моделирования, залегают на глубинах 10–15 км. Подобные зерна минералов отсутствуют в позднеюрских дайках габбро-диоритов, т.е. контактовый метаморфизм в нижних горизонтах осадочного чехла имел место после внедрения этих даек.

В дайках лампрофиров и гранитоидах Курумского плутона присутствуют резорбированные зерна пироп-альмандинового граната одинакового состава, что указывает на происхождение даек и гранитоидов из единого магматического источника.

Гельдинская группа штоков (до 1 км²) локализована близ юго-западного края Нежданинского рудного поля. Штоки сложены диоритами и кварцевыми диоритами, состоящими из плагиоклаза (34–8% An), ромбического и моноклинного пироксенов, биотита ($f = 51$ –57%), высокого ортоклаза, кварца. Отмечается оливин (Fo – 52%). Акцессорные минералы представлены ильменит-ортитовым типом с небольшим количеством сфена. По химическому составу диориты занимают промежуточное положение между породами нормального и субщелочного ряда (см. рис. 8.17). Натрий за редким исключением преобладает над калием. Это умеренноглиноземистые, высокожелезистые, малоокисленные и высококальциевые породы. Rb-Sr изохронный возраст диоритов равен 100–105 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7069$ – $0,7072$. По данным ^{40}Ar - ^{39}Ar и Rb-Sr определений биотит диоритов датируется соответственно в 93–96 и 94 млн лет. Таким образом, Гельдинские штоки начали формироваться минимум на 17 млн лет позже Курумского интрузива, одновременно с началом формирования в позднем альбе (100–110 млн лет) Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса (Ньюберри и др., 1997). С Гельдинскими штоками связывается Ag полиметаллическая минерализация, которая накладывается на Au кварцевую минерализацию (Гамянин и др., 1985).

Дарлерчанский плутон (15 км²), расположенный в зоне Минорского разлома близ западного контакта Уэмляхского батолитового плутона, и Кутепский плутон (600 км²), расположенный за пределами Якутии в центральной части Южно-Верхоянского синклинория, имеют концентрически-зональное строение. Крупнозернистые граниты слагают внешнюю, а средне- и мелкозернистые – центральную их зоны. Минеральный состав гранитов: плагиоклаз (10–14% An), биотит ($f = 74$ –77%), высокие и промежуточные ортоклазы и микроклины, кварц. Акцессорные минералы: циркон, апатит, ортит, ильменит, анатаз и флюорит. Отмечаются магнетит, сфен и монацит. Граниты занимают промежуточное положение между субщелочными и нормальными по щелочности породами и относятся к высококальциевой из-

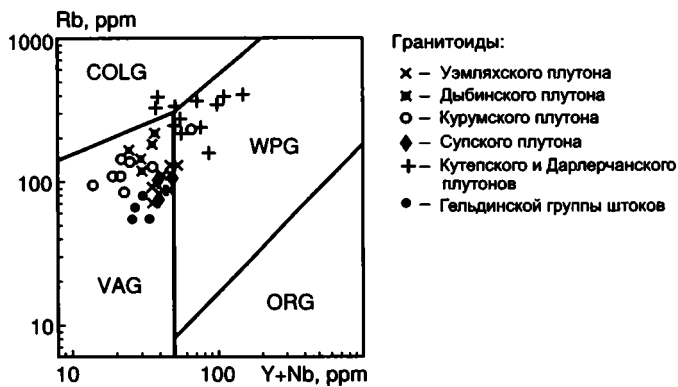


Рис. 8.18. Дискриминантная диаграмма Rb-(Y+Nb) гранитоидов Южного Верхоянья (Pearce et al., 1984a)

Поля составов: VAG – гранитов вулканических дуг; COLG – коллизионных гранитоидов; WPG – внутриплитных гранитов; ORG – гранитов океанических хребтов

вестково-щелочной серии (см. рис. 8.17). Они умеренноглиноземистые, малоокисленные и высокожелезистые. Содержания В, Sn, Zn, Co, Ni, V, Ba, Ga, Mo, Y, Zr и Yb – на уровне и ниже, а Pb, Sc, Sr, Ag, Li и F – на уровне и выше кларковых концентраций. Особенно много Rb и Nb, что характерно для внутриплитных гранитов. Широко проявлены процессы постмагматических изменений, представленные зонами грейзенизации и альбитизации с актинолитом, с которыми связано редкометалльное оруденение. К-Аг возраст гранитов Кутепского плутона 119–96 млн лет. По данным ^{40}Ar - ^{39}Ar определений закрытие К-Аг системы биотита лейкогранитов Дарлерчанского интрузива произошло 107 млн лет назад.

Супский (Верхнехандыгский) плутон (4 км²), расположенный в северной части Южно-Верхоянского синклиория, сложен породами, варьирующими по составу от меланократовых сиенодиоритов и кварцевых диоритов в краевой его части до биотит-роговообманковых гранодиоритов в центральной части, связанных фациальными переходами. Минеральный состав гранитоидов: плагиоклаз (37–47% An), моноклинный пироксен, зеленая роговая обманка (большая часть уралитовая), биотит ($f = 73\%$), высокий и промежуточный ортоклаз, кварц. Акцессорные минералы: апатит, сфен, ильменит, реже – циркон и монацит. Гранитоиды относятся к субщелочному ряду с широкой вариацией содержания щелочей, а по соотношению K_2O и SiO_2 занимают промежуточное положение между породами высококалийной известково-щелочной и шошонитовой серий (см. рис. 8.17). Содержания В, Cu, Co, Ni, V, Ga, Mo, Li, Rb и Nb находятся в породах на уровне и ниже, а Pb, Zn, Sc,

Ag, Zr и F – на уровне и выше кларковых. Количество Ba и Sr превышают кларковые концентрации в 2 раза.

Данные геохронологических исследований пород Супского плутона противоречивы. Кварцевые диориты и сиенодиориты К-Аг методом датируются соответственно в 137–142 и 143 млн лет (Индолев, 1965; Ненашев, Зайцев, 1980). По данным ^{40}Ar - ^{39}Ar определений закрытие К-Аг системы биотита из кварцевых диоритов произошло 93 млн лет назад. А.И. Зайцевым (1999 г.) для биотита получены Rb-Sr датировки как сходные с ^{40}Ar - ^{39}Ar , так и более древние. Наиболее древняя цифра изохронного Rb-Sr возраста (по породе) – 122 млн лет.

Дайки лампрофиров диоритового ряда являются наиболее молодыми в Южном Верхоянье. Они представлены камптонитами, вогезитами, единитами и керсантитами и пересекают практически все массивы гранитоидов, включая гранит-лейкограниты Кутепского и Дарлерчанского плутонов.

Южно-Верхоянский метаморфический пояс и сопряженный с ним гранитоидный магматизм связывался ранее с коллизией Охотского кратонного террейна с Северо-Азиатским кратоном (Parfenov, 1991). Приведенные выше данные приводят нас к существенно иным выводам. Большая часть гранитоидов Южного Верхоянья на диаграмме Rb-(Y + Nb), составленной по методике Дж. Пирса, располагается в поле гранитоидов вулканических дуг (рис. 8.18); диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ и $\text{K}_2\text{O}\text{-SiO}_2$ демонстрируют принадлежность их к непрерывной известково-щелочной серии с повышенной калиевой щелочностью. Представляется, что гранитоиды Южного Верхоянья формируют магматическую дугу позднеюрско-среднемелового возраста, связанную с зоной субдукции. Возможно, их следует рассматривать как тыловую зону Удской окраинно-континентальной магматической дуги, протягивающейся юго-восточнее вдоль побережья Охотского моря (Парфенов, 1984).

Точки составов Дарлерчанского и Кутепского плутонов, характеризующихся редкометалльной минерализацией, на диаграмме, составленной по методике Дж. Пирса, располагаются преимущественно в поле внутриплитных гранитов. Они имеют другую природу и их формирование, видимо, следует связывать с процессами растяжения земной коры, охватившими в апт-раннепалеогеновое время обширные пространства Восточной Якутии. Эти процессы рассматриваются ниже, в разделе “Индибирский пояс растяжения земной коры”.

ТЫЛОВАЯ ЗОНА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНО- ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

На территории Якутии к тыловой зоне Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса относится Куйдусунская впадина, выполненная мощной (до 5000 м) толщей меловых вулканитов, а также обрамляющие ее с запада и севера небольшие поля эффузивов, субвулканические и дайковые образования, мелкие плутоны гранитоидов (Соловьев, 1986) (см. рис. 8.16). Впадина вытянута в субширотном направлении почти на 250 км при ширине до 100 км и перекрывает северную часть Охотского террейна и смежные районы Верхоянского складчато-надвигового пояса.

В основании Куйдусунской впадины выделяется *авлинская свита* (50–350 м), сложенная преимущественно андезитами и в меньшей степени андезито-базальтами, дацитами и их туфами (рис. 8.19). Пологозалегающие авлинские вулканиты с базальными конгломератами в основании перекрывают деформированные терригенные породы перми, триаса и юры. Возраст свиты по комплексам ископаемой флоры определяется как позднеальбский–раннесеноманский (Григорьев, Кирьянова, 1990).

Во всех разностях пород авлинской свиты присутствуют плагиоклаз (28–48% An), ромбический и моноклинный пироксены, роговая обманка и биотит. Акцессорные минералы: ± магнетит, ильменит, апатит, циркон, сфен, ортит, анатаз и рутил. По химическому составу вулканиты являются породами нормальной щелочности и относятся к средне- и высококальциевой известково-щелочной серии (рис. 8.20, 8.21). Они калиево-натриевые с повышенными значениями Na_2O/K_2O (0,68–1,10), высоко- и весьма высокоглиноземистые ($al = 1,46–2,52$). Характерны средние величины железистости ($f = 44–61\%$). Содержания В, Pb, Zn, Ni, Ba, Sr, Nb, Ta и Zr находятся на уровне и ниже, а Sn, Cr, V, Co, Hf, Li и Rb – выше кларковых концентраций этих элементов в породах среднего состава.

На авлинской свите с несогласием залегает *дюстачанская свита* (50–800 м), представленная игнимбридами и кристаллокластическими туфами, реже – потоками дацитов, риодацитов и трахириодацитов, риолитов и трахириолитов. Отмечаются пачки (5–30 м) переслаивания туффитов, туфоалевролитов, туфоконгломератов и туфогравелитов с отпечатками *Arctopteris*, разнообразных и многочисленных *Sequia* и *Cephalotaxopsis*, которые датируют свиту сеноман–туроном (Григорьев, Кирьянова, 1990). Игнимбриды свиты К-Аг методом датируются в 84–94 млн лет (Соловьев, 1973).

Игнимбриды дюстачанской свиты относятся к порфирокластическому типу (Сперанская, 1966), к высоко- и сильносваренным разностям

со значительной перекристаллизацией стекла основной массы. Содержания порфирокластов в них – от 3 до 50%. Они представлены плагиоклазом (30–36% An), кварцем, биотитом ($f = 25–62\%$), роговой обманкой ($f = 56–74\%$), реже – калинатовым полевым шпатом, орто- и клинопироксенами. Характерно наличие в породах фьяммевидных обособлений, субпараллельная ориентировка которых обуславливает псевдофлюидальную текстуру. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом, сфеном, ортитом. Отмечен богатый алмандиновым (75–83%) и пироповым (9–11%) компонентами акцессорный гранат (Макаров, Соловьев, 1976).

Сваренные и спекшиеся кристаллокластические туфы в отличие от игнимбридов характеризуются меньшей степенью сваривания обломков стекла основной массы. Кристаллокласты туфов и вкрапленники в породах редко встречаемых лавовых потоков представлены минералами, идентичными порфирокластам игнимбридов.

По содержанию щелочей вулканиты дюстачанской свиты являются породами нормальными и субщелочными

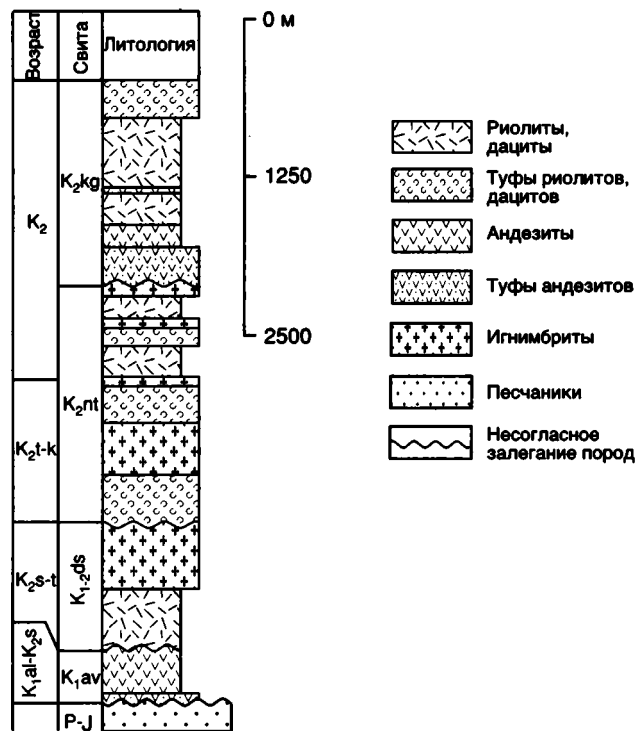


Рис. 8.19. Сводная стратиграфическая колонка меловых вулканитов Охотско-Чукотского пояса (Куйдусунская впадина), перекрывающих образования Охотского террейна и смежных структур Южно-Верхоянского синклинория в пределах территории республики Саха (Якутия) (Григорьев, Кирьянова, 1990; Старников и др., 1995)

Ярусы: K₁al-K₂s – альбский-сеноманский, K₂s-t – сеноманский-туронский, K₂t-k – туронский-коньякский. Свиты: K₁av – авлинская, K₁₋₂ds – дюстачанская, K₂nt – нитканская, K₂kg – коргарская

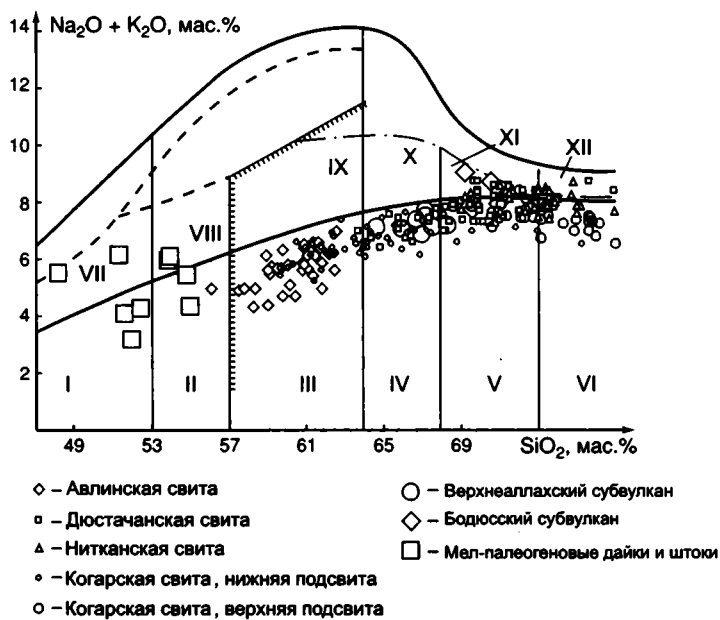


Рис. 8.20. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ (Богатиков и др., 1981) для магматических пород Куйдусунской впадины

Поля диаграммы: I – базальты и долериты, II – андезитобазальты, III – андезиты, IV – дациты, V – риодациты, VI – риолиты, VII – трахибазальты, VIII – трахиандезитобазальты, IX – трахиандезиты, X – трахидациты, XI – трахириодациты, XII – трахириолиты

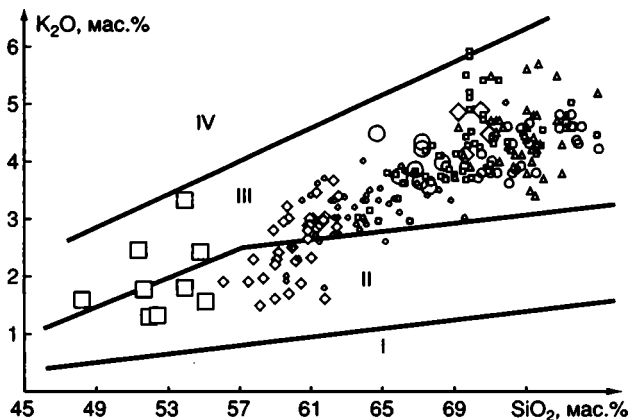


Рис. 8.21. Диаграмма $\text{K}_2\text{O}\text{-SiO}_2$ (Whiteford et al., 1979) для магматических пород Куйдусунской впадины

Поля диаграммы: I – низкокалиевая толеитовая, II – среднекалиевая известково-щелочная, III – высококалиевая известково-щелочная, IV – шощонитовая серии. Усл. обозн. те же, что и на рис. 8.20

и относятся к высококалиевой известково-щелочной серии (см. рис. 8.20, 8.21). Они калиево-натриевые ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,77\text{--}38,30$), весьма высокоглиноземистые ($al = 3\text{--}9$) и высокожелезистые ($f = 52\text{--}84\%$). Содержания В, Zn, Ba, Sr, Cr, V, Zr, Nb, Ta, Rb и Li находятся на уровне и ниже, а Sn, Pb, Ni, Co, Cu и Hf – выше кларковых концентраций этих элементов в кислых породах.

На площади распространения вулканитов дюстачанской свиты широко развиты комагматичные им субвулканические породы – силлы,

штоки, лакколиты, этмолиты, купола, некки и дайки.

Бодюский (Верхнеэмкырчанский) субвулканический плутон является наиболее крупным (450 км^2). Он сложен трахириодацитами и прорывает вмещающие авлинские и дюстачанские вулканиты, а также штоки и дайки субщелочных гранит-порфиров. К-Аг методом бодюские субвулканические трахириодациты датированы в 95 млн лет.

Дюстачанская свита с несогласием перекрывается туфо-эффузивной нитканской свитой, которая разделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижненитканская подсвита (300–900 м) представлена переслаиванием кристаллокластических туфов и игнимбритов риодацитов, трахириодацитов, риолитов, трахириолитов, редко – дацитов. Отмечаются линзовидные прослойки туфогенно-осадочных пород с обильными отпечатками флоры. Характерны *Birisia elisejevii* (Krisht.) Philipp., *Czecanowskia ex gr. nipponica Kimura et Ohana*, *Arancarites longifolia* (Lesq.) Dorf., многочисленные обрывки крупнолистных покрытосеменных, которые датируют подсвиту верхним туроном-коньяком (Григорьев, Кирьянова, 1990).

Верхненитканская подсвита (50–100 м) несогласно перекрывает нижненитканскую подсвиту. Она представлена туфоагломератами, туффитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами, а местами – пестроцветными туфами риолитов с прослоями туфоалевролитов и туффитов.

По минеральному составу, петро- и геохимическим характеристикам вулканиты нитканской свиты сходны с вулканитами дюстачанской свиты. Широко развитые в нитканских образованиях плутоны и дайки субвулканических риолитов и трахириолитов по составу также идентичны дюстачанским субвулканическим породам. Субвулканические риолиты Русалкинского лакколитоподобного плутона (18 км^2) К-Аг методом датированы в 85 и 87 млн лет.

Когарская свита венчает разрез меловых вулканитов Куйдусунской впадины. Она подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита (260–320 м) представлена лавами, туфолавами и литокристаллокластическими туфами андезитов и дацитов. Отмечаются прослойки туфов риолитов. К-Аг методом андезиты и их туфы датированы в 81 ± 2 и 84 млн лет. Верхнекогарская подсвита (100–600 м) представлена пестроцветной толщей умеренно спекшихся игнимбритов, литокристалловитрокластических туфов риодацитов и риолитов, реже трахириодацитов. Породы подсвиты К-Аг методом датированы в широком интервале – от 92 ± 4 до 49 ± 1 млн лет, но чаще от 83 до 75 млн лет (Соловьев, 1973).

В вулканитах когарской свиты в переменном количестве присутствуют вкрапленники или порфирокласты плагиоклаза (22–45% An), моноклинного (авгит) и ромбического (гиперстен) пироксенов, роговой обманки ($f = 44\text{--}75\%$), биотита ($f = 67\text{--}77\%$). В отличие от пород авлинской и дюстачанской свит в когарских андезитах, дацитах, риодацитах и риолитах обычно отмечаются вкрапленники кварца, а в игнибритах – порфирокласты калинатрового полевого шпата. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, циркон, апатит, ортит, сфен, анатаз, флюорит. В игнибритах отмечен богатый альмандиновым (66–79%) и пироповым (12–25%) компонентами акцессорный гранат.

Когарские андезиты являются более кислыми ($\text{SiO}_2 = 60\text{--}64\%$), глиноземистыми ($al = 1,8\text{--}2,2$) и железистыми ($f = 56\text{--}69,5\%$), чем авлинские андезиты. В общем тренде дифференциации вулканитов когарской свиты не прослеживается накопление калия при некотором снижении содержания натрия от андезитов к риолитам. Это отличает семейство кислых пород когарской свиты от кислых вулканитов дюстачанской свиты, в которых от дацитов к риолитам происходит явное обогащение пород калием (см. рис. 8.20, 8.21).

Андезиты когарской свиты в сравнении с авлинскими андезитами обеднены элементами группы железа, содержат на одном уровне В, Sn, Zn, Hf, Ta, Y, Nb и почти в 2 раза больше Pb, Ba и Sr.

Когарские субвулканические интрузивы и дайки дацитов, риодацитов, риолитов, реже андезитов широко распространены в пределах Куйдусунской впадины. Наиболее крупным является *Верхнеаллахский субвулканический плутон* (600 км²) (Мишин, 1994). Он сложен серыми, внешне однообразными, густовкрапленными породами дацитового состава, а в центральной части – мелкозернистыми биотит-амфиболовыми гранодиоритами.

Дациты содержат вкрапленники плагиоклаза (28–75% An), калинатрового полевого шпата (7–38%), кварца (1–7%), авгита и гиперстена (до 4%), роговой обманки (до 4%), биотита (1–6%). Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, циркон, апатит, пирротин, пирит (Ичетовкин, 1963). По химическому составу дациты и гранодиориты Верхнеаллахского субвулкана являются породами нормального ряда и относятся к высококальциевой известково-щелочной серии (см. рис. 8.20, 8.21). Они калиево-натриевые, преимущественно с пониженными значениями $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,57–38,0), высокоглиноземистые ($al = 2,5\text{--}3,4$) и высокожелезистые ($f = 62,6\text{--}68,6\%$).

Верхнеаллахский субвулкан прорывает авлинскую, дюстачанскую и нитканскую свиты. К-Аг методом субвулканические дациты датированы в 100, 83 и 71 млн лет (данные И.М. Горохова и др., 1977).

С заключительным этапом вулканизма Куйдусунской впадины связано внедрение редких штоков и даек двупироксеновых и оливинсодержащих андезитов-базальтов, базальтов и долеритов, которые обычно относятся к мел-палеогеновым образованиям. По химическому составу они принадлежат к нормальному и субщелочно-

му ряду (см. рис. 8.20) и к средне-высококальциевой известково-щелочной серии, являются калиево-натриевыми ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,24\text{--}2,5$), умеренно- и высокоглиноземистыми ($al = 0,97\text{--}38,6$) и среднежелезистыми ($f = 48,6\text{--}64,7$).

ИНДИГИРСКИЙ ПОЯС РАСТЯЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В начале 80-х годов А.П. Ставским (1982) был намечен Нижнеиндигирский рифтовый пояс – линейная зона долготного простирания, протягивающаяся на 500 км от устья р. Индигирки до Алазейского поднятия в центральной части Колымской структурной петли, апт-раннепалеогенового возраста. В состав рифтового пояса А.П. Ставский включил поля континентальных вулканитов и сопровождающие их интрузивные породы Алазейского и Кондаковского нагорий, которые он сопоставил с кайнозойскими бимодальными сериями провинции Бассейнов и Хребтов на западе США. В последние годы нами было выполнено сравнительное изучение магматических образований апт-раннепалеогенового возраста Верхояно-Колымской орогенной области (Трунилина и др., 1996а, 1999). На основе этих данных представилась возможность уточнить и расширить представления А.П. Ставского о Нижнеиндигирском рифте.

В пределах Верхояно-Колымской орогенной области устанавливается несколько линейных вулканических зон и изометричных в плане вулканических полей по составу слагающих магматических образований и их возрасту сходных с теми, которые послужили основанием для выделения А.П.Ставским (1982) Нижнеиндигирского рифтового пояса. Они включают: 1) Алазейско-Индигирскую вулканическую зону, соответствующую Нижнеиндигирской рифтовой зоне А.П. Ставского (1982), 2) Чохчуро-Чекурдахскую вулкано-плутоническую зону, которая протягивается примерно параллельно Алазейско-Индигирской зоне в 130 км к северо-западу от нее, и 3) Джухтардахское и Хара-Сисское вулкано-генные поля, расположенные в 100 км к югу от Чохчуро-Чекурдахской зоны (рис. 8.22).

Севернее вулканических зон и полей в пределах Приморской низменности и на шельфе моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря по гравиметрическим и сейсморазведочным данным выделяются линейные грабенообразные прогибы северо-западного и долготного простираний, выполненные мощными осадочными толщами, по-видимому, апт-позднемелового и раннекайнозойского возраста (Drachev et al., 1998). На о. Котельном известны континентальные кислые вулканиды апт-альбского возраста (по данным В.А. Камалетдинова и др., 1997 г.), которые мо-

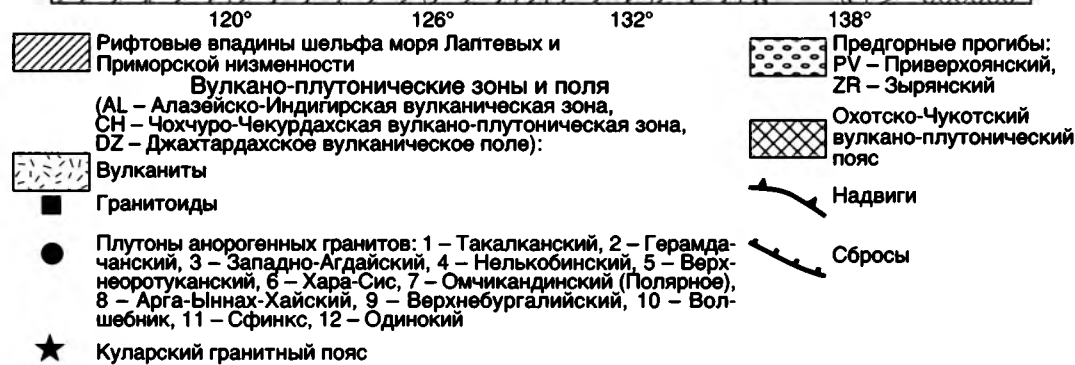
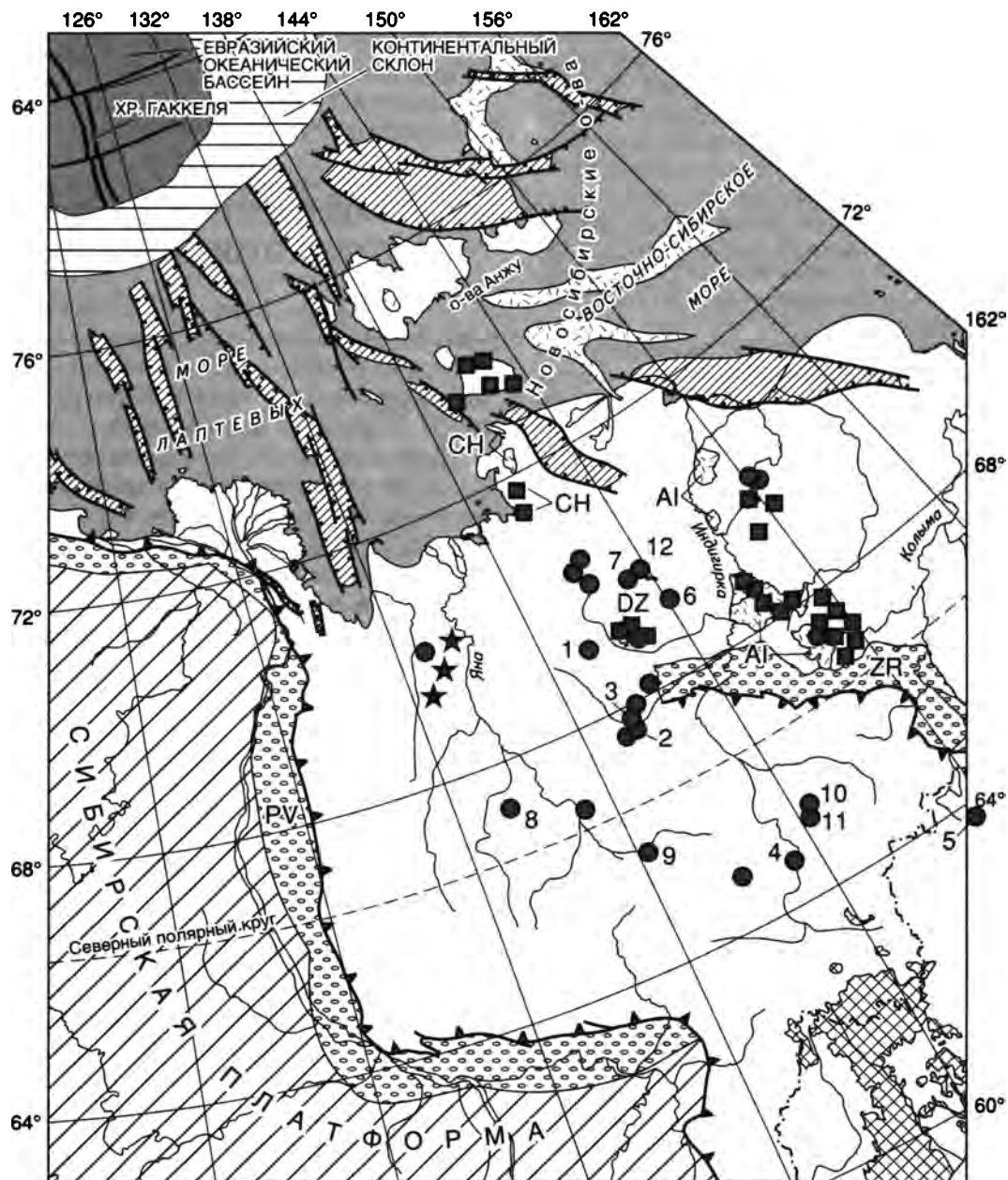


Рис. 8.22. Индигирский пояс растяжения земной коры

гут быть сопоставлены с вулканитами расположенных южнее вулканических зон.

К югу от вулканических зон и полей намечается обширное поднятие, включающее Верхоян-

ский складчато-надвиговый пояс и смежные с ним террейны. Границы поднятия определяются расположенными к западу и северо-востоку от него соответственно Приверхоаянским и Зырян-

ским предгорными прогибами с континентальными отложениями апт-поздне мелового возраста, а в Зырянском прогибе также и палеогенового возраста. В пределах этого поднятия установлены небольшие плутоны и штоки анорогенных гранитоидов повышенной щелочности апт-поздне мелового и, возможно, раннепалеогенового возраста, которые в последние годы привлекают все большее внимание исследователей в связи с их перспективностью на редкометальное-редкоземельное оруденение.

Перечисленные образования намечают обширный пояс растяжения земной коры, который протягивается в субдолготном направлении от шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря до тыловой зоны активной континентальной окраины поздне мелового возраста, представленной Охотско-Чукотским вулканоплутоническим поясом. Мы выделяем этот пояс как *Инди-гирский пояс растяжения земной коры*. В состав пояса условно включается также Куларский гранитный пояс, который датируется примерно тем же возрастом.

Алазейско-Инди-гирская вулканическая зона объединяет поля вулканитов Алазейского поднятия, расположенного в центральной части Колымской структурной петли, и Кондаковского нагорья на правобережье нижнего течения р. Инди-гирки.

Вулканиты Алазейского поднятия характеризуются широкими вариациями петрографического состава, наземными условиями излияний и обычно незначительным количеством ассоциирующихся с ними осадочных пород. В их составе выделяется 5 свит: нельканская, чебукалахская, кадылчанская, североседедемская и хангатаская суммарной мощностью до 2500 м (Ставский, 1981).

Нельканская свита залегает с угловым несогласием на позднеюрских туфоалевролитах и туфопесчаниках. Ее нижняя часть, сложенная андезибазальтами, андезитами и риолитами, является возрастным аналогом берриас-барремской ожогиной свиты стратотипического разреза Зырянского прогиба. В верхней части свиты наблюдается серия потоков пироксен-амфиболовых андезитов, андезидацитов и дацитов, перемежающихся с туфами, туфоалевролитами и туфопесчаниками. По составу и стратиграфическому положению они сопоставляются с селяпской свитой аптского возраста Зырянского прогиба. Суммарная мощность свиты 400–710 м при мощности отдельных потоков 10–70 м. Соотношение вулканитов лавовой фации и туфогенных пород широко варьирует. Химический состав пород характеризуется умеренной щелочностью и повышенной железистостью. Вулканиты нижней части разреза соответствуют известково-щелочной магматической серии, а вулканиты верхней половины разреза относятся к переходной от известково-щелочной к высококалийной магматической серии геодинамической обстановки постколлизийного возды-мания (рис. 8.23, 8.24).

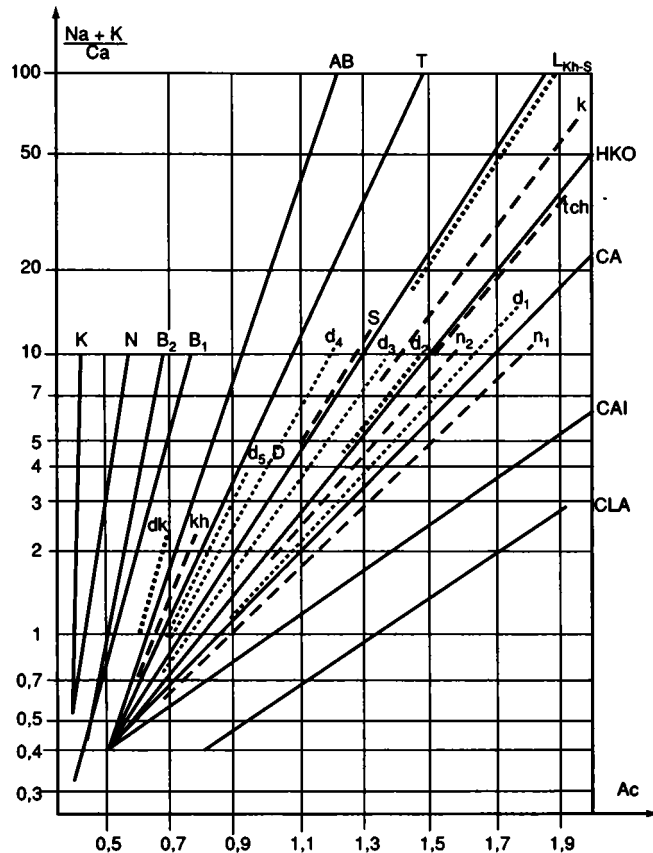


Рис. 8.23. Магматические серии меловых вулканитов Инди-гирского пояса растяжения

Алазейская зона: n_1 и n_2 – нижняя и верхняя части нельканской свиты, tch – чебукалахская свита, k – кадылчанская, s – североседедемская, kh – хангатаская свиты; Джухтардахское поле: d_1 – d_5 – первая–пятая подтолщи джухтардахской толщи; D – монцитониты массивов Джухтардахского поля, Kh-S – граниты массива Хара-Сис, dk – дайки лампрофиров и щелочных базальтов. Символы и основные тренды – см. усл. обозн. на рис. 7.40

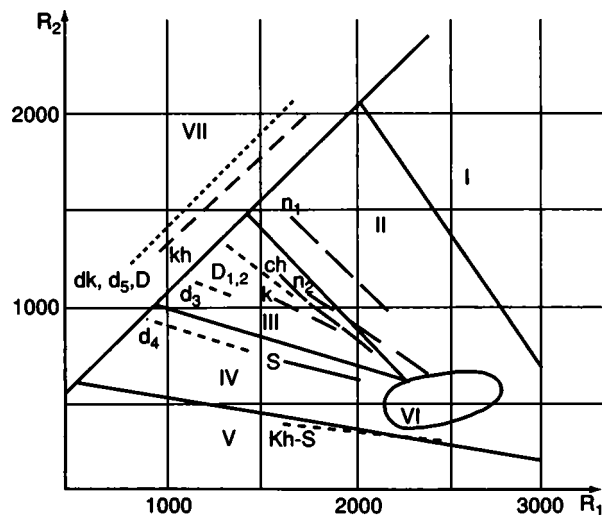


Рис. 8.24. Геодинамические обстановки формирования меловых вулканитов Инди-гирского пояса растяжения

Усл. обозн. см. на рис. 8.23, поля диаграммы – см. усл. обозн. на рис. 7.41

Чебукалахская свита, согласно перекрывающая нельканскую, состоит из потоков, покровов, экструзивных куполов риолитов, трахириолитов, дацитов, горизонтов их туфов, туфогравелитов и игнимбритов, пачек туфоалевролитов и туфопесчаников, прослоев терригенно-осадочных пород и углистых алевролитов, содержащих флору апт-альбского возраста. К-Аг датировки вулканитов варьируют от 70 до 130 млн лет. Суммарная мощность свиты 350 м. По простиранию она замещается осадочными и туфогенно-осадочными, иногда угленосными, образованиями *кадылчанской свиты* (435 м), содержащими флору альбского возраста. Осадочные породы местами образуют пачки переслаивания с риолитами или содержат отдельные потоки риолитов и дацитов. Риолиты датированы К-Аг методом в 124–125 млн лет (Кац и др., 1989). Вверх по разрезу в составе свиты тонкозернистые осадочные породы постепенно сменяются грубозернистыми, вплоть до туфоконглобрекчий и лахаровых брекчий (Ставский, 1981). Химический состав вулканитов соответствует высококальциевой магматической серии обстановки постколлизиионного воздымания.

Залегающая выше *североседедемская свита* (645 м) сложена потоками и экструзивными куполами трахитов, трахириолитов и трахидацитов, горизонтами их туфов и пачками туфопесчаников и туфоалевролитов. Местами в основании свиты прослеживается горизонт обсидианов. В бассейне р. Ср. Седедемы в разрезе установлены потоки трахиандезитов и трахидацитов и мелкие экструзивные купола трахириолитов. Возраст свиты принимается раннесеноманским на основании согласного залегания на флористически охарактеризованных апт-альбских отложениях. К-Аг датировки вулканитов варьируют от 70 до 130 млн лет. Породы обладают высокой щелочностью и высокой степенью окисленности железа и принадлежат к латитовой магматической серии позднеорогенной геодинамической обстановки (см. рис. 8.23, 8.24).

Позднемеловая *хангаатасская свита* (до 450 м) залегает согласно на отложениях североседедемской свиты и представлена потоками рифтогенных двупироксеновых и оливин-пироксеновых базальтов, андезибазальтов, трахибазальтов, реже – щелочных базальтов, с маломощными прослоями туфов основного состава и шлаков. Венчают разрез потоки лейцитовых базальтов. Породы обладают высокой щелочностью и титанистостью и относятся к трахитовой и щелочнобазальтовой сериям щелочных магм континентальных рифтов.

Раннемеловым вулканитам Алазейского поднятия комагматичны штоки, пластовые тела и дайки габбро-диорит-гранитного состава. Они прорывают риолиты чебукалахской свиты и перекрываются позднемеловыми трахитами. С формированием позднемеловой вулканогенно-осадочной толщи сопряжено становление лополитов, кольцевых интрузивов и трещинных тел щелочно-полевошпатовых и щелочных гранитов А-типа и сиенитов, которые прорывают вулканиты североседедемской свиты и сами рассечены дайками щелочных базальтов (Ставский, 1982).

В обрамляющих Алазейское поднятие структурах раннемеловые вулканогенно-осадочные породы сохранились фрагментарно. Это берриасские вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники; валанжинские и готеривские вулканогенные

песчаники; аптская толща, сложенная в нижней части трахиандезитами, трахиандезибазальтами и их туфами, туфопесчаниками и туфоалевролитами, а выше – трахитами, трахириолитами, андезитами, дацитами, туфами среднего и кислого состава и игнимбритами (Натапов, Сурмилова, 1992). Позднемеловые вулканиты среднего и основного состава повышенной щелочности образуют серию полей, вытянутых в долготном направлении.

Раннемеловые образования Кондаковского нагорья (150–200 м) представлены пироксен-биотитовыми и биотитовыми риолитами, трахириолитами, риодацитами, дацитами и их туфами. Им комагматичны небольшие субвулканы кислого состава. Химический состав магматических пород характеризуется повышенными щелочностью и железистостью при умеренной глиноземистости и низкой титанистости (данные Д.К. Башлафина, 1983 г.). По химическому составу они являются переходными от известково-щелочной к высококальциевой магматической серии постколлизиионной геодинамической обстановки. Их геохимическая специфика отвечает латитовому типу (Бахарев и др., 1988).

Выше с угловым несогласием залегает позднемеловая толща трахиандезибазальтов, трахиандезитов и их туфов. Суммарная мощность толщ 160–300 м при мощности отдельных потоков от первых метров до 20 м. В кровле и подошве потоков установлены горизонты лавобрекчий. Вулканиты характеризуются еще более высокой щелочностью, высокой глиноземистостью и умеренными значениями железистости и титанистости. Они принадлежат к высококальциевой и трахитовой магматическим сериям обстановки постколлизиионного воздымания и производным внутриплитных щелочнобазальтовых магм (геохимическому типу шошонитов-латитов).

Чохчуро-Чекурдахская вулканоплутоническая зона накладывается на позднеюрскую Святоносскую магматическую дугу и включает пологозалегающие апт-альбские вулканиты, которые несогласно перекрывают деформированные оксфорд-кимериджские образования, и прорывающие их гранитоиды.

Аптская часть разреза представлена покровами известково-щелочных андезитов и туфами среднего состава, которые выше сменяются переслаиванием туфолав и туфов андезитов и риолитов. В низах альбского разреза наблюдаются брекции фреатического извержения, перекрытые туфами, туффитами, туфобрекчиями кислого состава, инъецированными силлами субщелочных андезитов, трахитов и трахидацитов латитовой и щелочнобазальтовой магматических серий. Верхняя половина альбского разреза сложена покровами порфировых трахидацитов, тра-

хириодацитов и пластами туфов и туфобрекчий высококалиевой магматической серии.

Гранитоиды Чохчуро-Чекурдахской зоны Ю.С. Орлов относит к двум формациям: преобладающей диорит-гранодиорит-гранитной и локально проявленной в южной части зоны гранит-лейкогранитной. Те и другие рассеяны дайками риолитовых, риодацитовых, дацитовых порфиров, которым комагматичны субвулканические и вулканические постройки того же состава. Наиболее поздние магматические образования представлены дайками шошонит-латит-трахириолитовой формации.

Породы диорит-гранодиорит-гранитного состава слагают штокообразные массивы, в составе которых преобладают гранодиориты. ^{40}Ar - ^{39}Ar методом они датированы в 105–109 млн лет (Lauer et al., 2001), а K-Ar методом в 95–115 млн лет. Взаимоотношения между диоритами, гранодиоритами и гранитами как фазовые, так и фациальные (с повышением основности к периферии массивов). Породы характеризуются пироксен-амфибол-биотитовой ассоциацией темноцветных минералов. В отличие от вышеописанных гранитоидов поперечных поясов, присутствие пироксена в них стабильно. Состав его варьирует от ортопироксена до пижонита, Fe-авгита и субкальциевого авгита, с повышением железистости в этом направлении от 51 до 66% и снижением температур кристаллизации от 1200 до 1000°C. Давление при образовании ортопироксена (по содержанию в нем глинозема до 1,8%) достигало 9 кбар. Пироксен замещается паргаситом и обыкновенной роговой обманкой (железистость 48–42%). На позднемагматическом этапе они сменяются высокожелезистым (68–65%) эденитом, характерным для гранитоидов повышенной щелочности. Параметры кристаллизации амфибола: давление 4–0,3 кбар, температура – 950–850°C. В интервале температур 830–700°C при умеренных значениях потенциала кислорода и низкой активности воды образуется биотит, железистость которого с падением температуры возрастала от 46 до 61%. По умеренной железистости и пониженной концентрации F (0,1–0,5%) он сопоставим с биотитами производных габбро-гранитных серий (Бушляков, Холоднов, 1986). Постмагматический биотит высокожелезистый (около 70%), образуется при низком потенциале кислорода и температуре около 600°C. Расчетное содержание воды в материнских расплавах 1,5–2,5%.

Состав плагиоклаза варьирует от андезин-лабрадора до олигоклаза (50–19% An) при преобладании андезина. Зональность преимущественно прямая, прогрессивная, с падением степени структурной упорядоченности по периферии (рост температуры в камере становления в близповерхностных условиях). Насыщенность его центральных зон антипертитами указывает на повышенное содержание ортоклазового минала и высокую температуру кристаллизации его раннемагматической генерации. Калиевый полевой шпат представлен высоким и промежуточным ортоклазом.

Породы относятся к магнетит-ильменитовой феррофации. Магнетит содержит до 3%, а ильменит – до 0,4% Cr_2O_3 при концентрации MnO менее 1%, что обычно для этих минералов – производных базальтоидных и андезитовидных магм. Отношения $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ в акцессорных цирконах достигают “габбровых” значений (до 102). Среди акцессорных апатитов преобладает F-apatит маловод-

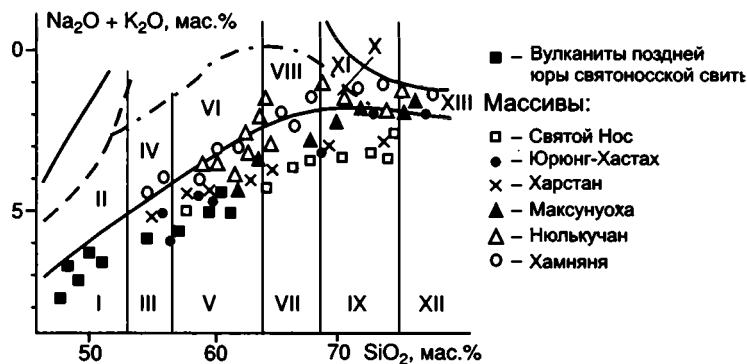


Рис. 8.25. Классификационная диаграмма пород диорит-гранодиорит-гранитной формации Чохчуро-Чекурдахского пояса и вулканитов святоносской свиты

Поля диаграммы (Богатиков и др., 1981): I – габбро, базальты, II – субщелочные габбро, базальты, III – диориты, андезибазальты, IV – монзониты, трахибазальты, V – кварцевые диориты, андезиты, VI – монзониты, трахиандезиты, VII – гранодиориты, дациты, VIII – кварцевые сиениты, трахидациты, IX – граниты, риодациты, X – субщелочные граниты, кварцевые сиениты, трахириодациты, XI – щелочные граниты, кварцевые щелочные сиениты, щелочные трахидациты, XII – лейкограниты, риолиты, XIII – субщелочные лейкограниты, трахириолиты

ных магм, реже присутствует Cl-apatит. Акцессорный гранат имеет состав пироп-альмандина с содержанием пиропового минала до 31%. Широко представлен комплекс акцессорных сульфидов, среди которых отмечен высокотемпературный (850°C) лелленгит. В ряде проб установлено самородное железо, содержащее десятые доли процента W, Sn и Ag.

Минералогия гранитоидов свидетельствует о повышенной основности, маловодности и высокотемпературности материнских расплавов.

Гранитоиды обладают нормальной или незначительно повышенной суммарной щелочностью, которая возрастает в породах равной кремнекислотности в направлении с севера на юг (рис. 8.25). В этом же направлении при сохранении преобладания альбитового минала в нормативном составе пород возрастает отношение ort/ab (от 0,6 до 0,95); производные известково-щелочной, с отклонениями к известковой-низкощелочной магматической серии сменяются переходной к высококалиевой и высококалиевой магматическими сериями (рис. 8.26). Обращает на себя внимание низкое содержание (до 0) нормативного корунда, в среднем в преобладающих гранодиоритах возрастающее с севера на юг от 0,18 до 2,6. По основным петрогенным коэффициентам породы формации наиболее близки гранитоидам I-типа, с отклонениями к S- и A-типу для пород южной части пояса. Тренды P3Э для гранодиоритов главной фации массива Харстан, расположенного в северной части зоны, характеризуются отчетливым максимумом Eu (рис. 8.27), что указывает на высокую основность магмообразующих субстратов. Тренды P3Э гранодиоритов массива Чохчур в южной части зоны, напротив, обладают глубоким минимумом Eu и приближаются к трендам гранитоидов A-типа. По соотношениям Y/Nb и Rb/(Y + Nb) все гранитоиды зоны относятся к внутриплитным (рис. 8.28).

Распределение в породах элементов-примесей отвечает геохимическому типу палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда с отклонениями к гранитоидам латитового ряда по содержаниям Li, Rb, V, отношению K/Rb и

величине основного геохимического коэффициента Л.В. Таусона, т.е. близко таковому в гранитоидах Северного батолитового пояса. Как и другие гранитоиды латитового уклона, они геохимически специализированы на Sn, W, Bi, Sb, Mo и Ag. С массивами гранитоидов ассоциируют многочисленные мелкие проявления касситерит-силикатной рудной формации в виде жил и минерализованных зон дробления. Олово в них ассоциирует с Ag, Au, Bi и W.

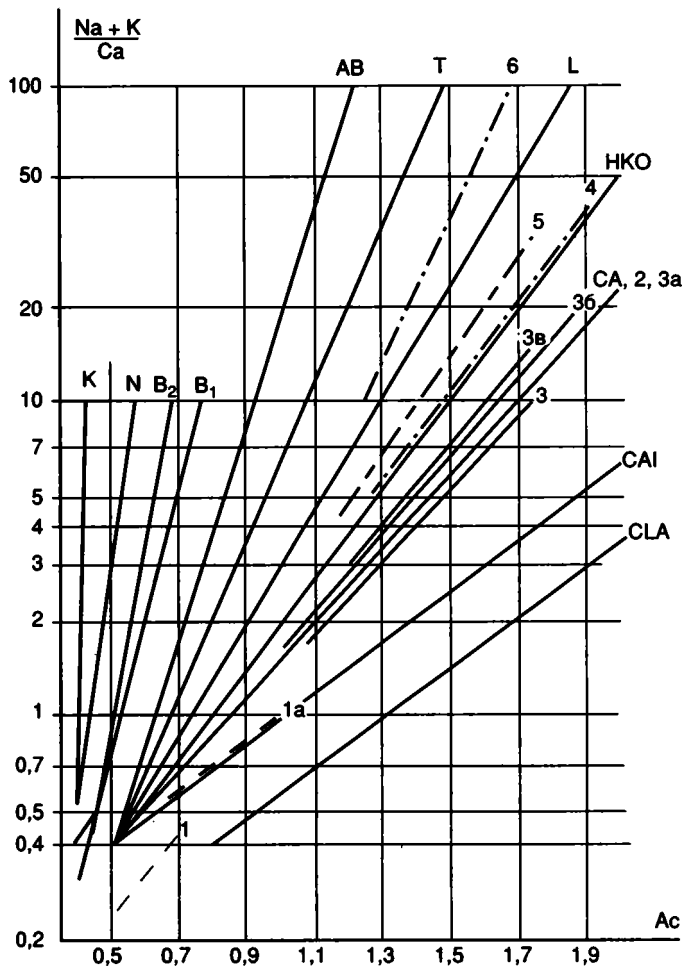


Рис. 8.26. Магматические серии Чохчуро-Чекурдахской зоны

1, 1а – позднерусские вулканы святоносской свиты; 2 – вулканы раннемеловой максунуохской толщи; массивы диорит-гранодиорит-гранитной формации: 3 – Святой Нос, 3а – Юронг-Хастах, 3б – Харстан, 3в – Максунуоха и Чохчур; 4 – массивы гранит-лейкогранитной формации; 5, 6 – щелочно-полевошпатовые граниты. Символы и основные тренды см. на рис. 7.40

В южной половине Чохчуро-Чекурдахской зоны на вершинах Максунуоха, Зимовье и Ньюлькучан описанные выше гранитоиды интрузируются небольшими (площади выходов не превышают первых квадратных километров) массивами субщелочных биотитовых гранитов и сопровождающими их дайками аплитов и лейкогранитов. Они сложены кварцем, неотчетливо зональным олигоклазом средней и высокой степени структурной упорядоченности (0,5–0,85), промежуточным и низким нерешетчатым микроклином, богатым фтором (1,6–1,8%) биотитом с железистостью 57–72%, кристаллизовавшимся в условиях низкого потенциала кислорода при температуре 780–700°C.

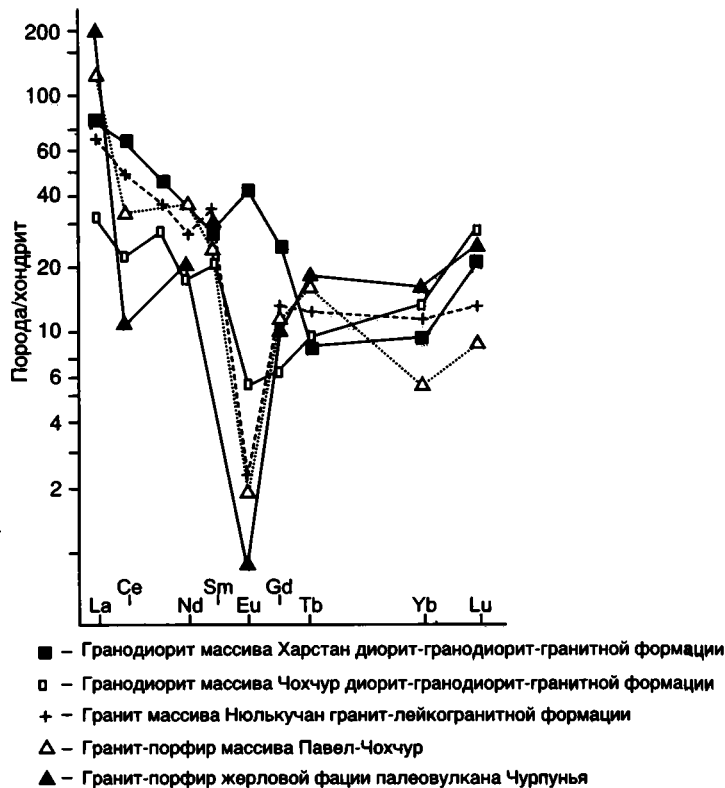


Рис. 8.27. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в гранитоидах Чохчуро-Чекурдахской зоны

Суммарное содержание щелочей в породах несколько выше, чем в гранитоидах предшествующей формации (см. рис. 8.26). В распределении элементов-примесей по содержаниям редких щелочей и редких металлов отмечаются отклонения от пород геохимического типа палингенных гранитов известково-щелочного ряда к плюмазитовым гранитам того же ряда. Установлена геохимическая и металлогенная специализация на Sn, W, В и Ве. Породы участками грейзенизированы, рассеяны кварц-турмалиновыми прожилками и зонами кварц-турмалиновых и кварц-турмалин-сульфидных брекчий с вкрапленностью касситерита.

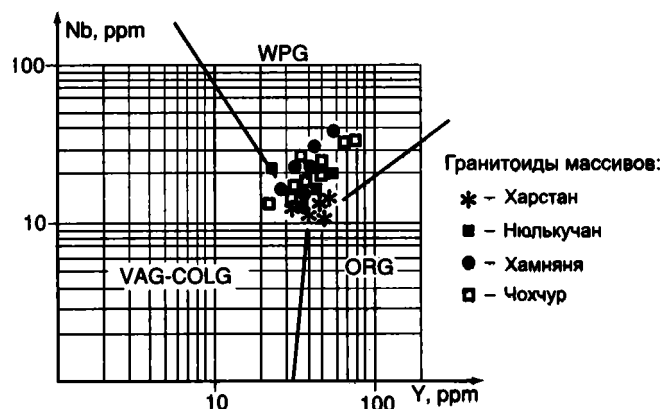


Рис. 8.28. Соотношение Nb–Y в породах диорит-гранодиорит-гранитной формации Чохчуро-Чекурдахской зоны

Поля диаграммы (Pearce et al., 1984a): VAG – островодужных, COLG – коллизионных, WPG – внутриплитных, ORG – океанических гранитоидов

Более распространены в пределах Чохчуро-Чекурдахской зоны гранитоиды следующей возрастной группы: щелочнополевошпатовые лейкограниты, гранит-порфиры, риолитовые, риодацитовые, трахириолитовые и трахириодацитовые порфиры. Они образуют небольшие штокообразные и субвулканические тела с многочисленными апофизами и отдельные вулканические постройки в южной части зоны (массив Павел-Чохчур, палеовулкан Чурпунья). К-Аг методом они датируются в 94–78 млн лет. Граниты центральных частей плутонов характеризуются кислым составом плагиоклаза (26–12% An), средней и высокой степенью структурной упорядоченности полевых шпатов, двуслюдной минеральной ассоциацией. Биотит в них двух генераций: умеренножелезистый (44–53%) высокотемпературный (870–780°C) и высокожелезистый (91–95%) обогащенный F (более 2%) низкотемпературный (около 660°C). Обе генерации кристаллизовались в условиях высокого потенциала воды и фтора. Отмечены реликты раннемагматического амфибола промежуточного между паргаситом и эденитом состава. Крупные зерна кварца наполнены вростками топаза, флюорита, касситерита. Мелкие кристаллики касситерита включены и в мусковит. Топаз наблюдается также среди порфировых вкрапленников пород апикальных зон плутонов и даек. Здесь он ассоциирует с кислым олигоклазом или олигоклаз-альбитом, низким микроклином и сидерофиллитом. Повсеместно наблюдаются обособления кварц-мусковитового состава с касситеритом и флюоритом. Широко проявлены процессы грейзенизации, с преобразованием пород в топаз-мусковит-кварцевые грейзены.

Жерло палеовулкана Чурпунья, к которому приурочено крупное Sn месторождение, сложено гранит- и гранодиорит-порфирами, близкими породам центральных частей остальных плутонов формации. Слюдя жерловой части вулкана характеризуются максимальными (до 3,4%) содержаниями F и кристаллизовались при максимальной активности воды и HF.

Акцессорные минералы пород формации представлены низкотемпературными модификациями магнетита, ильменита, граната (пироп-альмандин с содержанием пиропового минерала от 20,5 до 3,5%), апатита (Cl-apatит маловодных и F-apatит водных магм), циркона (ZrO_2/HfO_2 от 73 до 19). Сульфиды (лелленгит, арсенопирит, пирротин, пирит) обогащены Fe, Ag, W, менее – Sn, Pb и Zn. Встречены единичные зерна самородного железа. Породы формации характеризуются повышенной щелочностью калиевого типа и принадлежат к высококальциевой позднеорогенной или латитовой анорогенной магматическим сериям (см. рис. 8.26). Распределение в них элементов-примесей отвечает геохимическому типу плюмазитовых гранитов известково-щелочного ряда, с отклонениями к редкометалльным гранитам щелочного ряда. Тренды РЗЭ характеризуются обогащением элементами цериевой группы и глубоким минимумом Eu, близки трендам наиболее кислых гранитов S-типа (см. рис. 8.27). Ярко проявлена как геохимическая, так и металлогеническая специализация на Sn, W, Ag, Au и Bi (кларки концентрации от 5 до 1000).

Джахтардахское вулканогенное поле располагается в пределах Селенняжского блока Омудлевского рельефа. Меловые вулканогенно-осадочные образования залегают с угловым несогласием на сложнодеформированных девонских отложениях. Вулканиды образуют субгоризон-

тальные или слабонаклонные потоки и покровы варьирующей мощности и самого разнообразного состава, с которыми ассоциируют коагматичные им экструзии и интрузии. Вулканогенно-осадочные породы объединяются в джахтардахскую толщу, разделенную на пять подтолщ, из которых три нижние относятся к раннему, а две верхние – к позднему мелу (Трунилина и др., 1996а).

Первая (нижняя) подтолща (150 м) сложена в низах разреза пироксен-биотитовыми дацитами и риодацитами, выше сменяющимися трахиандезибазальтами, а далее – гиаобазальтами и двупироксеновыми пузыристыми базальтами (до 100 м), включающими покровы кварцевых латитов и трахитов. Трахиандезибазальты датированы К-Аг методом в 131 млн лет, кварцевые латиты Rb-Sr методом – в 123 млн лет.

В подошве *второй подтолщи* (140–190 м) наблюдается 40-метровый покров биотит-санидиновых кварцевых латитов, перекрытый каолинизированными и окремнелыми трахириолитами и трахидацитами (15 м). Rb-Sr методом кварцевые латиты датированы в 116 млн лет. Выше залегают горизонт кластолав трахириолитов (35 м). Далее по разрезу (60 м) сменяются покровы кварцевых латитов, каолинизированных трахидацитов и трахириолитов, единичные маломощные покровы андезибазальтов.

Третья подтолща (220–270 м) характеризуется разнообразным строением разрезов. В одних случаях в ее составе преобладают терригенные породы, представленные алевролитами (в том числе углистыми), полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками, конгломератами, гравелитами и валунниками. В составе галек установлены оолитовые и органогенные известняки, известковистые песчаники и алевролиты, кварц-сидерит-каолинитовые сланцы и редкие гальки альбит-санидиновых гранитов и гранит-порфиров. В алевролитах, песчаниках и аргиллитах присутствуют остатки углефицированной флоры апт-альбского возраста. Вулканогенные породы слагают менее 15% разреза и представлены в нижней его части маломощными (до 0,5 м) покровами пироксен-амфиболовых трахириолитов, а в верхней – покровами (от 6 до 20 м) трахитов, трахибазальтов и базальтов.

В другом типе разреза третьей подтолщи терригенно-осадочные породы присутствуют только в нижней (до 3 м) части разреза в виде пачки переслаивания алевролитов и аргиллитов, насыщенных остатками флоры альбского возраста. Далее следуют туфы и туфолавы риодацитов, трахитов, трахидацитов, трахиандезитов; их сменяют пироксен-биотит-роговообманковые трахиандезибазальты, кварцевые латиты, оливин-двупироксеновые латиты и трахибазальты, биотит-пироксеновые трахиты и трахириолиты. Венчают разрез гиаолокляститы и туфы трахиандезитов. К-Аг методом трахиандезибазальты датированы в 112 млн лет, кварцевые и оливин-двупироксеновые латиты средней части разреза – в 104 и 94 млн лет. Породы третьей подтолщи прорваны монцонитами массивов Бол. и Мал. Джахтардах.

Минералогические особенности раннемеловых вулканитов указывают на их генетическую связь с эволюционирующими маловодными базальтоидными расплавами повышенной щелочности. Для них характерна клинопироксен-биотитовая с подчиненным амфиболом ассоциация порфировых вкрапленников. В базальтоидах присут-

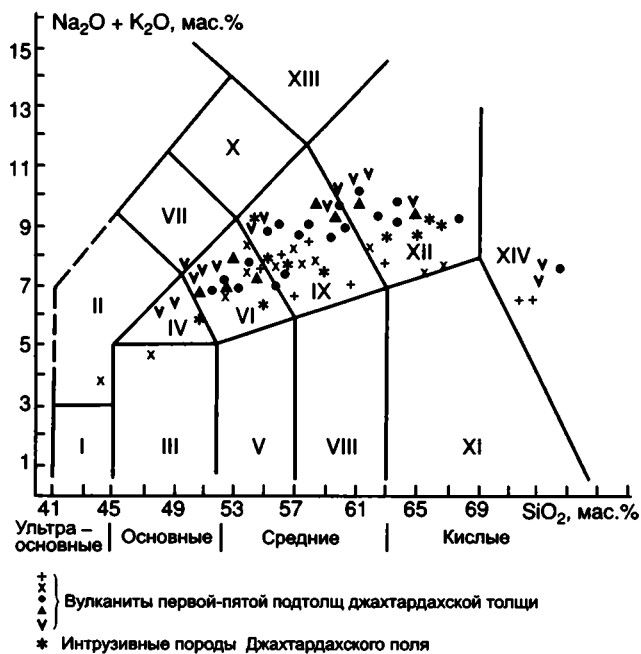


Рис. 8.29. Классификационная диаграмма для меловых вулканитов Джаятардахского поля

Поля диаграммы (Ле Метр, 1997): I – пикробазальт, II – базанит и тефрит, III – базальт, IV – андезибазальт, V – базальтовый андезит, VI – базальтовый трахиандезит, VII – фонотэфрит, VIII – андезит, IX – трахиандезит, X – тефрифенолит, XI – дацит, XII – трахидацит, XIII – фенолит, XIV – риолит

ствуют также единичные реликты магнезиального оливина и ортопироксена (железистость 16–42%). Среди клинопироксенов преобладают высококальциевый авгит и диопсид с нарастающей от основных к кислым породам железистостью (от 16–21 до 39–43%). Амфибол и в основных, и в кислых разностях представлен умеренно-железистой (39–67%) роговой обманкой, реже – паргаситом. Железистость биотита варьирует от 30 до 56% вне зависимости от состава пород. Кристаллизуется он в условиях повышенной активности O_2 , H_2O и HCl (Трунилина и др., 1996а). Среди аксессуарных минералов установлены: хромшпинелиды, высокотемпературный хромсодержащий титаномагнетит, магнезиальная и марганцовистая модификации ильменита, гранат пироп-альмандинового ряда (до 41% Ру), циркон со средними значениями ZrO_2/HfO_2 (40–60), F- и Cl-апатит маловодных магм. На основании минеральных геотермометров и геобарометров температуры и давления начала и конца кристаллизации расплавов основного состава оцениваются нами в 1200–730°C и 8–0,2 кбар.

По химическому составу все раннемеловые вулканиты джаятардахской толщи относятся к субщелочным разностям (рис. 8.29). Вулканиты первой подтолщи умеренноглиноземистые, калиево-натриевого типа щелочности, принадлежат к известково-щелочной (кислые породы) и высококальциевой (средние и основные породы) магматическим сериям геодинамической обстановки постколлизийного воздымания (см. рис. 8.23, 8.24). Риолиты и дациты корунд-нормативные, с преобладанием ортоклазового минала над альбитовым, андезибазальты – кварц-нормативные, а базальты оливин-нормативные. Геохимическая специфика вулканитов подтолщи соответствует известково-щелочному ряду, с отклонениями для кислых пород к геохимическому типу палингенных

гранитоидов щелочного ряда, для кислых и основных пород – к латитам по повышенной концентрации Ba, Sr и Rb. Установлена геохимическая специализация вулканитов подтолщи на B, Sb, Be и Zr. По большинству параметров они сопоставляются с вулканитами активных континентальных окраин и сходны по петрографическому и петрохимическому составу и геодинамической обстановке образования с вулканитами верхней половины нельканской свиты стратотипического разреза Алазейского поднятия (Кац и др., 1989), датируемыми ранним аптом.

Вулканиты второй подтолщи принадлежат к высококальциевой магматической серии геодинамической обстановки постколлизийного воздымания и отличаются высокой глиноземистостью. Кислые породы геохимически специализированы на Sb и Mo, а андезиты, дациты и кварцевые латиты – на Bi, Sb и W. Вулканиты коррелируются с верхней частью селянского горизонта верхов нельканской свиты, датируемой аптским веком, с чем согласуются и данные определения их изотопного возраста.

Наименее измененные разности вулканитов третьей подтолщи отличаются от соответствующих по кремни-кислотности пород второй подтолщи преобладанием ортоклазового минала над альбитовым в их нормативном составе. Основные породы относятся к латитовому геохимическому типу и специализированы на W, Pb, Bi, Zr, V и Be. Средние и кислые породы принадлежат соответственно к геохимическим типам известково-щелочного андезитов и палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда, с отклонениями к латитовому ряду по содержаниям Ba, Sr и величинам нормативных геохимических коэффициентов. Риолиты и риодациты обогащены Sr, Ni, Zn и W; кварцевые латиты и трахиандезиты – Zn, Mo, Sn и Bi; кремнисто-гематит-каолининовые метасоматиты по кислым и средним породам – Cr, Zn, Mo, Ag, W, As, Sb и Bi. По остаткам флоры подтолща датируется нижним и средним альбом.

Позднемеловые вулканогенно-осадочные образования, включающие четвертую и пятую подтолщи джаятардахской толщи, залегают несогласно на раннемеловых образованиях. Четвертая подтолща (260–290 м) – покровы (по 15–65 м) оливин-двупироксен-биотитовых и двупироксен-биотитовых трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахиандезитов, кварцевых латитов. Двупироксен-биотитовые латиты верхней части разреза датированы K-Ag методом в 92 млн лет, пузыристые базальты и трахибазальты – в 102 и 108 млн лет. В составе пятой подтолщи установлены два горизонтально залегающих покрова щелочных оливин-двупироксеновых базальтов-трахибазальтов (10 м) и биотит-пироксеновых трахитов-трахириолитов (до 65 м). Щелочные базальты K-Ag методом датированы в 93 млн лет. Пятая подтолща прорывается щелочными гранитами и гранит-порфирами массива Хара-Сис.

Типоморфные особенности минералов порфировых вкрапленников позднемеловых вулканитов являются общими для всех петрографических разностей. Плаггиоклаз – андезин и андезин-лабрадор (45–52% An) с оплавленными ядрами битовнита. В трахитах по периферии зерен кристаллизуется низкопорядоченный олигоклаз. Зональность многослойная, с чередованием прямо- и обратнотональных ритмов. Все темноцветные минералы обладают высокой магнезиальностью. Среди пироксенов преобладает авгит ($f = 13–23\%$). В трахибазальтах установлены также редкие зерна замещенного оливина, пижонита и гиперстена, а в трахитах – омфацил. Роговая обманка ($f = 30–41\%$) отмечена только в трахибазальтах.

Биотит ($f = 33\text{--}44\%$), окрашенный в малиново-красные тона, обогащен F (0,7–2,3%) при невысокой концентрации Cl (0–0,4%). Он кристаллизовался при максимальных для пород джахтардахской толщи значениях потенциала O_2 и HCl (Трунилина и др., 1999). В трахитах присутствуют также редкие выделения санидина и высокого ортоклаза. Среди аксессуарных минералов определены алмадин и пироп-альмандин (до 22% Py), Cl- и F-апатит, циркон с умеренными (41–68) значениями ZrO_2/HfO_2 , окисленный магнетит, широкий комплекс обогащенных Bi, Sb и Ag сульфидов, самородные металлы (Fe, Sb, Pb, Bi) и интерметаллиды.

Петрохимический состав вулканитов четвертой подтолщи отвечает латитовой, иногда с отклонениями к трахитовой, магматической серии позднеорогенной геодинамической обстановки (см. рис. 8.23, 8.24). Трахиандезиты и кварцевые латиты весьма высокоглиноземистые, калиево-натриевого типа щелочности. Трахибазальты, трахиандезибазальты и латиты высокоглиноземистые, калиевого типа щелочности. В нормативном составе всех вулканитов гиперстеновый минал преобладает над диопсидовым, магнетитовый – над ильменитовым, а ортоклазовый – над альбитовым. Постоянно присутствует свободный кремнезем. По геохимическим параметрам вулканиты подтолщи относятся к латитовому, с отклонениями к шошонитовому типу континентов и характеризуются низкими для базитов концентрациями Cr, Ni и V при высоких – B, Zr, Bi, F и Rb.

Вулканиты пятой подтолщи принадлежат к трахитовой магматической серии, с редкими отклонениями к латитовой и щелочно-базальтовой сериям. Глиноземистость их высокая (основные породы) и весьма высокая (кислые). Щелочность калиево-натриевого и калиевого типов. Базальты – оливин-диопсид-нормативные, изредка нефелин-нормативные. Остальные породы – диопсид-гиперстен-нормативные. В наиболее кремнекислых разностях спорадически присутствует нормативный корунд. Содержания элементов-примесей отвечают латитовому геохимическому типу (с отклонениями для трахитов и трахибазальтов к шошонитовому типу) позднеорогенных и анорогенных образований континентов. Все породы подтолщи обогащены Ag, Mo и Be, а основные вулканиты также Ce, La и Au.

При всем разнообразии состава и широком возрастном интервале вулканиты всех подтолщ джахтардахской толщи обладают рядом общих особенностей. Характерно спорадическое присутствие оливина как в основных, так и в кислых разностях; преобладание высококальциевого авгита и диопсида среди клинопироксенов; относительно редкое присутствие ортопироксенов; обычен парагенезис биотита с клинопироксеном (повышенная щелочность расплавов). Все темноцветные минералы характеризуются низкой железистостью. Биотиты и амфиболы обогащены F и обычно бедны Cl. Биотиты принадлежат в основном к истонит-сидерофиллитовому ряду, но часты отклонения к флогопиту. Они кристаллизовались при повышенной температуре и высоких значениях потенциала кислорода и активности воды и хлора. Из аксессуарных минералов типоморфны высокохромистая шпинель, рассматриваемая обычно как рес-

титовый минерал при выплавлении базальтовых магм из мантийных субстратов (Порошин, 1988); минералы редких земель; обогащенный Cr, Al и Mg титаномагнетит; пироп-альмандин с содержанием Py до 22–41%, кристаллизовавшийся при температуре до 1200°C (по гранат-пироксеновому геотермометру) и давлении до 18 кбар; цирконы с умеренными значениями ZrO_2/HfO_2 , обычные для производных магм повышенной щелочности; Cl- и F-апатит маловодных расплавов с повышенными содержаниями суммы PЗЭ и обычно Sr. Широко представлен комплекс самородных металлов (Fe, Pb, Bi, Sb), интерметаллидов и сульфидов, концентрирующих Bi, Sb, W, Ce и La, иногда Au.

Общей особенностью химического состава пород джахтардахской толщи является повышенная калиевая щелочность, возрастающая от вулканитов первой к вулканитам пятой подтолщи. Отсутствие фельдшпатоидов, низкая концентрация титана и повсеместное присутствие водосодержащих минералов отличают их от типовых ассоциаций рифтогенных структур (за исключением вулканитов пятой подтолщи). По соотношениям K/Ti, P/Ti, V/Cr вулканиты близки к производным заключительных этапов развития подвижных зон. Точки составов раннемеловых вулканитов на диаграмме Y-Nb локализируются на границе полей коллизионных и внутриплитных магматических образований. Позднемеловые вулканиты и по этому параметру, и по соотношениям петрогенных окислов принадлежат к внутриплитным магматическим породам (рис. 8.30). Расчетное давление (Перчук и др., 1982) в очагах магмогенерации возрастало от базальтоидов первой к базальтоидам пятой подтолщи от 11 до 27 кбар. Как по глубине магмогенерации для пород основного состава, так и по типоморфным особенностям минералов, вулканиты джахтар-

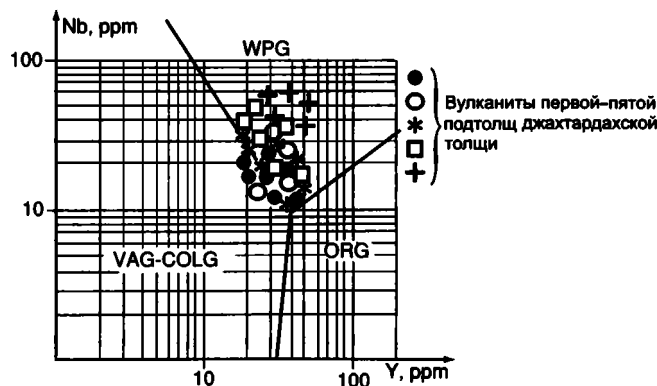


Рис. 8.30. Соотношение Nb–Y в меловых вулканитах Джахтардахского поля

Поля диаграммы (Pearce et al., 1984a): VAG – островодужных, COLG – коллизионных, WPG – внутриплитных гранитов, ORG – гранитов океанических рифтов

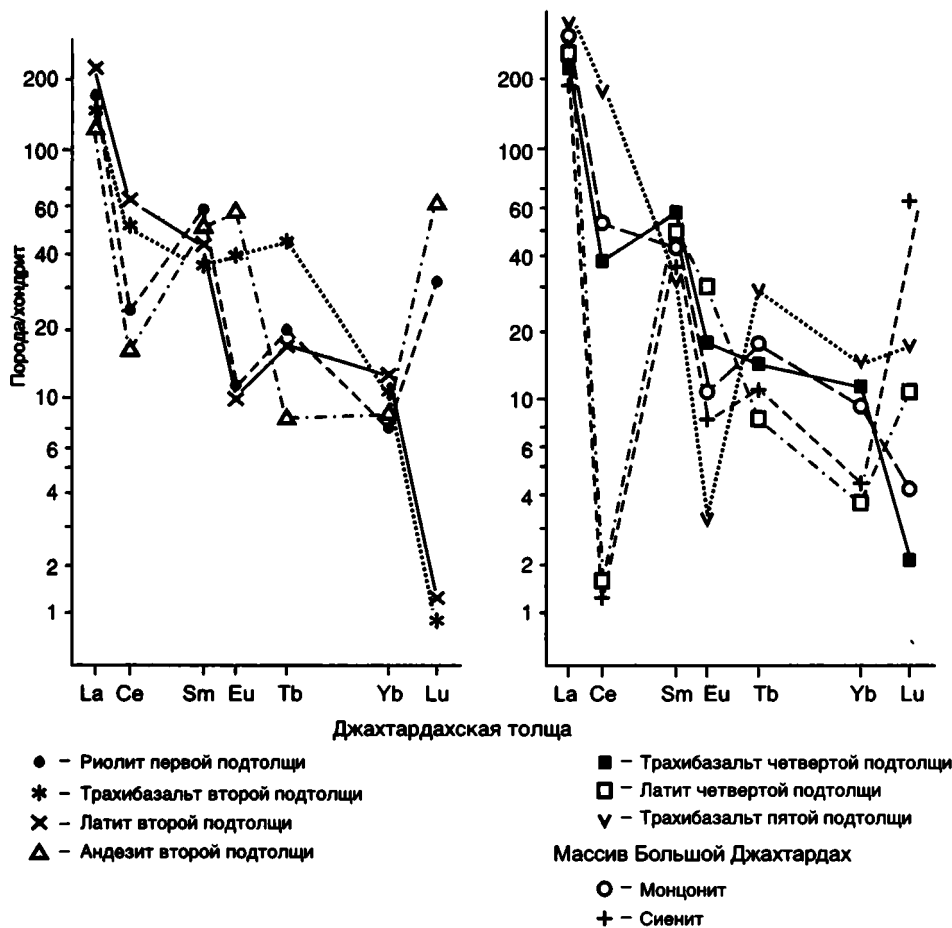


Рис. 8.31. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в меловых вулканических и интрузивных породах Джхатгардахского поля

дахской толщи отвечают производным мантийных магм. На связь их с глубинными зонами указывает и характер трендов РЗЭ (рис. 8.31): отсутствие минимума Eu при низких содержаниях Ce. Последнее также не типично для магматических серий рифтов, для которых обычен максимум Ce на трендах РЗЭ. Пониженная, по сравнению с основными породами, щелочность кислых вулкаников всех подтолщ (см. рис. 8.29), корунд-нормативный состав части из них и их геохимические особенности позволяют предполагать выплавление кислых магм из нижнекоровых субстратов под влиянием тепла и летучих глубинных очагов щелочно-базальтоидных магм.

Анорогенные граниты включают две группы небольших плутонов. Первая группа представлена щелочнополевошпатовыми гранитами и лейкогранитами, вторая группа – более поздними щелочными гранитами и граносиенитами. Породы первой группы К-Аг методом по биотиту датируются в 91–92 млн лет, Rb-Sr методом по изохроне – в 106 ± 6 млн лет, а ^{40}Ar - ^{39}Ar методом по биотиту – в 95,7–99,2 млн лет (Layer et al., 2001). Породы второй группы К-Аг методом датируются в 68–69 млн лет.

Щелочнополевошпатовые граниты (Такалканский, Герамдачанский, Западно-Агдайский плутоны) содержат до 45% кварца с характерной почти черной окраской.

Основу пород слагают зерна обычно мезопертитового калинатрового полевого шпата с центральными зонами анортоклаза или санидина, содержащего до 43% альбитового минала и до 10% – анортитового. Плаггиоклаз имеет состав олигоклаз-альбита и альбита, реже – олигоклаза (до 27% An), в котором установлены реликтовые ядра лабрадора (54% An). Температура двуполевошпатового равновесия 950–850°C. Пироксен образует идиоморфные включения в калишпате, но чаще его реликты фиксируются среди скоплений замещающего его амфибола. Состав его варьирует от магнезиального диоксида до высококальциевого авгита и геденбергита, температура кристаллизации от 1080 до 800°C. Амфибол преимущественно позднемагматический и имеет состав высокожелезистого, обогащенного галогенами (особенно Cl) паргасита или эденита, типичного для гранитоидов повышенной щелочности. Реже отмечается реститовая роговая обманка с высоким содержанием чермакитового минала. Амфибол образуется в широком диапазоне давлений – от 4 до 0,3 кбар. Биотит высокожелезистый (83–96%) и с высоким содержанием галогенов (F = 2–2,8%, Cl = 0,5–2,2%), широкими вариациями содержания TiO_2 (1,2–3,6%) и соотношений $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$. Он образу-

ется при температурах 640–570°C, низком потенциале кислорода, умеренных значениях активности воды и хлора и высокой – фтора. В центре его зерен иногда сохраняется раннемагматический умеренножелезистый (58%) высокотемпературный биотит. Основная модификация биотита кристаллизовалась при температурах 640–570°C, низком потенциале кислорода, умеренных значениях активности воды и хлора и высокой – фтора. Давление паров воды на момент его кристаллизации (Brown, 1970; Wones, 1981) – около 3 кбар при содержании воды в сосуществующем расплаве 8%. Активности HF и HCl быстро возрастали к завершающему этапу кристаллизации, достигая значений, типичных для редкометалльных гранитов (Trunilina, Ivanov, 1998). Биотит замещается железистым хлоритом, который в свою очередь вытесняется мусковитом. Характерны реликты замещенного серпентинитом и гидроокислами железа высокожелезистого (80–90%) фаялита или включения его в калинатовом полевом шпате.

Ассоциация аксессуарных минералов весьма специфична: ортит, монацит, ксенотим, флюорит, апатит, циркон, титаномагнетит, магнетит, высокотемпературный магнезиальный и низкотемпературный марганцовистый ильменит, гранат пироп-альмандинового ряда. Отмечены редкие зерна самородного железа, содержащие около 5% оксида хрома; самородного свинца, стистаита, хромистой шпинели. Ортит аномально обогащен Ce, La и Nd. Минералы сульфидной фракции: лелленгит, высокотемпературный кобальтоносный арсенопирит, антимонит, пирит – концентрируют Bi (до 0,34%). Апатиты характеризуются максимальными для гранитоидов региона концентрациями F и высокими – редких земель, что согласуется с высокой растворимостью этих элементов в расплавах повышенной щелочности. Цирконы обычно зональные, с широко варьирующими отношениями ZrO_2/HfO_2 (от 106 до 4) и повышенными содержаниями ThO_2 , UO_3 и Y_2O_3 . Во всех популяциях цирконов преобладает высокотемпературный высокощелочной морфотип D (Хабибуллина, Трунилина, 1999), типичный (Purin, 1980) для гранитоидов мантийно-корового происхождения. Гранат характеризуется стабильной примесью пиропового минала, содержание которого достигает 55% в гранитах Такалканского плутона, 42% – Западно-Агдайского и 24% – Герамдачанского плутона. Реже отмечается ксеногенный альмандин-гроссуляр эклогитовых парагенезисов.

Последовательность образования и типоморфные особенности составов породообразующих и аксессуарных минералов щелочнополевошпатовых гранитов свидетельствуют о начале кристаллизации из высокотемпературных мало-водных расплавов низов земной коры и насыщении водой остаточных расплавов, способных отделять высокорудные редкометалльно-редкоземельные флюиды.

Жильная фация плутонов щелочнополевошпатовых гранитов представлена гранит-порфирами, аляскитами, пегматитами и кварцевыми альбититами. Интенсивно проявлена грейзенизация вдоль зон тектонических нарушений и в апикальных частях плутонов. Преимущественно к апикальным зонам приурочены жилы кварца с гнездами редкоземельных минералов и крупны-

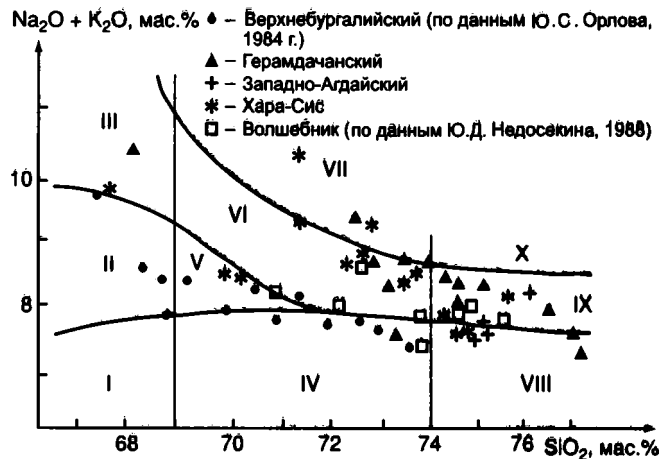


Рис. 8.32. Классификационная диаграмма для щелочнополевошпатовых и щелочных гранитов

Поля диаграммы (Богатиков и др., 1981): I – гранодиориты, II – кварцевые сиениты, III – щелочные кварцевые сиениты, IV – граниты, V – субщелочные граниты, VI и VII – щелочные граниты, кварцевые щелочные сиениты, VIII – лейкограниты, IX – субщелочные лейкограниты, X – щелочные лейкограниты

ми кристаллами пьезокварца. Отмечаются зоны гематитизации.

Петрохимический состав гранитов характеризуется высокой и весьма высокой глиноземистостью и обогащением щелочами (рис. 8.32). В их нормативном составе соотношения альбитового и ортоклазового миналов либо близки, либо последний преобладает. Нормативный корунд установлен лишь в 20% проб. В остальных случаях количество его не более 1,4%. Породы принадлежат переходной от высококальциевой к латитовой и латитовой магматическим сериям позднеорогенной и анорогенной геодинамических обстановок (рис. 8.33, 8.34). Тренды РЗЭ резко дифференцированные, с обогащением как легкими, так и тяжелыми лантаноидами и глубоким минимумом Eu (рис. 8.35). По этим параметрам, как и по со-

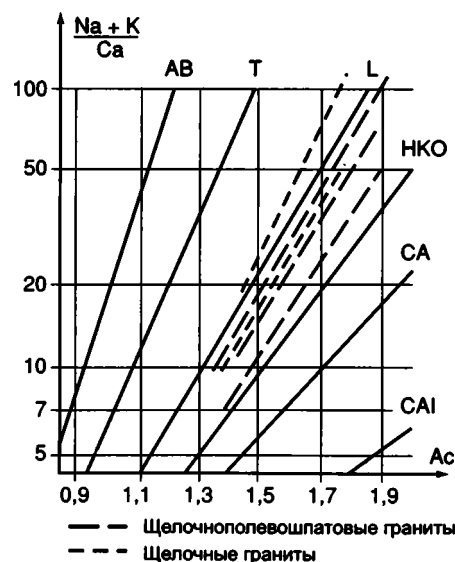


Рис. 8.33. Магматические серии позднеорогенных и анорогенных гранитов Индигорского пояса растяжения
Символы и основные тренды см. на рис. 7.40

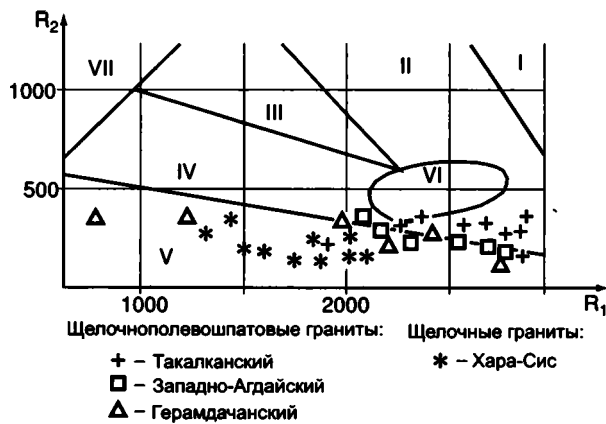


Рис. 8.34. Геодинамические обстановки формирования щелочнополевошпатовых и щелочных гранитов Индигирского пояса растяжения

Поля диаграммы см. на рис. 7.41

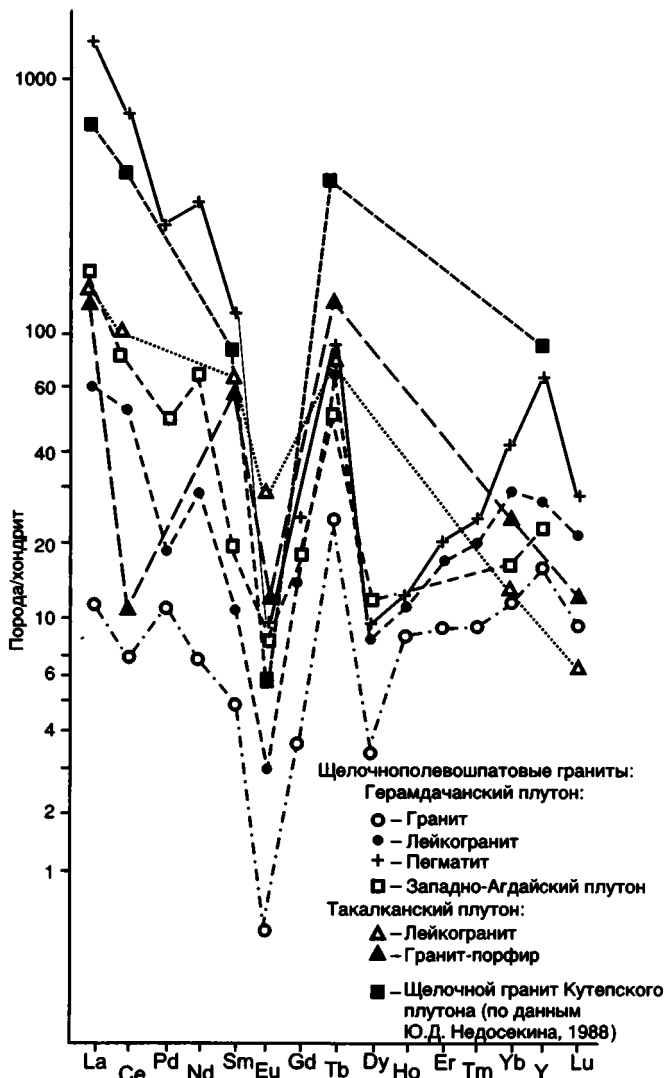


Рис. 8.35. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в позднеорогенных и анорогенных гранитах Индигирского пояса растяжения

отношениям Nb-Y, Rb-(Y+Nb) (рис. 8.36), щелочнополевошпатовые граниты параллелизуются с внутривулканическими гранитами А-типа. Расчетная глубина магмогенерации - 33-39 км (низы коры или граница коры и мантии).

Геохимические особенности пород отвечают такому палингенным гранитов щелочного ряда, с отклонениями к геохимическому типу редкометалльных гранитов щелочного ряда, генерация магматических очагов которых предполагается из реститовых субстратов в областях глубокого метаморфизма под влиянием мощного флюидопотока из поднимающихся диапиров щелочно-базальтоидных магм (Whalen, 1986). Граниты специализированы на РЗЭ, Zr, Nb, W. В жильных породах и пегматитах, а также в грейзенизированных и альбитизированных разностях резко возрастают концентрации Zr, Mo, La, Ce, Sm и Nd, т.е. отчетливо выражена металлогеническая специализация на легкие РЗЭ, Zr и Mo. Высокий потенциал воды и галогенов при кристаллизации гранитоидов также является благоприятным признаком рудоносности.

Щелочные эгирин-биотитовые граниты слагают обособленные плутоны (Нелькобинский, Верхнеоротуканский (Недосекин, 1988) или центральные части зональных плутонов (Хара-Сис), в которых к периферии они сменяются граносиенитами и кварцевыми сиенитами. Плутоны сопровождаются дайками щелочнополевошпатовых лейкогранитов и аляскитов.

Преобладающий в составе гранитов калиевый полевой шпат представлен высоким и промежуточным ортоклазом и мезопертитом. Изредка в ядрах сохраняются анортоклаз и санидин. Состав плагиоклаза отвечает олигоклазу, олигоклаз-альбиту и альбиту (N - 25-6), с реликтовыми ядрами лабрадора (58% An). Спорадически отмечается железистый оливин. Эгирин и эгирин-авгит (25-65% эгириновой молекулы) начинают кристаллизоваться вместе с калишпатов и обрастают по периферии магнезиальным паргаситом глубинного этапа кристаллизации, который сменяется в камере становления умеренножелезистой роговой обманкой. Железистость биотита в процессе кристаллизации повышается от 65 до 91%. Параллельно в нем растут содержания H₂O и F и снижается активность воды и HCl при его образовании с сохранением повышенной активности HF.

Акцессорные минералы: ортит, флюорит, сфен, титаномагнетит, зональный циркон, F-апатит, монацит, единичные зерна чевкинита и торита. Типоморфизм акцессорных минералов близок таковому щелочнополевошпатовых гранитов. Отмечается максимальная обогащенность циркона ураном и торием и апатита - редкоземельными элементами. Как и в щелочнополевошпатовых гранитах присутствует ксеногенный гранат экзогенных парагенезисов.

Рассматриваемые породы - наиболее щелочные из всех гранитов региона. Они обладают весьма высокой глиноземистостью и принадлежат латитовой магматической серии анорогенной геодинамической обстановки (см. рис. 8.32-8.34). По содержанию элементов-примесей они также отвечают геохимическому типу палингенных гранитов щелочного ряда с отклонениями к редкометалльным гранитам щелочного ряда и

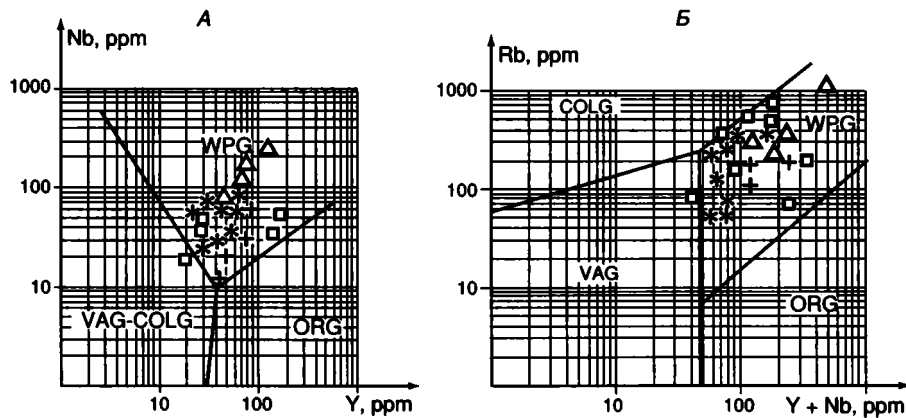


Рис. 8.36. Соотношение Nb–Y (А) и Rb–(Nb + Y) (Б) в позднеорогенных и анорогенных гранитах Индигирского пояса растяжения
Усл. обозн. см. на рис. 8.34; поля диаграммы см. на рис. 8.30

геохимически специализированы на редкие земли, Be, Nb, Zr, Au, Ag, Bi, Sb, Pb и Zn. При этом кларки концентрации для Be, Au, Ce, La и микроэлементов группы железа максимальны.

По минеральной, петро- и геохимической специфике щелочнополевошпатовые и щелочные граниты соответствуют гранитам А-типа, выделенным В. Коллинзом (Collins et al., 1982). Как и типичные А-граниты, они характеризуются ярко выраженной специализацией на редкие земли, суммарное содержание которых в 10–1000 раз увеличивается в жильных альбититах и пегматитах, в ряде случаев представляющих собой рудные тела.

Наряду с преобладающими признаками корового происхождения эти породы несут и отчетливые признаки участия мантийного вещества при их генерации: находки шпинели, самородного железа, хромистого магнезиального клинопироксена, фаялита и др. С учетом специфики минерального состава гранитов, расчетной глубины магмогенерации (33–42 км), а также нередкого пространственного совмещения гранитов с субщелочными и щелочными габброидами, можно сделать вывод о формировании материнских магматических расплавов и их эволюции под воздействием тепла и флюидов, продуцируемых глубинными мантийными магмами. Близкий генезис для гранитов А-типа предполагается Д. Уоленом (Whalen, 1986), считающим, что заложение материнских магматических очагов происходило в нижнекоровых субстратах, из которых предварительно были выплавлены магмы орогенических (синколлизонных) гранитоидов и которые вследствие этого были обогащены кремнием, фтором и редкими землями.

Мелкие штокообразные и трубообразные тела, этмолиты и дайки лейкократовых двуслюдяных гранитов, лепидолит-сидерофиллитовых микроклин-альбитовых и альбитовых редкометаль-

ных гранитов пространственно совмещены с раннемеловыми гранитоидами различных поясов (Омчикандинский в Северном батолитовом поясе, Арга-Ыннах-Хайский – в одноименном поперечном поясе) или располагаются вблизи от них (Верхнебургалийский, Волшебник, Сфинкс по периферии Главного батолитового пояса). Близки им по составу некоторые субвулканические образования (Одинокий в Северном батолитовом поясе). Со всеми этими плутонами ассоциируют месторождения Sn, Li, Ta и Nb, нередко уникальные по масштабу.

Слагающие их породы характеризуются специфичным составом как породообразующих, так и аксессуарных минералов. Калиевый полевоый шпат представлен промежуточным и низким ортоклазом и решетчатым микроклином, содержащими до 40% Ab и не более 1,5% An. Плагноклаз имеет состав альбит-олигоклаза и альбита (изредка присутствует олигоклаз с 20–24% An). Температура двуполевошпатового равновесия 680–470°C. Состав биотита варьирует от литийсодержащего железистого ($f = 70\text{--}75\%$) биотита до сидерофиллита и лепидолита; светлой слюды – от фенгит-мусковита до циннвальдита. Слюды интенсивно обогащены F (1,5–8%). Биотит кристаллизовался при температурах 670–420°C, минимальном потенциале кислорода и максимальных активностях воды и фтора. Во всех породах присутствуют кордиерит или андалузит, литийсодержащий турмалин, топаз, флюорит, обогащенные Ta и Nb касситерит, марганцовистый ильменит и оловоносный рутил, тантало-ниобаты с содержанием SnO_2 3–6% и WO_3 – до 10%, широкий комплекс редкоземельных минералов лантан-цериевой группы. Широко развиты процессы как площадной, так и трещинной грейзенизации с образованием оловоносных мусковит-лепидолит-кварцевых, слюдисто-топаз-кварцевых, топаз-кварцевых, калинит-слюдисто-кварцевых эндо- и экзогрейзенов.

Породы корундонормативные, гиперглинозистые, с повышенной щелочностью. Они принадлежат к высококалиевой, иногда с отклонением к латитовой, магматической серии позднеорогенной или анорогенной геодинамической об-

становки. По индикаторным петро- и геохимическим коэффициентам породы также относятся к гранитам А-типа и имеют идентичные тренды РЗЭ. Вмещающие или пространственно сопряженные с ними коллизионные гранитоиды не комплементарны им по составу. Резко меняется и характер распределения элементов-примесей (скачкообразный рост содержаний Sn, W, Nb, Ta, Li, F), соответствующий геохимическому типу плюмазитовых редкометальных гранитов известково-щелочного ряда.

Ю.Д. Недосекин (1988), детально изучавший редкометальные граниты, высказал мнение об их ремобилизационной природе: повторном плавлении коллизионных гранитоидов в низах магматического очага или в промежуточных камерах под влиянием глубинных высокотемпературных флюидопотоков. Это подтверждается как пространственным положением тел редкометальных гранитов, так и находками в них оплавленных реликтов минералов вмещающих коллизионных гранитоидов (Трунилина и др., 1996а).

Куларский гранитный пояс. Граниты прорывают пермские и триасовые отложения северной части Кулар-Нерского террейна. Они вытянуты цепочкой с юго-запада на северо-восток на расстояние около 100 км (Оюн-Юрхский, Тарбаганаский, Кэрэхский, Кючусский и Тирехтяхский плутоны). По геофизическим данным они объединяются на глубине в единый горизонтальный или слабо наклонный на северо-запад плутон вертикальной мощностью не менее 6–8 км.

В составе пояса преобладают среднезернистые биотитовые граниты. Жильная фация представлена мелкозернистыми лейкогранитами, аплитами, аляскитами и пегматитами. Граниты главных фаций кристаллизовались при низких температурах (640–500°C), аномально высоком водном давлении в мезоабиссальных (5–6 км) условиях (Трунилина, 1970). По химическому составу они соответствуют гранитам S-типа. Геохимически граниты специализированы на Be, Li и Au. Характерно интенсивное проявление постмагматических процессов с преобразованием в микроклиновые апограниты, кварцевые альбититы и андалузит-мусковит-кварцевые грейзены с вкрапленностью касситерита и хризоберилла. Терригенные породы в экзоконтактовых ореолах преобразованы в биотит-кварц-полевошпатовые кристаллические сланцы с андалузитом

(Трунилина, 1972). Ширина контактового ореола достигает 5 км. K-Ar методом граниты датированы в 156–113 млн лет и ^{40}Ar - ^{39}Ar – в 102 млн лет (Lauer et al., 2001).

Геодинамическая природа Куларского гранитного пояса неясна. В соответствии с ^{40}Ar - ^{39}Ar данными по возрасту они близки охарактеризованным выше магматическим образованиям. Возможно, что куларские граниты также связаны с растяжением земной коры. Учитывая широкий обрамляющий их ореол метаморфических пород, можно предположить, что здесь мы имеем метаморфическое ядро кордильерского типа. В пользу такого предположения свидетельствуют, в частности, структурные данные. Куларские граниты и обрамляющие их метаморфические породы приурочены к пологой антиформе северо-восточного простирания, сложенной пермскими отложениями (см. рис. 11.17). Крылья антиформы осложнены пологими разломами с милонитами, которые наклонены в сторону окружающих ее триасовых отложений. На рис. 11.17 эти разломы определены как надвиги, но если эти разломы действительно существуют, их следует трактовать как сбросы. В целом, изображенная на рисунке ситуация во многом сходна со структурными рисунками, характерными для метаморфических ядер кордильерского типа. Несомненно, что изложенное представление лишь догадка и требуются специальные исследования, прежде всего структурные, для ее доказательства или опровержения.

А.П. Ставский (1982) высказал два альтернативных предположения о природе намеченной им Нижнеиндигирской рифтовой зоны. Рифтогенез мог быть обусловлен процессами в тылу активной континентальной окраины, маркируемой Охотско-Чукотским вулcano-плутоническим поясом или являться результатом первой, неудавшейся попытки раскрытия Евразийского бассейна и раскрытия Лавразии, которая произошла в начале кайнозоя и привела к формированию спредингового хребта Гаккеля (см. главу 1). Представляется, что грандиозный Индигирский пояс, как он описан выше, с его продолжением на шельф моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря сформировался в процессе растяжения земной коры, предшествовавшего раскрытию Евразийского океанического бассейна и отколу хр. Ломоносова.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Металлогенический анализ, согласно сложившимся в нашей стране представлениям, решает две главные задачи: 1) выяснение общих закономерностей распределения месторождений полезных ископаемых в пространстве и во времени в связи с развитием структур земной коры; 2) проведение на этой основе прогнозной оценки регионов на открытие в них месторождений (Шатский, 1958, с. 11).

КЛЮЧЕВЫЕ ПОНЯТИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

При металлогеническом анализе принято выделение металлогенической провинции как наиболее крупной единицы металлогенического районирования территории (Смирнов, 1982). Провинция соответствует крупным тектоническим единицам, таким как платформа или орогенный пояс, и характеризуется определенным набором рудных месторождений вне зависимости от их возраста. Выделение провинции в таком понимании, как справедливо отмечал Ю.А. Билибин, “имеет регистрационный смысл и лишь констатирует устанавливаемые эмпирические закономерности в отношении географического распространения тех или иных месторождений” (Билибин, 1961, с. 67).

Выделение металлогенических единиц вне зависимости от возраста месторождений, а только на основе их совместного нахождения не решает главной задачи металлогенического анализа – выявление связей месторождений полезных ископаемых с геодинамической обстановкой формирования тектонических структур и не может служить основой для прогнозных оценок территорий. Поэтому мы отказались от выделения металлогенических провинций.

Металлогенический анализ до недавнего времени как в нашей стране, так и за рубежом проводился на основе концепции геосинклиналей. Одна из первых попыток металлогенического анализа с позиций теории литосферных плит в

России была предпринята Л.П. Зоненшайном с соавторами (Зоненшайн и др., 1976). В последние годы региональный металлогенический анализ орогенных поясов все больше ориентируется на результаты террейнового анализа (Nokleberg et al., 1995, 1997a).

Основой применения теории тектоники литосферных плит к металлогеническому анализу является установление тесной связи рудных месторождений определенного типа с типами геодинамических обстановок, которые определяются данной теорией. Типы месторождений, характерных для каждой геодинамической обстановки, приведены в ряде работ (Митчелл, Гарсон, 1984; Sawkins, 1990).

Металлогенический пояс является главной единицей металлогенического районирования и исходным понятием регионального металлогенического анализа. Пояс включает все месторождения и рудопоявления, сформированные в определенной геодинамической обстановке. Различаются следующие типы геодинамических обстановок: 1) внутриконтинентального рифта; 2) миогеоклинали (пассивной континентальной окраины), 3) океанического бассейна; 4) зоны субдукции (островодужной и (или) окраинно-континентальной магматической дуги); 5) коллизионная (столкновения типа континент–континент, континент–микроконтинент, континент–островная дуга); 6) трансформного разлома и др. (Митчелл, Гарсон, 1984; Sawkins, 1990). В соответствии с данной классификацией различаются металлогенические пояса внутриконтинентальных рифтов, миогеоклинальные, субдукционные, коллизионные и т.п. Металлогенические пояса протягиваются на несколько тысяч километров при ширине в сотни километров и характеризуются определенным временем формирования, соответствующим данной геодинамической обстановке. Наиболее длительно время существования океанических бассейнов и расположенных на их периферии миогеоклиналей (сотни миллионов лет). Длительность других обстановок на порядок меньше (десятки миллионов лет).

ИСТОРИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ТЕРРИТОРИИ ЯКУТИИ

Металлогеническая зона выделяется в пределах металлогенического пояса и объединяет месторождения и рудопроявления, связанные между собой общностью происхождения. Зона характеризуется коротким временем формирования (в пределах 10 млн лет). В пределах зон месторождения распределены неравномерно и обычно группируются в некоторых компактных районах. Поэтому могут выделяться *рудные районы*, объединяющие родственные месторождения и рудопроявления. Выделение металлогенических зон и рудных районов позволяет определить металлогеническую зональность в пределах металлогенических поясов и раскрыть динамику формирования поясов во времени и пространстве.

Металлогенические пояса и выделяемые в их составе зоны и районы подразделяются на *доаккреционные*, или *доамальгамационные*, сформировавшиеся до аккреции террейнов к континенту или до их амальгамации в более крупные тектонические единицы (супертеррейн или составной террейн), *коллизионные* (аккреционные, амальгамационные), образованные в процессе столкновения террейнов друг с другом или с континентом, и *постаккреционные*, или *постамальгамационные*, возникшие после аккреции террейнов к континенту или амальгамации террейнов в более крупные тектонические единицы.

Доаккреционные металлогенические единицы выделяются в пределах террейнов. С точки зрения современных представлений о формировании орогенных поясов они представлены в современной структуре орогенных поясов лишь своими фрагментами. Доаккреционные металлогенические пояса, зоны и рудные районы в полном виде могут быть прослежены лишь на палеотектонических реконструкциях, показывающих бывшее размещение континентов, океанических бассейнов, островных дуг и т.п. Коллизионные и постаккреционные металлогенические единицы являются достаточно целостными образованиями, если они не были сильно нарушены в результате дисперсии.

Месторождение полезных ископаемых – скопление природного минерального сырья, которое по оценкам содержания полезного компонента и его запасов пригодно для промышленного освоения. Среди месторождений выделяются крупные, которые по запасам полезного компонента значительно превышают запасы большинства месторождений данного вида минерального сырья в соответствии с кондициями, принятыми для региона, страны, группы стран или всего мира.

Проявление полезного ископаемого (рудопроявление) – концентрация природного минерального сырья, запасы которого не оценены, либо по содержаниям полезного компонента и (или) его запасам оно непригодно для промышленного освоения при современных технологиях.

В конце 50-х годов и в 60–70-е годы параллельно с проводившимися в больших объемах геолого-съемочными и поисковыми работами, которые сопровождалось открытием новых месторождений полезных ископаемых, систематизировался материал по металлогении территории республики (Матвеевко, Шаталов, 1958; Рожков, 1962; Еловских, 1972; Ивенсен и др., 1975; Архипов, 1979; Флеров, 1976; Флеров и др., 1979). В 1962 г. под руководством В.В. Еловских была составлена первая прогнозно-металлогеническая карта Якутской АССР масштаба 1:1 000 000. В 1988 г. И.Г. Волкодавом составлена металлогеническая карта республики в масштабе 1:1 500 000, представляющая собой, по существу, обстоятельную регистрационную сводку месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых. В 1990 г. Г.В. Бирюлькиным и др. составлена металлогеническая карта юга республики масштаба 1:500 000, на которой изображены металлогенические зоны и рудные районы различных возрастных уровней. Общие сведения о полезных ископаемых республики в целом изложены в ряде работ (Черский, 1971; Архипов, 1979; Шур, 1985; Шишигин и др., 1994; Амузинский, Иванов, 1997а, 1997б; Наумов, 1997; Маршинцев, Кырбасова, 1997).

Все металлогенические исследования, выполненные в те годы, основывались на концепции геосинклиналей и определяющей роли “глубинных разломов” в тектонической эволюции территории. Вместе с тем в процессе этих исследований сложились представления о главных металлогенических провинциях: Верхояно-Колымской, Западно-Якутской и Южно-Якутской, специализированных на определенные виды минерального сырья и определенные типы месторождений полезных ископаемых. Исключительную важность представляют развитые в те годы взгляды о факторах, контролирующих размещение тех или иных типов оруденения, связях месторождений различного типа с магматическими образованиями, структурном контроле оруденения, которые сохраняют свою актуальность и ныне.

Первые попытки металлогенического анализа Верхояно-Колымской области на основе современных мобилистских тектонических представлений были предприняты еще в 80-е годы (Парфенов и др., 1988в; Parfenov, 1995). В 1996 г. в Госкомитете по геологии и недропользованию республики Саха (Якутия) под редакцией Л.М. Пар-

фенова составлена Металлогеническая карта республики масштаба 1:1 500 000, где в качестве основы была использована Геодинамическая карта республики того же масштаба (Парфенов, 1994). В рамках международного проекта по тектонике и металлогении севера тихоокеанского обрамления составлен ряд обзорных металлогенических карт, которые включают районы Восточной и Южной Якутии (Nokleberg et al., 1997a). На этих картах выделены до- и постаккреционные металлогенические пояса. Характеристика металлогенических единиц и месторождений приведена в сопровождающей карты объяснительной записке (Nokleberg et al., 1996). Необходимо обратить внимание на то, что металлогенические пояса, фигурирующие на этих картах, в соответствии с определениями металлогенических единиц, которые были даны выше, отвечают металлогеническим зонам. Обстоятельная характеристика доаккреционной минерагении Северо-Востока Азии, включая территорию Восточной Якутии, приведена в монографии В.И. Шпикермана (1998). Жильные Au-кварцевые месторождения Северо-Востока Азии описаны в книге Н.А. Горячева (1998).

ГЛАВНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ ТЕРРИТОРИИ ЯКУТИИ

Металлогенические единицы, выделяемые на территории республики, удобно подразделить на три группы: 1) связанные с образованием фундамента Северо-Азиатского кратона, осадконакоплением и магматизмом на кратоне; 2) связанные с формированием Верхояно-Колымской орогенной области; 3) постаккреционные, связанные с геодинамическими процессами за пределами кратона и орогенной области, накладывающимися как на кратон, так и на орогенную область. Перечень выделяемых металлогенических единиц и входящих в их состав характерных месторождений и рудопроявлений представлен в табл. 9.1, а их расположение показано на рис. 10.1, 10.7, 10.12, 10.17, 10.28, 11.1, 11.32 и 12.1. По сравнению с проведенным ранее районированием (Парфенов и др., 1999a; Parfenov et al., 1999) в данной работе сделаны некоторые изменения и уточнения.

Таблица 9.1

ОСНОВНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ)

Номер месторождения или рудопроявления	Географические координаты месторождений и рудопроявлений (с.ш., в.д.)	Месторождение или рудопроявление ¹	Структурно-минералогический тип месторождения или рудопроявления	Профилирующие металлы (в порядке значимости)
--	---	---	--	--

I. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

ДОАККРЕЦИОННЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Западно-Алданская металлогеническая зона: Au и Pt рудопроявления в зеленокаменных поясах, месторождения железистых кварцитов

ZTT² – Темулякит-Тунгурчинский Au рудный район

1	57°50', 121°19'	Лемочи*	Зоны бластомилонитов	Au
<i>ZTK – Токко-Ханинский Au рудный район</i>				
2	57°05', 119°44'	Олондо* Точки минерализации	Зоны бластомилонитов	Au, Ag Pt
<i>ZIM – Ималыкский Fe рудный район</i>				
3	58°19', 119°17'	Тарыннахское	Стратиформное оруденение	Fe, Au
<i>ZNL – Нелюкинский Fe рудный район</i>				
4	57°40', 121°40'	Нелюкинское	Стратиформное оруденение	Fe
<i>ZST – Соктокутско-Тасмиелинский Fe рудный район</i>				
5	57°14', 121°04'	Дагда	Стратиформное оруденение	Fe
Сутамская металлогеническая зона: месторождения железистых кварцитов				
6	56°05', 127°55'	Олимпийское	Стратиформное оруденение	Fe, P

Номер месторождения или рудопроявления	Географические координаты месторождений и рудопроявлений (с.ш., в.д.)	Месторождение или рудопроявление ¹	Структурно-минералогический тип месторождения или рудопроявления	Профилирующие металлы (в порядке значимости)
КАЛАРО-УЧУРСКИЙ РАНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС				
Каларо-Становая металлогеническая зона: Au оруденение в blastsмилонитах				
1	56°10', 119°30'	Ледяное	Жилы в blastsмилонитах	Au, Ag
2	56°41', 122°33'	Намарак *	То же	Au, Ag, Pb
3	56°41', 122°31'	Правокабактанское *	"	Au, Ag, Cu
Амгино-Становая металлогеническая зона: Au оруденение в blastsмилонитах				
Тыркандино-Становая металлогеническая зона: Au оруденение в blastsмилонитах				
4	55°00', 132°00'	Колчеданный Утес	Жилы в blastsмилонитах	Au, Cu, Pb
Дес-Леглиерская металлогеническая зона: Fe рудные скарны				
<i>DYA – Южно-Алданский Fe рудный район</i>				
5	57°46', 125°26'	Таежное	Скарны	Fe, Mn, Cu, Co, B
6	57°35', 124°32'	Десовское	То же	Fe, Mn, Cu, Co
<i>DEM – Эмельджакский Fe рудный район</i>				
7	58°30', 126°43'	Эмельджакское	Скарны	Fe, B, флогопит
Тимптонская металлогеническая зона: флогопитовые скарны				
8	57°36', 125°45'	Надежное	Скарны	Флогопит, вермикулит, Fe
Учурская металлогеническая зона: флогопитовые скарны				
9	58°15', 130°41'	Мегюсканское	Скарны	Флогопит, вермикулит, Fe
Кавактинская металлогеническая зона: апатит-титаномагнетитовые руды в расслоенных ультраосновных – основных плутонах				
10	55°53', 125°22'	Кавактинское	Вкрапленное магматогенное	P, Ti, Fe
ЧАРА-УЧУРСКИЙ ПОСТАМАЛЬГАМАЦИОННЫЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС, СВЯЗАННЫЙ С ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫМ РИФТОГЕНЕЗОМ КОНЦА РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ				
Угуйско-Удоканская металлогеническая зона: медистые песчаники				
<i>UUG – Угуйский Cu рудный район</i>				
1	62°00', 120°14'	Усуу*	Стратиформное оруденение	Cu
Нимырская металлогеническая зона: апатит в карбонатитах				
2	58°36', 125°11'	Селгдар	Карбонатиты	P, P3Э
Верхнеалданская металлогеническая зона: месторождения пьезокварца				
<i>VVR – Верхнеалданский хрусталеносный район</i>				
3	58°19', 124°20'	Перекавное	Жилы пьезокварца	Пьезокварц
<i>VVT – Верхнетимптонский хрусталеносный район</i>				
4	56°47', 125°33'	Бугарыкта	Жилы пьезокварца	Пьезокварц
Давангро-Налуракская металлогеническая зона: P3Э и Fe оолитовые руды				
5	56°22', 128°20'	Атугейское *	Стратиформное оруденение	Fe, P3Э

Номер месторождения или рудопроявления	Географические координаты месторождений и рудопроявлений (с.ш., в.д.)	Месторождение или рудопроявление ¹	Структурно-минералогический тип месторождения или рудопроявления	Профилирующие металлы (в порядке значимости)
ЛЕНО-АНАБАРСКИЙ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВНУТРИПЛАТФОРМЕННЫЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС СТРАТИФОРМНОГО Pb - Zn и Cu ОРУДЕНЕНИЯ				
Прианабарская металлогеническая зона: Pb-Zn стратиформные рудопроявления				
1	70°31', 112°39'	Куонамское*	Стратиформное оруденение	Pb, Zn
Среднеленская металлогеническая зона: Cu-Pb стратиформное оруденение				
2	59°30', 113°50'	Олдонское*	Стратиформное оруденение	Pb
3	60°00', 113°30'	Пилкинское*	То же	Cu
ПРИЛЕНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС ПАССИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ВЕНД-РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА				
Кылляхская металлогеническая зона: стратиформные Pb-Zn месторождения				
<i>KSR – Сарданинский Pb-Zn рудный район</i>				
1	60°01', 136°45'	Сардана	Стратиформное оруденение	Pb, Zn
2	59°52', 136°47'	Уруй	То же	Pb, Zn
3	60°08', 136°42'	Перевальное	"	Pb, Zn
Туора-Сисская металлогеническая зона: Pb-Zn стратиформная минерализация				
4	71°45', 127°35'	Мэнгэнилэр*	Стратиформное оруденение	Pb, Zn
Сетте-Дабанская металлогеническая зона: стратиформная Cu минерализация, Nb, Ta, PЗЭ и апатитовая минерализация в щелочно-ультраосновных породах с карбонатитами				
<i>SDM – Джалкан-Менкюленский Cu рудный район</i>				
5	63°31', 137°01'	Курпанджа	Медистые песчаники и сланцы	Cu
6	63°38', 136°38'	Джалкан*	Самородная Cu в базальтах	Cu
7	63°02', 137°57'	Россобаха*	То же	Cu
<i>SSR – Сахаринский Nb, Ta, PЗЭ и апатит – рудный район</i>				
8	59°55', 137°04'	Горное Озеро	Вкрапленные руды в карбонатитах	P, Nb, Ta, PЗЭ
9	60°39', 137°22'	Поворотное*	То же	Nb, Ta
Орулганская металлогеническая зона: Cu-Pb-Zn стратиформное оруденение				
10	69°04', 126°46'	Ага-Кукан*	Стратиформное оруденение	Cu, Pb, Zn
Западно-Верхоянская металлогеническая зона:				
<i>Ag стратифицированные и Ag-Au жильные месторождения</i>				
11	65°73', 130°20'	Мангазейское	Стратифицированные жилы	Ag, Pb, Sn
12	65°85', 130°20'	Кысылтас	Согласные и секущие жилы	Ag, Au, Pb, Zn
ЗАПАДНО-ЯКУТСКИЙ ПОЯС АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ И ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД С КАРБОНАТИТАМИ				
Ботубинско-Мархинская зона: алмазоносные кимберлиты				
1	62°32', 113°54'	Мир	Кимберлитовая трубка	Алмазы
2	62°25', 113°42'	Интернациональная	То же	"
Далдыно-Оленёвская зона: алмазоносные кимберлиты				
3	65°54', 111°31'	Айхал	Кимберлитовая трубка	Алмазы
4	66°26', 112°13'	Удачная	То же	"
5	66°00', 111°41'	Юбилейная	"	"
6	66°01', 111°41'	Сытыканская	"	"

Таблица 9.1 (продолжение)

Номер месторождения или рудопроявления	Географические координаты месторождений и рудопроявлений (с.ш., в.д.)	Месторождение или рудопроявление ¹	Структурно-минералогический тип месторождения или рудопроявления	Профилирующие металлы (в порядке значимости)
Куонамская зона: слабоалмазные кимберлиты				
			Кимберлитовые трубки, трубки щелочных пикритов	Проявления алмазов
Уджинская металлогеническая зона: Nb и PЗЭ в щелочно-ультраосновных породах с карбонатитами				
7	71°05', 116°40'	Томтор	Кора выветривания по карбонатитам	Nb, PЗЭ, P
Попигайская зона: импактные алмазы, связанные с Попигайской астроблемой				
II. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ				
ДОАККРЕЦИОННЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ				
Каменная металлогеническая зона: Pb-Zn стратиформные рудопроявления				
1	66°46', 153°57'	Таал*	Стратиформное оруденение	Pb, Zn
Ороёкская металлогеническая зона: Cu стратиформные рудопроявления				
2	64°54', 152°48'	Ороёк*	Стратиформное оруденение	Cu
Березовская металлогеническая зона: стратифицированная колчеданно-полиметаллическая минерализация				
3	66°40', 157°22'	Негорель-1*	Стратифицированная колчеданно-полиметаллическая минерализация	Pb, Zn, Cd
Томмотская металлогеническая зона: PЗЭ минерализация в щелочных габброидах и гранитах				
4	68°24', 141°14'	Томмотское*	Кварцевые жилы, кварцевые альбититы, пегматиты	PЗЭ
Эриктская металлогеническая зона: Ag колчеданно-полиметаллическое оруденение				
5	66°27', 141°09'	Хотойдох	Массивные сульфидные руды	Ag, Au, Pb, Zn
6	65°15', 152°10'	Сохатиное	Прожилково-вкрапленные руды	Au, Cu, Ag
Рассохинская металлогеническая зона: стратифицированное Cu и колчеданно-полиметаллическое оруденение				
7	65°13', 148°02'	Агынджа*	Стратифицированное оруденение	Cu, Ag
8	65°08', 148°16'	Догор*	То же	Pb, Zn, Ag
ЯНО-КОЛЫМСКИЙ ПОЗДНЕЮРСКО-РАННЕОКОМОВЫЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС				
Чыбагалахская металлогеническая зона: касситерит-кварцевые и касситерит-вольфрамит-кварцевые месторождения, В-Sn скарны, Au редкометальные месторождения				
СВС – Бургавли-Чалбинский Sn-W рудный район				
1	66°28', 137°39'	Бургавлийское	Штокверки, минерализованные зоны дробления	Sn, W, Zn
2	66°17', 137°58'	Кере-Юряхское	Жилы и околожилные грейзены	Sn, W
CVT – Верхнетирехтяхский В-Sn рудный район				
3	67°33', 139°14'	Титовское	В-Sn скарны	В, Sn, Fe
4	64°35', 146°53'	Чугулулук	Жилы, минерализованные зоны дробления	Au, Bi, Te
5	68°09', 136°38'	Неннели*	Жилы, штокверки	Au, Bi, Te
6	65°24', 143°00'	Хаптагай-Хая	Жилы	Au
Адыча-Нерская металлогеническая зона: метаморфогенные и гидротермальные Au-кварцевые жилы				
АНТ – Туора-Тасский Au рудный район				
7	64°37', 142°33'	Сохатиное	Жилы	Au
8	64°38', 142°32'	Венера*	Штокверк	Au

Номер месторождения или рудопроявления	Географические координаты месторождений и рудопроявлений (с.ш., в.д.)	Месторождение или рудопроявление ¹	Структурно-минералогический тип месторождения или рудопроявления	Профилирующие металлы (в порядке значимости)
АНВ – Бадранский Au рудный район				
9	64°12', 141°41'	Бадран	Жилы	Au
10	63°44', 143°31'	Якутское	"	Au, Ag
АНИ – Интахский Au рудный район				
11	64°34', 144°19'	Келлям*	Минерализованные зоны дробления	Au
12	64°29', 141°36'	Кокарин	Седловидные жилы	Au
13	64°32', 141°43'	Талалах	Жилы	Au
14	65°32', 140°18'	Имтачан	"	Au
15	64°10', 144°49'	Хангалас	Согласные жилы	Au
16	63°43', 143°53'	Эргелях	Жилы	Au, Bi, Te, W
17	63°58', 143°18'	Дора-Пиль	Межпластовые жилы	Au
Куларская металлогеническая зона: метаморфогенные Au кварцевые жилы				
KUS – Улахан-Сисский Au рудный район				
18	70°37', 134°35'	Емельяновское	Стратифицированные и секущие жилы	Au
19	70°34', 134°45'	Кыллах	То же	Au
Верхоянская металлогеническая зона: метаморфогенные Au кварцевые жилы				
VDO – Дьяндинско-Охоносойский Au рудный район				
20	70°50', 129°01'	Дьянди	Жилы	Au
Аллах-Юньская металлогеническая зона: метаморфогенные Au кварцевые жилы				
АҮВ – Юрско-Бриндакитский Au рудный район				
21	59°53', 137°38'	Юр	Стратифицированные и секущие жилы	Au
22	60°06', 137°43'	Некур*	То же	Au
АВО – Булар-Оночолохский Au рудный район				
23	61°15', 137°35'	Булар	Стратифицированные и секущие жилы	Au
Томповская металлогеническая зона: Cu-W скарны, касситерит-силикатно-сульфидные месторождения				
24	64°18', 137°01'	Агылки	Пластовые скарны	W, Cu, Bi, Au
25	64°30', 137°18'	Эрикагское	Жилы, минерализованные зоны дробления	Sn
26	64°26', 137°37'	Джуптаганское	То же	Sn
ЯНО-ПОЛОУСУНЫЙ ПОЗДНЕНЕОКОМСКО-АПТСКИЙ СУБДУКЦИОННЫЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС				
Яно-Адычанская металлогеническая зона: касситерит-силикатно-сульфидные, Sn полиметаллические и касситерит-редкометалльно-кварцевые месторождения				
ҮЕГ – Эге-Хайский Sn рудный район				
1	67°32', 134°42'	Эге-Хая	Жилы, минерализованные зоны дробления	Sn, Zn, Cd, In, Ag
2	67°24', 134°26'	Хонорское	Штокверки	Sn, W, Zn
3	67°16', 134°12'	Кестерское	Грейзены	Sn, P3Э
4	67°30', 135°20'	Черногорское	Штокверки	Au, W
ҮТР – Тирехтяхский Sn рудный район				
5	65°38', 131°41'	Аномальное	Жилы, минерализованные зоны дробления	Sn, Pb, Zn

Номер месторождения или рудопроявления	Географические координаты месторождений и рудопроявлений (с.ш., в.д.)	Месторождение или рудопроявление ¹	Структурно-минералогический тип месторождения или рудопроявления	Профилирующие металлы (в порядке значимости)
YDN – Дербек-Нельгесинский Sn рудный район				
6	65°56', 135°41'	Илинтасское	Жилы	Sn, W, Cu, Ag, Au
7	65°47', 135°11'	Бургочанское	Жилы, минерализованные зоны дробления	Sn, Co, Cu, In
Полоусная металлогеническая зона: Au-Cu, Au-Cu-W и Au порфировое оруденение				
8	70°05', 136°30'	Мамянджу*	Порфировое оруденение	Cu, Au
9	70°06', 136°35'	Марья-Хая*	То же	Cu, Au, W
10	70°10', 136°40'	Таланнахское*	"	Au, Cu, Sn
11	69°11', 141°29'	Эгекит	"	Au, W
12	69°27', 142°03'	Северное*	Штокверки	Au, Co, As
13	69°25', 142°09'	Улуу*	Жилы	Au
Улахан -Таская металлогеническая зона: Мо кварцевые жильные, Au скарновые, Au редкометальные и касситерит-силикатно-сульфидные месторождения				
14	69°30', 149°19'	Тугучак*	Жилы	Mo
15	69°43', 150°15'	Чистое	"	Au, Bi, W
16	69°28', 149°20'	Кандидатское	Скарны	Au, Co, Mo
17	69°56', 153°22'	Приморское	Минерализованные зоны	Sn, Ag
Нижнеколымская металлогеническая зона: Cu-Мо порфировое и Au-Ag кварцевое оруденение				
18	69°10', 162°00'	Водораздельное*	Штокверк	Cu, Mo, Au
19	69°05', 161°30'	Скип*	Минерализованные зоны	Au, Ag
III. ПОСТ-АККРЕЦИОННЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА				
ВОСТОЧНО-АЗИАТСКИЙ АЛЬБ-ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС				
Верхнеюдомская металлогеническая зона: малосульфидные касситерит-силикатные и Sn полиметаллические месторождения				
1	62°39', 140°49'	Хороньское	Минерализованные зоны, жилы	Sn, Pb, Zn, Ag
2	62°03', 140°44'	Хаардахское	Минерализованные зоны	Sn, Pb, Zn
3	62°27', 140°18'	Кутинское	Жилы, минерализованные зоны	Pb, Zn, Sn, Ag
4	61°49', 140°15'	Джатонское	То же	Pb, Zn, Sn, Ag
ВОСТОЧНО-ЯКУТСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС				
Южно-Верхоянская металлогеническая зона: Au-Ag кварцевые Ag полиметаллические месторождения				
YNZ – Нежданнинский Au-Ag рудный район				
1	62°30', 139°10'	Нежданнинское	Минерализованные зоны дробления, жилы	Au, Ag
2	62°35', 139°50'	Верхнеменкеченское	Линзовидные жилы	Pb, Ag
Хандыгская металлогеническая зона: As-Sb, Au-Hg, Hg минерализация, Ag полиметаллическое оруденение				
3	63°21', 138°24'	Сендучен*	Минерализация в карбонатных породах	As, Sb
4	63°23', 138°06'	Хамамыт*	То же	As, Sb
5	61°23', 137°08'	Светлое*	"	Au, Hg
6	63°52', 136°09'	Хохсалах	Минерализованные зоны дробления	Au, Sb
7	65°07', 136°11'	Эрлан*	Прожилково-вкрапленная минерализация	Hg
8	64°28', 136°30'	Хачакчан	Жилы, минерализованные зоны дробления	Ag

Номер месторождения или рудопроявления	Географические координаты месторождений и рудопроявлений (с.ш., в.д.)	Месторождение или рудопроявление ¹	Структурно-минералогический тип месторождения или рудопроявления	Профилирующие металлы (в порядке значимости)
Екюччу-Билляхская металлогеническая зона:				
Ag полиметаллические, Au-Sb и Hg жильные месторождения				
9	65°44', 133°12'	Прогноз	Жилы, минерализованные зоны дробления	Ag, Pb, Zn, Sn
10	67°35', 134°06'	Биллях	Прожилково-вкрапленное оруденение в дайке гранит-порфиров	Au, Sb
11	66°55', 133°53'	Маган-Хая*	Прожилково-вкрапленное оруденение	Au, Sb
12	66°44', 130°48'	Звездочка	Жилы	Hg
13	66°59', 130°46'	Мугурус*	"	Sb
14	67°02', 131°17'	Бетюген*	"	Au, Sb
Нижнеяльская металлогеническая зона: Au-Sb-Hg вкрапленное оруденение				
15	69°48', 134°45'	Кючус	Прожилково-вкрапленные руды	Au, Sb, Hg
Тарынская металлогеническая зона: Au-Sb, Ag и Ag-Sn полиметаллические жильные месторождения				
16	64°17', 142°46'	Сарылах	Жилы и минерализованные зоны дробления	Au, Sb
17	66°29', 137°03'	Сентачая	То же	Au, Sb
18	65°52', 137°57'	Ган-Андреевское*	"	Au, Sb
19	63°33', 144°21'	Купольное	Минерализованные зоны дробления, жилы	Ag, Sn, Pb, Zn
20	63°25', 143°56'	Дичек	То же	Ag
Селеняхская металлогеническая зона: Au-Hg, Au-Sb-Hg, Hg и Au-Ag эпитеpмальные месторождения				
<i>SSK – Сакынджинский Au-Hg-Sb рудный район</i>				
21	68°53', 140°18'	Гал-Хая	Вкрапленные руды в джаспероидах	Au, Hg
22	68°39', 140°15'	Пологое	Вкрапленные руды в карбонатных породах	Au, Sb, Hg
23	68°41', 140°20'	Арбат	То же	Au, Sb, Hg
<i>SDG – Догдинский Hg-Au-Ag рудный район</i>				
24	67°21', 138°27'	Догдо*	Вкрапленные руды в вулканитах	Hg
25	67°24', 138°27'	Хетакчан*	То же	Hg
26	67°31', 139°30'	Кыра*	Вкрапленные руды в терригенно-карбонатных породах	Hg
27	67°33', 137°55'	Кысылга	Жилы, минерализованные зоны	Au, Ag, Sb
Центрально-Полоусная металлогеническая зона: касситерит-сульфидные штокверки и жилы, Sn (W, Mo) и Au редкометалльные грейзены, Ag полиметаллические жилы				
28	69°17', 139°58'	Депутатское	Грейзены, жилы, минерализованные зоны дробления, штокверки	Sn, Au, Ag, Pb
29	69°39', 141°04'	Полярное	Жилы, грейзены	Sn, W
30	69°43', 142°04'	Одинокое	Грейзены	Sn, W, Mo
Чохчуро-Чекурдахская металлогеническая зона:				
касситерит-силикатно-сульфидные жильные месторождения				
31	71°06', 141°43'	Чурпунья	Жилы, минерализованные зоны дробления и прожилково-вкрапленное оруденение	Sn, Cu
32	72°10', 140°16'	Чокурдах	Минерализованные зоны дробления	Sn, As, Cu

Номер месторождения или рудопроявления	Географические координаты месторождений и рудопроявлений (с.ш., в.д.)	Месторождение или рудопроявление ¹	Структурно-минералогический тип месторождения или рудопроявления	Профилирующие металлы (в порядке значимости)
--	---	---	--	--

ЮЖНО-ЯКУТСКИЙ ЮРСКО-РАННЕМЕЛОВОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Чара-Алданская металлогеническая зона: Au кварцевые стратифицированные месторождения, Au кварцевые жилы и зоны дробления, U-Au минерализованные зоны

СНС – Центрально-Алданский Au-U рудный район

1	59°01', 125°37'	Куравах	Пластовые залежи	Au
2	58°28', 125°28'	Лебедяный	Жилы, пластовые залежи	Au
3	58°43', 125°51'	Рябиновое	Порфиоровое	Au
4	58°40', 126°05'	Лунное	Минерализованные зоны	Au
5	58°32', 124°55'	Инагли*	Вкрапленные руды	Au, Pt
6	58°43', 126°20'	Элькон	Минерализованные зоны	U, Au

СНУ – Верхнеамгинский Au рудный район

7	59°15', 123°42'	Хатырхай	Россыпь	Au
---	-----------------	----------	---------	----

СНТ – Верхнетоккинский Au рудный район

8	57°50', 120°15'	Угуйское	Минерализованные зоны дробления	Au
9	57°40', 125°23'	Кур*	Жилы	Au
10	57°38', 125°23'	Притрассовое*	"	Au

СНЛ – Ломамский Au рудный район

11	57°08', 128°07'	Эхюнда*	Жилы	Au
----	-----------------	---------	------	----

СНТ – Тыркандинский Au рудный район

12	57°46', 128°20'	Майское*	Минерализованные зоны дробления	Au
----	-----------------	----------	---------------------------------	----

СНК – Кет-Капский Au рудный район

13	57°32', 131°35'	Чайдах*	Жилы, пластовые залежи	Au
----	-----------------	---------	------------------------	----

Южно-Алданская металлогеническая зона: Au, Au-Ag, Au редкометальная и Au полиметаллическая минерализация

14	56°12', 124°55'	Холодникан*	Жилы, минерализованные зоны	Au, Ag
15	56°05', 125°15'	Скобельцинское*	То же	Au, Ag
16	56°32', 129°24'	Алтан-Чайдах	Жилы, штокверки	Au, Ag, Mo

¹ Крупные месторождения набраны жирным шрифтом, рудопроявления помечены звездочкой.

² Аббревиатурами обозначены рудные районы, показанные на рис. 10.1, 10.7, 10.12, 10.17, 11.1, 11.5, 11.32 и 12.1.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

В пределах Северо-Азиатского кратона на территории республики различаются доаккреционные металлогенические зоны, выделяемые в пределах некоторых раннедокембрийских террейнов Алдано-Станового щита, Каларо-Учурский металлогенический пояс раннепротерозойского возраста, связанный с коллизией террейнов и амальгамацией их в более крупную тектоническую единицу, Чара-Учурский постамальгамационный металлогенический пояс, соответствующий внутриконтинентальному рифтогенезу конца раннего протерозоя, а также ряд металлогенических поясов различной геодинамической природы и возраста, возникших в период формирования платформенного чехла.

ДОАККРЕЦИОННЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Доаккреционные металлогенические зоны раннедокембрийского возраста: Западно-Алданская и Сутамская – выделяются в пределах Алдано-Станового щита в южной части Северо-Азиатского кратона (рис. 10.1).

ЗАПАДНО-АЛДАНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Au и Pt РУДОПРОЯВЛЕНИЯ В ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСАХ, МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Западно-Алданская металлогеническая зона расположена в пределах Западно-Алданского гранит-зеленокаменного составного террейна. В ней выделяется ряд рудных районов.

Темулякит-Тунгурчинский Au рудный район протягивается в субдолготном направлении на 200 км при ширине до 50 км. В его строении принимают участие позднеархейские зеленокаменные метавулканогенно-осадочные и метаосадочные образования, а также тоналит-трондьемито-

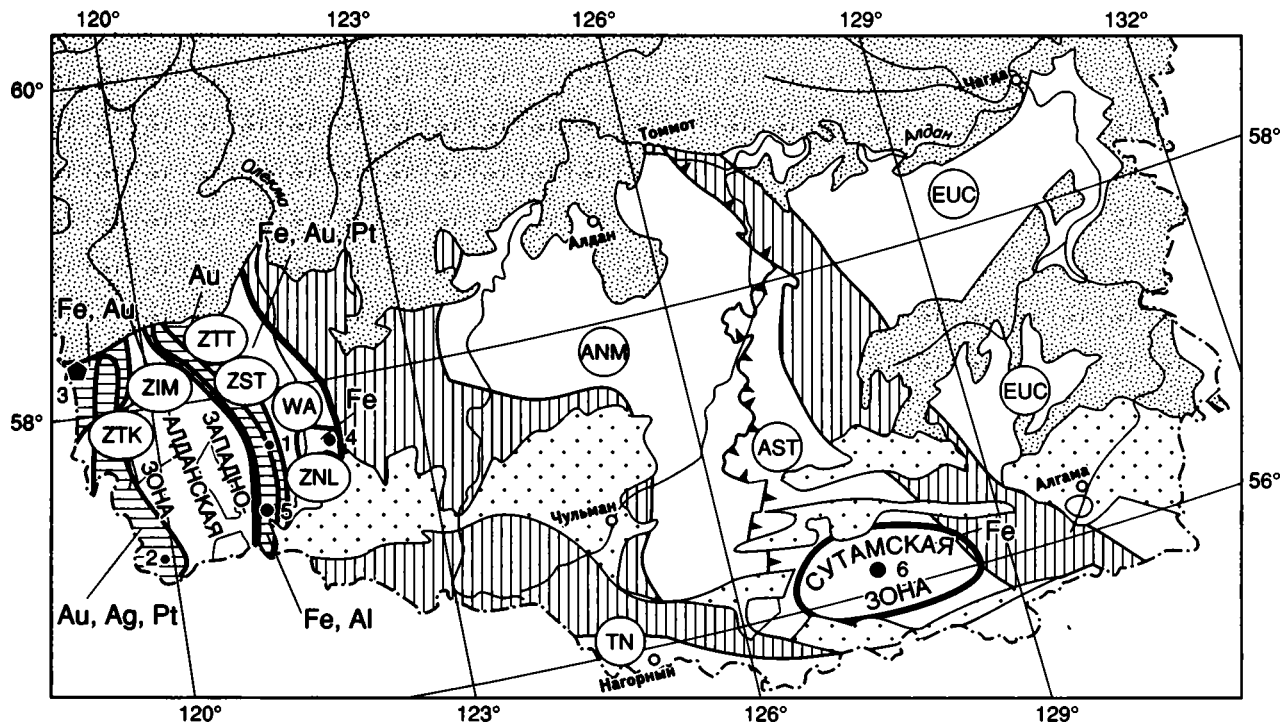
вые гнейсы и различного типа граниты (Дук и др., 1986).

Au рудопоявление Лемочи находится в центральной части Тасмиелинского зеленокаменного пояса. Участок рудопоявления сложен метабазами, представленными плагиоклаз-амфиболовыми и биотит-плагиоклаз-амфиболовыми сланцами, включающими прослойки и линзы амфибол-кварц-мусковит-плагиоклазовых и биотит-амфибол-гранатовых микрогнейсов и гранат-куммингтонит-магнетитовых кварцитов, субсогласными телами метадiorитов и габбро-амфиболитов. Все породы толщью интродуцированы телами пегматитов (рис. 10.2).

Au минерализация с промышленными концентрациями связана с пирротинсодержащими метабазами, кварцевыми жилами и прожилками, кварц-турмалиновыми и кварцевыми метасоматитами, диафторитами и метагаббро. Максимальные содержания Au (14,1 г/т) установлены в метабазах. В кварцевых жилах и прожилках содержание Au достигает 8,2 г/т, в кварц-турмалиновых метасоматитах – 8,1 г/т, в кварцевых метасоматитах – 8,1 г/т. В метагаббро Au минерализация составляет 3,3 г/т и связана со слабосульфидными прожилками кварца, широко развитыми в породе. Связь Au оруденения с метасоматическими изменениями пород обоснована геохимическими данными (Гадиятов, 1992).

Рудные тела мощностью от 0,1 до 1,2 м приурочены к замкам складок и их крыльям, вдоль которых развиваются различные разрывные деформации. Рудные интервалы с промышленным содержанием Au сосредоточены среди катаклазированных метабазальтов. Они представлены чередующимися субпараллельными плагиоклаз-кварцевыми прожилками мощностью 1–5 см, кварцевыми жилами и прожилками заполнения с метасоматически переработанными вмещающими породами, а также кварцевыми метасоматитами.

Токко-Ханинский Au и Pt рудный район протягивается в субдолготном направлении на 200 км при ширине 10–30 км и расположен в пределах Олондинского зеленокаменного пояса, образованного метаморфизованными вулканитами, вулканогенно-обломочными и интрузивными породами (Попов и др., 1990). Au рудопоявления установлены в диафторированных метабазах и метагаббро-диабазлах (Попов и др., 1997; Смелов, Никитин, 1999).














-  Граница металлогенического пояса (см. рис. 10.7 и др.)
-  Граница металлогенической зоны
-  Рудные районы: ZTT – Темулякит-Тунгурчиринский, ZTK – Токко-Ханинский, ZIM – Ималыкский, ZNL – Нелюкинский, ZST – Соктокут-Тасмиелинский
-  3 Крупные месторождения
-  4 Месторождения
-  2 Рудопроявления
(Названия месторождений и рудопроявлений приведены в табл.9.1; номер на рис. соответствует номеру в табл.)
-  Террейны в раннедокембрийском фундаменте щита: WA – Западно-Алданский, ANM – Нимнырский, AST – Сутамский, EUC – Учурский, TN – Тындинский
-  Зоны тектонического меланжа
-  Платформенный чехол
-  Юрские впадины
-  Надвиги

Рис. 10.1. Доаккреционные металлогенические зоны Алдано-Станового щита

На Au рудопроявлении Олондо содержание Au в метабазахитах и метагипербазитах обычно составляет от 1 до нескольких десятков мг/т. По мере увеличения метасоматических изменений, выраженных в появлении в составе метабазитов биотита, актинолита, карбоната и сульфидов, а в метагипербазитах – актинолита и магнетита, иногда флогопита и хлорита, содержание Au увеличивается до 0,2–0,5 г/т (иногда до 2 г/т). В ламинарных кварцевых жилах оно поднимается до 0,7 г/т, а в массивных карбонат-амфибол-кварц-сульфидных породах, сопряженных с ними, – до 5,0 г/т. Опробование одной из зон метасоматитов в верховьях р. Токко (собственно рудопроявление Олондо) показало, что Au в промышлен-

ных концентрациях (3–5 г/т) относительно равномерно распределено по рудному телу. Рудные тела имеют крутое падение. Мощность их изменяется от нескольких сантиметров до 10–15 м.

В Олондинском зеленокаменном поясе установлено несколько участков с повышенным содержанием элементов группы платины в расслоенных телах габбро-диабазов, в кварц-магнетит-куммингтонитовых сланцах и диафоритах по породам ультраосновного и основного составов. Суммарное содержание Pt, по предварительным

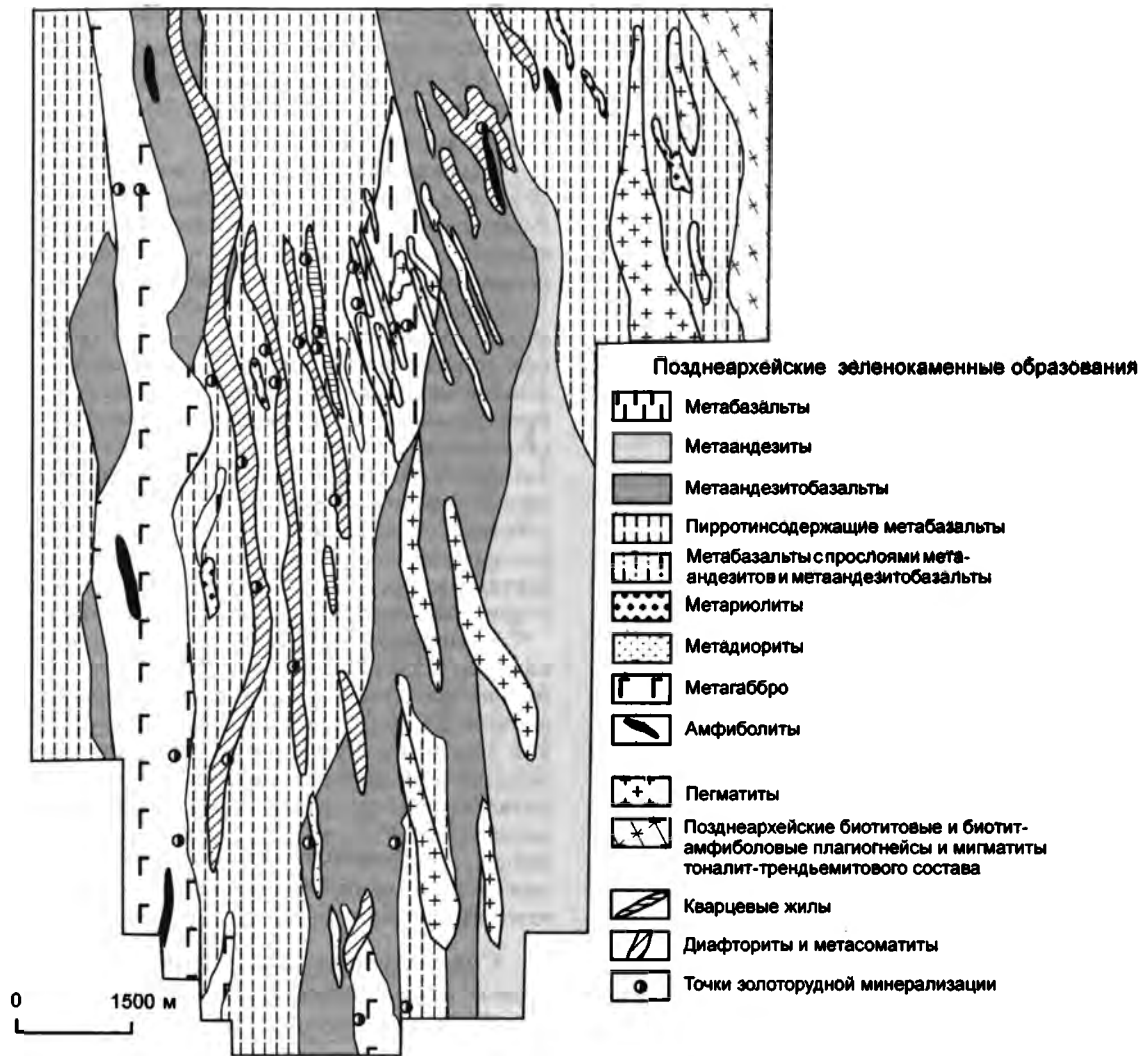


Рис. 10.2. Геологическая карта района Au рудопроявления Лемочи (по материалам В.М. Никитина, С.В. Поповченко)

оценкам, в отдельных пробах достигает 2,5 г/т (Жижин и др., 1994).

Ималыкский Fe рудный район, протягивающийся на 300 км при ширине 20–30 км, располагается в пределах Тарыннахского зеленокаменного пояса позднеархейского возраста. Главные месторождения – Тарыннахское и Горкитское – по запасам легкообогатимых железных руд сопоставимы с ведущими месторождениями Кривоужского бассейна и Курской магнитной аномалии, а по обогатимости и качеству концентрата превосходят их (Биланенко и др., 1986).

Тарыннахское Fe месторождение вытянуто в субдолготном направлении на 25 км при ширине 3–4 км, площадь его около 90 км². На месторождении выделяются три рудные залежи, разделенные гнейсовидными гранитами, гнейсами и сланцами различного состава (Горелов и др., 1984). Залежи прослеживаются на 22,5 км при мощности до 330 м и характеризуются сложным строением (рис. 10.3). Структура месторождения определяется сжатыми складками с пологими осевыми плоскостями, которые, в

свою очередь, смяты в более поздние линейные складки с крутыми осевыми поверхностями. Падение рудных тел крутое (60–90°), преимущественно западное, реже восточное. Большую роль в строении залежей играют разломы субдолготного простирания (Ахметов, 1983).

Fe руды представлены роговообманково-актинолит-магнетитовыми мелко- и тонкозернистыми железистыми кварцитами. Присутствуют куммингтонит-магнетитовые, хлорит-магнетитовые и магнетитовые разности. В переслаивании с железистыми кварцитами находятся биотит-кварцевые, мусковит-серицит-кварцевые сланцы (иногда с гранатом, ставролитом, кианитом, силлиманитом и андалузитом) и кварциты мощностью 1,4–3,3 м, амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы и амфиболиты мощностью 0,5–7 м и тела гранитоидов мощностью 0,2–8 м. Степень метаморфизма пород отвечает условиям эпидот-амфиболитовой фации умеренных давлений. На других месторождениях района она повышается до амфиболитовой и, возможно, до гранулитовой (месторождения Снежное и Ималык) фаций (Смелов, 1989; Горелов и др., 1984). Запасы Fe руд Тарыннахского месторождения составляют около 2 млрд т с содержанием Fe (общего) 28,1% и Fe (магнетитового) 21,0%.

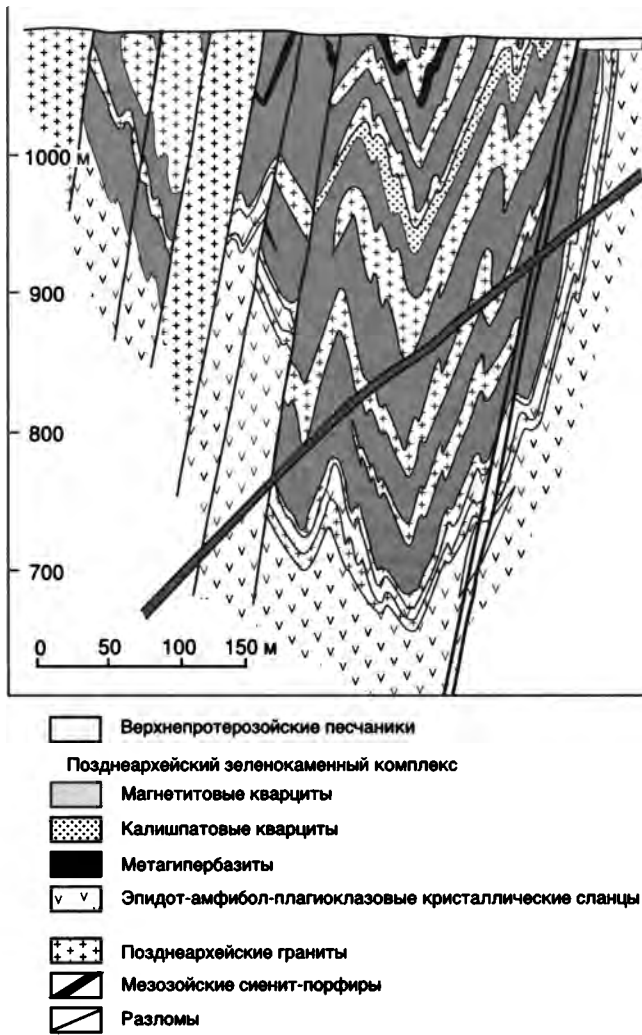


Рис. 10.3. Геологический разрез Тарыннаохского Fe месторождения (по материалам Р.Н. Ахметова, Г.И. Скрипки)

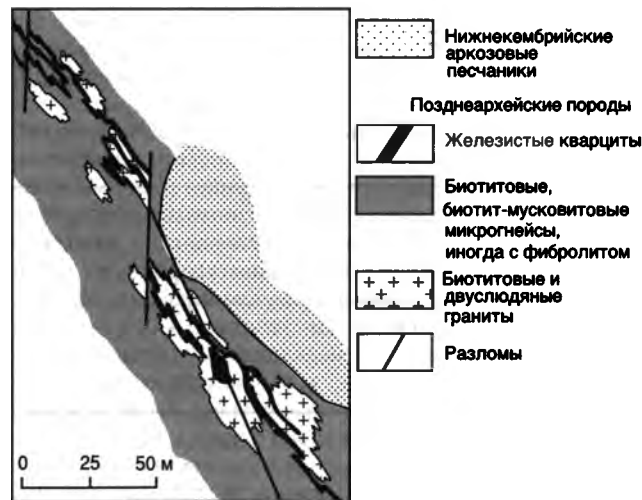


Рис. 10.4. Схематическая геологическая карта центральной части Нелюкинского Fe месторождения (по материалам Е.С. Родионова)

В протолочках магнетитовых кварцитов отмечаются знаки Au, содержание которого достигает 8,5 г/т. При микроскопических исследованиях наблюдаются сростки Au 30–50 мкм с силикатами и магнетитом.

Нелюкинский Fe рудный район протягивается на 70 км при ширине до 10 км в пределах верхнеархейского Ялахского зеленокаменного пояса (Смелов, 1989). Район включает два Fe месторождения – Нелюкинское и Джелтукатское, а также ряд проявлений железистых кварцитов.

Нелюкинское Fe месторождение обнаружено в процессе аэромагнитной съемки (рис. 10.4). Рудовмещающая толща сложена амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми микрогнейсами и кристаллическими сланцами с пачками амфиболитов, которые, в свою очередь, переслаиваются с биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-двуслюдянными микрогнейсами и кварцито-гнейсами, иногда с силлиманитом. Структура месторождения представляет собой синформу, которая осложнена рядом разрывных нарушений, смещающим рудные пласты как по вертикали, так и по горизонтали. Горизонтальные смещения достигают 200 м.

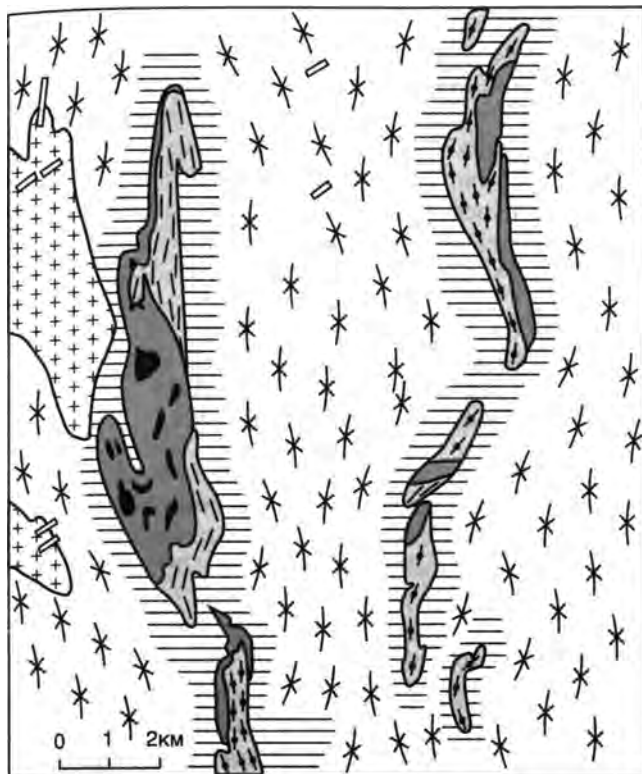
Установлены два рудных пласта мощностью до 20 м каждый, разделенных пачкой биотитовых микрогнейсов мощностью 50–150 м. Рудные пласты прослежены канавами на 2,5 км, а наземной магнитометрической съемкой – на 10 км. Руды представлены тонкополосчатыми железистыми кварцитами. Рудный минерал – в основном магнетит, обычно сильно мартитизированный. Руды содержат: Fe – 36,11–45,39%; S – сл.; F – 0,026–0,04% (Кудрявцев, Ахметов, 1977). Общие прогнозные запасы Нелюкинского месторождения на глубину 500 м оцениваются в несколько сот миллионов тонн.

Соктокутско-Тасмиелинский Fe рудный район прослеживается на 220 км при ширине 15–40 км в восточной части Темулякит-Тунггучинского зеленокаменного пояса (Dobretsov et al., 1997). В процессе геологических съемок здесь выделено 17 небольших железорудных участков, из которых участок Дагда оценивается как мелкое Fe месторождение.

Fe месторождение Дагда расположено среди амфиболовых, амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов позднеархейского возраста и представлено несколькими пластами бедных (10–25% магнетита) железистых кварцитов. Мощность рудных тел составляет 0,5–1,3 м, а протяженность – 0,2–1,0 км (рис. 10.5). В районе на площади 400×1200 м обнаружено значительное количество обломков богатых (30–70% магнетита) куммингтонит-магнетитовых кварцитов. Прогнозные запасы месторождения Дагда оцениваются в 100 млн т.

СУТАМСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Сутамская зона расположена на юге Центрально-Алданского гранулит-ортогнейсового составного террейна в пределах Сутамского блока, сложенного гнейсами с возрастом 2,5–3,0 млрд лет, метаморфизованными в усло-



Позднеархейские зеленокаменные образования

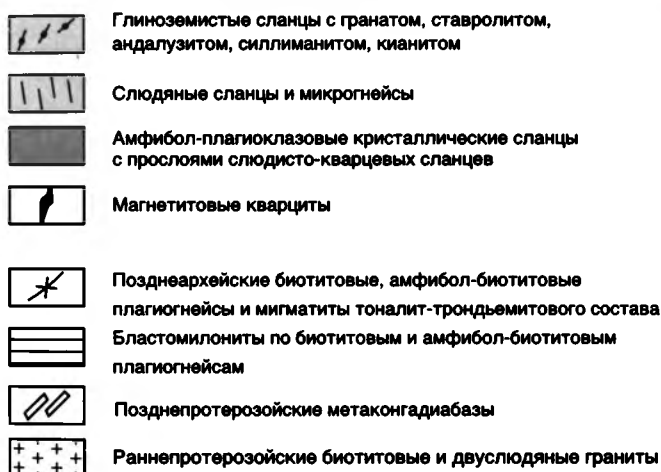


Рис. 10.5. Геологическая карта района Fe месторождения Дагда (по материалам Л.М. Богомолковой и В.Ф. Тимофеева)

виях гранулитовой фации высоких давлений. Первые Fe рудопоявления здесь были обнаружены в 1851 г. Якутской экспедицией Географического общества (Каденский, 1960). Зона характеризуется Fe месторождениями, представленными магнетитовыми кварцитами, которые ассоциируют с основными и ультраосновными породами. Наиболее изучено месторождение Олимпийское (Никитин, 1990).

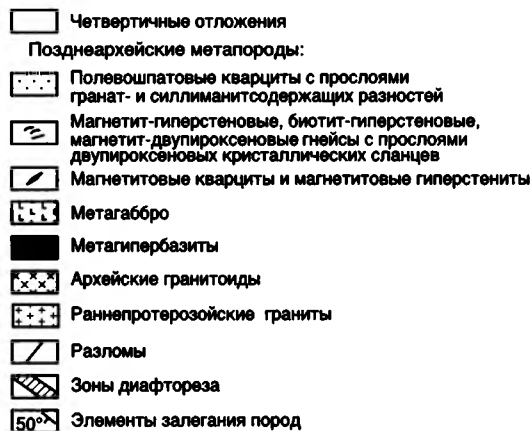
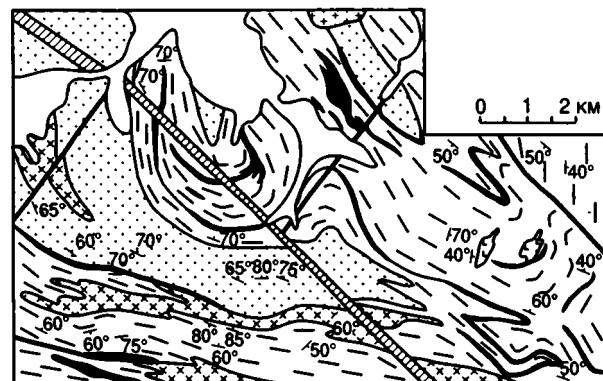


Рис. 10.6. Схема геологического строения Fe месторождения Олимпийское (по материалам В.М. Никитина)

Олимпийское Fe месторождение (рис. 10.6) вытянуто на 11 км при ширине 3–4 км. В районе месторождения различаются две группы горных пород. Первая представлена магнетит-гиперстеновыми и магнетит-двупироксеновыми гнейсами с прослоями амфибол-двупироксеновых и магнетит-двупироксен-плагиоклазовых сланцев. Породы слагают ядро антиформной складки. Железородный горизонт, образованный магнетитовыми и гиперстен-магнетитовыми кварцитами, приурочен к внешней части антиформы. Вторая группа горных пород, слагающая ядро синформы, представлена полевошпатовыми кварцитами с прослоями гранат- и силлиманитсодержащих разностей. Отмечаются прослои диопсидовых пород и кальцифиров. С ней связан второй железородный горизонт, образованный магнетитовыми и гранат-магнетитовыми гиперстенитами.

В пределах железородных горизонтов выделяется 11 залежей линзовидной формы протяженностью 0,5–4 км и мощностью от 20 до 200 м. Залежи сложены средне- и крупнозернистыми полосчатыми гиперстен-магнетитовыми кварцитами. Содержание Fe (магнетитового) варьирует от 25,3 до 36,98%, S – 0,08–0,13%. Отмечаются единичные согласные линзы мощностью до 30 см богатых апатит-магнетитовых руд, в которых содержание Fe (магнетитового) составляет 61%, P₂O₅ – 4,11%.

По геофизическим данным ресурсы Fe руд Олимпийского месторождения до глубины 300 м оцениваются в 500 млн т и до глубины 500 м – в 900 млн т.

КАЛАРО-УЧУРСКИЙ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Каларо-Учурский металлогенический пояс охватывает большую часть Алдано-Станового щита и, по-видимому, продолжается к северу под платформенным чехлом (рис. 10.7). Формирование пояса связано с амальгамацией раннедокембрийских террейнов в единый крупный континентальный блок. Амальгамация сопровождалась образованием широких и протяженных зон тектонического меланжа, разделяющих террейны Алдано-Станового щита, метаморфизмом гранулитовой и амфиболитовой фаций в пределах террейнов, субщелочным гранитоидным магматизмом, который широко проявлен как в пределах террейнов, так и в зонах тектонического меланжа. Возраст процессов, связанных с амальгамацией террейнов, оценивается в 2100–1900 млн лет (Смелов, Березкин, 1997).

В составе пояса выделяется несколько металлогенических зон (Каларо-Становая, Амгино-Становая, Тьркандино-Становая), совпадающих с разделяющими террейны зонами тектонического меланжа и характеризующихся Au рудопроявлениями в бластомилонитах. В южной части пояса выделяется Дес-Леглиерская металлогеническая зона с крупными Fe скарновыми месторождениями. В централь-

ной и восточной частях пояса расположены металлогенические зоны с крупными давно известными месторождениями флогопитовых скарнов (Тимптонская и Учурская зоны). Кавактинская металлогеническая зона апатит-титаномагнетитовых вкрапленных руд в дифференцированных плутонах основных и ультраосновных пород установлена в южной части Амгинской зоны тектонического меланжа.

КАЛАРО-СТАНОВАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Au КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ В БЛАСТОМИЛОНИТАХ

Каларо-Становая металлогеническая зона широтного простирания, расположенная в пределах Каларской зоны тектонического меланжа, протягивается на 300 км при ширине до 100 км и на западе уходит за пределы территории (Якутия) (см. рис. 10.7). Она характеризуется многочисленными знаками минерализации, рудопроявлениями (Правокабактанское, Намарак) и месторождениями (Ледяное, Скалистое) золота, связанными с диафторитами по породам архейского и раннепротерозойского возраста. Присутствуют рудопроявления и месторождения титаномагнетитовых руд и апатита в основных и ультраосновных породах.

Au кварцевое месторождение Ледяное выявлено и оценено в последнее десятилетие (Кошелев, Четчин,

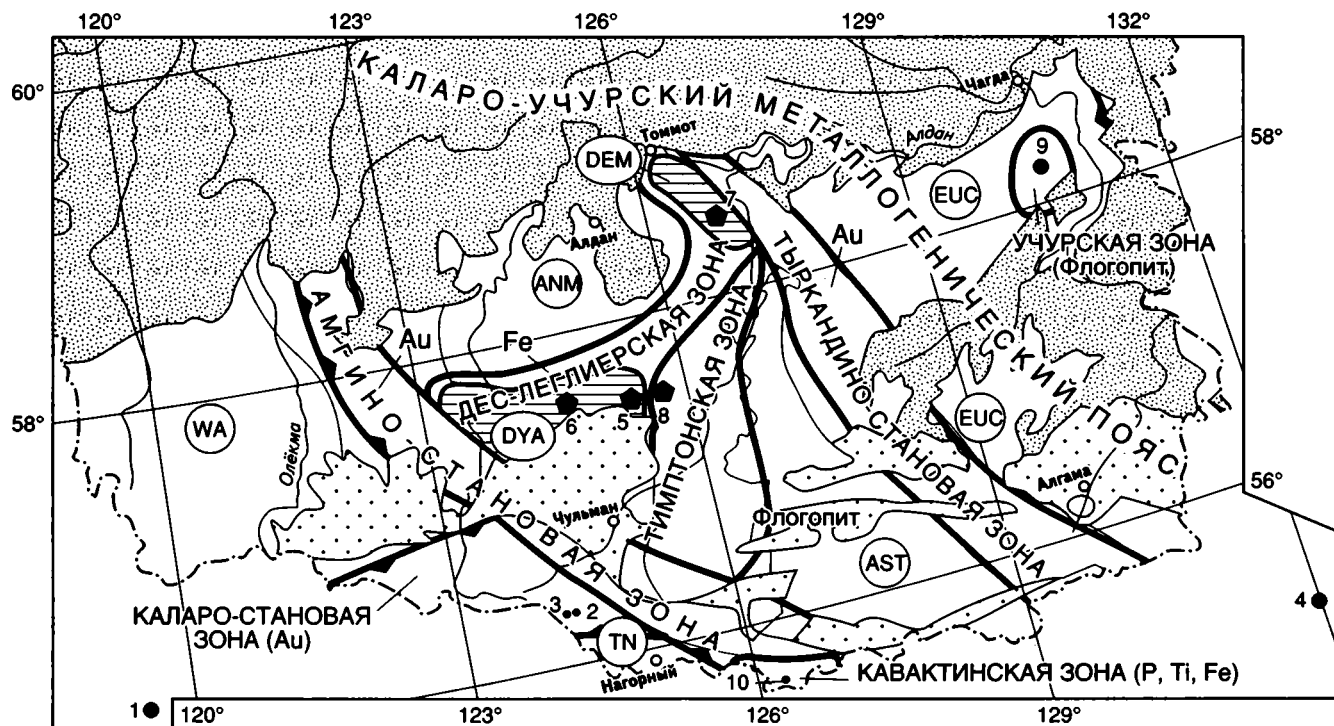


Рис. 10.7. Каларо-Учурский раннепротерозойский коллизионный металлогенический пояс Алдано-Станового щита
Рудные районы: DYA – Южно-Алданский, DEM – Эмельджакский. Месторождения и рудопроявления: 1 – Ледяное, 2 – Намарак, 3 – Правокабактанское, 4 – Колчеданный Утес, 5 – Таежное, 6 – Десовское, 7 – Эмельджакское, 8 – Надежное, 9 – Мегюсканское, 10 – Кавактинское. Остальные усл. обозн. те же, что на рис. 10.1



- Четвертичные отложения
- Мезозойские порфиры, порфиры, лампрофиры
- Раннепротерозойские магматические и метаморфические образования:
- Лейкограниты, граниты, плагиограниты, щелочные граниты, кварцевые диориты, порфиры
- Сиениты и монциты
- Двуслюдяные и кварц-полевошпатовые кристаллические сланцы с эпидотом, амфиболом, графитом, ставролитом, гранатом, силлиманитом
- Лейкогаббро, габбро, меланогаббро, анортозиты, нориты
- Позднеархейские гнейсовидные лейкограниты, плагиограниты, тоналиты, кварцевые диориты, гнейсограниты
- Разломы
- Жилы и прожилки кварца с сульфидами
- Месторождения, рудопроявления и точки минерализации

Рис. 10.8. Геологическая карта района золоторудного месторождения Ледяное (по материалам В.В. Кошеленко)

1996; Моисеенко, Эйриш, 1996). Рудное поле расположено в диафторированных раннепротерозойских габбро-анортозитах, лейкогаббро, лейкоанортозитах, реже в меланократовых анортозитах, чарнокитах и пегматоидных гранитоидах (Глуховский и др., 1993), прорванных штоками норитов (рис. 10.8). Интрузивный pluton, с которым связывается оруденение, находится в непосредственной близости (к востоку) от месторождения и сложен сиенитами, кварцевыми сиенитами, монцититами и гранитами с жильной фацией сиенит-аплитов с возрастом 1700–1833 млн лет (Моисеенко, Эйриш, 1996).

Месторождение представлено Au кварцевыми жилами близширотного простирания в минерализованных зонах бластомилонитов по анортозитам мощностью до десятков метров. Мощность жил от 0,2–0,5 до 4 м, длина до 2 км, площадь месторождения 6×3 км². Жилы протягиваются согласно с простиранием бластомилонитов при

крутом падении на юг и север. Околорудные бластомилониты пронизаны прожилками кварца и карбоната, которые составляют до 15–30 об.% породы. Содержание Au в рудных телах – от 11,7 до 30 г/т. Жилы сложены белым сахаровидным кавернозным кварцем с 5% сульфидов (пирит, редко халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин). Содержание Au в пирите – до 700 г/т, Ag – до 131 г/т.

Au кварцевое рудопоявление Правокабактанское расположено в диафторированных и окварцованных верхнеархейских породах основного, реже ультраосновного состава, метаморфизованных в гранулитовой фации. Рудопоявление представлено линейными штокверком актинолит-хлорит-плагиоклазовых бластомилонитов, насыщенных жилами и прожилками кварца. Мощность кварцевых жил и прожилков варьирует от первых миллиметров до первых метров. Протяженность зоны диафторитов около 15 км, простирание субширотное. В диафторитах повсеместно отмечается убогая сульфидная вкрапленность, преимущественно пирита. Содержание Au – 0,003–1,5 г/т. Сопутствующие компоненты: Ag – 10 г/т, Cu – до 2%, Pb – до 0,1%, As – до 0,001%. На восточном продолжении зоны известны сульфидно-кварцевые жилы мощностью 0,4–0,8 м с содержанием Au до 10 г/т.

АМГИНО-СТАНОВАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Au КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ В БЛАСТОМИЛОНИТАХ

Амгино-Становая металлогеническая зона протяженностью около 600 км при ширине до 75 км образована тектонически совмещенными блоками и пластинами, которые сложены архейскими и нижнепротерозойскими комплексами пород с различной степенью метаморфизма. Au минерализация приурочена к зонам бластомилонитов и диафторитов по породам основного и ультраосновного состава. В отдельных зонах, представленных актинолит-плагиоклазовыми сланцами с карбонатными минералами и биотитом, содержание Au достигает 1,0–2,0 г/т. В зонах бластомилонитов по породам гранитоидного состава присутствуют согласные кварцевые жилы с убогой сульфидной минерализацией и содержанием Au до 10 г/т (Попов и др., 1999).

ТЫРКАНДИНО-СТАНОВАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Au КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ В БЛАСТОМИЛОНИТАХ

Тыркандино-Становая металлогеническая зона соответствует Тыркандинской зоне тектонического меланжа. Она протягивается на 700 км при ширине от 20 до 150 км. В пределах зоны установлено несколько Au рудопоявлений в докембрийских породах. Наиболее известно месторождение Колчеданный Утес, расположенное за пределами республики в широтной ветви зоны (см. рис. 10.7).

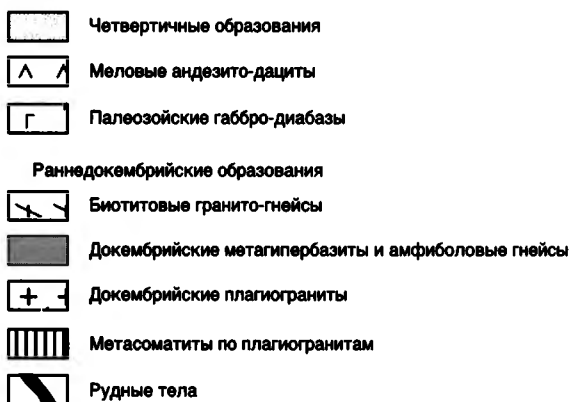
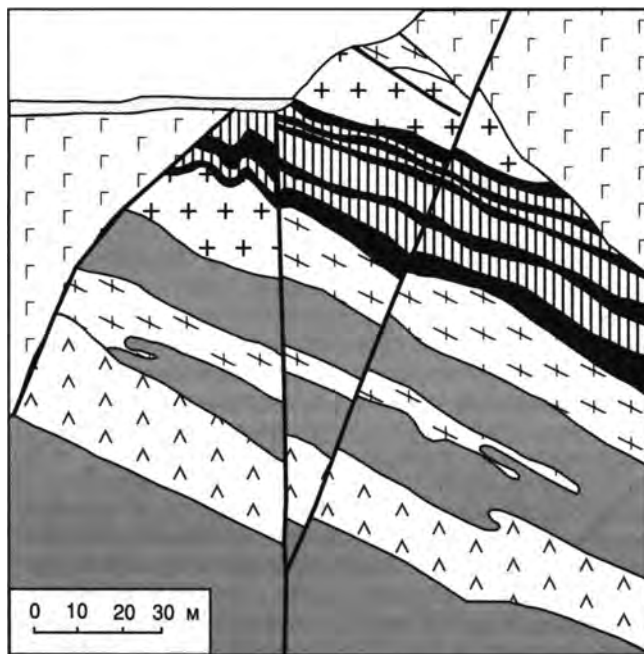


Рис. 10.9. Геологический разрез через центральную часть рудного поля Колчеданный Утес (по материалам Л.Б. Сушкина)

Аи месторождение Колчеданный Утес находится в хр. Джугджур и известно с 1908 г. (Карсаков, Романов, 1976; Моисеенко, Эйриш, 1996). Район месторождения сложен пироксеновыми, биотит-пироксеновыми, роговообманково-пироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями амфиболитов, мраморов, кальцифиров, гранат- и графитсодержащих пород. Гнейсы и сланцы интродуцированы телами ультрабазитов, чарнокитов и аляскитовых гранитов, а также многочисленными дайками габбро-диабазов, небольшими плутонами меловых гранитоидов и кварцевых диоритов и дайками фельзитов, гранит- и гранодиорит-порфиоров, диоритовых порфиритов и спессартитов.

Рудное поле представляет собой линейную, вытянутую в северо-западном направлении систему сближенных минерализованных зон протяженностью около 5 км при ширине 1,5–2 км. Рудная зона образована кварц-пиритовыми жилородными телами с неровными расплывчатыми контактами, раздувами и пережимами мощностью до 2,5 м (рис. 10.9). Текстура руд вкрапленная, массивная, местами брекчиевидная.

В рудах преобладает пирит (20–90%), отмечаются халькопирит (5–15%), магнетит, сфалерит и пирротин.

Кварц (30–70%) образует ячеистый каркас, отдельные прожилки и гнезда, иногда друзы мелких кристаллов горного хрусталя. Рудные тела разобцены окварцованными безрудными гнейсами и пегматоидными микроклин-плагиоклазовыми метасоматитами. С поверхности рудные тела интенсивно окислены с образованием лимонита, лазурита, малахита и ярозита.

Содержание Au – от 1–2 до 120 г/т, Ag – 6–20 г/т (до 64,1 г/т). Основная масса Au связана с пиритом (до 167 г/т), где оно образует включения величиной от 0,001 до 0,2 мм (Моисеенко, Эйриш, 1996). В рудах также установлены: Cu, Pb, Zn, Bi, Sb, Co, теллуриды Au, Pt. В самородном золоте содержание платиноидов достигает 491 г/т (Сушкин, 1991).

ДЕС-ЛЕГЛИЕРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Fe СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Дес-Леглиерская металлогеническая зона с крупными Fe скарновыми месторождениями включает Южно-Алданский и Эмельджакский рудные районы.

Южно-Алданский Fe рудный район расположен в центральной части Алдано-Станового щита, в 80–130 км к северу от железнодорожной ст. Беркамит, и включает Леглиерскую, Десовскую и Сиваглинскую группы месторождений. В районе известно 32 Fe месторождения и рудопроявления. Самые крупные из них месторождения Таежное и Десовское.

Fe скарновое месторождение Таежное находится в 1 км восточнее строящейся железной дороги Беркамит–Томмот. Оно приурочено к рудному горизонту мощностью 200 м, сложенному силикатно-магнетитовыми рудами (магнетитовые скарны), скарнами, амфибол-диопсидовыми породами, кальцифирами и биотитовыми гнейсами раннепротерозойского возраста (2,3–2,1 млрд лет) (Архипов, 1979; Ковач и др., 1995а). Ниже залегает толща амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев, а выше – высокоглиноземистых гнейсов и кварцито-гнейсов. Метаморфические толщи интродуцированы телами метаультрабазитов и метагаббро-диоритов. Метаморфизм вмещающих пород отвечает условиям гранулитовой фации (Дук и др., 1986). В плане месторождение имеет форму подковы, выгнутой на северо-запад (рис. 10.10); в разрезе это крутопадающая, запрокинутая на юго-запад синформа, осложненная антиформой.

Рудные тела представлены серией согласных и кулисообразных залежей протяженностью до 2 км и мощностью 10–100 м. В качестве постоянной примеси в рудах присутствуют пирит, пирротин, халькопирит. Отдельные прослои содержат людвигит и ашарит. Нерудные минералы представлены диопсидом, оливином, клиногумитом, салитом, роговой обманкой и флогопитом, по различным комбинациям которых выделяется несколько минеральных типов руд. Возраст оруденения и метаморфизма амфиболитовой фации оценивается в 2,1–1,9 млрд лет (Мануйлова, 1968). Структура руд крупно- и среднезернистая, текстура массивная, пятнистая, реже полосчатая. Содержание Fe в рудах – 20–60%, в среднем – 39,8%. Руды сернистые (S – 2,12%). Фосфор практически отсутствует (P₂O₅ – 0,1%). Главные сопутствующие компонен-

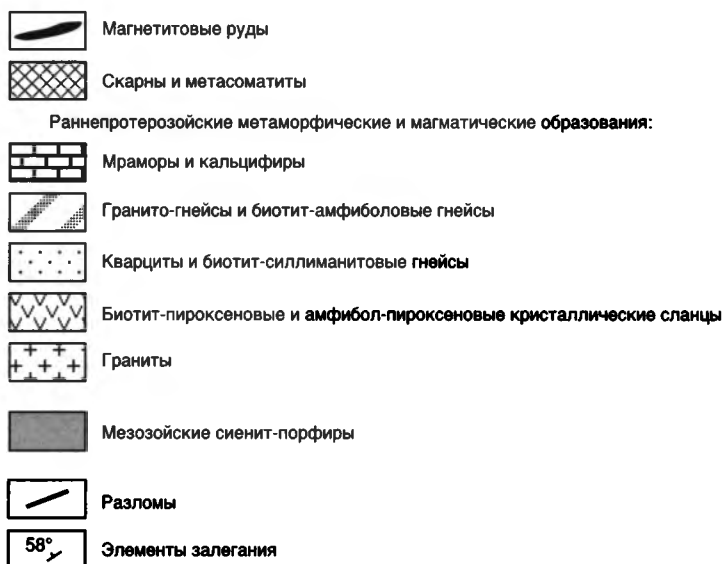
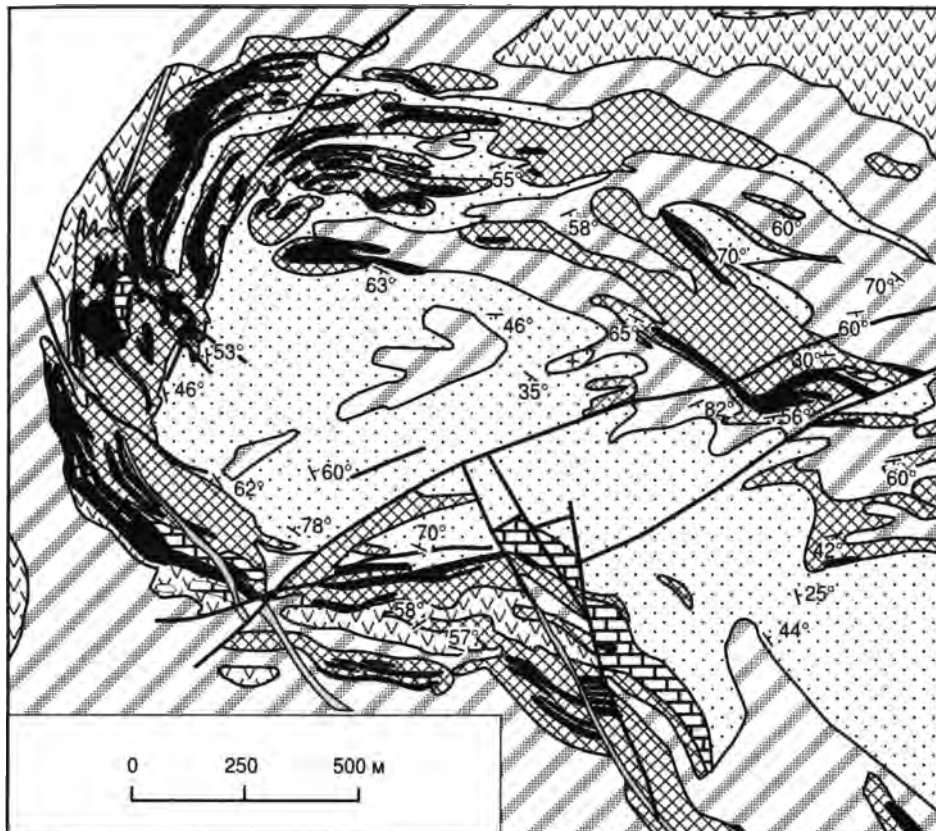


Рис. 10.10. Геологическая карта Fe скарнового месторождения Таежное

ты: Mn (0,14%), Cu, Co и В. Руды легкообогатимы. Извлечение Fe в концентрат – 82,7%, содержание Fe в концентрате – 67,6%, выход концентрата – 47,1%. Запасы Fe руд составляют 1,2 млрд т (Биланенко и др., 1986).

Fe скарновое месторождение Десовское вытянуто в субширотном направлении на 20 км при ширине 1–3 км. Железорудный горизонт слагает три параллельные, запрокинутые на север синформы. Падение крыльев 30–70°, они осложнены складками более высоких порядков, зонами пологосекущих продольных разломов на-

двиго-сдвигового характера, вследствие чего мощность рудного горизонта резко изменяется как по простиранию, так и по падению. В отдельных пересечениях она достигает 200–300 м. Мощность железорудных пластов от 1 до 40 м. Преобладают диоксид-магнетитовые и серпентин-магнетитовые руды, прогрессивный метаморфизм которых происходил в условиях амфиболитовой фации. Руды и вмещающие породы содержат неравномерную вкрапленность пирита, пирротина и халькопирита.

Запасы Fe руд – около 700 млн т, в том числе для открытой добычи – 400 млн т. Руды легкообогатимы. Из них получен магнетитовый концентрат с содержанием 66,7% Fe при выходе 29,6% и извлечении 75,59%. Вредные примеси руд – S (1,11%), P (0,12%), Zn (0,02%), полезные примеси – Mn (0,43%), Cu и Co (Биланенко и др., 1986).

Эмельджакский Fe рудный район расположен в северо-восточной части Дес-Леглиерской металлогенической зоны. Здесь на площади 100×25 км среди раннепротерозойских амфибол-диопсидовых гнейсов, кальцифиров и биотитовых гнейсов обнаружен ряд месторождений и рудопроявлений флогопит-магнетитовых руд, генетически связанных с магнезиальными скарнами.

Fe скарновое Эмельджакское месторождение является наиболее изученным. Оно представлено двумя пластами магнетитовых и диопсид-гиперстен-магнетитовых руд мощностью 3–15 м, залегающих среди диопсидовых и диопсид-амфиболовых флогопитизированных гнейсов. Месторождение, по аэромагнитным данным, протягивается на 4 км. Руды массивные и вкрапленные, с незначительным количеством пирита. Содержание Fe₂O₃ – 31,9–63,2%, FeO – 8,04–24,9%. Месторождение прослежено на глубину до 172 м. Запасы оцениваются в несколько десятков миллионов тонн. По своим характеристикам и условиям залегания Fe руды Эмельджакского месторождения близки к рудам Южно-Алданского Fe рудного района (Архипов, 1979).

ТИМПТОНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: ФЛОГОПИТОВЫЕ СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Тимптонская металлогеническая зона охватывает юго-восточную часть Нимнырского гранулит-ортогнейсового террейна и восточную часть смежной Амгинской зоны тектонического меланжа. Она протягивается на 250 км при ширине 250 км на юге и 50 км на севере. Проявления и месторождения флогопита приурочены к пачкам диопсидовых, флогопит-диопсидовых кристаллических сланцев, мраморов и кальцифиров раннепротерозойского возраста (2,3–2,1 млрд лет) (Ковач и др., 1995а), преобразованных метасоматическими процессами в крупнозернистые флогопит-диопсидовые скарны возрастом около 1,9–1,8 млрд лет (Мурзаев, 1974).

Размещение отдельных месторождений и проявлений контролируется синформными структурами или отдельными элементами этих структур – замковыми и центриклинальными частями складок, ядрами наложенных поперечных складок, где создаются наилучшие условия для кристаллизации флогопита. В пределах зоны выявлено несколько десятков месторождений и перспективных проявлений флогопита. Протя-

женность объектов варьирует от 0,7 до 2,5 км, ширина – от 0,2 до 0,5 км. Месторождения обычно подразделяются на несколько участков, каждый из которых состоит из 2–3, иногда более флогопитоносных зон. Мощность флогопитоносных зон изменяется от нескольких метров до нескольких десятков метров, протяженность – от 10–20 м до нескольких сот метров.

Флогопитовые скарновые месторождения Надежное и Федоровское, расположенные в 15–20 км одно от другого, являются наиболее крупными. Федоровское месторождение приурочено к северному крылу одноименной синформы широтного простирания. Месторождение протягивается на 5 км при ширине 100–150 м. Представлено 20 слюдоносными зонами, согласными с вмещающими толщами. Зоны длиной 20–200 м и мощностью 3–12 м сложены серией разноориентированных флогопитоносных тел, в состав которых входят флогопит, диопсид, роговая обманка, скаполит, апатит и актинолит. Флогопит образует гнездовидные скопления размером от 0,5×1 до 1,5×6 м, в среднем 1×2 м. Реже флогопит образует маломощные жилы. Кристаллы флогопита неправильной формы, буровато-зеленого и коричневого цвета, размером (8×10)–(10×15) см. Из дефектов отмечаются включения, трещиноватость, волнистость и морщинистость. Содержание флогопита колеблется от 15 до 85,9 кг/м³. Запасы – около 7 тыс. т при среднем содержании флогопита 45,1 кг/м³.

Почти на всех флогопитовых месторождениях выявлены проявления богатых диопсид-магнетитовых руд. Во вмещающих диопсидовых и диопсид-скаполит-плагиоклазовых метасоматитах отмечается молибденит (Архипов, 1979).

УЧУРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: ФЛОГОПИТОВЫЕ СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Учурская металлогеническая зона расположена в северо-восточной части Тимптоно-Учурского гранулит-парагнейсового террейна (см. рис. 10.7). Здесь на площади 50×70 км в толще диопсидовых гнейсов, мраморов и кальцифиров с возрастом 2,3–2,1 млрд лет (Ковач и др., 1995а) установлены проявления и месторождения флогопита, W и Mo в магнезиальных скарнах.

Флогопитовое скарновое месторождение Мегюсканское расположено на крыльях Бас-Мугусканской синформы. Флогопитоносные тела линзовидной и пластово-линзовидной формы залегают согласно с вмещающими их флогопит-диопсидовыми и скаполит-диопсидовыми метасоматитами. Выделяется несколько рудных тел мощностью 4–12 м и протяженностью до 250 м, в которых флогопит образует жилы и гнезда. Кристаллы достигают 30–40 см. Наиболее распространенные дефекты флогопита – волнистость, трещиноватость, срастания с другими минералами. Характерна низкая железистость, определяющая его светлую окраску. Среднее содержание флогопита по разным рудным телам – 46–79 кг/м³. Общие запасы флогопита оцениваются в 7,5 тыс. т.

**КАВАКТИНСКАЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА:
АПАТИТ-Ti-Fe РУДОПРОЯВЛЕНИЯ
В ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ
УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ОСНОВНЫХ
ПЛУТОНАХ**

Кавактинская металлогеническая зона протягивается в широтном направлении на 75 км при ширине 25 км (см. рис.10.7). Характерное для нее апатит-титаномагнетитовое оруденение приурочено к дифференцированным плутонам основных и ультраосновных пород раннепротерозойского возраста.

Кавактинское рудопроявление апатит-титаномагнетитовых руд, расположенное в 30 км восточнее пос. Нагорный, установлено в пределах наиболее крупного Кавактинского плутона размером 5×10 км² (рис. 10.11) мощ-

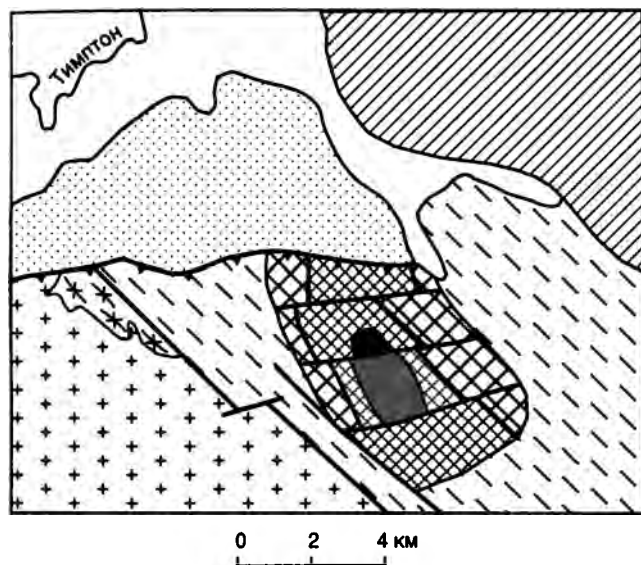


Рис. 10.11. Геологическая карта Кавактинского габбро-анортозитового плутона (по материалам В.В. Стогния)

ностью (по геофизическим данным) около 700 м. Центральная часть плутона сложена дунитами, перидотитами, троктолитами и анортозитами, а краевая – норитами, магнетитсодержащими габбро-норитами и габбро. Для ультраосновных пород характерна сульфидная минерализация – пирит, халькопирит, пирротин, редко пентландит, отмечаются единичные находки макинавита, кубанита, валлериита, виоларита и борнита. Вмещающие плутон породы представлены двупироксеновыми и двупироксен-амфиболовыми гнейсами с прослоями и линзами амфиболитов.

В пределах плутона выявлены две залежи. Первая залежь апатит-титаномагнетитовых руд приурочена к северо-восточному флангу плутона и прослежена по простиранию на 4,5 км при ширине около 1,5 км. Вторая рудная залежь приурочена к западному и юго-западному флангам плутона и прослежена на 5,25 км при ширине 0,5–1,0 км.

Апатит-титаномагнетитовые руды в среднем содержат (в %): Fe – 15, TiO₂ – 3,6, P₂O₅ – 2,3, V₂O₅ – 0,06. Из руд получены апатитовые концентраты с содержанием 37–57% P₂O₅ при извлечении 88% (Кислый, Утробин, 1994). Ресурсы апатит-титаномагнетитовых руд оцениваются в 5 млрд т (Стогний и др., 1992).

**ЧАРА-УЧУРСКИЙ
ПОСТАМАЛЬГАМАЦИОННЫЙ
РИФТОГЕННЫЙ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС
КОНЦА РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ**

Чара-Учурский металлогенический пояс, протягивающийся в широтном направлении через северную часть Алдано-Станового щита, был сформирован в конце раннего протерозоя (2200–1800 млн лет) после амальгамации раннедокембрийских террейнов в единый континентальный блок (рис. 10.12). Его формирование связано с процессами рифтогенеза, которые проявились в образовании грабеноподобных впадин, бимодальном вулканизме, внедрении щелочных гранитоидов, щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов.

В пределах территории республики в составе пояса выделяются Угуйско-Удоканская металлогеническая зона медистых песчаников, Нимырская металлогеническая зона с крупным месторождением апатита и редкоземельных элементов в карбонатитах, Верхнеалданская металлогеническая зона с месторождениями пьезокварца и Давангро-Налуракская металлогеническая зона железных оолитовых руд.

**УГУЙСКО-УДОКАНСКАЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА:
РУДОПРОЯВЛЕНИЯ МЕДИСТЫХ
ПЕСЧАНИКОВ**

Наиболее значительное Удоканское месторождение медистых песчаников расположено к юго-западу от рассматриваемой территории и

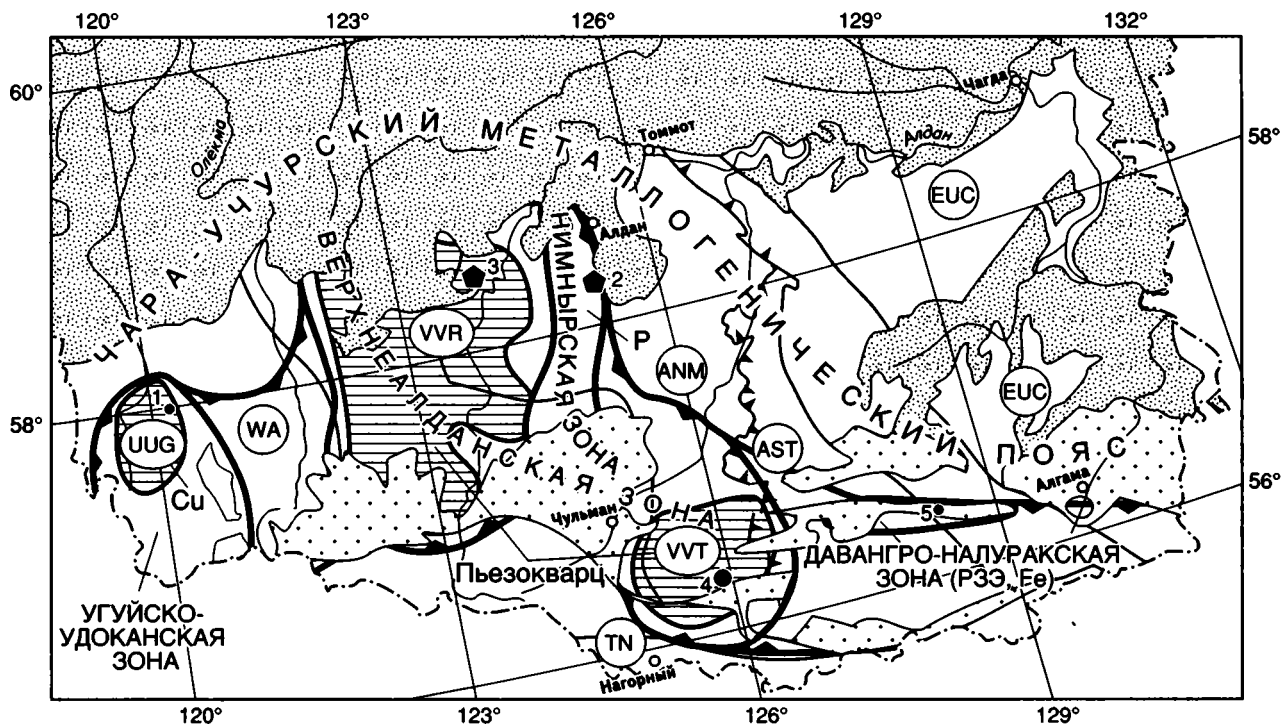


Рис. 10.12. Чара-Учурский металлогенический пояс, связанный с внутриконтинентальным рифтогенезом конца раннего протерозоя

Рудные районы: UUG – Угуйский, VVR – Верхнеалданский, VVT – Верхнетимптонский. Месторождения и рудопроявления: 1 – Усуу, 2 – Селигдар, 3 – Перекатное, 4 – Бугарыкта, 5 – Атугейское. Усл. обозн. см. на рис. 10.1

приурочено к крупному Удоканскому рифтогенному прогибу, выполненному мощными (до 10 000 м) обломочными и в меньшей степени карбонатными отложениями с возрастом 2200–1800 млн лет (Богданов, Апольский, 1988). На территории Якутии отложения, соответствующие верхней части разреза этого прогиба, выполняют относительно небольшие грабенообразные Угуйскую, Олдонгсинскую и Нижнеханнинскую впадины и несогласно перекрывают различные кристаллические образования Западно-Алданского гранит-зеленокаменного составного террейна (Давыдов, 1986).

Наиболее хорошо изучены меденосные отложения Угуйской впадины, представленные угуйской серией. Серия включает нижнюю красноцветную карбонатно-туфогенно-терригенную толщу (олонгиитская и туостайская свиты), среднюю сероцветную карбонатно-терригенную толщу (чоруодинская свита) и верхнюю красноцветную терригенную толщу (кебектинская свита) (рис. 10.13).

Рудопроявление медистых песчаников Усуу приурочено к чоруодинской свите, которая прослеживается на 25 км вдоль восточного борта Угуйской впадины и представлена лагунно-баровыми фациями (Давыдов, Чиряев, 1986). Выделяются три горизонта Cu минерализации. Нижний горизонт соответствует карбонатно-песчаным отложениям. Меденосность представлена редкой вкрапленностью сульфидов меди. Средний горизонт связан с существенно кварцевыми песчаниками, в которых

наблюдается более интенсивное вкрапленное оруденение сульфидов меди. На отдельных участках мощность горизонта достигает 60 м при содержании Cu до 1%. Верхний горизонт характеризуется вкрапленной минерализацией сульфидов меди в песчаных доломитах брекчиевидной структуры и в косослоистых песчаниках с карбонатным цементом. Мощность горизонта 84 м при содержании 0,11–1,0% Cu.

Рудные минералы – халькопирит, борнит, халькозин и пирит. Встречаются магнетит и гематит, в малых количествах – блеклая руда, ковеллин, галенит, самородная медь; в зоне гипергенеза – малахит, азурит, хризоколла.

НИМНЫРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: АПАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КАРБОНАТИТАХ

Нимнырская металлогеническая зона апатитовых руд в карбонатитах протягивается в долготном направлении на 400 км при ширине до 40 км в центральной части на севере Алдано-Станового щита и включает 11 рудных полей (рис. 10.14).

Апатитовое месторождение в карбонатитах Селигдар, расположенное в северной части зоны, является наиболее крупным и лучше изученным (Смирнов, 1980; Энтин и др., 1991). Месторождение представляет собой асимметричный шток размером 2×1,02 км (рис. 10.15), который на глубине 1,6 км сужается до первых сотен квадратных метров. Северо-западная часть штока пло-

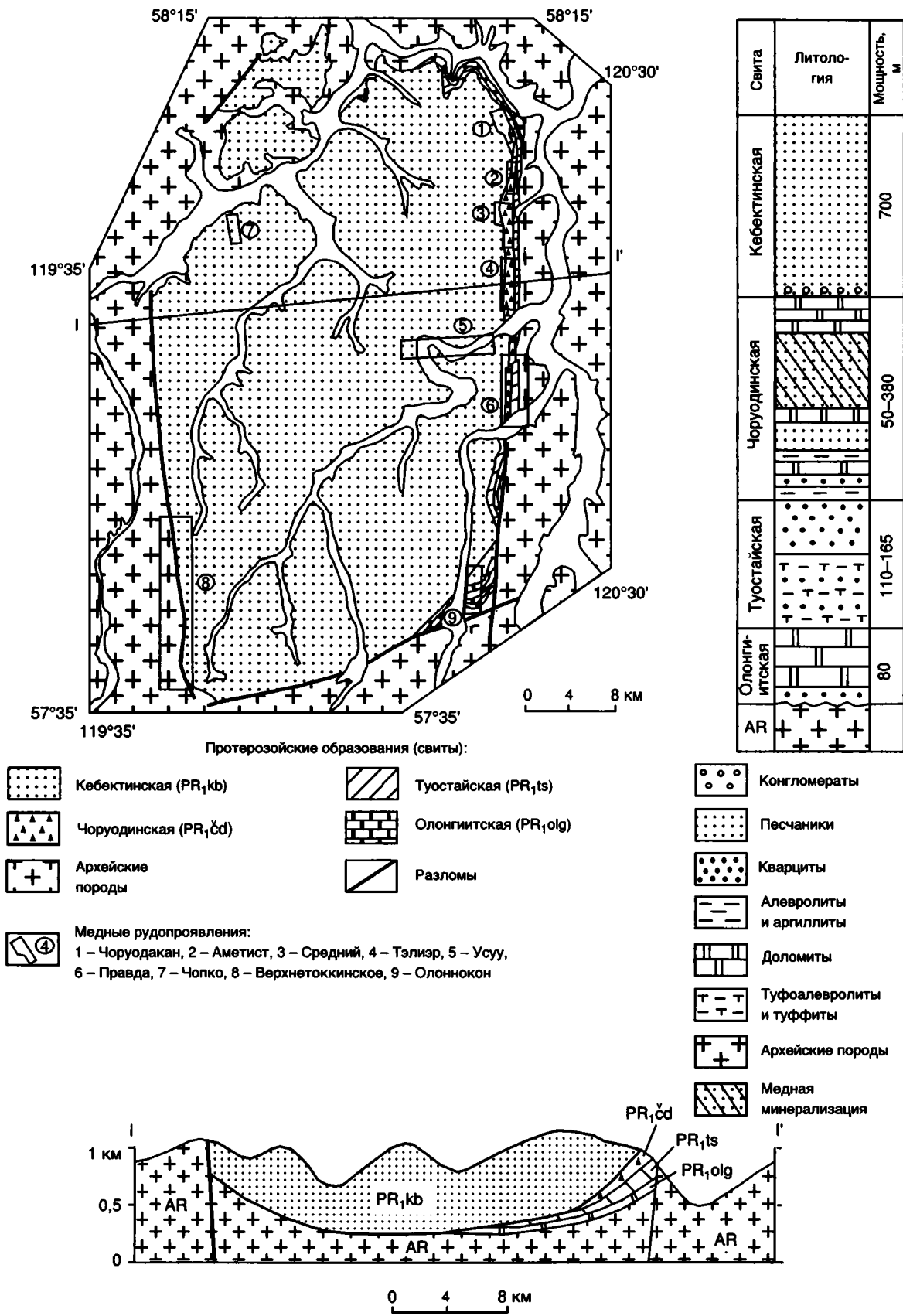


Рис. 10.13. Угуйская впадина (по материалам А.С. Княжева, с изменениями)



Рис. 10.14. Апатитоносные поля Нимырской металлогенической зоны:

1 – Усть-Селигдарское, 2 – Инаглинское и Байское, 3 – Селигдарское, 4 – Подголенное, 5 – Нимгерканское и Ниряджинское, 6 – Большенимырское, 7 – Малонимырское, 8 – Медведевское, 9 – Усть-Чульманское, Горбыляхское, Брикзэнское, 10 – Бишинское, 11 – Кавактинское

щадью около 1 км² обнажена, юго-восточная его часть перекрыта вендскими отложениями и мезозойскими пластовыми интрузиями сиенит-порфиров общей мощностью до 70 м.

Шток образован карбонатитами апатит-карбонатного, апатит-кварц-карбонатного, мартит-apatит-кварц-карбонатного, мартит-apatит-карбонатного состава и апатит-карбонат-кварцевыми рудами. По периферии штока устанавливаются апатитосодержащие кварц-полевошпатовые и турмалин-калишпат-кварцевые метасоматические породы.

Разведочными скважинами в составе штока установлены неизменные реликтовые тела базитов, апобазитовые высокотемпературные метасоматиты и высокотемпературные наиболее ранние карбонатитовые образования – камафориты. Камафориты сложены крупнозернистым кальцит-доломитовым матриксом с крупными (до 5–7 см) кристаллографически очерченными псевдоморфозами по оливину, выполненными серпентином или минеральными смесями флогопита, серпентина, хлорита, шпинели, апатита и кальцита.

Различаются ранние и поздние карбонатиты. Ранние карбонатиты слагают жилы, жильные поля и штокверки в базитовом комплексе и породах кристаллического фундамента щита. Мощность жил колеблется от первых сантиметров до 30–40 м, протяженность – от

первых метров до 500 м, редко до 1,5 км. Ранние карбонатиты характеризуются преимущественно кальциевым составом, присутствуют калиевый полевой шпат, магнетит, серпентин, флогопит и апатит. Апатиты ранних карбонатитов датируются 1900–1800 млн лет (Энтин и др., 1991). Апатитоносные ранние карбонатиты характеризуются парагенезисом апатита, карбонатов (кальцит, доломит), калиевого полевого шпата, флогопита, мартита и серпентина. Апатит ранних карбонатитов представлен крупными (до 20 см) столбчатыми кристаллами хорошей кристаллографической огранки. Для него обычны грубые трещины, заполненные продуктами разложения слюд, серпентином и мартитом. Нередки сростания апатита с мартитом, серпентином, флогопитом, серпентиновые и мартитовые каймы вокруг зерен апатита. Апатиты содержат микровростки монацита, в которых сосредоточено около 50% руд РЗЭ.

Поздние карбонатиты образуют дайки, штокоподобные трубчатые тела, наложенные на ранние карбонатиты. Они представлены ассоциацией доломита с ангидритом, апатитом, кварцем, хлоритом и местами с баритом. Довольно часто присутствует мартит. Отмечают-

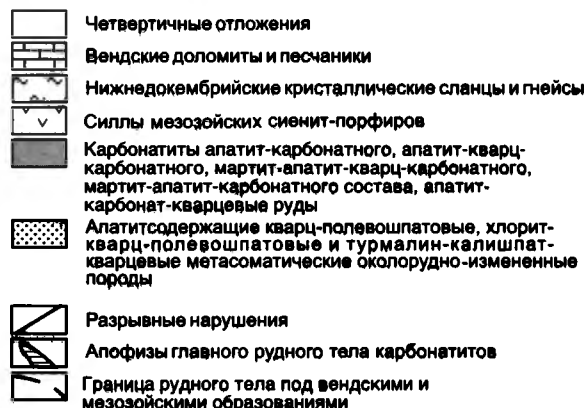
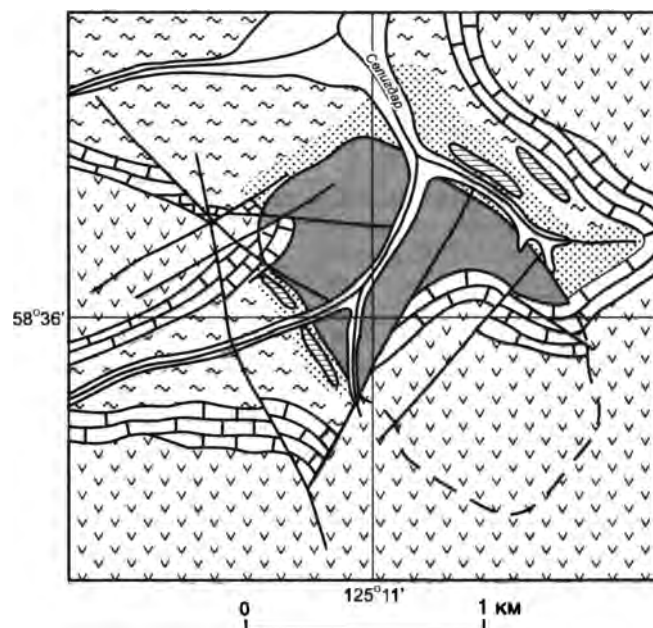


Рис. 10.15. Схематическая геологическая карта Селигдарского апатитового месторождения

ся турмалин, флюорит и сульфат-апатит. Широко развиты апатитовые силифициты с гематитом, внешне напоминающие джеспилиты. Эти метасоматиты развиваются с замещением апатит-мартит-карбонатных руд раннего этапа. Апатит карбонатитов позднего этапа образует игольчатые, веретеновидные формы (до 1–2 см) с субпараллельной ориентировкой в карбонатном матриксе. В нем отсутствуют грубые трещины, обычные в апатитах руд раннего этапа, обильные включения карбонатов, вросстки мартита, серпентина, флогопита и других минералов.

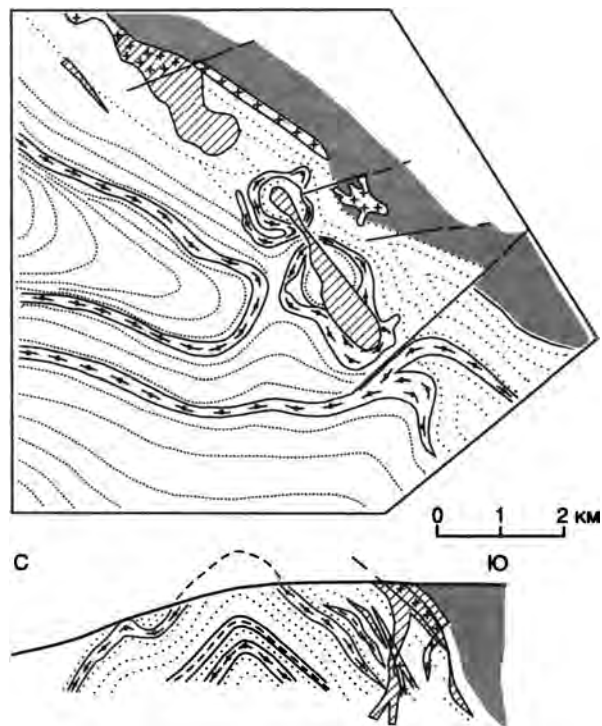
Кальцит и доломит поздних руд представлены мелкими зернами (десять доли миллиметра), полосы спайности в них не проявлены, что свидетельствует о низкой степени структурной упорядоченности. Карбонаты не содержат эпитактических вростков мартита, включений хлорита, серпентина, гематитовой пыли, столь характерных для более высокотемпературных руд раннего этапа.

Запасы апатитовых руд оцениваются в 1616 млн т при среднем содержании 6,72% P_2O_5 .

ВЕРХНЕАЛДАНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЬЕЗОКВАРЦА

Верхнеалданская зона с характерными для нее месторождениями пьезокварца расположена в центральной части на севере Алдано-Станового щита в пределах Нимнырского чарнокит-гранито-гнейсового террейна. Месторождения и рудопроявления пьезокварца находятся в толщах кварцитов, ассоциирующих с высокоглиноземистыми гнейсами и оснóвными кристаллическими сланцами. По контурам этих образований выделяются Верхнеалданский (месторождение Перекатное) и Верхнетимптонский (месторождение Бугарыкта) хрусталеносные районы.

Месторождения и проявления хрустала тяготеют к местам пересечения разрывных нарушений, флексуобразным перегибам и перегибам складок (рис. 10.16). Месторождения представлены единичными простыми жилами (мощность 0,5–2 м, длина до 20–30 м), жильными зонами (мощность 1–30 м, в среднем 5–15 м; длина от первых десятков до 400 м, в среднем 100–200 м). Наиболее важный тип – столбообразные жильные тела и штокверки поперечником в первые десятки метров. Состав хрусталеносных жил – хрусталь или дымчатый кварц, глинистый материал жильного выполнения, калиевый полевой шпат, единичные кристаллы гематита, хлорита, серицита, турмалина, альбита, эпидота, адуляра. Кристаллы хрустала нарастают на стенках полостей или находятся в нижней части полостей среди глинистого материала. Полости размещаются внутри кварцевых жил, на контакте жил с вмещающими породами или непосредственно во вмещающих породах.



Раннедокембрийские метаморфические образования:

- Кварциты
- Высокоглиноземистые гнейсы и гранито-гнейсы
- Двупироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы
- Раннедокембрийские граниты
- Жильные зоны
- Разломы

Рис. 10.16. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения пьезокварца (по материалам А.П. Солодко, Г.Б. Митина)

Вмещающие породы серицитизированы, хлоритизированы и эпидотизированы.

Минерализация накладывается на раннепротерозойские дайки метадиабазов; обломки горного хрустала встречены в вендских конгломератах. К-Аг методом жилы датируются 1830–1750 млн лет (Архипов, 1979).

ДАВАНГРО-НАЛУРАКСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: РУДОПРЯВЛЕНИЯ РЗЭ И Fe ООЛИТОВЫХ РУД

Давангро-Налуракская зона выделяется в пределах Атугей-Нуямского и Давангро-Хугдинского грабенов широтного простирания, расположенных в южных частях Сутамского гранулит-парагнейсового террейна и Тыркандинской зоны тектонического меланжа. Грабены образованы моноклинально залегающими мощными

толщами кварцевых и аркозовых песчаников с горизонтами гравелитов, сопоставимых по возрасту с расположенной западнее кебектинской свитой Угуйской впадины.

РЗЭ рудопоявления установлены в горизонтах гравелитов и конгломератов, которые при мощности от нескольких метров до 150 м протягиваются на 15–30 км. Основными минералами тяжелой фракции этих пород являются монацит и циркон (до 95%). В пробах конгломерат-гравелитовых горизонтов Давангро-Хугдинского грабена установлены (в %): Се – 0,1–1; La – 0,01–0,3; Y – 0,01–0,3; Hf – 0,01–0,03; в Атугей-Нуямском грабене: Се – 0,1–0,8; Y – 0,01–0,1; La – 0,03–0,05; Ta – 0,01–1; Nb – до 0,005.

В средней части разреза протерозойских отложений грабенов среди алевролитов установлены многоярусные согласные пласты гематитовых руд мощностью 0,3–3 м, которые прослеживаются на 40 км (рудопоявление Атугейское). Среди них выделяются оолитовые, пизолитовые и микрослоистые колломорфные разности. Главный компонент руд – дисперсный и колломорфный гематит. Содержание в рудах (в %): Fe – 29,6–70,7; S – 0,01–0,05; P₂O₅ – 0,1–0,2 (Архипов, 1979).

Чара-Учурский металлогенический пояс протягивается вдоль южной окраины Северо-Азиатского кратона далеко за пределы территории Якутии. К востоку от этой территории в его состав входит Улканская металлогеническая зона, расположенная в пределах раннепротерозойского Улканского грабена и характеризующаяся РЗЭ рудопоявлениями в щелочных гранитах, U, Mo и Au рудопоявлениями в березитах (Nokleberg et al., 1997a). Западным продолжением пояса, как уже отмечалось, является известное Удоканское месторождение медистых песчаников раннепротерозойского возраста (Кренделев и др., 1983; Богданов, Апольский, 1988), а также редкометальная и редкоземельная минерализация в Ачитканском вулcano-плутоническом поясе Северного Прибайкалья.

ЛЕНО-АНАБАРСКИЙ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВНУТРИПЛАТФОРМЕННЫЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС СТРАТИФОРМНОГО Pb-Zn И Cu ОРУДЕНЕНИЯ

Лено-Анабарский металлогенический пояс протягивается в долготном направлении вдоль центральной, относительно приподнятой части платформы. Характерное для пояса стратиформное Pb-Zn и Cu оруденение связывается с особенностями процессов осадконакопления на платформе. Различаются Прианабарская металлогени-

ческая зона в северной части и Среднеленская металлогеническая зона на юге пояса (рис. 10.17).

ПРИАНАБАРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Pb-Zn СТРАТИФОРМНЫЕ РУДОПояВЛЕНИЯ

Pb-Zn стратиформное оруденение Прианабарской зоны находится в пределах развития ниже-среднекембрийских рифогенных карбонатных пород. Кембрийский риф отделял лагунный бассейн запада Сибирской платформы от открытого морского бассейна, существовавшего в кембрии к востоку от него (Асташкин и др., 1984). Установлено два участка стратиформного оруденения.

Куонамский участок в северной части зоны включает ряд Zn рудопоявлений (Арбайбыт, Куонамское, Мачалахское, Талахтахское, Правый), приуроченных к доломитистым известнякам чабурского горизонта нижнего кембрия. Оруденение проявляется в виде маломощных прожилков и вкрапленности сфалерита двух генераций: темного железистого и медово-желтого. Последний залечивает трещинки в темном сфалерите. Сфалерит имеет повышенные содержания кадмия (1%) и галлия (0,05%).

Силигирский участок, расположенный южнее, характеризуется Pb рудопоявлениями (Оленёкское и др.) в силигирской свите среднего кембрия, образованной известняками, мергелями и алевролитистыми известняками с прослоями доломитов, линзами оолитовых, обломочных и водорослевых известняков. Тонкорассеянная пластовая минерализация галенита широко прослежена по латерали. Мощность минерализованного пласта карбонатных пород варьирует от 0,4 до 4 м. Рудные минералы: галенит, пирит и целестин.

СРЕДНЕЛЕНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Cu СТРАТИФОРМНЫЕ РУДОПояВЛЕНИЯ

Стратиформное Cu оруденение Среднеленской зоны связано с прибрежными морскими отложениями илгинской свиты верхнего кембрия и устькутской свиты нижнего ордовика.

Илгинская свита включает два меденосных горизонта (рудопоявления Верхнепеледуйское, Пилкинское и Верхнеботуобинское) (рис. 10.18). Нижний горизонт, расположенный в подошве свиты, представлен медистыми песчаниками и прослеживается на одном стратиграфическом уровне на всем протяжении Среднеленской зоны. Верхний горизонт находится вблизи кровли свиты и наряду с песчаниками включает мергели и водорослевые доломиты. Рудные минералы – сульфиды меди, ковеллин, малахит и азурит – концентрируются в прослоях мощностью 0,2–1,6 м (Давыдов, 1995). Установлена связь оруденения с определенными фаціальными зонами бассейна осадконакопления (см. рис. 10.18). В устькутской свите Cu минерализация отмечается в доломитах, распо-

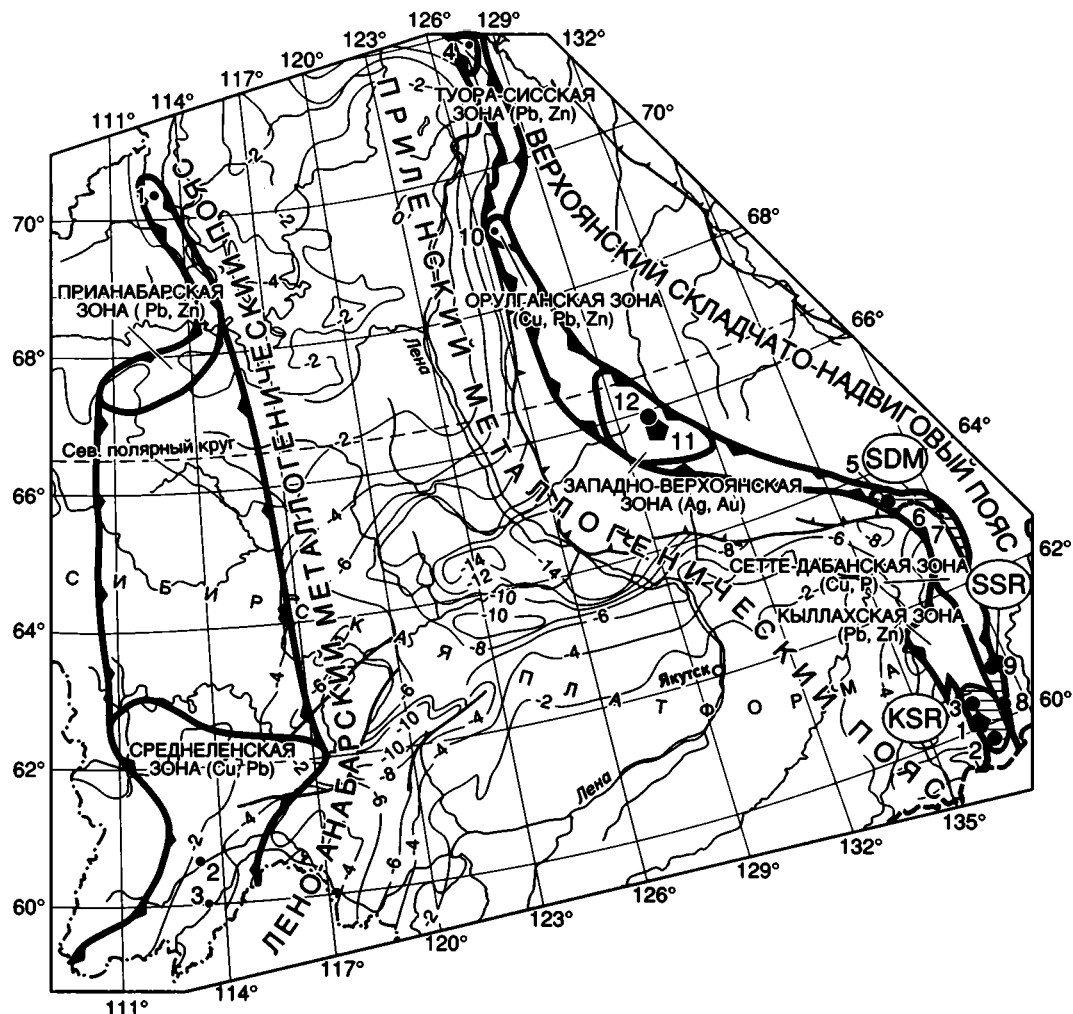


Рис. 10.17. Лено-Анабарский металлогенический пояс, связанный с рудонакоплением в позднекембрийских и ордовикских лагунах, и Приленский металлогенический пояс вендско-мезозойской пассивной континентальной окраины

Рудные районы Приленского пояса: KSR – Сарданинский, SDM – Джалкан-Менкюленский, SSR – Сахаринский. Месторождения и рудопроявления Лено-Анабарского металлогенического пояса: 1 – Куонамское, 2 – Олдонское, 3 – Пилкинское. Месторождения и рудопроявления Приленского металлогенического пояса: 1 – Сардана, 2 – Уруй, 3 – Перевальное, 4 – Мэнгэнилэр, 5 – Курпанджа, 6 – Джалкан, 7 – Россомаха, 8 – Горное Озеро, 9 – Поворотное, 10 – Ага-Кукан, 11 – Мангазейское, 12 – Кысылтас. Усл. обозн. см. на рис. 3.2 и 10.1

ложенных в нижней части разреза свиты (Булгакова, 1995). В известняках и водорослевых доломитах известна Pb минерализация.

ПРИЛЕНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС ПАССИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ВЕНД-РАННЕМЕЗОЗОЙ- СКОГО ВОЗРАСТА

Приленский металлогенический пояс выделяется в пределах Верхоянского складчато-надвигового пояса (см. рис. 10.17). Его формирование связано с осадконакоплением на пассивной окраине Сибирского континента в венде-раннем мезозое и девонским рифтогенезом, осложнившим спокойное развитие пассивной континен-

тальной окраины. Для пояса характерна стратиформная минерализация различного типа и возраста. В составе Приленского пояса различаются несколько металлогенических зон.

КЫЛЛАХСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: СТРАТИФОРМНЫЕ Pb-Zn МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Зона протягивается в долготном направлении на 400 км вдоль границы с Сибирской платформой в южной части металлогенического пояса. Она сложена преимущественно рифейскими и вендско-кембрийскими отложениями, представленными мощными карбонатными и обломочными толщами. Установлено несколько стратиграфических уровней стратиформного Pb-Zn и Cu оруденения. Главными рудоносными свитами

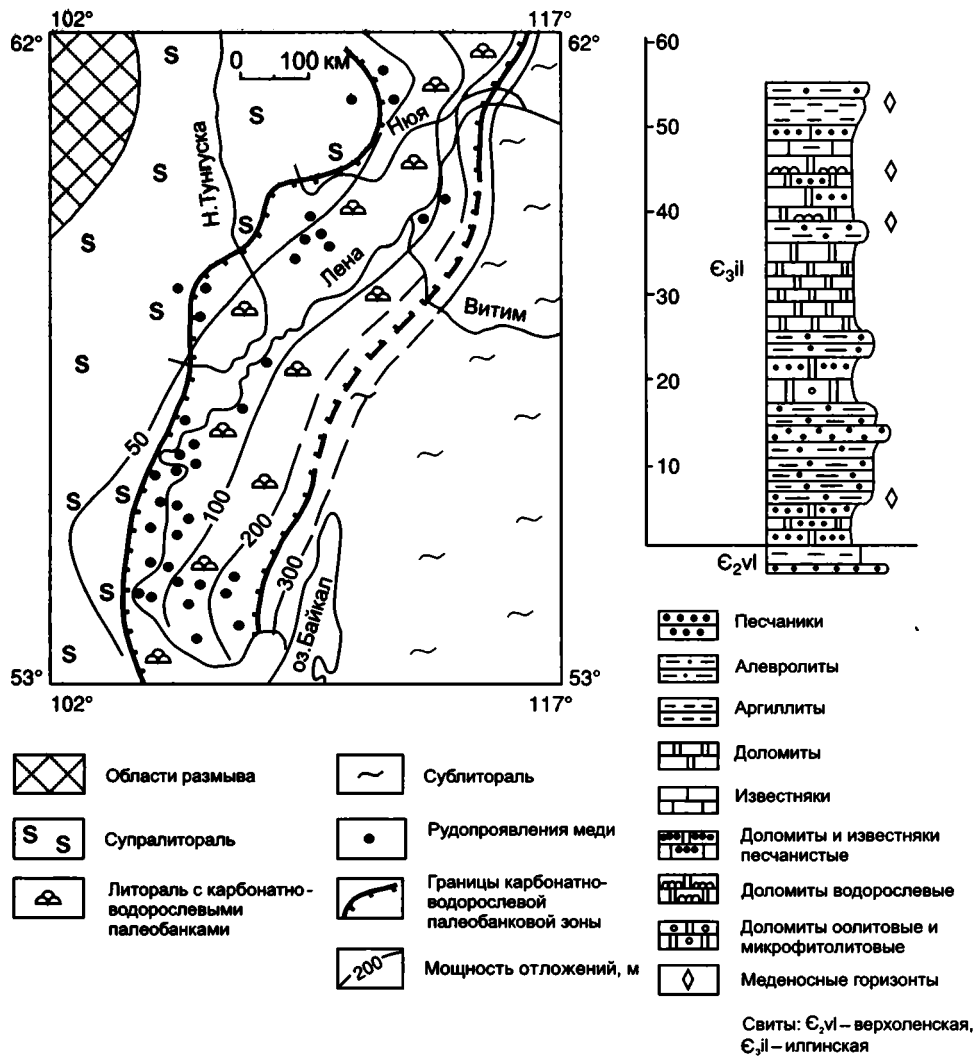


Рис. 10.18. Палеогеографическая схема и геологический разрез Средлененской металлогенической зоны

являются (снизу вверх): 1) среднерифейские бикская и мускульская (Cu, Pb-Zn); 2) верхнерифейская лахандинская (Pb-Zn); 3) верхнерифейская уйская (Cu, Pb-Zn); 4) вендская сарданинская (Pb-Zn); 5) нижнекембрийская пестроцветная (Cu); 6) среднекембрийская устьмайская (Cu).

Наиболее продуктивна сарданинская свита венда, в составе которой установлено около 40 Pb-Zn месторождений и рудопроявлений. Все они расположены в зоне перехода от западной приплатформенной фациальной области к восточной области открытого бассейна (Давыдов, Соболев, 1990). Сарданинская свита подразделяется на безрудную песчано-глинисто-карбонатную нижнюю и продуктивную известково-доломитовую верхнюю подсвиты. Промышленно значимые рудные залежи размещаются на площади фациального выклинивания сахаровидных доломитов, где выявлены три Pb-Zn месторождения: Сардана, Перевальное и Уруй, образующие Сарданинский рудный район.

Pb-Zn месторождение Сардана, являющееся наиболее крупным, расположено в пределах Селендинской синклинали, осложненной Курунгской антиклиналью и продольными надвигами (рис. 10.19). Рудные тела линзовидной формы залегают согласно с вмещающими породами верхнесарданинской подсвиты, состоящей из трех пачек (снизу вверх): 1) светло-серые мелкозернистые доломиты (17–30 м); 2) темно-серые битуминозные известняки и доломиты (5–29 м); 3) слоистые известняки и массивные сахаровидные доломиты (31–87 м). Выделяется несколько рудных участков. Наиболее продуктивен участок Центральный на западном крыле Курунгской антиклинали. Сульфидные Pb-Zn тела этого участка образуют три залежи, которые прослеживаются на 150–1300 м при мощности от 9 до 70 м. Наиболее богатая залежь занимает большую часть разреза третьей пачки и имеет мощность до 50 м. Преобладают галенит-сфалеритовые руды массивной текстуры. Отмечается прожилково-вкрапленная минерализация. Суммарное среднее содержание Pb и Zn составляет 4–6%, максимальное – до 50% при среднем отношении Pb к Zn 1:4. Главные рудные минералы – сфалерит, галенит и пирит, второстепенные – халькопирит, марказит и арсенопирит.

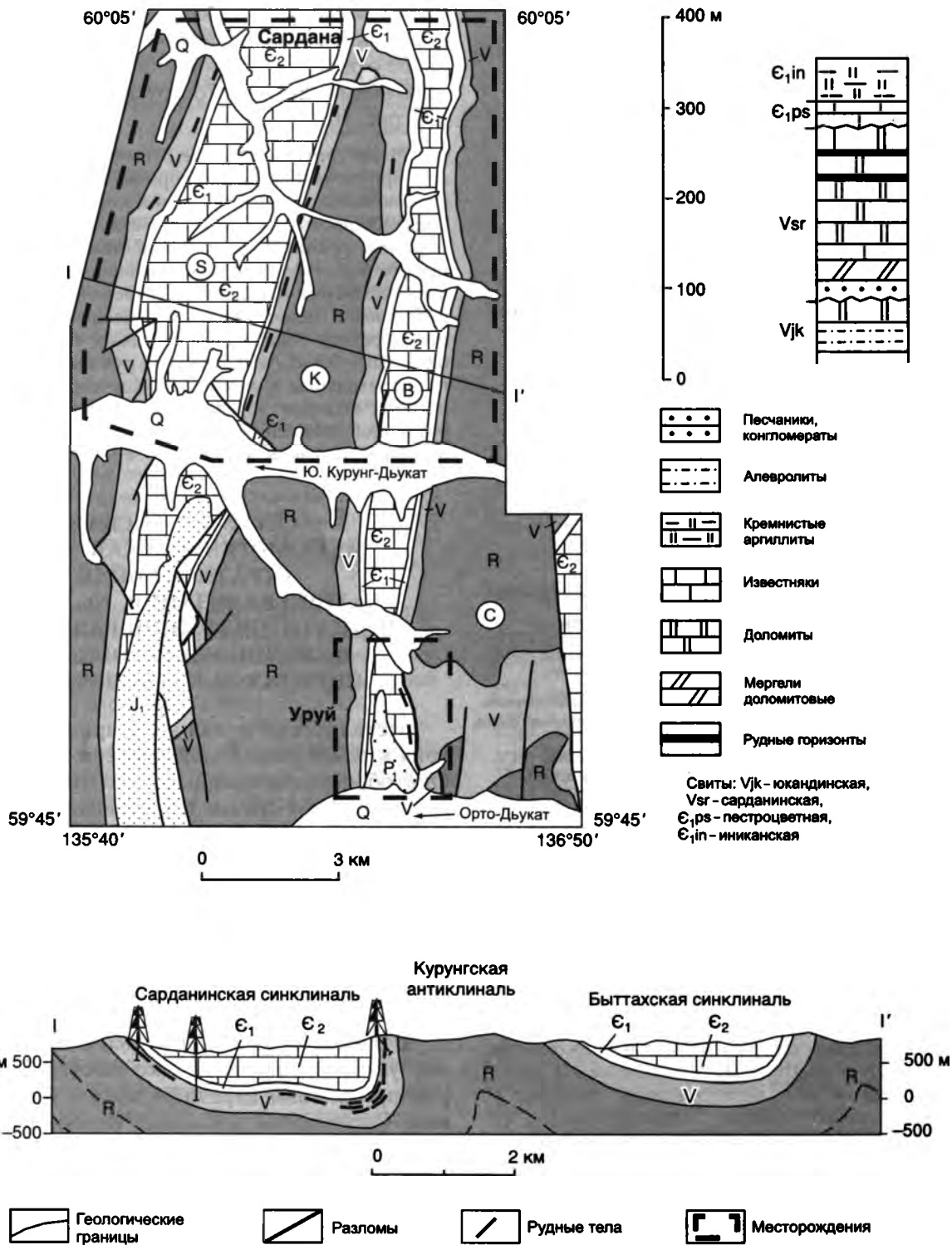


Рис. 10.19. Pb-Zn стратиформные месторождения Сардана и Уруй

Буквы в кружках (на карте): S – Сарданинская, B – Быттахская синклинали; K – Курунгская, C – Чагдинская антиклинали. Отложения: R – рифея, V – венда, Е₁, Е₂ – нижнего и среднего кембрия, P₁ – нижней перми, J₁ – нижней юры, Q – четвертичные

На месторождении известны палеозойские дайки основного состава, прослой туфов щелочных вулканитов в нижнесарданинской подсите и тела доломит-кварц-ортоклазовых метасоматитов мезозойского возраста (Давыдов, 1981а,б), которые не имеют прямой связи с оруденением.

Pb-Zn стратиформное месторождение Уруй, расположенное в 7 км к югу от месторождения Сардана, при-

урочено к крыльям Чагдинской антиклинали и Быттахской синклинали, сочленяющихся Акринским разломом (см. рис. 10.19). Два главных рудных тела месторождения Уруй находятся в верхней части разреза сарданинской свиты венда и приурочены к зоне Акринского разлома. Северное тело имеет протяженность около 2 км при мощности 8–9 м. Южное тело протяженностью око-

отложения (до 400 м), среднюю – пестроцветные карбонатно-терригенные образования (до 150 м) и верхнюю – морские сероцветные карбонатно-терригенные отложения (до 100 м). Руды халькозиновые, борнит-халькозиновые и борнит-халькопиритовые, реже сульфидно-окисленные. Текстура руд преимущественно вкрапленная и тонковкрапленная. Вмещающие породы – известковистые полимиктовые песчаники с примесью вулканогенного материала основного и кислого составов. В центральной части месторождения руды слагают протяженные (до 1,5 км) ленты и пласты сложного строения мощностью 0,2–4 м при содержании 0,5–4% Cu. В западной части месторождения оруденение (до 8% Cu) концентрируется в небольших линзах (25×(0,3–0,4) м) (Иогансон, 1988). Оруденение приурочено к прибрежно-морским фациям подводных кос, лагун, баров, а также озер (Кутырев и др., 1988).

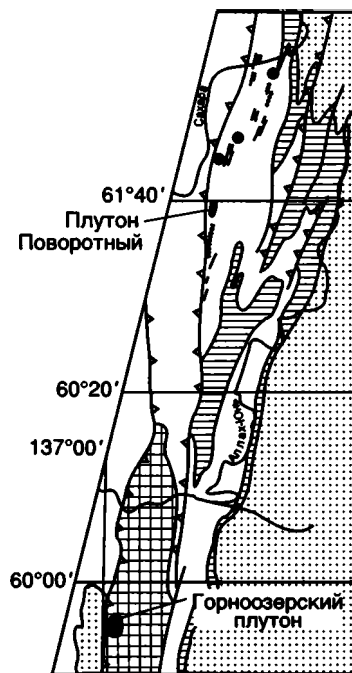
Си рудопоявление в базальтах Джалкан приурочено к покрову базальтов фаменского возраста мощностью 150–200 м. Вкрапленные самородная медь, куприт, в меньшей мере халькозин, борнит и халькопирит расположены в эпидотизированных и миндалекаменных породах вблизи кровли покрова. Рудные тела мощностью 0,3–1 м и протяженностью до 100 м группируются в пакеты. Содержание Си составляет 0,3–4,5% (Кутырев и др., 1988).

Си рудопоявление в базальтах Россмаха характеризуется сульфидной Си минерализацией, которая приурочена к эндо- и экзоконтактам лавовых покровов мощностью 35–120 м и протяженностью 200 м. Содержание Си – 0,5–2,5% (Кутырев и др., 1988).

В Сахаринском рудном районе минерализация связана с плутонами щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, сформированных в результате девонского рифтогенеза. Здесь установлена прерывистая цепочка (около 100 км) небольших плутонов и даек, сложенных щелочно-ультраосновными породами, карбонатитами и щелочными сиенитами, которые прорывают карбонатные породы нижнего палеозоя (рис. 10.21) (Энтин и др., 1991). Rb-Sr методом плутонические породы датированы в широком интервале: от 480 до 146 млн лет (Зайцев и др., 1992). С геологической точки зрения наиболее приемлемо представление о средне-позднедевонском возрасте этих пород, которому отвечает большинство датировок карбонатитов и щелочных сиенитов.

Та, Nb месторождение Горное Озеро приурочено к наиболее крупному Горноозерскому плутону площадью 10,3 км² (рис. 10.22). В составе плутона установлены пироксениты, ийолиты, нефелиновые и щелочные сиениты, карбонатиты (Энтин и др., 1991), занимающие около 90% его площади.

Ценными компонентами являются Та и Nb, концентрирующиеся в гатчеттолите, пирокхлоре и колумбите, РЗЭ, заключенные в бербанките, и апатит. Они распространены преимущественно в форстерит-кальцитовых, амфибол-кальцитовых, а также в анкеритовых карбонатитах. Рудные тела не имеют геологических границ и выделяются по содержанию Nb₂O₅ и Та₂O₅. Концентрация Nb₂O₅ в гатчеттолитовых рудах 0,04–0,25%, среднее – 0,10–0,12%, Та₂O₅ – 0,05–0,3%, среднее – 0,01–0,011%.



- Дуниты, перидотиты, пироксениты, ийолиты, уртиты, ийолит-уртиты, нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, сиенит-порфиры, тингуаиты, карбонатиты
- Дайки щелочных пикритов
- Щелочные сиениты, нефелиновые сиенит-порфиры, тингуаиты, альбититы, карбонатиты
- Дайки щелочных и нефелиновых сиенитов, биотит-пироксеновых лампрофиров
- Верхнерифейские песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, доломиты
- Ванд-нижнепалеозойские известняки, доломиты, аргиллиты
- Среднепалеозойские известняки, доломиты, песчаники, алевролиты
- Верхнепалеозойские алевролиты, песчаники, аргиллиты
- Взбросы

Рис. 10.21. Щелочно-ультраосновные и щелочные интрузии Сетте-Дабанской металлогенической зоны

Содержание P₂O₅ в карбонатитах – 2,04–5,38%, среднее – 4%, прогнозные запасы P₂O₅ на глубину 200 м составляют 24 млн т (Толстов и др., 1995).

Та, Nb рудопоявление Поворотное связано с одноименным плутоном площадью 2,7 км², который расположен в 70 км к северу от Горноозерского плутона. Плутон сложен пироксенитами, ийолитами, нефелиновыми сиенитами и карбонатитами.

Карбонатиты занимают 15% площади плутона в центральной его части и подразделяются на кальцитовые и анкеритовые разновидности. Та и Nb минерализация приурочена преимущественно к кальцитовым карбонатитам (Энтин и др., 1991).

В Сетте-Дабанской металлогенической зоне, наряду с охарактеризованной выше минерализацией, известны Pb-Zn стратиформные рудопоявления в карбонатных породах (Кутырев и др., 1982; Кропачев и др., 1982; Шпикерман и др., 1996). Большинство из них встре-

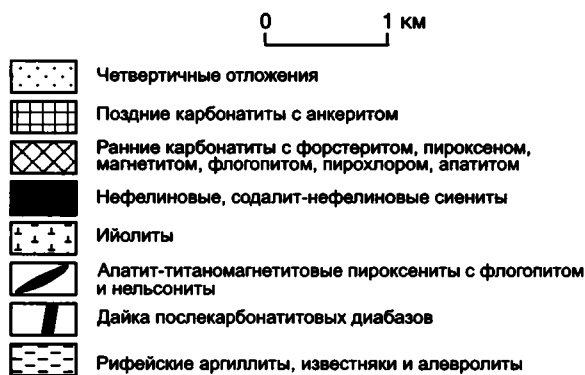
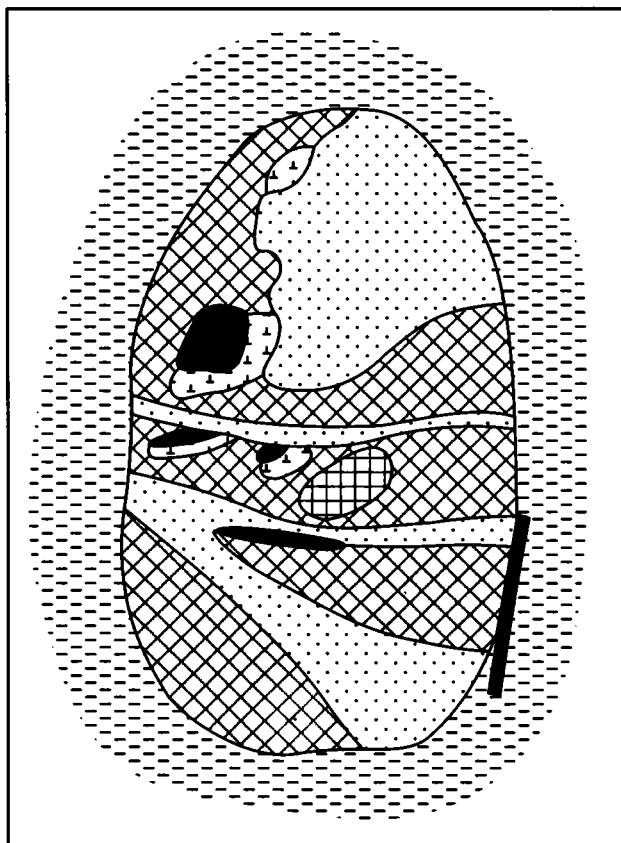


Рис. 10.22. Геологическая схема Горноозерского плутона (по данным И.Г. Волкодава, Е.М. Эпштейна)

чается в оронской свите верхнего силура. Типично рудопроявление Сегеннях. Рудный горизонт с флюоритом и сфалеритом мощностью до 0,5 м приурочен к кровле свиты и прослежен на 2,5 км.

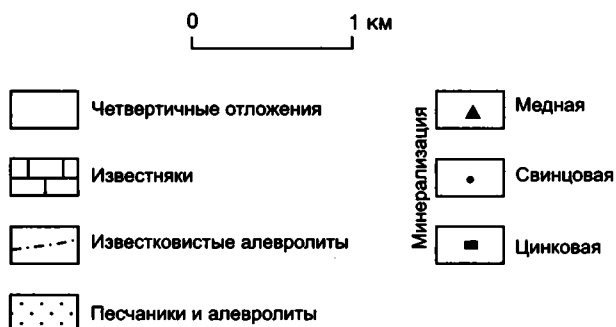
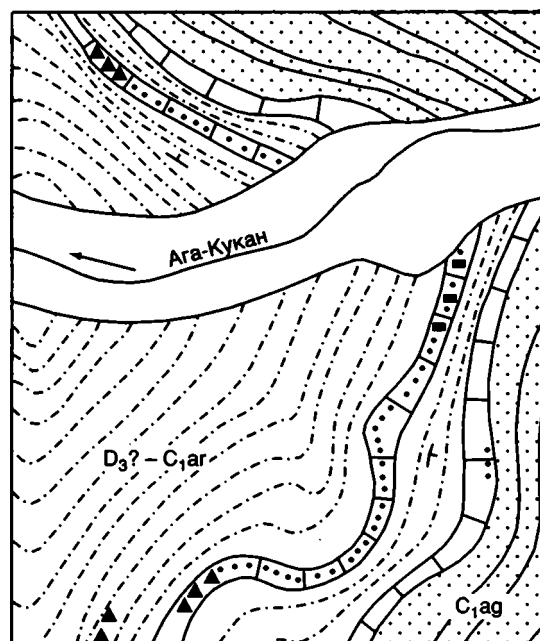
ОРУЛГАНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Cu-Pb-Zn СТРАТИФОРМНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Зона расположена в северной части Приленского металлогенического пояса к югу от Туорасисской зоны. Стратиформное Cu-Pb-Zn оруденение установлено в мелководных морских породах артыганской и агакуканской свит верхнего

девона-низов нижнего карбона (Мельников, Израилев, 1975).

В артыганской свите, сложенной красноцветными известковыми алевролитами и зелеными песчаниками, отмечаются пласты и линзы медистых сланцев небольшой мощности, содержащие до 1,2% Cu, а также короткие (15–35 м) линзы песчаников с Cu минерализацией. Оруденение представлено рассеянной вкрапленностью малахита, азурита, ковеллина и халькопирита. Меденосные породы рассечены кварц-карбонатными прожилками с вкрапленностью халькопирита, халькозина, барита и пирита.

Стратиформное Cu-Pb-Zn рудопроявление Ага-Кукан расположено в агакуканской свите турнейского возраста. В районе рудопроявления (рис. 10.23) разрез свиты представлен 150-метровой толщей, нижняя (20 м) и верхняя (40 м) части которой сложены известняками, а средняя – песчаниками. Рудоносный пласт соответствует нижнему горизонту известняков. На севере и юге участка мощность его постепенно уменьшается, и он



Свиты: C_{1ag} – агакуканская, D_{3?}-C_{1ag} – артыганская

Рис. 10.23. Агакуканское Cu-Pb-Zn стратиформное рудопроявление (Мельников, Израилев, 1975, с добавлениями и изменениями)

выклинивается, переходя в мелкие (0,1×1,5 м) линзы. Рудные вкрапления размером от долей миллиметра до 1,5–2,0 мм представлены галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Концентрация сульфидов достигает 1%. Вкрест простирания слоев установлена минеральная зональность: на западном фланге преобладает халькопирит, который в восточном направлении сменяется галенитом.

ЗАПАДНО-ВЕРХОЯНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Ag СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ И Ag-Au ЖИЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Западно-Верхоянская зона находится в центральной части Приленского металлогенического пояса (см. рис. 10.17) и сложена шельфовыми обломочными отложениями карбона и перми, которые образуют простые крупные складки долготного простирания. Зона характеризуется крупными стратифицированными Ag (Мангазейское) и жильными Ag-Au (Кысылтас) месторождениями и рудопроявлениями.

Мангазейское стратифицированное Ag месторождение включает ряд рудных объектов, которые ранее описывались как самостоятельные месторождения. Проведенные в последние годы детальные исследования показали, что все эти объекты расположены на продолжении друг друга (рис. 10.24) и представляют собой рудные залежи единого крупного месторождения, протягивающегося в долготном направлении на 19 км при ширине около 3 км. Рудные залежи образуют несколько прерывистых цепочек на восточном крутом крыле Эндыбальской антиклинали (Индолев, Невоиса, 1974). Характерны межпластовые крутопадающие (40–80°) жильные тела, не выдержанные по падению и простиранию, с раздувами и пережимами, выклинивающиеся либо разветвляющиеся на серии сближенных прожилков. Мощность их колеблется от десятков сантиметров до 2–2,5 м в раздувах, длина изменяется от первых метров и десятков метров до 700–1000 м. Отмечаются штокообразные раздувы жильных тел мощностью до 25–30 м. Другим типом рудных тел являются минерализованные зоны дробления и серии сближенных жил (Костин и др., 1997а).

На Мангазейском месторождении установлены следующие рудные минералы: самородные – серебро, сурьмянистое серебро (анимикит), алларгентум, золото, сурьма, медь; сульфиды – акантит, Pb-акантит, Cu-акантит, Ag-Cu сульфиды ряда Ag_2S-Cu_2S , галенит, сфалерит, халькопирит, станнин, пирит, арсенопирит, висмутин, антимонит; сульфосоли – блеклые руды, пираргирит, миаргирит, диафорит, овихит, полибазит, стефанит, канфильдит, фрейслербенит, геокронит, бурнонит, буланжерит, густавит, Ag-Vi сульфотеллурид. Содержание Ag в рудах – от 500 до 2500 г/т (Костин и др., 1997б).

Устанавливается отчетливый стратиграфический контроль в размещении рудных тел. Все они расположены в отложениях верхнего карбона и низов нижней перми и неизвестны в более молодых отложениях. При этом на нижнем стратиграфическом уровне представлены только секущие рудные тела, которые выше по разрезу сменяются рудными залежами, согласными с напластованием вмещающих горных пород (рис. 10.25). Какая-ли-

бо связь оруденения с известными в районе месторождения магматическими образованиями раннетриасового, позднеюрского и мелового возраста не отмечается. Pb-Ag жилы Хобояту-Эчийского рудного поля, расположенного в 80 км к северу от Мангазейского месторождения, сходны с рудными телами Мангазейского месторождения и, по данным М.М. Константинова, пересекаются и смещаются дайками меловых гранит-порфиров и оловорудными жилами. Оловорудные жилы, в свою очередь, “секут” дайку гранит-порфиров (рис. 10.26). Свинцы руд Мангазейского месторождения датированы 183–120 млн лет, при этом наиболее древние датировки (183–174 млн лет) получены для пластовых залежей в верхней части каменноугольных отложений.

Au-Ag жильное месторождение Кысылтас расположено в алевролитах и песчаниках среднего и верхнего карбона и нижней перми, которые слагают ядро Кысылтасской антиклинали (рис.10.27). Магматические образования представлены дайками диоритовых порфиров и покровами диабазов и базальтов (Ивенсен и др., 1975). Характерны секущие Au-Ag жилы и согласные или пологосекущие Ag-Pb жилы. Текстура руд пятнистая, полосчатая и вкрапленная. Наиболее перспективны две жилы.

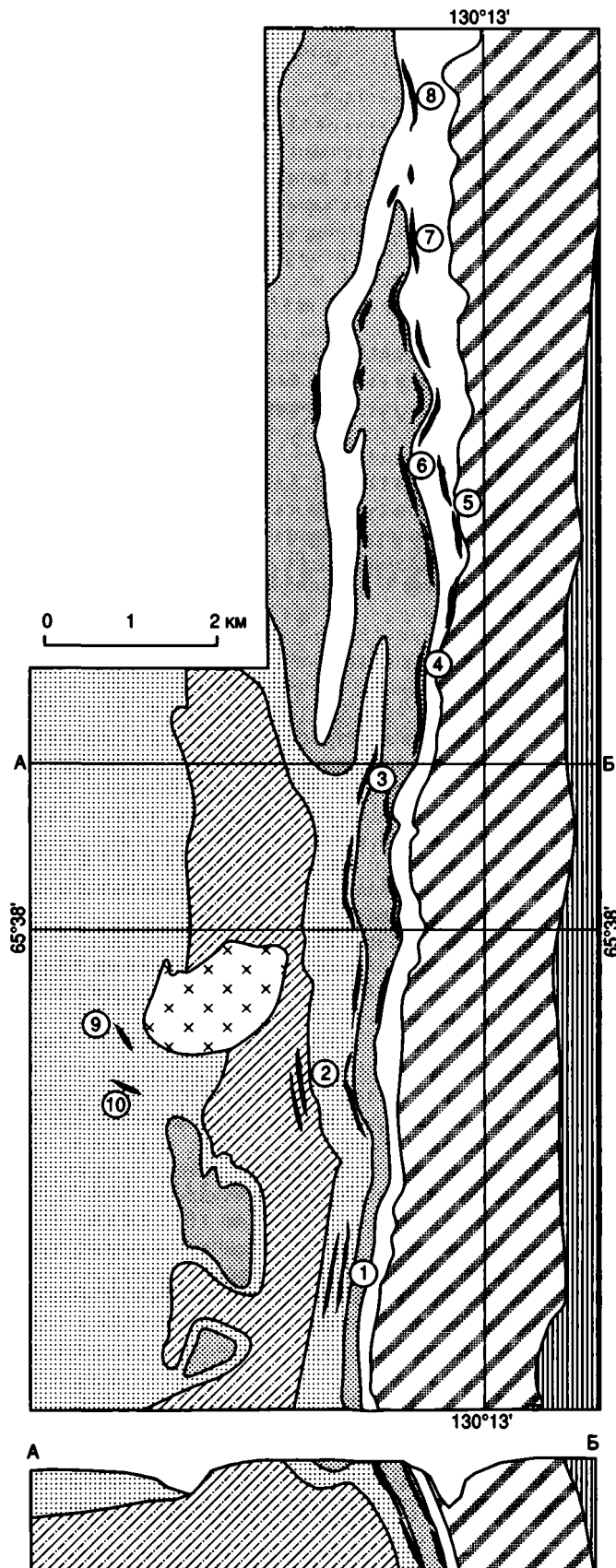
Жила Пентуим-1 сечет напластование, имеет сульфидно-кварцевый состав, мощность ее от 1,7 до 6,0 м, жила прослежена на 4,5 км. Среднее содержание Ag составляет 575,5 г/т, Au – 3,06 г/т, Pb – 11,5%, Zn – 8,32%. Жила имеет зональное строение и включает галенитовые руды гнездовой и прожилково-вкрапленной текстуры (Ag – 1685,5 г/т; Au – 0,6 г/т); вкрапленные руды, представленные гнездами галенита и сфалерита в кварце (Ag – 100,5 г/т; Au – 4,35 г/т); галенит-кварцевые руды с радиально лучистыми агрегатами кварца (Ag – 525 г/т; Au – 0,3 г/т); полосчатые руды кварц-галенит-блеклорудного состава (Ag – 1997,5 г/т; Au – 3,2 г/т).

Жила Позолота полого сечет напластование, имеет кварцевый состав, мощность ее 3 м. В ней выделяются две разновидности кварца с различной минерализацией. Первая сложена молочно-белым кварцем без видимой минерализации. Характерны содержания Au от 1,2 до 19,8 г/т при содержании Ag менее 1 г/т. Вторая представлена полосчатым кварцем. Полосчатость обусловлена тончайшими линзочками катаклазированного органического материала. Отмечаются галенит, малахит и азурит, образовавшиеся благодаря окислению блеклой руды и бурнонита. Содержания Pb составляют 3,38–14,1%, Zn – 0,12–2,16%, Ag – 60–1500 г/т, Au – 0,4–200 г/т.

Рудные минералы месторождения Кысылтас: галенит, сфалерит, бурнонит, пирит, арсенопирит, тетраэдрит, Ag-тетраэдрит, фрейбергит, пираргирит, ковеллин, самородное золото (Костин, 1999).

ЗАПАДНО-ЯКУТСКИЙ ПОЯС АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ И ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД С КАРБОНАТИТАМИ

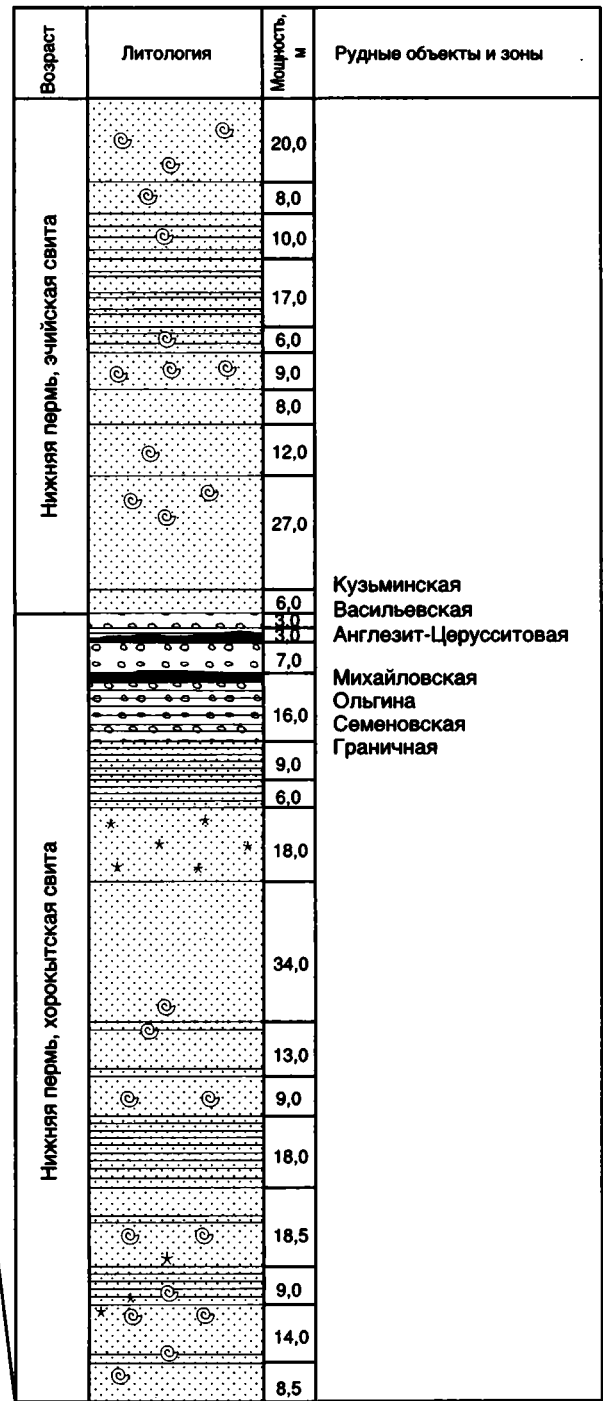
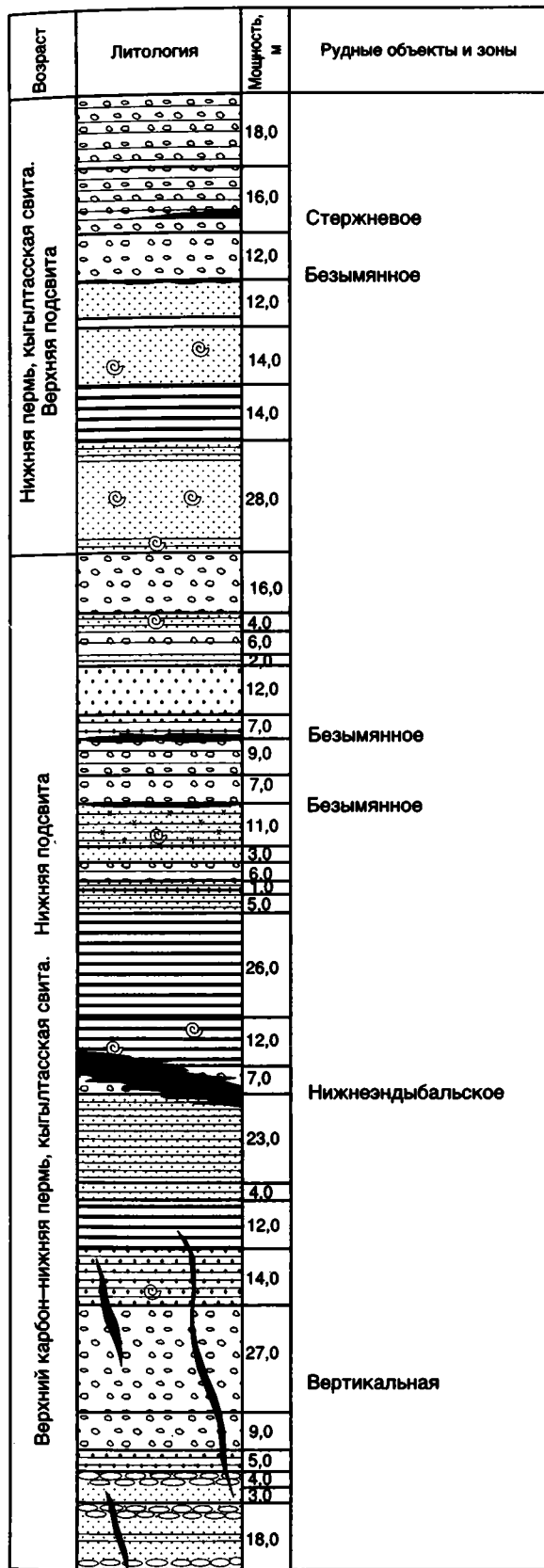
Пояс протягивается в долготном направлении через центральные и северные районы Сибирской платформы вдоль поднятия фундамента платформы, которое существовало на протяжении большей части фанерозоя и разделяло обла-



Рудные объекты и зоны в составе месторождения (обозначены цифрами в кружках):
 1 – Безымянное, 2 – Нижнезндыбальское, 3 – Стержневое,
 4 – Васильевская, 5 – Кузьминская, 6 – Михайловская,
 7 – Мухалканское, 8 – Бурный, 9 – Вертикальная,
 10 – Привет

-  Нижняя пермь, хабахская свита. Грубое переслаивание песчаников с редкими пластами алевролитов
-  Нижняя пермь, эчийская свита. Разнозернистые алевролиты и аргиллиты с отдельными прослоями песчаников
-  Нижняя пермь, хорокытская свита. Верхняя подсвита. Песчаные алевролиты, алевролиты. В кровле (50 м) пакет переслаивания песчаников
-  Нижняя пермь, хорокытская свита. Нижняя подсвита. Разнозернистые алевролиты, песчаники. В кровле (50 м) маркирующий пакет переслаивания песчаников
-  Нижняя пермь, кыгылтасская свита. Верхняя подсвита. Алевролиты, песчаники. В кровле (45 м) маркирующий пакет песчаников
-  Верхний карбон–нижняя пермь, кыгылтасская свита. Нижняя подсвита. Чередование песчаников, алевролитов. В кровле (50 м) и в середине (35 м) маркирующие пласты переслаивания песчаников
-  Меловые субвулканические тела кварцевых порфиров, их брекчиевая субфация. Интрузивные, эксплозивные полимиктовые брекчи, брекчи обрушения в составе Эндыбальской флюидно-эксплозивной структуры
-  Рудные тела

Рис. 10.24. Мангазейское стратифицированное Ag месторождение




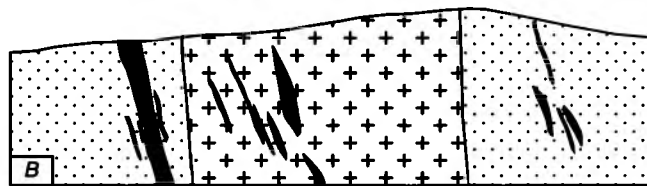
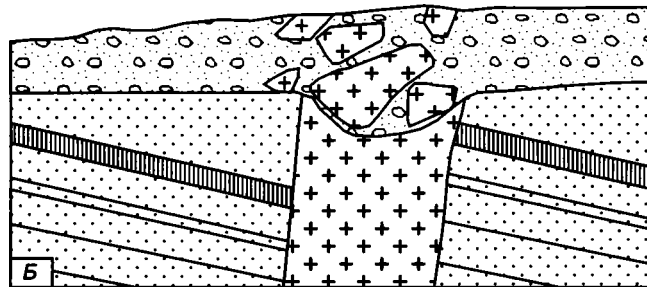
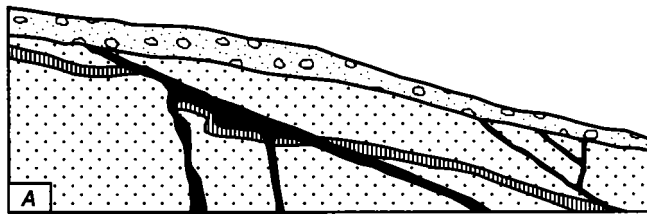
-  Крупнозернистый песчаник
-  Среднезернистый песчаник
-  Мелкозернистый песчаник
-  Алеврит
-  Конгломераты
-  Фауна и флора
-  Рудные тела

Рис. 10.25. Стратиграфическое положение рудных тел Мангазейского Ag месторождения



0 1 м



Рис. 10.26. Взаимоотношение даек гранит-порфиров, Ag-Pb и Sn рудных жил Имтанджинского месторождения (по материалам М.М. Константинова)

А – Sn жила пересекает пластовую Ag-Pb жилу; Б – дайка гранит-порфиров пересекает со смещением пластовую Ag-Pb жилу; В – Sn жилы пересекают дайку гранит-порфиров и песчаники

сти опускания, расположенные к западу (Тунгусская синеклиза) и к востоку (Вилуйская синеклиза) от него. Как следует из рис. 10.28, рифейские и девонские рифты, рой базальтовых даек, связанных с рифейским и девонским рифтогенезом, а также интрузивные траппы, сформированные на границе перми и триаса, не оказывают сколько-нибудь заметного влияния на размещение магматических образований Западно-Якутского пояса.

В пределах Западно-Якутского пояса известно около 1000 трубок, штоков, даек и жил, сложенных кимберлитами и родственными им породами, которые группируются в 25 полей (Брахфогель и др., 1997). Наряду с кимберлитами широко распространены трубки взрыва, штоки и дайки щелочных базальтов и карбонатитов близкого с кимберлитами возраста (Мокшанцев и др., 1974). Поля магматических пород пояса объединяются в линейные зоны преобладающего северо-

ро-восточного простирания. Обстоятельная характеристика якутских алмазных месторождений и история их открытия и отработки изложены в книге “История алмаза” (Харьков и др., 1997). Приводимое ниже краткое описание наиболее изученных кимберлитовых трубок заимствовано из данной книги.

БОТУОБИНСКО-МАРХИНСКАЯ ЗОНА: АЛМАЗОНОСНЫЕ КИМБЕРЛИТЫ

Ботуобинско-Мархинская зона с алмазонасными кимберлитами среднепалеозойского возраста расположена в южной части пояса. Наиболее изучены в ее пределах трубки Мир и Интернациональная.

Трубка Мир находится на окраине г. Мирного, который возник в конце 50-х годов в связи с отработкой алмазного месторождения (рис. 10.29).

До глубины 200 м трубка представляет собой воронку, глубже (до 900 м) – цилиндрическое тело с незначительным сужением книзу, а затем, в 900–1000 м от поверхности, она переходит в подводную дайку. Трубка прорывает карбонатно-терригенные и галогенно-карбонатные породы ордовика и кембрия, два силла и дайку диабазов позднедевонского возраста. Становление трубки Мир сопровождалось формированием пологого брахиантиклинального поднятия до 1,5 км в поперечнике. Ориентировка поднятия совпадает с направлением длинной оси трубки.

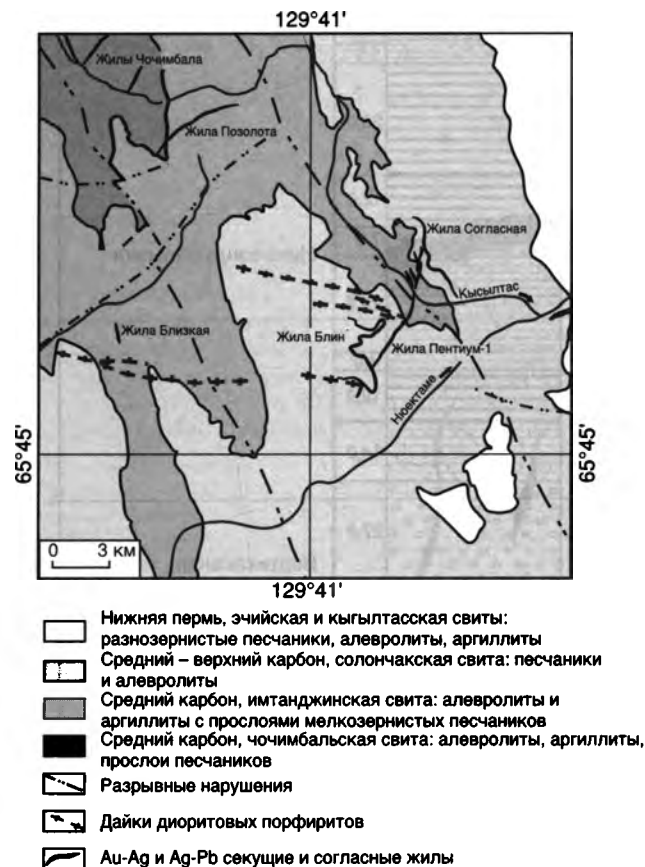
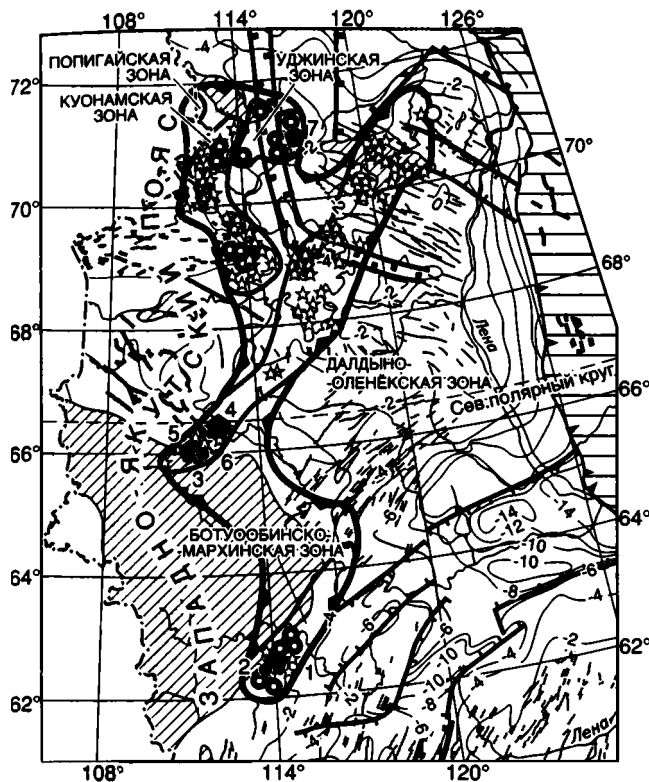


Рис. 10.27. Схема Кысылтасского Au-Ag месторождения



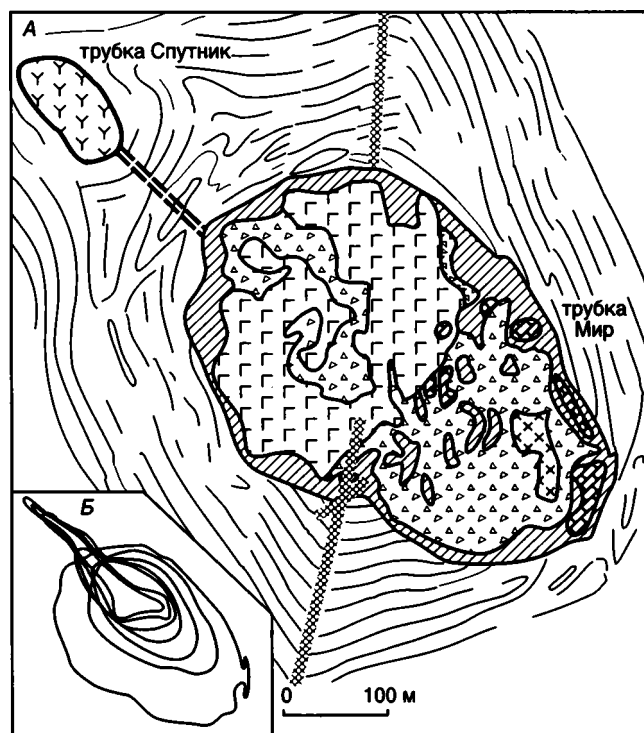
- ☆ Среднепалеозойские-мезозойские кимберлиты
- Среднепалеозойские(?) ультраосновные-щелочные породы и карбонатиты
- Среднепалеозойские(?) щелочные габбро и сиениты
- ☛ Раннетриасовые дайки и силлы
- /// Дайки преимущественно девонского возраста
- == Рифейские дайки
- ▨ Поля раннетриасовых интрузивных траппов
- ▧ Девонские авлакогены
- ▩ Рифейские авлакогены

Рис. 10.28. Западно-Якутский пояс алмазоносных кимберлитов и щелочно-ультраосновных пород

Месторождения и рудопроявления: 1 – Мир, 2 – Интернациональная, 3 – Айхал, 4 – Удачная, 5 – Юбилейная, 6 – Сытыканская, 7 – Томтор. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.2 и 10.1

Трубка образовалась в результате трехфазового внедрения кимберлитового расплава. Породы разных фаз слабо различаются между собой по составу и алмазности. Они представлены брекчиями, содержащими переменное количество обломочного материала терригенно-карбонатных пород чехлы платформы и траппов. Распределение ксенолитов осадочных пород по площади трубки неравномерное: их количество изменяется от 1,3 до 31,2 об.%. Повышенные концентрации обломков и глыб осадочных пород приурочены к контактам трубки и к полосе, разделяющей трубку на две части – северо-западную и юго-восточную. Характерно, что обломки прорванных пород перемещались не только вверх, но и вниз на сотни метров от первоначального положения в стратиграфическом разрезе. Содержание ксенолитов траппов колеблется от 0,6 до 14,8 об.%. Ксенолиты кристаллических пород фундамента платформы в трубке встречаются редко. Среди них выделяются эклогитоподобные породы, амфиболиты и биотит-амфиболовые кристаллические сланцы. Относительно широко распространены в трубке ксенолиты пород верхней мантии. Они представлены породами, образовавшимися в широком интервале $P-T$ условий: от области стабильной кристаллизации алмаза (глубина 150–200 км – алмазодержащие ультрабазиты и эклогиты) до верхних горизонтов мантии (глубина 50–60 км – шпинелевые и бесшпинелевые ультрабазиты, пироксениты и др.). Преобладают гранатовые лерцолиты. Ксеногенный материал сцементирован туфизитом, в котором наблюдаются ксенозерна обычно измененного оливина (I группа, 30–50%), пирропа, пикроильменита, хромшпинелида, хромдиоксида, а изредка и довольно крупные (до 2 см) зерна ювелирного циркона. Перечисленные минералы заключены в карбонат-серпентиновом аг-

Ксенолиты кристаллических пород фундамента платформы в трубке встречаются редко. Среди них выделяются эклогитоподобные породы, амфиболиты и биотит-амфиболовые кристаллические сланцы. Относительно широко распространены в трубке ксенолиты пород верхней мантии. Они представлены породами, образовавшимися в широком интервале $P-T$ условий: от области стабильной кристаллизации алмаза (глубина 150–200 км – алмазодержащие ультрабазиты и эклогиты) до верхних горизонтов мантии (глубина 50–60 км – шпинелевые и бесшпинелевые ультрабазиты, пироксениты и др.). Преобладают гранатовые лерцолиты. Ксеногенный материал сцементирован туфизитом, в котором наблюдаются ксенозерна обычно измененного оливина (I группа, 30–50%), пирропа, пикроильменита, хромшпинелида, хромдиоксида, а изредка и довольно крупные (до 2 см) зерна ювелирного циркона. Перечисленные минералы заключены в карбонат-серпентиновом аг-



- YY Трубка Спутник
- Трубка Мир:
- ГГ Кимберлиты первой фазы внедрения
- △△ Кимберлиты второй фазы внедрения
- ×× Кимберлиты третьей фазы внедрения
- ▨ Зона эндоконтакта
- ▩ Ксенолиты осадочных пород
- ▧ Кимберлитовая дайка
- ▧ Зона дробления с галенитовой и сфалеритовой минерализацией
- Вскрытые карьером пласты вмещающих карбонатных пород

Рис. 10.29. Геологическое строение трубки Мир и сопряженной с ней трубки Спутник (А) и изменение морфологии трубки Мир с глубиной (Б) (Харьков и др., 1977)

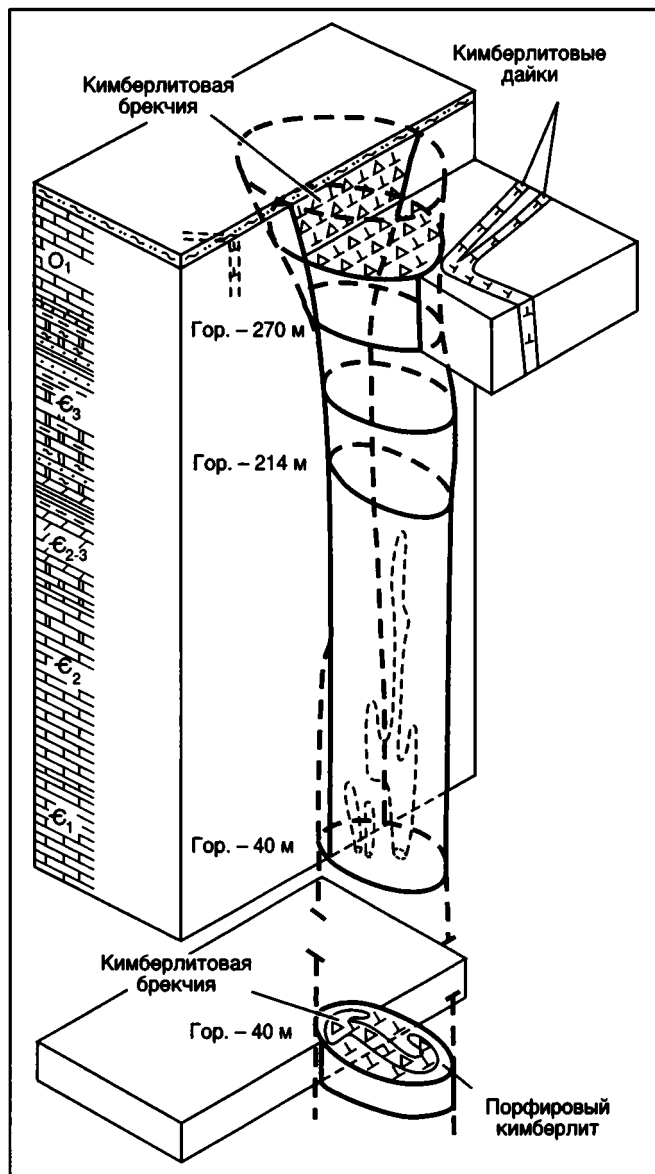


Рис. 10.30. Кимберлитовая трубка Интернациональная (Харьков и др., 1997)

регате, содержащем оливин II, пикроильменит II, хромшпинелид II, флогопит и перовскит.

Количество граната в трубке Мир повышено (среднее 0,51%). Преобладает магнизиальная разновидность с высоким (50–70%) содержанием пиропового минала. Эклогитовые гранаты составляют не более 5–7% всей выборки. Среднее содержание Cr_2O_3 в гранате представительной выборки (несколько сот зерен) варьирует от 3,44 до 4,36%, предельные значения в отдельных зернах граната – от 0,5 до 11,0%. Довольно часто встречаются гранаты уваровит-пиропового состава (верлитовый парагенезис); количество этого минерала алмазной ассоциации, для которой отмечается положительная корреляция с содержанием алмазов, составляет 3,8%. Содержание пикроильменита в трубке также повышено (0,75%). Оригинальными образованиями являются желвачки пиропы зонального или блокового строения, содержащие включения хромшпинелида, хромдиопсида и пикроильменита.

Содержание алмазов в трубке Мир значительно выше, чем в наиболее высокоалмазных месторождениях зарубежных стран (за исключением лампроитовой трубки Аргайл в Австралии). Алмазы представлены октаэдрами (61,2%), ромбодекаэдрами (9,7%), комбинационными кристаллами (28,8%) и кубами (0,6%). Преобладают бесцветные камни (75,4%), встречаются также буровато-коричневые (7,2%), голубовато-зеленые (0,6%), лиловые (2%), дымчато-серые (13,9%). Общая доля сростков составляет 17,7%, шпинелевых двойников – 9,5%. Алмазоносность кимберлитов трубки Мир до глубины 1000 м не изменяется.

Вторичные минералы – серпентин, карбонаты, хлорит – составляют основной объем кимберлитов как верхних, так и глубоких частей тела. Кимберлиты трубки неоднородны по степени их переработки постмагматическими растворами – наряду с полностью измененными породами встречаются отдельные относительно крупные блоки, сложенные свежими или частично измененными кимберлитами. Наиболее интенсивно изменены кимберлиты на тех уровнях, где во вмещающих осадочных породах залегают мощные пласты галита и ангидрита. На этих уровнях в кимберлитах появляется значительное количество борной минерализации (екатеринит, ферросайбелиит) в виде прожилков, гнезд и в смеси с другими новообразованиями.

Трубка Интернациональная расположена в 16 км к юго-западу от трубки Мир. Трубка сопровождается системой даек, ориентированных в северо-восточном, северо-западном и долготном направлениях. Четко выраженный в верхней части трубки раструб примерно с глубины 100–120 м переходит в вулканический канал почти цилиндрической формы с субвертикальными контактами (рис. 10.30). До глубины 1000 м размеры трубки существенно не уменьшаются. Трубка прорывает горизонтально залегающие терригенно-карбонатные породы нижнего ордовика и кембрия и перекрыта нижнеюрскими отложениями мощностью от 2,1 до 9,2 м.

В верхних горизонтах трубки обособляются два типа пород – кимберлитовые брекчии (около 99%) и массивные кимберлиты. В этих породах псевдоморфозы серпентина и кальцита по оливину, относительно редкие зерна пиропы, хромшпинелида, пикроильменита и хромдиопсида сцементированы карбонат-серпентиновым агрегатом. Из ксенолитов распространены обломки карбонатных пород нижнего палеозоя (5–15, редко 30%); в небольших количествах присутствуют включения траппов; обнаружены единичные обломки кристаллических сланцев фундамента платформы. В приконтактной зоне фиксируется повышенное количество ксенолитов карбонатных пород (40–60%).

По содержанию и составу глубинных минералов кимберлиты трубки отличаются от большинства кимберлитовых тел Якутии. Характерной их особенностью является низкое содержание минералов титанистой ассоциации (пикроильменит, оранжевый пироп) и повышенное – минералов хромистой ассоциации (хромшпинелид, хромдиопсид, хромистый пироп). Среди гранатов распространены разновидности пироп-уваровитового состава, окрашенные в грязно-зеленый цвет. Отмечается повышенное количество желвачков граната, содержащих многочисленные включения других минералов. Распространены зерна граната зонального и блокового строения.

Ксенолиты пород мантии в трубке Интернациональная редки. Они интенсивно серпентинизированы, из пер-

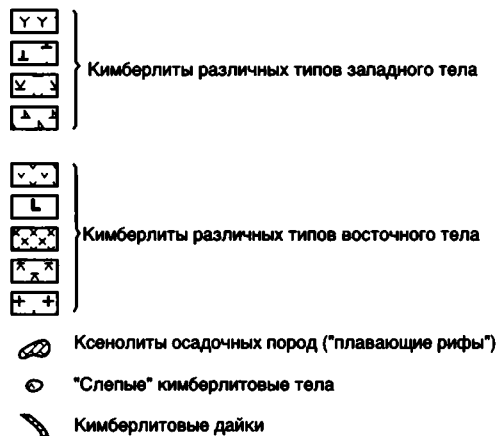
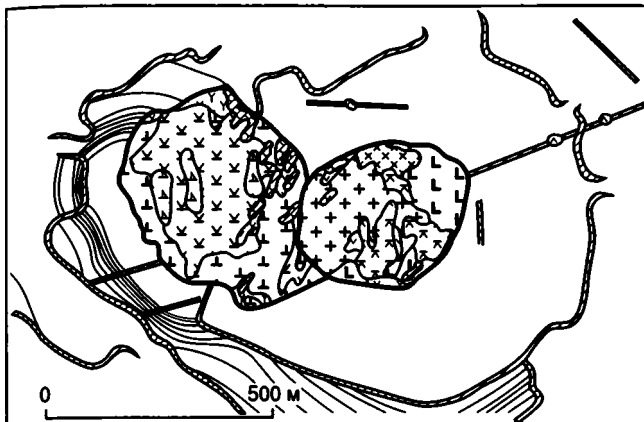


Рис. 10.31. Геологическое строение трубки Удачная (по материалам В.В. Готовцева из: Харьков и др., 1997)

вичных минералов сохранились только пироп, хромит, редко клинопироксен и оливин. Преобладают деплетированные разности пород, представленные гранатовыми хромитовыми оливинитами, редко гранатовыми лерцолитами. Пироксениты и эклогиты составляют 6,2% общего количества нодулей. В ряде образцов пород мантии установлены высокохромистые разности пироба и хромита, некоторые из них принадлежат к алмазной ассоциации.

Кимберлиты трубки Интернациональная уникальны по содержанию алмазов. В этом отношении они приближаются к лампроитовой трубке Аргайл, но качество алмазов более чем на порядок выше. По морфологии кристаллов алмазы распределяются следующим образом: октаэдры составляют 63%, ромбододекаэдры – 9%, комбинационные формы – 28%. Подавляющее большинство алмазов бесцветно (70,7%).

ДАЛДЫНО-ОЛЕНЁКСКАЯ ЗОНА: АЛМАЗОНОСНЫЕ КИМБЕРЛИТЫ

Далдыно-Оленёкская зона, расположенная к северу от Ботубинско-Мархинской, характеризуется алмазоносными кимберлитами среднепалеозойского возраста (трубки Удачная, Юбилейная, Сытыканская, Айхал), которые группируются в южной ее части. В северной части зоны, наряду с преобладающими среднепалеозойскими

кимберлитовыми трубками, устанавливаются трубки триасового и юрского возраста (Брахфогель и др., 1997). Промышленные содержания алмазов в трубках здесь неизвестны.

Трубка Удачная состоит из двух сопряженных тел – западного и восточного – и на земной поверхности имеет форму искаженной восьмерки (рис. 10.31). Трубка прослежена буровыми скважинами до глубины 1400 м. В верхней части (примерно до глубины 250–270 м) западное и восточное тела контактируют друг с другом, глубже они разобщены (рис. 10.32). На глубине 280 м оба тела в плане становятся изометричными, почти округлыми. Вмещающие породы – массивные доломиты, доломитизированные известняки, мергели, аргиллиты, алевролиты, песчаники и известковистые конгломераты нижнего ордовика, верхнего и среднего кембрия.

В трубке Удачная ксенолиты осадочных пород представлены известняками, доломитистыми известняками, доломитами с примесью глинистого и песчаного материала, а также мергелями и алевролитами. Размер ксенолитов варьирует от долей миллиметра до 100 м. Повышенное количество крупных ксенолитов осадочных пород характерно для приповерхностной северо-восточной части западного тела. Большинство исследователей считает, что западное тело сформировалось раньше восточного. Тела различаются по составу слагающих их кимберлитов.

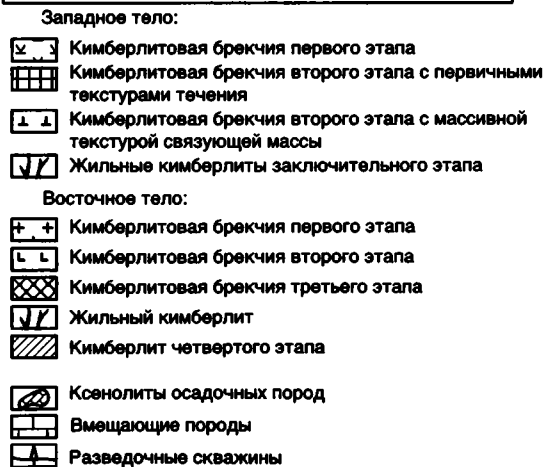
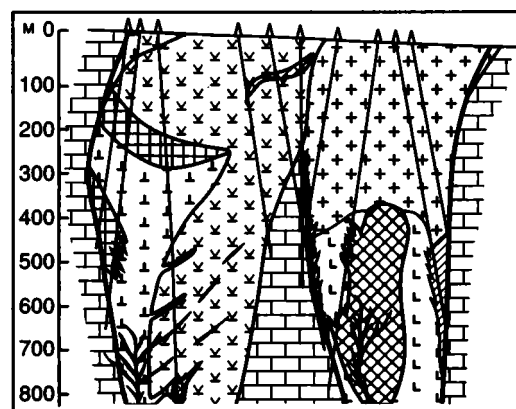
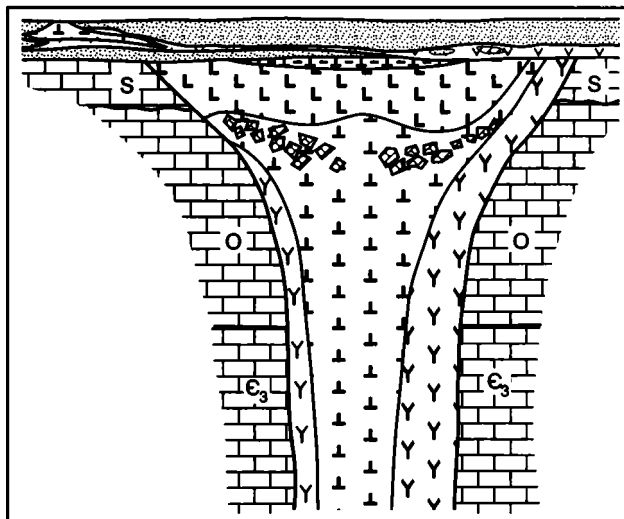


Рис. 10.32. Геологический разрез трубки Удачная (по данным геологов Амакинской экспедиции из: Харьков и др., 1997)












-  Перекрывающие породы верхнего палеозоя
-  Вмещающие карбонатные породы верхнего кембрия–силура
-  Порфиновые кимберлиты первой фазы внедрения
-  Автолитовые брекчии второй фазы
- Стратифицированные осадочно-вулканогенные породы кратера:
 -  Глинистого облика
 -  "Песчанистого" и "гравелитового" облика
-  Ксенолиты осадочных пород в кимберлитах (ксенолитовый "пояс")
-  Долериты
-  Блоки кимберлитов и осадочных пород, отторгнутые и перемещенные интрузией траппов

Рис. 10.33. Геологический разрез трубки Юбилейная (Харьков и др., 1997)

В западном теле выделяется несколько самостоятельных фаз внедрения кимберлитового расплава. Кимберлитовые брекчии разных фаз различаются по соотношению пикроильменита и пирропа, особенностям морфологии алмазов, химическому составу пород. Более поздние фазы кимберлитов приурочены к более глубоким горизонтам трубки. На глубине 275–295 м западное тело выполнено кимберлитовыми брекчиями серого и зеленовато-серого цветов. Порода интенсивно изменена вторичными процессами. Псевдоморфозы по оливину составляют 20–25%. Ксеногенный материал брекчий представлен обломками осадочных пород, кристаллических сланцев, реже пород ультраосновного состава. Автолиты составляют участками до 26 об.% породы. Кимберлитовые брекчии глубоких горизонтов характеризуются повышенным содержанием псевдоморфоз по оливину (15–30%), автолитов (до 25%), ксенолитов осадочных пород (10–25%). На глубине 294–409 м вскрыт кимберлит пепельно-серого цвета порфировой структуры с низким содержанием ксенолитов осадочных пород (до 3–5%). Западное тело сильно серпентинизировано на всю глубину (до 1400 м), в то же время реликты свежего оливина несколько больше на глубине свыше 400 м. С глубиной уменьшается количество гидротермальных образований – жеод и прожилков кальцита, целестина, барита и некоторых других минералов.

Трубка содержит повышенное количество ксенолитов метаморфических пород фундамента. Максимальное их содержание, в отличие от ксенолитов осадочных пород, приурочено к центральным участкам тела. В обоих телах трубки Удачная содержание ксенолитов глубинных пород повышено. В западном теле оно составляет 0,1–0,3%. Наиболее широко распространены катаклазированные гранатовые серпентиниты (аполерцолиты) – 57,1%. Второе место (31,1%) занимают равномернотельные гранатовые серпентиниты (аподуниты, апогарцбургиты, аполерцолиты). Безгранатовые (шпинелевые и бесшпинелевые) аполерцолиты находятся в подчиненном количестве (6%). Породы основного состава (эклогиты и пироксениты) редки, их количество не превышает 6%.

Структура восточного тела также определяется многофазным внедрением кимберлитового расплава. Однако различия между породами разных фаз несущественные. Главной составной частью кимберлитов являются псевдоморфозы серпентина по оливину, а на отдельных участках – свежий оливин. Пироп и пикроильменит встречаются относительно редко. Ксенолиты осадочных пород присутствуют в меньшем количестве, чем в западном теле, а глубинные породы, наоборот, представлены более широко. Содержание автолитов варьирует от 10–15 до 35–40%. Основная масса брекчий состоит из тонкоагрегатной смеси серпентина и карбоната. Присутствуют довольно многочисленные мелкие выделения магнетита, перовскита, в меньшем количестве – слюда и микролиты кальцита. На отдельных участках основной массы преобладает бесцветный или слегка буроватый изотропный серпентин. Восточное тело уникально в отношении количества ксенолитов глубинных пород (0,3–0,6 об.%), их разнообразия, наличия оригинальных нодулей. Распределение ксенолитов неравномерное – в основном они тяготеют к центральным участкам. Среди них наблюдаются как мелкие обломки, так и гигантские глыбы массой более 100 кг.

В трубке Удачная не установлено строгой закономерности в изменении алмазоносности в зависимости от последовательности внедрения кимберлитов различных фаз. С глубиной также отсутствует закономерное изменение морфологии алмазов.

Трубка Юбилейная прорывает толщу пород кембрия, нижнего и среднего ордовика и нижнего силура и перекрыта эффузивно-терригенными образованиями верхнего палеозоя–нижнего мезозоя, интродуцированными межпластовыми телами долеритов (рис. 10.33). Мощностью перекрывающей толщи в среднем 66 м; площадь ее 0,59 км². Трубка представляет пример сочетания типичной воронки взрыва (центральная часть) и дайкообразных тел (на флангах), формирующих в ее структуре три обособленных рудных столба. В разрезе центральный рудный столб имеет характерную трубчатую форму с чашеобразным расширением в верхней кратерной части и близкую к округлой форму горизонтальных сечений. Дайкообразные западный и восточный рудные столбы обладают извилистыми очертаниями как в плане, так и в вертикальных сечениях.

Выделяются породы двух главных фаз внедрения: фланги сложены массивными порфиrowыми кимберлитами первой фазы, а центральный канал, начиная от основания чашеобразного расширения (ниже 300 м), выполнен автолитовыми брекчиями второй фазы. Кимберлитовые породы первой фазы – плотные серо-зеленые породы с порфиrowой структурой основной массы. Они

сложены псевдоморфозами по оливину, относительно редкими зернами пиропы, пикроильменита, сцементированными карбонат-серпентиновым агрегатом. Автолитовые брекчии центрального рудного столба представляют собой плотную породу с брекчиевой текстурой и порфировой структурой основной массы. Содержание в них ксеногенного материала вмещающих осадочных пород составляет 18,8 об.%, автолитов – 9, включений глубинных пород – 1,58, метаморфических пород – 1,68 об.%. Базис имеет карбонатно-серпентиновый состав с повышенным (в 3–3,5 раза по отношению к порфировым кимберлитам) содержанием зерен пиропы (0,24%), пикроильменита (0,16%) и хромшпинелидов (0,011%). Переходы между кимберлитовыми породами первой и второй фаз постепенные, через зону смешения материала мощностью от 5 до 30 м.

Наиболее сложным строением и неоднородным составом характеризуется центральная часть трубки в пределах “чаши”. Выполнена она различными вулканогенными породами – от оригинальных вулканогенно-осадочных образований, слагающих верхнюю кратерную часть раструба, до подстилающих их туфов и туфобрекчий, инъецированных кимберлитовыми брекчиями экзотрузивной (завершающей) стадии формирования диатремы. Кратерные отложения трубки залегают на размытой поверхности автолитовых кимберлитовых брекчий центрального рудного столба. У основания туфогенной толщи, на контакте с подстилающими эруптивными брекчиями, расположена зона, сложенная крупными (до 10 м) ксенолитами вмещающих пород, – так называемый “ксенолитовый пояс”.

Алмазонность кимберлитов трубки неоднородная. Наиболее высокими содержаниями характеризуются кимберлитовые породы, залегающие под “чашей”. Породы “чаши” имеют низкое общее содержание алмазов и повышенное количество мелких кристаллов, особенно в верхних горизонтах, где велика доля неалмазного ксеногенного материала, а состав породы мелкозернистый.

Трубка Сытыканская прорывает терригенно-карбонатные породы кембрия, ордовика и нижнего силура и перекрыта пермско-каменноугольными отложениями – углисто-глинистыми сланцами, песчаниками и алевролитами мощностью от 0 до 22 м, а также раннетриасовыми траппами (рис. 10.34). Мощность траппового силла над трубкой варьирует от 5 до 72 м.

Трубка состоит из двух самостоятельных тел: северо-восточного (основного) и юго-западного (см. рис. 10.34). Контакты между кимберлитами и вмещающими породами резкие; распространены зеркала скольжения. На отдельных участках на контакте расположена брекчированная зона мощностью до 10–12 м. Северо-восточное тело в плане имеет вытянутую неправильно-четковидную форму, соотношение длинной и короткой осей составляет 4,6:1, простирание северо-восточное; на глубоких горизонтах тело приобретает дайкообразную форму. В разрезе – это крутопадающее тело с закономерным сужением на глубину. Юго-западное тело представляет собой в плане вытянутый эллипс, а на разрезе – типичную субвертикальную трубку, умеренно сужающуюся с глубиной.

Трубка сложена кимберлитовой брекчией трех разновидностей. В северо-восточном теле представлены породы двух фаз внедрения, образующие два самостоятельных рудных столба: центральный – автолитовые брекчии второй фазы и северо-восточный – брекчии

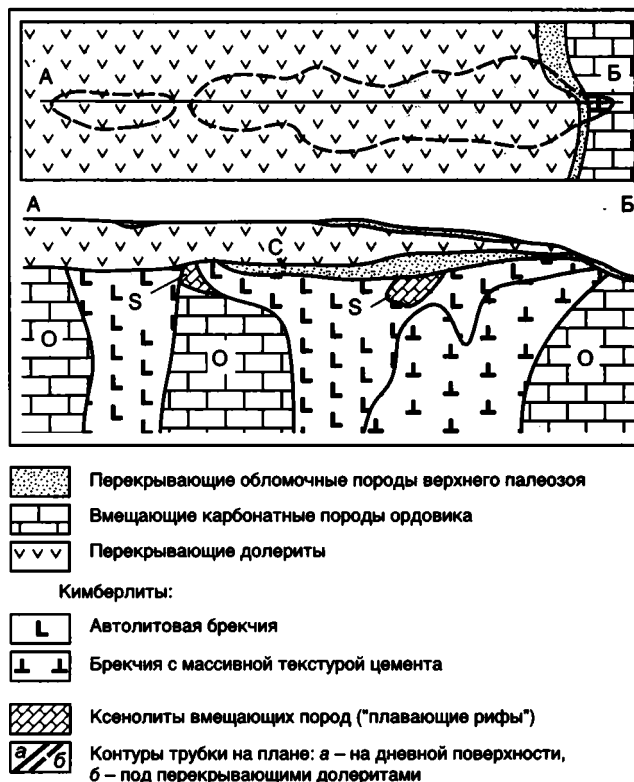


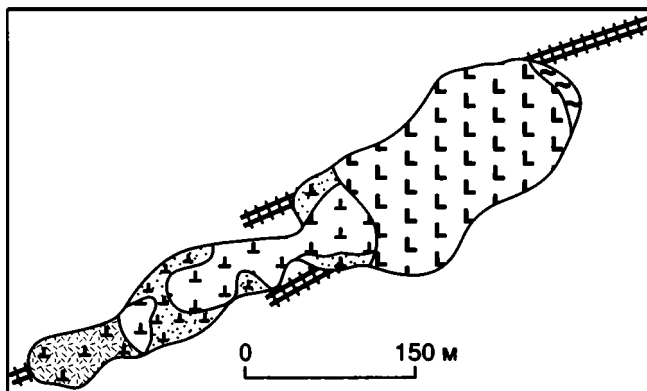
Рис. 10.34. Схематический план и продольный разрез трубки Сытыканская (Харьков и др., 1997)

первой фазы. Автолитовые брекчии занимают 99% площади поверхности основного тела трубки. Кимберлиты обоих тел сильно изменены вторичными процессами. Главные вторичные минералы – серпентин, кальцит, доломит, хлорит, пирроаурит – составляют более 96 об.%. породы; доминируют среди них серпентин и кальцит.

Содержание ксенолитов осадочных пород колеблется от первых процентов до 30–40%. Среди ксенолитов метаморфических пород (0,1–2,0%) преобладают глиноземистые разности с повышенным количеством силлиманита. Содержание ксенолитов пород верхней мантии варьирует от редких находок в юго-западном теле до 3,5 об.% в центральном столбе.

Трубка Сытыканская является классическим примером месторождений, содержащих в кимберлитах различных фаз внедрения резко различающиеся по габитусу и физическим свойствам алмазы. По данным В.И. Коптиля, для кимберлитовых пород промышленного алмазного центрального рудного столба типичны повышенные содержания кристаллов октаэдрического и комбинационного габитусов (43,1%) при малом количестве додекаэдровидов уральского (бразильского) типа (3,4%), максимально высокие концентрации поликристаллических сростков (до 15%), малое содержание окрашенных кристаллов (менее 1%). Здесь встречены в незначительных количествах текстурированные поликристаллы алмаза типа “баллас”. Отмечается повышенная концентрация кристаллов с оранжевым свечением (25%) и умеренная – с голубым (30–50%); степень совершенства кристаллов невысокая, содержание двойников по шпинелевому закону низкое.

Кимберлиты северо-восточного рудного столба с относительно низкой алмазонностью имеют понижен-









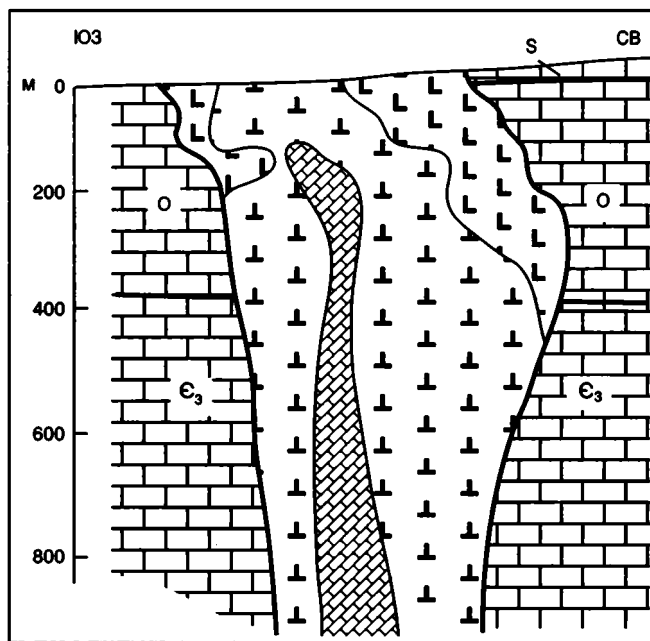
-  Kimberлитовые туфы и туфобрекчии
-  Kimberлитовые брекчии первой фазы внедрения, голубые
-  Kimberлитовые брекчии второй фазы, темно-зеленые
-  Kimberлитовые брекчии третьей фазы
-  Стратифицированные осадочно-вулканогенные породы
-  Kimberлитовые дайки

Рис. 10.35. Геологическое строение трубки Айхал (Харьков и др., 1997)







-  Kimberлитовые туфы и туфобрекчии
-  Kimberлитовая брекчия
-  Перемычка вмещающих пород
-  Вмещающие карбонатные породы верхнего кембрия, ордовика и силура

Рис. 10.36. Продольный разрез трубки Айхал (Харьков и др., 1997)

ное количество кристаллов октаэдрического и комбинационного габитусов (32,1%), повышенное – додекаэдридов (22,3%) с шагренью и полосами пластической деформации; в них несколько повышено также содержание окрашенных кубоидов, повышена степень сохранности

кристаллов, заметно больше индивидов с сине-голубым свечением и двойников по шпинелевому закону.

Для кимберлитов северо-восточной части трубки характерны четкие различия между алмазами: среди кристаллов крупнее 2 мм преобладают (>50%) индивиды октаэдрического и комбинационного габитусов при высоком содержании поликристаллических сростков (до 20%). Среди мелких кристаллов (<1 мм) в 2 раза повышено содержание ламинарных ромбододекаэдров и в 2 раза понижено – сростков.

В трубке Сытыканская установлено повышенное количество крупных алмазов. Еще во время разведки трубки были обнаружены алмазы массой 24,78 и 15,75 карата. В процессе эксплуатации месторождения было извлечено, но раздроблено несколько гигантских ювелирных кристаллов массой 500–1000 карат.

Трубка Айхал расположена в глинисто-карбонатных отложениях нижнего и среднего ордовика и нижнего силура. Трубка имеет удлиненную форму, вытянута в северо-восточном направлении и характеризуется прихотливыми очертаниями как в плане на различных горизонтах, так и на разрезах (рис. 10.35, 10.36). С глубиной она сужается и переходит в дайку мощностью 2–3 м с отдельными раздувами. Трубка сопровождается многочисленными кимберлитовыми дайками, как выходящими на дневную поверхность (четыре дайки), так и “слепыми”, вскрытыми буровыми скважинами на различных горизонтах. Она образована породами трех фаз внедрения. К первой фазе отнесены кимберлитовые брекчии юго-западной части трубки, ко второй – большая часть брекчий северо-восточной части, а к третьей – темно-зеленые кимберлитовые брекчии центральной части тела.

По содержанию глубинных минералов трубка Айхал принадлежит к низкотемпературным телам: пикроильменит отмечается в виде редких знаков, а количество хромшпинелида несколько повышено. В брекчиях юго-западного столба и туфах содержание хромшпинелида выше, чем пироба, а в породах центральной части трубки оно примерно одинаково. Неизменный оливин обнаружен только в брекчиях третьей фазы; его максимальное количество в породе достигает 5,9%. Все находки включений глубинных пород в трубке приурочены к брекчиям третьей фазы. Наибольшее их количество отмечено в зеленых брекчиях у восточного контакта с вмещающими породами. Наиболее широко распространены гранатовые серпентиниты с переменным составом граната. В концентрате кимберлитов из трубки Айхал содержание зерен пироба алмазной ассоциации в 2 раза ниже, чем среди гранатов из нодулей. Необычно высокая доля гранатов алмазной ассоциации в нодулях глубинных ультраосновных пород выделяет Айхал из числа трубок не только Якутской провинции, но и других регионов.

Преобладающим морфологическим типом кристаллов алмаза из кимберлитов трубки Айхал является ромбододекаэдрический (59,8%), в то время как октаэдры, которые доминируют в других промышленных трубках Якутии, составляют лишь 14,9%, а комбинационные кристаллы – 16,3%. Округлых камней исключительно мало (0,2%), двойников и сростков – 15%; целых кристаллов – 28,8%, обломков с реликтами граней – 26,5%, остальные (55,3%) представлены осколками без следов огранки. Большинство алмазов имеет грязно-зеленоватый цвет. Разведка глубоких горизонтов показала, что содержание алмазов в трубке стабильно высокое на всю исследованную глубину (600 м).

КУОНАМСКАЯ ЗОНА: СЛАБОАЛМАЗОНОСНЫЕ КИМБЕРЛИТЫ

Куонамская зона расположена к северо-западу от северного окончания Далдыно-Оленёкской зоны. По данным Rb-Sr датирования, здесь преобладают кимберлиты средне-позднетриасового возраста, присутствуют также позднедевонско-раннекаменноугольные, позднетриасовые, меловые и раннепалеогеновые кимберлиты (Брахфогель и др., 1997). В кимберлитах Куонамской зоны отмечаются лишь единичные находки алмазов.

УДЖИНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Nb и P3Э ОРУДЕНЕНИЕ

Уджинская металлогеническая зона выделяется в крайней северной части Западно-Якутского пояса и совпадает с Уджинским поднятием, которое протягивается на 200 км в долготном направлении при ширине 30 км и соответствует одноименному рифейскому авлакогену. В пределах зоны известно несколько плутонов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. С наиболее крупным из них – плутоном Томтор – связано уникальное по запасам одноименное месторождение ниобия и P3Э.

Nb и P3Э месторождение Томтор связано с одноименным плутоном диаметром около 20 км, имеющим в плане овальную, почти округлую форму. По геофизическим данным установлено пологое падение его контактов на северо-западе и юго-востоке и крутое – на северо-востоке и юго-западе (рис. 10.37). Плутоны имеют концентрически-зональное строение. Центральная его часть сложена карбонатитами, которые окаймляются ультрамафитами и фойдолитами, а внешняя часть – щелочными и нефелиновыми сиенитами.

В составе плутона различаются три группы пород. Породы первой группы представлены интрузивными нефелиновыми сиенитами, якупирангитами, мельтейгитами, уртитами, йиолитами, камафоритами I и карбонатитами I. Породы второй группы, наряду с интрузивными пикритами, камафоритами II, карбонатитами II, фойдитами, карбонатитами III, включают вулканические туфы и туфобрекчии. Верхний структурный уровень вулкано-плутона сложен вулканогенно-осадочными образованиями околожерловых фаций и продуктами ближнего сноса вулканогенных пород. Rb-Sr и K-Ar методами различные породы плутона датированы в интервале от 810 до 240 млн лет (Энтин и др., 1991). В предпермское время по породам плутона, главным образом по поздним карбонатитам, были сформированы мощные (до 200 м) коры выветривания латеритного профиля (окислительная стадия), которые в триасе подверглись гипергенным изменениям (восстановительная стадия). В результате возникли высокие концентрации P, P3Э, Nb, V и Ti (Толстов и др., 1995).

С ранней интрузивной фазой плутона связана железорудная залежь серповидной формы длиной 4 км и шириной 0,2 км. Скважинами околнута блок длиной 3,5 км, шириной 75–100 м, прогнозные запасы железа в

котором до глубины 500 м составляют 500 млн т. Сопутствующие компоненты – P_2O_5 и Nb_2O_5 – промышленных концентраций здесь не образуют.

Карбонатиты II слагают основной объем карбонатитового ядра плутона площадью около 9 км². Они представлены на 90–95% кальцитом. Отмечаются также доломит и анкерит. Второстепенные и акцессорные минералы: хлорит, апатит, магнетит, первичный пиррохлор и кристаллический монацит. Содержание полезных компонентов в них (в %): P_2O_5 – 0,7–11,4; Nb_2O_5 – 0,1–0,78; TR_2O_3 – до 0,45. Эти карбонатиты являются субстратом кор выветривания, образующих гипергенный рудный комплекс, несущий фосфорно-редкоземельно-редкоземельное оруденение. Кора выветривания представляет собой чередование субгоризонтально залегающих гетит-сидеритовых, франколитовых, франколит-гетит-сидеритовых, гематитовых и груотит-франколитовых пород. Несмотря на обилие разновидностей пород, в составе коры выветривания выделяются три горизонта, сменяющих друг друга вверх по разрезу: франколитовый, гетитовый и сидеритовый, которые известны как “нижняя рудная толща” общей мощностью до 200 м.

Франколитовый горизонт состоит из франколита (>60%) и сидерита, родохрозита, гетита в разных соотношениях (до 40%). Содержание (в %): Nb_2O_5 – 0,2–2,4; TR_2O_3 – 0,8–4,5; Sc_2O_3 – 0,011; P_2O_5 – 10–35; Y_2O_3 – 0,09; V_2O_5 – 0,22 (Орлов, 1994). Гетитовый горизонт состоит из гетита и гидрогетита (70–80%), франколита (5–15%), сидерита (до 10%), присутствуют также хлорит, франколит, гематит, родохрозит. Содержание (в %): Nb_2O_5 – 0,1–3,0; TR_2O_3 – 1,3–5,4; Sc_2O_3 – 0,006; P_2O_5 – 0,2–8.

Сидеритовый горизонт сложен сидеритом (50–80%), алюмофосфатами группы крадаллита (20–30%), гетитом (до 10%), хлоритом или каолинитом (до 10%). Содержание (в %): Nb_2O_5 – 0,3–0,8; TR_2O_3 – 0,8–1,3; Sc_2O_3 – 0,009–0,01; P_2O_5 – до 12; Y_2O_3 – до 0,09.

Главный рудный объект Томторского месторождения – “верхний рудный горизонт”, образованный пачкой тонкого переслаивания алюмофосфат-пиррохлор-монацитовых, альнеитовых, тингуанитовых и карбонатитовых слоев общей мощностью от первых метров до 12–15 м. В его составе известны карбонатные и рудные туфы. Верхний рудный горизонт представляет собой кору выветривания, субстратом для которой послужили обогащенные P3Э и фосфатами карбонатиты III и их метасоматиты. Главные минералы-концентраторы полезных компонентов в рудах: монацит, рабдофанит (P3Э, Y, Sc), пиррохлор (Nb), алюмо- и железоалюмофосфаты (P_2O_5 , Al_2O_3). Верхний рудный горизонт перекрыт пермскими угленосными и юрскими терригенными образованиями мощностью до 60 м. Минеральный состав горизонта: группа крадаллита (крадаллит, гоацит, горсейксит, флоренсит), гидромонацит, вторичные стронций-бариевые пиррохлоры, анатаз, брукит, ильменит, ильменорутит, рутил, каолинит, хлорит, сульфиды. Содержание полезных компонентов (в %): Nb_2O_5 – 0,8–24; TR_2O_3 – 1,6–33; Sc_2O_3 – 0,01–0,017; P_2O_5 – 4–22; Y_2O_3 – 0,1–6 (Орлов, 1994).

ПОПИГАЙСКАЯ ЗОНА: ИМПАКТНЫЕ АЛМАЗЫ

Попигайская зона, соответствующая Попигайской кольцевой структуре, включена в состав Западно-Якутского пояса условно по присутст-

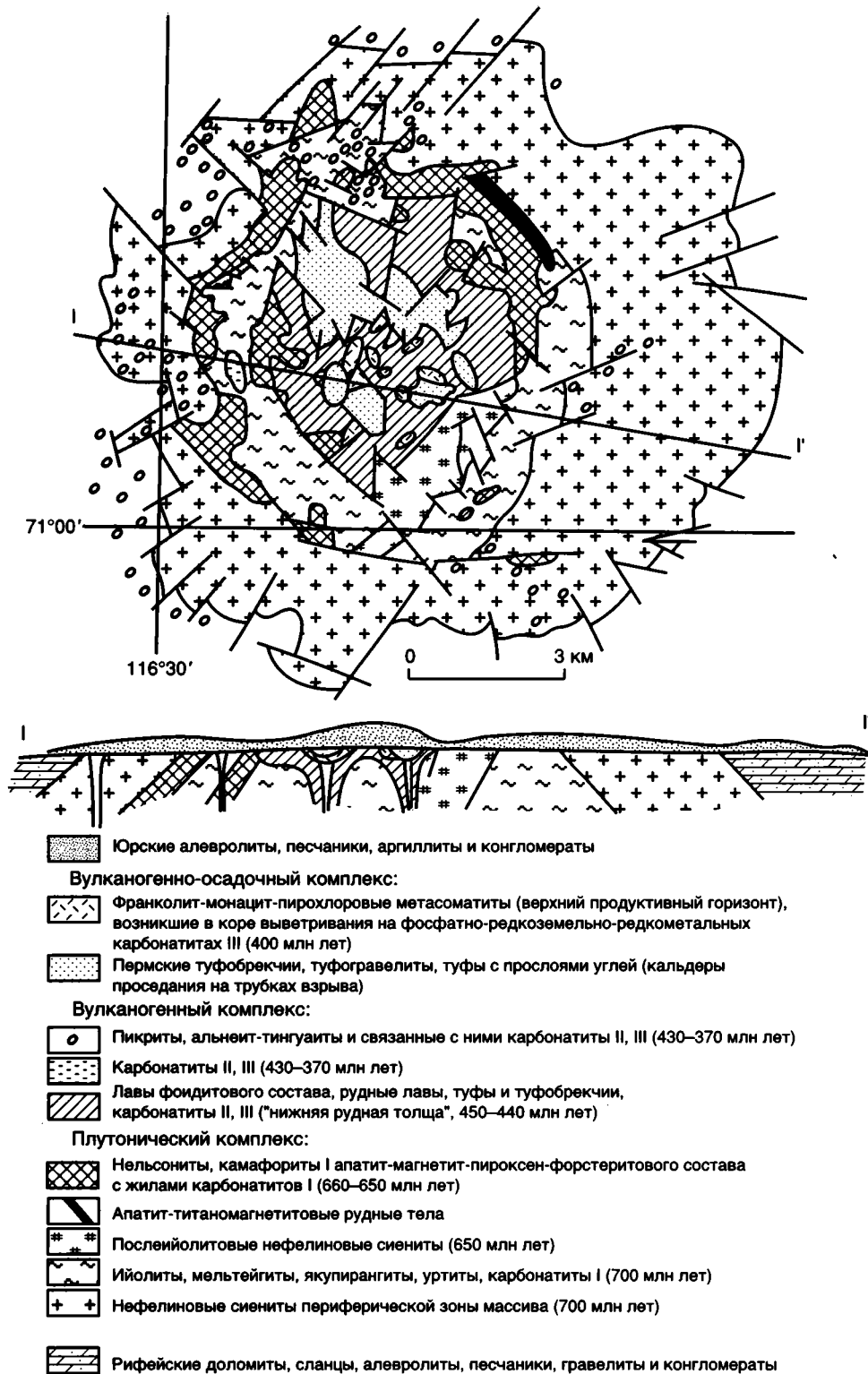


Рис. 10.37. Геологическая карта и разрез Томторского плутона щелочно-ультраосновных пород и карбонатов (на карте без платформенного чехла юрских отложений). Составлено А.Н. Орловым с использованием материалов Амакинской экспедиции

вию в ее составе мелких зерен алмазов, происхождение которых, однако, принципиально отличается от алмазов охарактеризованных выше кимберлитовых трубок.

Попигайская кольцевая структура диаметром около 100 км расположена на северо-западном окончании Западно-Якутского пояса, на северной окраине Анабарского щита. Она хорошо выражена в рельефе земной поверхности в виде округлой котловины, днище которой опущено относительно окружающего ее плато на 200–300 м. В котловине установлен своеобразный комплекс горных пород, в том числе вулканогенного облика (рис. 10.38, 10.39). Среди этих пород В.Л. Масайтис с соавторами (19756, 1998) различают: импактиты, состоящие в разных пропорциях из стекла, отвечающего по химическому составу андезито-дациту, обломков пород и минералов; аллогенные брекчии, представляющие собой взрывные образования, упавшие после взрыва в кратер или за его пределы, и аутигенные брекчии – брекчированный материал основания кратера, испытавший интенсивные ударные преобразования вплоть до плавления и появления псевдохилитов. Импактиты подразделяются на массивные лавоподобные тагамиты и стекловато-обломочные зювиты.

В настоящее время Попигайская структура хорошо изучена с поверхности геологическими методами, а также бурением и различными геофизическими методами (Масайтис и др., 1998). По рельефу поверхности фундамента структура имеет характерное кольцевое строение. Установливается центральное поднятие, окруженное внутренним кольцевым желобом, далее следуют кольцевое поднятие, внешний кольцевой желоб и внешняя пологая воронка, представляющая собой террасовидную поверхность, наклоненную к центру структуры. Во внешнем кольцевом желобе мощность выполняющих котловину вулканогенноподобных образований достигает 2000 м. Осадочные породы чехла и местами кристаллические породы фундамента, окружающие котловину, интенсивно деформированы в радиусе до 50 км от ее центра. Характерны дугообразные надвиги с перемещениями до нескольких километров, сопровождающиеся клиппенами, небольшие складки, трещины, затухающие в радиальном направлении. Отмечаются останцы зювитов и реже тагамитов площадью до 3–5 км² и мощностью до нескольких десятков метров.

Существуют две точки зрения на происхождение Попигайской кольцевой структуры. Наибольшей популярностью пользуется представление о ее метеоритном происхождении в результате падения гигантского метеорита, выдвинутое В.Л. Масайтисом с соавторами еще в начале 70-х

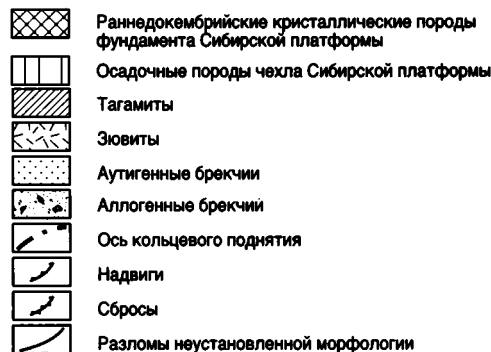
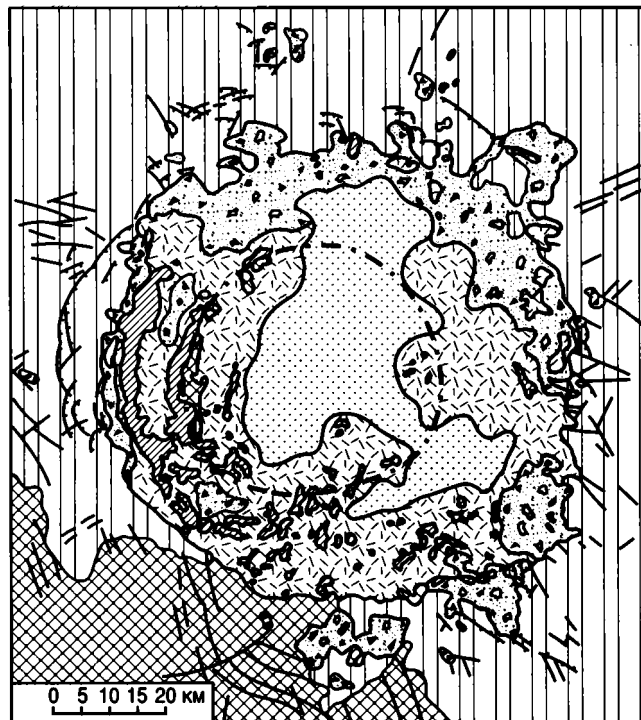


Рис. 10.38. Схематическая геологическая карта Попигайской кольцевой структуры (со снятым покровом плиоцен-четвертичных отложений (Масайтис и др., 1998))

годов (Масайтис и др., 19756, 1998). В качестве доказательства приводятся данные о широком распространении здесь признаков ударного метаморфизма, сопровождавшегося частичным плавлением. Такой метаморфизм наиболее характерен для раннедокембрийских кристаллических пород. Альтернативным является представление о криптовулканическом происхождении Попигайской кольцевой структуры – в результате взрыва при вулканическом извержении (Ваганов и др., 1985). При этом Попигайская структура рассматривается как конечный член латерального ряда кимберлитовая формация–альнеит–кимберлит–карбонатитовая формация–крипто-взрывная структура.

Тагамиты и импактные стекла ⁴⁰Ar–³⁹Ar методом датированы 35,7 ± 0,2 млн лет (Масайтис и др., 1998), что положило конец длительной дискуссии о возрасте Попигайской кольцевой струк-

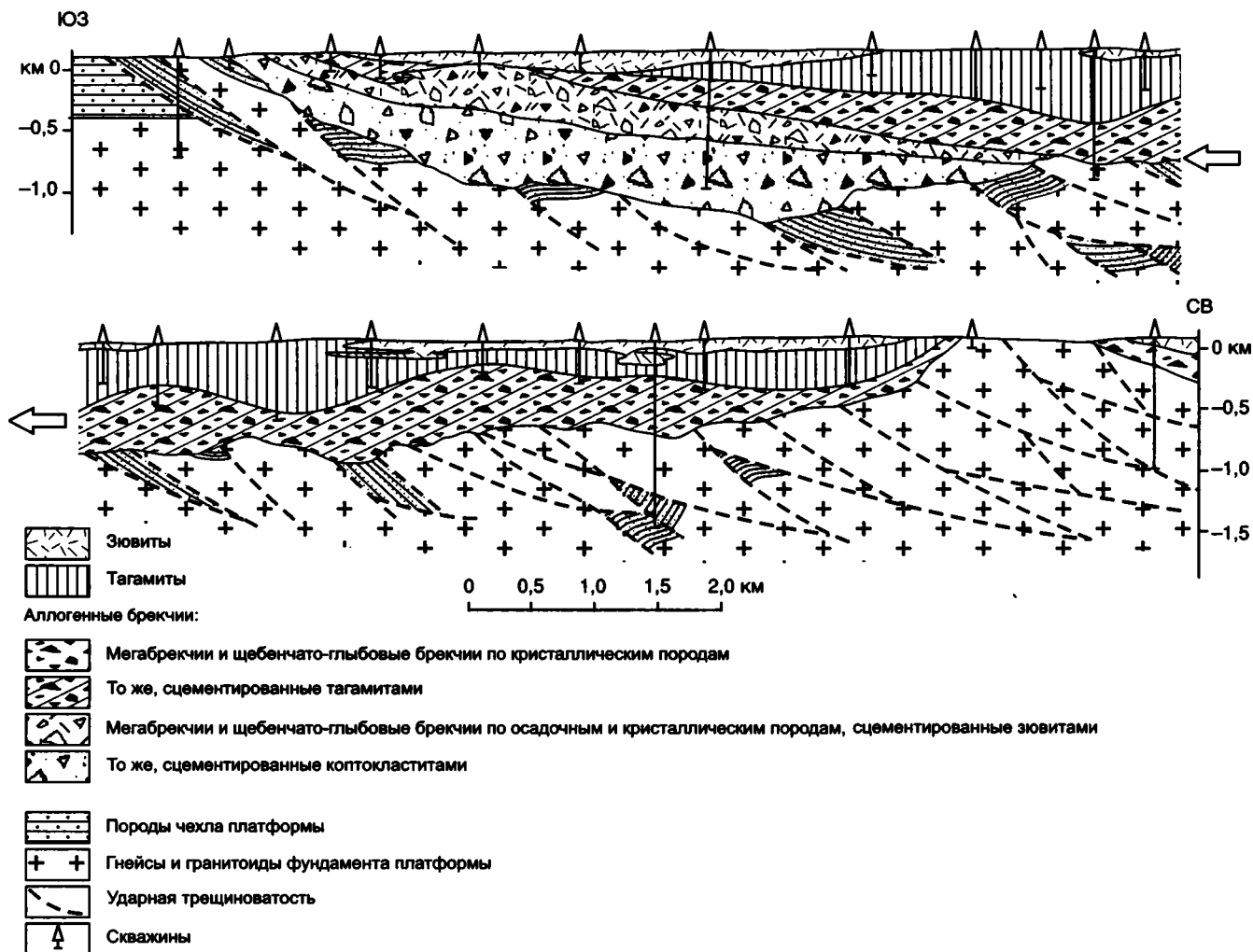


Рис. 10.39. Поперечный геологический разрез кольцевого желоба Попигайской структуры (Масайтис и др., 1998)

туры, который до этого на основе геологических и К-Аг данных определялся как миоценовый (Масайтис и др., 19756) или поздний мел-палеогеновый (Ваганов и др., 1985).

Алмазы установлены в ударно-метаморфизованных графитсодержащих гнейсах и тагамидах (Масайтис и др., 1998). Размер алмазных зерен 0,05–2,0 мм. В россыпях встречены алмазы до 8–10 мм. Преобладают алмазы желтого цве-

та, отмечаются неокрашенные прозрачные, серые и черные зерна. В гнейсах алмазы сохраняют элементы морфологии и внутреннего строения, унаследованные от кристаллического графита. Характерны уплощенные таблички с типичной для графита двойниковой штриховкой базальных плоскостей, параллельные сростки, неправильные сростки и агрегаты (Масайтис и др., 1998).

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ

В пределах Верхояно-Колымской орогенной области различаются металлогенические зоны, сформировавшиеся до аккреции террейнов к Сибирскому континенту и выделяемые только в пределах террейнов, а также Яно-Колымский коллизионный металлогенический пояс, образовавшийся в результате столкновения Колымо-Омолонского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном в конце поздней юры–неокоме, и Яно-Полуосный субдукционной металлогенический пояс, возникший в заключительную стадию коллизии в середине мелового периода (120–130 млн лет), в связи с закрытием небольшого бассейна с океа-

нической корой в северной части Колымо-Омолонского супертеррейна и образованием западного изгиба Колымской структурной петли.

ДОАККРЕЦИОННЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Доаккреционные металлогенические зоны Верхояно-Колымской области весьма разнообразны по характеру и природе оруденения, но представлены преимущественно рудопроявлениями (рис. 11.1).

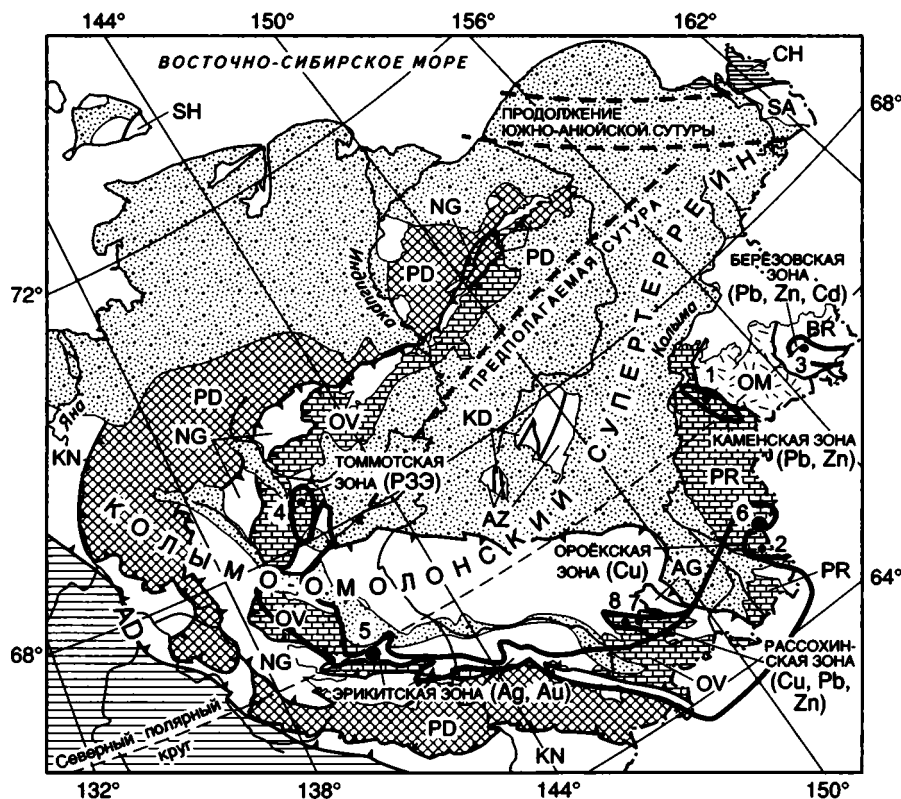


Рис. 11.1. Доаккреционные металлогенические зоны Верхояно-Колымской орогенной области

Месторождения и рудопроявления: 1 – Таал, 2 – Орок, 3 – Негорелый-1, 4 – Томмотское, 5 – Хотойдох, 6 – Сохатиное, 7 – Агынджа, 8 – Догор. Усл. обозн. см. на рис. 3.2 и 10.1

КАМЕНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Pb-Zn СТРАТИФОРМНЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Каменная металлогеническая зона со среднедевонской стратиформной Pb-Zn минерализацией в карбонатных породах, выделяющаяся в пределах Приколымского террейна, сформирована в связи с осадконакоплением на пассивной окраине континента, когда Приколымский терреин был частью Сибирского континента.

Оруденение установлено в карбонатных отложениях ярходонской свиты на восточной окраине Приколымского террейна. Рудная минерализация прослеживается с севера на юг на расстоянии 40 км. Здесь изучены четыре рудопроявления (Давыдов, 1992; 1997). В южной части Каменной зоны продуктивные отложения представлены чередованием пачек органогенных и антропогенных доломитов. Пачки органогенных пород образуют рифоидные массивы доломитов мощностью от 20 до 250 м, состоящие из мелких тел строматопоро-коралловых, ракушняковых или водорослевых построек (биогермы и биостромы). Рифоидные массивы разделяются пачками тем-

ных толстоплитчатых доломитов. Оруденение концентрируется в телах органогенных доломитов и на контактах с ними в брекчированных доломитах. Pb-Zn минерализация концентрируется в ряде разобщенных мелких тел, тяготеющих к определенным литологическим пачкам. Выделяются три рудоносных горизонта.

Стратиформное Pb-Zn рудопроявление Таал (рис. 11.2) находится в средней части Каменной металлогенической зоны. Выделяются три продуктивные пачки мощностью от 25 до 42 м, разделенные безрудными интервалами в 19–26 м. Оруденение связано с зонами трещиноватости, брекчирования и эпигенитической перекристаллизации. Руды массивные, прожилковые и гнездовые. Минеральные ассоциации руд: барит-пирит-галенит-сфалерит и доломит-галенит-сфалерит. Средние содержания Pb – 0,03–2,8%, Zn – 4,3–5,4%.

ОРОЁКСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Cu СТРАТИФОРМНЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Ороёкская металлогеническая зона, расположенная на юге Приколымского террейна, характеризуется стратиформной Cu минерализацией в вулканогенно-осадочной толще среднего рифея,

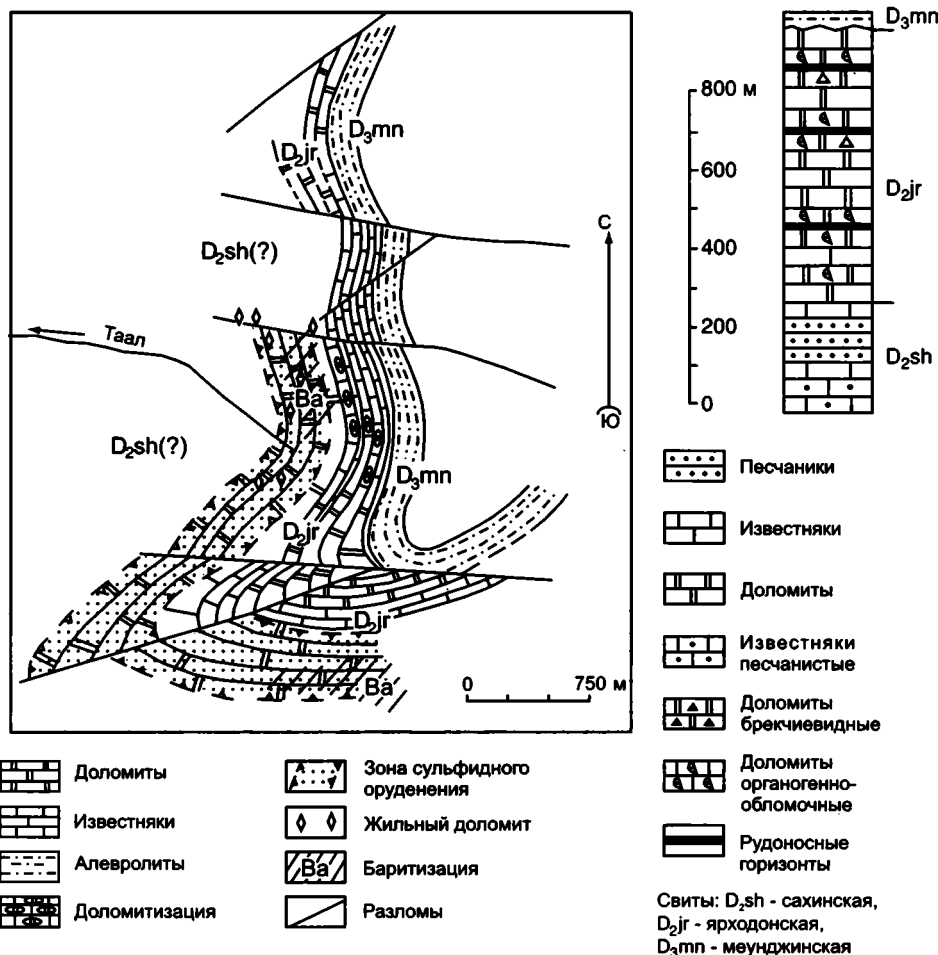


Рис. 11.2. Геологическая схема Pb-Zn стратиформного рудопроявления Таал (по материалам Н.Д. Кириллина)

сформированной в процессе внутриконтинентального рифтогенеза. Стратиформный характер Cu оруденения впервые был установлен в конце 70-х годов. Позже оруденение было изучено и прослежено на смежной территории Магаданской области В.И. Шпикерманом (1998). Общая протяженность Ороёкской металлогенической зоны 200 км при ширине 20–80 км. Оруденение обнаружено на двух стратиграфических уровнях среднего рифея: в верхнеороёкской подските и в перекрывающей ее заломнинской свите. Наиболее хорошо изучено рудопроявление Ороёк, известно также около 10 менее изученных рудных объектов.

Cu стратиформное рудопроявление Ороёк открыто в 1930 г. В.М. Синицыным, который отнес Cu оруденение к жильному типу. По данным В.И. Шпикермана (1998), Cu минерализация сосредоточена в 150-метровой пачке метаморфизованных терригенных пород верхнеороёкской подпиты, слагающих синклиналию складку. В береговых обрывах р. Колымы вскрываются оба крыла синклинали, содержащие по 3–4 рудных горизонта мощностью от 5 до 25 м. Вмещающими породами являются кварц-хлоритовые и хлоритовые сланцы, которые представляют собой метаморфизованные полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Главные рудные минералы: халькозин, ковеллин, джарлеит, борнит, халькопирит и гематит, гипергенные – малахит, азурит и куприт.

В.И. Шпикерман (1998) предполагает первичное накопление Cu в прибрежных морских отложениях. Затем следуют два этапа преобразования руд: метаморфогенный и гипергенный. Метаморфогенный этап происходил в интервале температур 400–450°C с образованием кварц-сульфидных жил. Гипергенные изменения привели к окислению 80–90% руд, растворению и выносу сульфидов Cu. Вследствие этого на земной поверхности средние содержания Cu невысоки – 0,5%. Предполагается, что ниже подземного уровня р. Колымы на глубинах 20–40 м должны находиться первичные сульфидные руды с концентрациями Cu в 2–3 раза выше.

БЕРЕЗОВСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: СТРАТИФИЦИРОВАННАЯ КОЛЧЕДАННО- ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Березовская металлогеническая зона площадью 120 × 50 км выделяется в пределах Березовского турбидитового террейна. Рудная минерализация приурочена к низам видимой части стратиграфического разреза террейна, сложенной франскими конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами с покровами трахибазальтов, риолитов и их туфов (Шпикерман, 1998).

Колчеданно-полиметаллическое рудопроявление Негорелый-1 приурочено к покровам базальтов мощностью от 7 до 30 м. Оруденение представлено гнездами, послынными и секущими карбонат-барит-сульфидными жилами, а также заполняет пространство между “подушками” в базальтах. Отмечаются линзовидные тела мас-

сивных сульфидных руд протяженностью до 15 м и мощностью до 3 м. В совокупности рудные тела образуют единую залежь мощностью 60 м и протяженностью 140 м, которая ориентирована согласно с напластованием вмещающей вулканогенно-осадочной толщи. Среди рудных минералов преобладают галенит, сфалерит, в подчиненном количестве находятся пирит и халькопирит. Средние содержания полезных компонентов: Pb – 3,2%; Zn – 5,6%; Cd – до 0,2%; Ag – 1-5 г/т (Шпикерман, 1998).

ТОММОТСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: РЗЭ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЩЕЛОЧНЫХ ГАББРОИДАХ И ГРАНИТАХ

Томмотская металлогеническая зона выделяется в западной части Омuleвского миогеоклинального террейна, где известен Томмотский плутон (12 км²), сложенный щелочно-ультраосновными породами, щелочными и субщелочными габбро и щелочными сиенитами (Трунилина и др., 1996б). В южной части Томмотский плутон прорван щелочными и субщелочными гранитами, которые слагают небольшой (1 км²) плутон Сомнительный.

Томмотский плутон интродуцирует предположительно нижнепалеозойские кристаллические сланцы, пара- и ортогнейсы, слагающие ограниченный разломами блок среди карбонатных ордовикских отложений. ³⁹Ag-⁴⁰Ag методом щелочные габбро и сиениты Томмотского плутона датированы 300 млн лет, а Rb-Sr – соответственно 329 ± 29 и 328 ± 18 млн лет. Возраст щелочных гранитов плутона Сомнительный ³⁹Ag-⁴⁰Ag методом определен в 141 ± 0,7 млн лет (Трунилина и др., 1996б). Формирование Томмотского плутона обусловлено процессами среднепалеозойского рифтогенеза, которые, как отмечалось выше, широко проявились на восточной окраине Северо-Азиатского кратона.

С щелочными гранитами плутона Сомнительный связана колумбит-танталитовая и РЗЭ минерализация. Максимально она проявлена в зоне его экзо- и эндоконтакта, где породы насыщены игольчатым апатитом, мелкозернистым флюоритом и включают зерна и прожилки РЗЭ минералов (Трунилина и др., 1996б). В пегматитах и полевошпатовых жилах по периферии обоих плутонов, помимо микроклина и альбита, встречаются кварц, мусковит, турмалин и флюорит (Некрасов, 1962). По данным Е.Г. Проценко, с ними связана вкрапленность редкоземельных минералов: монацита, ксенотима, ортита, чевкинита, пирохлора, иттриалита, таленита, циркона, малакона, гадолинита, меланоцерита, фергюсонита, торита и колумбита-танталита. Эти минералы образуют одиночные таблитчатые и призматические кристаллы либо небольшие скопления их агрегатов.

ЭРИКИТСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Ag КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Эриkitская металлогеническая зона (Черско-Гармычанская и Ясачненская зоны, по В.И. Шпикерману, 1998) пространственно совпадает с Уяндино-Ясачненским вулканическим поясом позднеюрского возраста, который, как показано выше, представляет собой сопряженную с зоной субдукции магматическую дугу, расположенную на юго-западной окраине Колымо-Омолонского супертеррейна.

Ag колчеданно-полиметаллическое месторождение Хотойдох является характерным и наиболее крупным объектом металлогенической зоны (Бычок, Попов, 1975; Гамянин, 1978; Данилов и др., 1990; Шпикерман, 1998). Район месторождения сложен верхнеюрскими кремнисто-глинистыми и известковисто-глинистыми сланцами, которые переслаиваются с туфами, туфопесчаниками, андезитами, игнимбритами и лавами риолитов и риодацитов. Вулканогенно-осадочные породы смяты в синклимальную складку субширотного простирания, северное крыло которой вмещает оруденение, и прорваны двумя небольшими телами субвулканических риолитов (рис. 11.3). Вулканогенно-осадочные породы пропилитизированы (Гамянин, 1978). Намечается тенденция смены карбонат-хлоритовых пропилитов в северном направлении альбитизированными разновидностями. Месторождение приурочено к тектоническому нарушению, которое прослеживается по простиранию на 3–4 км и далее трансформируется понижениями в рельефе и ржаво-бурой окраской поверхностных пород за счет окисления пирита, насыщающего зону разлома. Общая мощность тектонического нарушения около 400 м, а наиболее интенсивно перематой части, к которой приурочено рудное тело, – 70–80 м.

Рудное тело залегает в подошве пласта риолитов среди кремнисто-глинистых пород и представляет собой линзовидную кварц-барит-колчеданную залежь протяженностью до 400 м и мощностью до 12 м, оконтуренную кварц-серицит-пиритовыми метасоматитами. Типоморфная ассоциация метасоматитов – кварц-сери-

цит-барит-пирит. Особенность ассоциации – присутствие барита (до 10%) и высокое содержание пирита (не менее 15%). Пирит метасоматитов характеризуется наличием примеси Ag (50 г/т) и Au (2–5 г/т). Главные минералы рудных тел (>10%): пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, барит и кварц, образующие несколько минеральных ассоциаций. Наиболее ранней является кварц-сфалерит-баритовая ассоциация с преобладанием сфалерита и барита. В слабоизмененных рудах она представлена крупными призматическими зернами барита, между которыми находятся кристаллы сфалерита и разноразмерные агрегаты кварца. Тетраэдрит-халькопирит-борнит-галенитовая ассоциация наиболее продуктивна на Ag. Основным минералом-носителем Ag является галенит (до 3500 г/т). Присутствуют также самородные Ag и Au, матильдит и андорит. Сереброносность руд месторождения относительно равномерная, средние содержания Ag – 150–200 г/т. Содержания Au достигают 12 г/т, в среднем – 1–2 г/т. Состав золота отвечает электруму (482–780‰, среднее 640‰) (Савва, 1996). В процессе динамометаморфизма руды панидиоморфнозернистой структуры ранних ассоциаций превращаются в полосчатые (от тонко- до грубополосчатых), струйчатые со спиралевидными и линзовидно-концентрическими структурами. Заключительная кальцит-пиритовая ассоциация представлена преобладающим пиритом, метасоматически развивающимся по всем предшествующим ассоциациям. Для руд и метасоматитов, не подверженных динамометаморфизму, характерно устойчивое Au/Ag отношение в пределах 1:100–1:300. Кварц-серицит-пиритовым метасоматитам свойственны контрастные геохимические аномалии Zn, Pb и Ag, а “чехловое” положение относительно оруденелых зон позволяет использовать их в качестве критерия поисков слепых рудных тел.

Au полиметаллическое месторождение Сохатиное расположено среди нижнепротерозойских серицит-кварцевых, серицит-альбит-кварцевых, амфибол-хлорит-кварцевых, эпидот-хлорит-кварцевых сланцев (Протопопов, 1994; Горячев, 1998) (рис. 11.4). В пределах месторождения прослеживается серия юрских даек диабазов субширотного простирания. Минерализация приурочена к субширотной зоне надвига, представленной серией разрывов с пологим (30°) падением сместителей на север. Основное рудное тело – пологая залежь прожилково-вкрапленных сульфидных руд в березитизированных

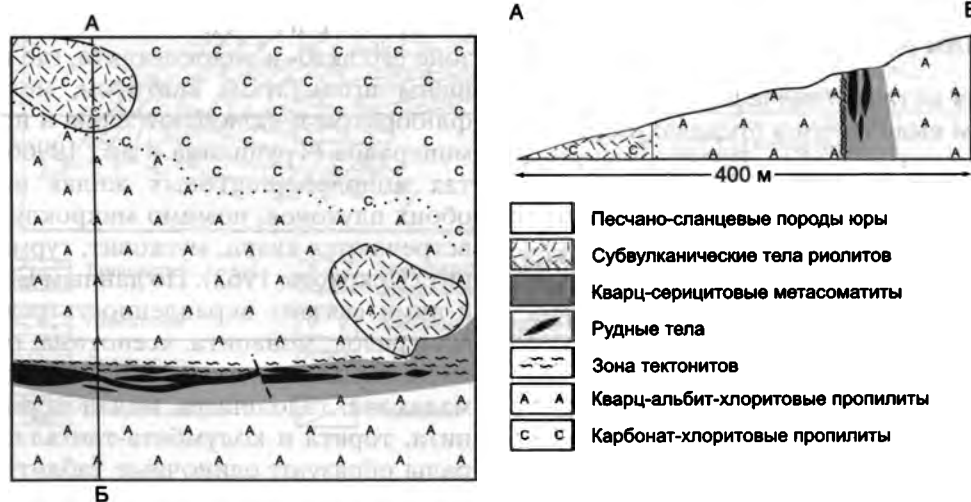


Рис. 11.3. Ag колчеданно-полиметаллическое месторождение Хотойдох

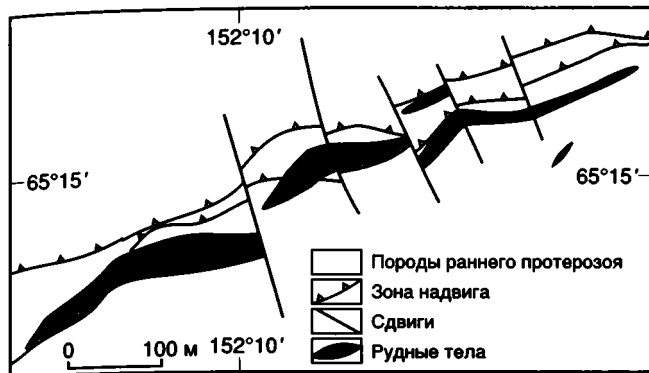


Рис. 11.4. Au полиметаллическое месторождение Сохтинское

сланцах, приуроченная к кровле автохтона надвига. Мощность залежи 15 м, протяженность 750 м, по падению она прослежена на 150 м. Характерны крутопадающие карбонат-кварцевые жилы с сульфидами мощностью до первых десятков сантиметров.

Основные рудные минералы – пирит (преобладает), халькопирит, галенит, реже сфалерит, самородное золото; основные жильные минералы – кварц, анкерит, доломит, кальцит, барит, хлорит. Выделяются слабопродуктивная кварц-карбонат-барит-пиритовая, продуктивная карбонат-полиметаллическая, постпродуктивная карбонат-гематитовая и поздние каолининовая и карбонатная минеральные ассоциации. Au свободное, мелкое, не крупнее 0,15 мм, часто в сростках с сульфидами, пробность 640–917‰, в среднем – 793‰. Содержание Au в отдельных пробах достигает 100 г/т, в среднем – 1,6 г/т. В пределах залежи установлены участки шириной более 100 м с содержанием Au 4–12 г/т. Кроме того, присутствуют (в %): Pb – до 1; Cu – до 0,3; Zn – до 0,007; Ag – до 15 г/т.

В пределах Эрикетской металлогенической зоны на смежной территории Магаданской области известны месторождения и рудопроявления Ag полиметаллических и Ag-Cu полиметаллических скарнов, Cu порфириновых руд с Ag. На площади всей металлогенической зоны широко распространены полиметаллические рудопроявления и точки минерализации с повышенными содержаниями Ag.

РАССОХИНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: СТРАТИФИЦИРОВАННОЕ Cu И КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Рассохинская металлогеническая зона (250 × 50 км) выделяется в северной части Омuleвского миогеоклинального террейна. Оруденение приурочено к глубоководным вулканогенно-осадочным образованиям ордовика. Вулканические породы сопоставляются с шошонитами тыловых прогибов островных дуг (Шпикерман, 1998), но нельзя исключать, что они

характеризуют трансформный разлом на границе континент–океан.

Су рудопроявление Агынджа представлено вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализацией в базальтовых лавах, субвулканических трахитах и сиенитовых порфирах. Характерны кальцит-кварц-сульфидные жилы. Су оруденение устанавливается и в осадочных породах, переслаивающихся с вулканитами. Наиболее широко распространены медистые песчаники, слагающие пласты мощностью до 28 м с содержанием Cu 0,3–0,6%. Отмечаются меденосные пласты известняков и доломитов. Минерализация – в виде прожилков и гнезд (Кропачев и др., 1988б; Шпикерман, 1998). Рудные минералы: борнит и халькопирит. Средние содержания в рудах Cu – 0,1–10,0%, Ag – 1–150 г/т.

Колчеданно-полиметаллическое рудопроявление Догор представлено пластовыми залежами и жилами. Установлены две пластовые залежи мощностью 0,7–1,0 м пирит-галенитовых руд в туфобрекчиях. Жилы мощностью 0,2–1,0 м кварц-кальцит-сульфидного и галенитового составов приурочены к пласту трахитов. Рудные минералы – пирит, галенит, сфалерит, марказит, пирротин; отмечаются халькопирит и магнетит (Шпикерман, 1998). Содержания полезных компонентов в рудах изменяются в широких пределах: Pb – 0,2–58,4%; Zn – 0,4–9,7%; Ag – 1–118 г/т.

ЯНО-КОЛЫМСКИЙ ПОЗДНЕЮРСКО- РАННЕОКОМОВЫЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Яно-Колымский металлогенический пояс, сформированный в конце поздней юры–начале раннего мела в связи с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном, протягивается в северо-западном направлении на 1200 км при ширине 500–600 км и охватывает центральные и западные районы Верхояно-Колымской орогенной области (рис. 11.5). Коллизия сопровождалась формированием деформационной структуры области, метаморфизмом и образованием Главного батолитового пояса высокоглиноземистых гранитоидов. Для металлогенического пояса характерны связанные с гранитоидами касситерит-кварцевые, касситерит-вольфрамит-кварцевые месторождения, В-Sn скарны и Au редкометалльные, а также Au метаморфогенные и Au кварцевые месторождения.

В центральных районах Верхояно-Колымской орогенной области Яно-Колымский металлогенический пояс включает Чыбагалахскую металлогеническую зону, вытянутую вдоль Главного батолитового пояса, и расположенные к юго- и северо-западу от нее соответственно Адыча-Нерскую и Куларскую металлогениче-

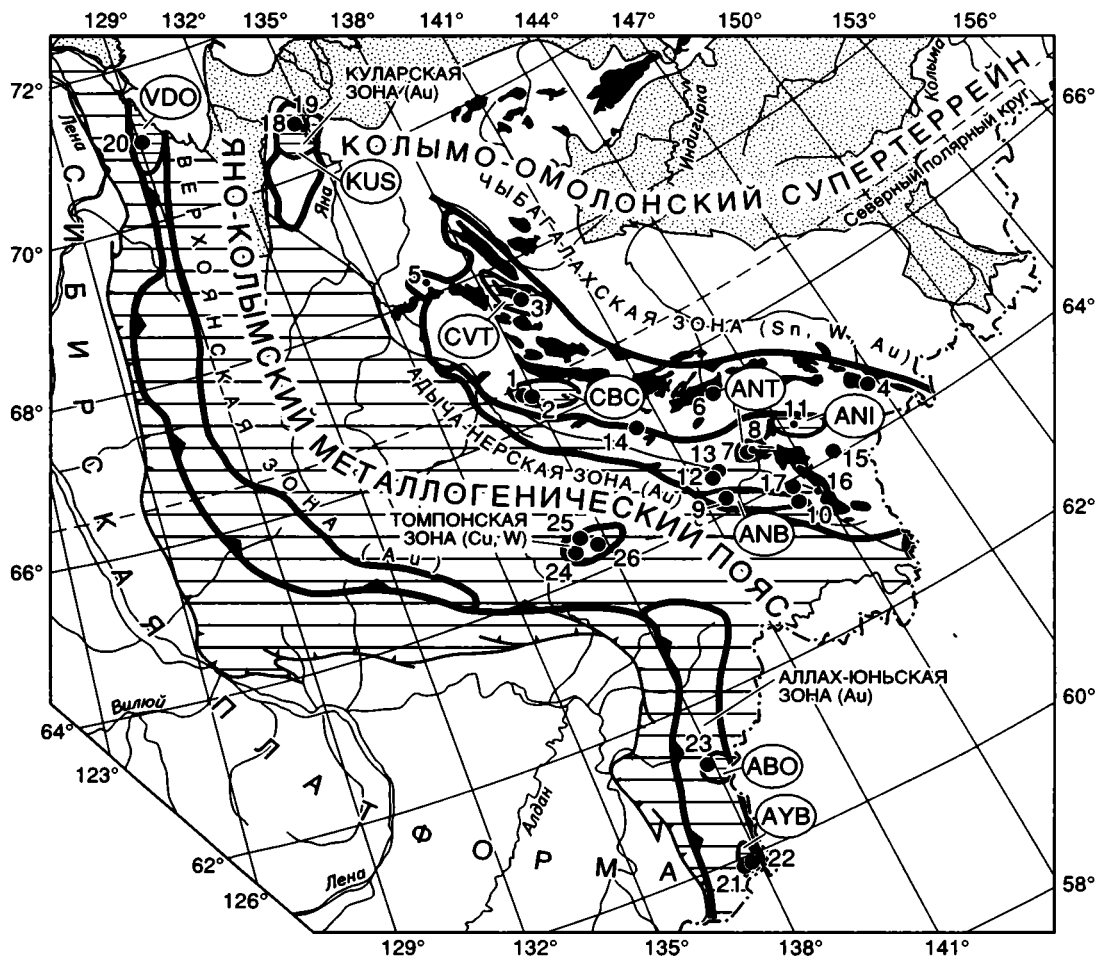


Рис. 11.5. Яно-Колымский коллизионный позднеюрско-раннеэокомовый металлогенический пояс

Рудные районы: СВС – Бургавли-Чалбинский, CVT – Верхнетирехтяхский, ANT – Туора-Тасский, ANB – Бадранский, ANI – Интахский, VDO – Дьядинско-Охонсойский, KUS – Улахан-Сисский, АУВ – Юрско-Бридакитский, АВО – Булар-Оночолохский. Месторождения и рудопроявления: 1 – Бургавлийское, 2 – Кере-Юряхское, 3 – Титовское, 4 – Чугулук, 5 – Неннели, 6 – Хаптагай-Хая, 7 – Сохатиное, 8 – Венера, 9 – Бадран, 10 – Якутское, 11 – Келлям, 12 – Кокарин, 13 – Талалах, 14 – Имтачан, 15 – Хангалас, 16 – Эргеллях, 17 – Дора-Пиль, 18 – Емельяновское, 19 – Кыллах, 20 – Дьянди, 21 – Юр, 22 – Некур, 23 – Булар, 24 – Агылки, 25 – Эрикагское, 26 – Джуптаганское. Усл. обозн. см. на рис. 3.2 и 10.1

ские зоны. На западе области пояс представлен Верхоянской, Аллах-Юньской и Томпонской металлогеническими зонами, которые протягиваются вдоль западной окраины Верхоянского складчато-надвигового пояса.

**ЧЫБАГАЛАХСКАЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА:
КАССИТЕРИТ-КВАРЦЕВЫЕ
И КАССИТЕРИТ-ВОЛЬФРАМИТ-КВАРЦЕВЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ,
В-Sn СКАРНЫ, Au РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Чыбагалахская металлогеническая зона протягивается на 250 км при ширине 75 км и пространственно совпадает с Главным батолитовым поясом, который определяет ее рудную специализацию (Трунилина, 1992). В северо-

ро-западной части зоны выделяются Бургавли-Чалбинский и Верхнетирехтяхский рудные районы.

Бургавли-Чалбинский Sn-W рудный район вытянут в субширотном направлении на 70 км при ширине около 10 км (Флеров и др., 1979). Район сложен сложно деформированными флишевыми отложениями юры Иньяли-Дебинского синклинория, которые прорваны гранитоидами. Характерны поля роговиков над не выходящими на поверхность слепыми плутонами гранитоидов. Оруденение ассоциирует с гранитами и лейкогранитами.

Касситерит-кварцевое Бургавлийское месторождение расположено в надинтрузивной зоне не вскрытого плутона гранитоидов, который на поверхности выражен ореолом контактовых роговиков. Вмещающими породами являются среднеюрские песчаники, аргиллиты и алевролиты, образующие складки северо-западного про-

стирания (рис. 11.6). Оруденение представлено штокверками и минерализованными зонами дробления. Штокверк (около 3 км²) расположен в Центральной зоне рудного поля, совпадающей с ореолом контактовых роговиков, в мощных пластах песчаников и алевролитов. Штокверк образован сближенными крутыми прожилками и короткими маломощными (до 15 см) жилами северо-восточного и субширотного простирания. Сравнительно протяженные (до 1 км) и мощные (до нескольких метров) минерализованные зоны дробления субширотного и северо-восточного направлений расположены на западном фланге месторождения, вне зоны штокверкового оруденения. В 2–3 км к востоку от месторождения известны мощные (до первых метров) и протяженные (до 1 км) слабооловоносные галенит-сфалеритовые минерализованные зоны дробления субширотного и северо-восточного простирания.

Главные минералы штокверков – кварц, аксинит, адуляр, касситерит и арсенопирит, в рудах западного фланга месторождения: кварц, пирротин, сфалерит, халькопирит и касситерит, в рудах восточного фланга: кальцит, кварц, сидерит, сфалерит, галенит, хлорит. В виде примеси в штокверках отмечаются пирротин, сфалерит, карбонаты, вольфрамит и шеелит, в рудах западного и восточного флангов – блеклая руда, красные серебряные руды, минералы висмута (западный фланг), самородное серебро. Среднее содержание Sn в штокверке – 0,22%, в зонах дробления – 0,33%. Месторождение среднее.

Кере-Юряхское касситерит-вольфрамит-кварцевое месторождение расположено на восточном фланге рудного района в апикальной части плутона двуслюдяных гранитов, состоящего из трех выходов (рис. 11.7). Плутон прорывает антиклинальную складку северо-западного простирания с крутыми крыльями, сложенную существенно песчаниковыми отложениями средней юры. Осадочные породы пересекаются дайками микродиоритов, гранит-порфиров и аплитов северо-восточного и субширотного направлений.

Прожилково-жильное Sn-W оруденение распространяется почти на всю апикальную часть плутона, но интенсивно оруденелые участки локализуются в северной и южной частях центрального и западного выходов гранитов. В них отдельные жилы прослеживаются на сотни метров при мощности от первых десятков сантиметров до 2 м в раздувах. По рудовмещающим гранитам и их обломкам в брекчиях развиваются рудоносные кварцевые и мусковит-кварцевые грейзены. В составе руд главная роль принадлежит кварцу, второстепенная – мусковиту, турмалину, арсенопириту, касситериту и вольфраму. Отмечаются сульфиды железа, меди, цинка, свинца, олова, минералы висмута, блеклая руда, самородные висмут и серебро. Рудные тела сложены в основном двумя минеральными ассоциациями: турмалин-кварцевой и касситерит-вольфрамит-арсенопирит-кварцевой. Отмечаются сульфидная и сульфидно-карбонатная ассоциации. Содержание Sn – 0,1–2%. Месторождение среднее.

Верхнетирехтахский В-Sn рудный район расположен к северо-востоку от Бургавли-Чалбинского района и соответствует Тирехтахскому плутону гранодиоритов и гранитов (Трунилина, 1992). Район вытянут в северо-западном направлении на 40 км при ширине 10–15 км

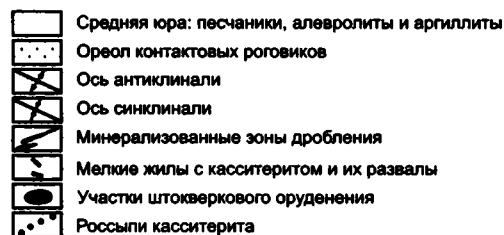
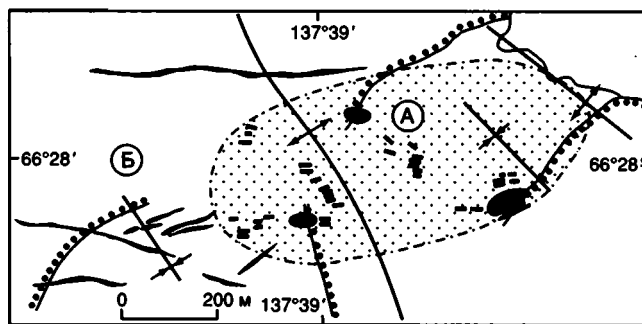


Рис. 11.6. Геологическое строение касситерит-кварцевого месторождения Бургавлийского

Зоны оруденения: А – Центральная со штокверковым касситерит-кварцевым оруденением, Б – Западная с существенно касситерит-сульфидным оруденением

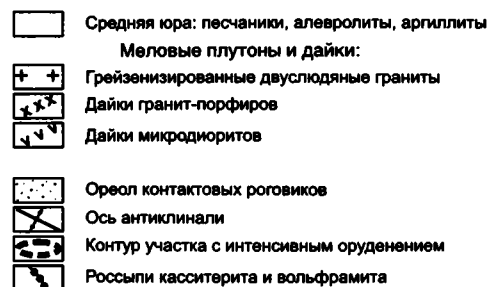
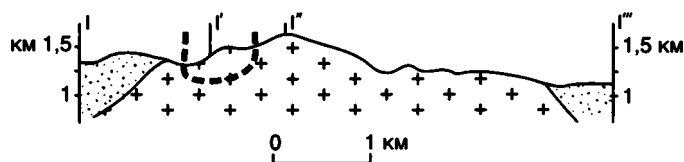
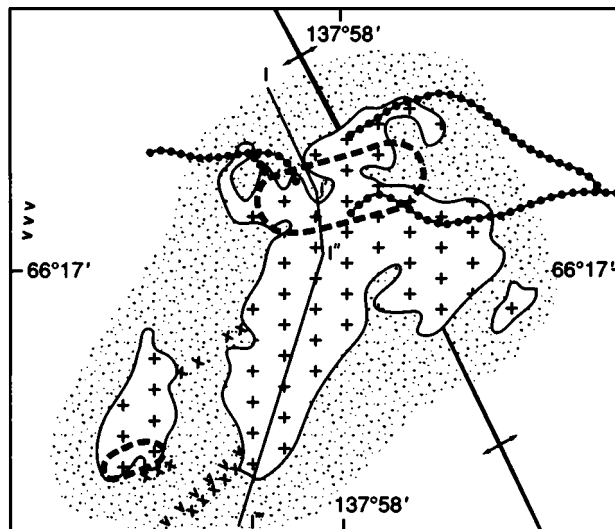


Рис. 11.7. Геологическое строение Кере-Юряхского касситерит-вольфрамит-кварцевого месторождения

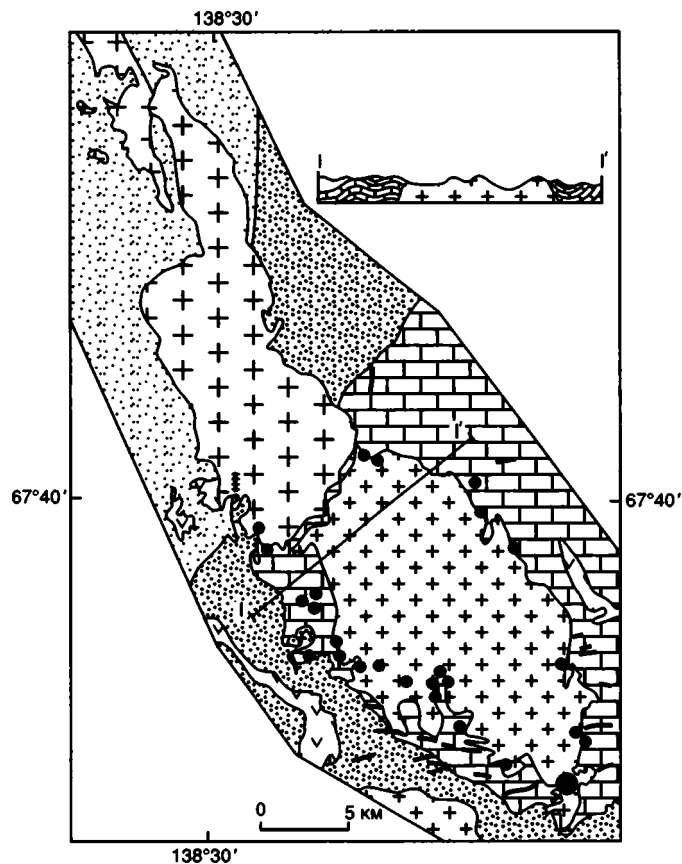


Рис. 11.8. В-Sn оруденение Верхнетирехтяхского рудного района

(рис. 11.8). Скарновые В-Sn и магнетитовые проявления и месторождения расположены на контакте гранодиоритов с вмещающими карбонатными породами палеозоя.

Титовское В-Sn скарновое месторождение приурочено к контакту гранодиоритов с известняками и доломитами силура. В-Sn оруденение наложено на магнезиальные скарны магматической стадии (Некрасов, 1966; Флеров,

1976), в которых выделяются следующие зоны: граниты повышенной щелочности, пироксен-амфиболовые граниты или монцитонидные породы, пироксен-плагноклазовая, шпинель-пироксеновая, шпинель-форстеритовая, шпинель-форстеритового кальцифира с пироксеном и доломитового мрамора с периклазом и бруситом.

В постмагматическую высокотемпературную стадию по форстериту развивался клиногумит, а по пироксену, форстериту и шпинели – флогопит. Несколько позже в шпинель-пироксеновой и шпинель-форстеритовой зонах отлагались первичные бораты: суанит и людвигит, а также магнетит. В зоне кальцифиров преобладает коитит. Первичные бораты замещаются флюоборитом и ссайбелиитом. По магнезиальным скарнам развиваются минералы известковых скарнов: гранат, везувиан, геденбергит, данбурит, датолит, вонсенит, пайгеит и магнетит, а во внешней зоне – варвикит и сахаит.

Месторождение представлено крутыми и пологими приконтактовыми и пластовыми залежами и трещинными телами мощностью до нескольких метров. Многие рудные тела состоят почти на 75–90% из оловосодержащих людвигита (до 1% Sn), вонсенита (0,23% Sn) и магнетита (до 0,4% Sn). Sn концентрируется также в гулсите и пайгеите. Содержание Sn – 0,03–0,44%, V_2O_5 – 2,4–13,9%. Месторождение крупное.

Для Чыбагалахской металлогенической зоны характерно также Au редкометальное оруденение. Типичным является месторождение Чугулук, расположенное в юго-восточной части зоны.

Au редкометальное месторождение Чугулук находится на восточном контакте одноименного крупного батолитового плутона. Рудные тела представлены двумя типами – минерализованной зоной дробления среди роговиков вдоль контакта плутона и серией сближенных маломощных (20–30 см) секущих жил в эндоконтактовой зоне плутона. Минерализованная зона дробления в роговиках с перерывами прослеживается в субдолготном направлении на 2,5 км при мощности до 2,5 м. Вмещающие роговики около зоны хлоритизированы в пределах 30–50 см и содержат местами интенсивную вкрапленность пирротина. Жилы в гранитоидах сопровождаются незначительной (5–10 см) грейзенизацией. В рудных телах отмечается вкрапленность сульфидов – более значительная (до 5%) в минерализованной зоне среди роговиков, тогда как в жилах среди гранитоидов она не превышает 1%. Основу сульфидов составляют пирротин, леллингит и арсенопирит, причем первые два отмечаются только в минерализованной зоне. В порядке последовательности минералоотложения в рудных телах выделяются следующие минеральные ассоциации: ранняя продуктивная арсенопирит-леллингит-пирротин-кварцевая (арсенопирит-кварцевая среди гранитоидов), золотоносность которой связана с наличием субмикроскопического Au в леллингите и арсенопирите (до 50 г/т); основная продуктивная висмутин-сульфотеллуридная (тетрадимит, жозеит А и В, теллуровисмутит) с микроскопическим Au; кальцитовая. Au в рудах весьма мелкого класса (90% < 0,1 мм), разнопробное (600–1000‰). Месторождение мелкое. Его особенностями являются переходы магматических образований в продуктивные гидротермальные (Рожков и др., 1971) и сонахождение с развитой в зоне эндоконтакта касситерит-кварцевой с вольфрамитом минерализацией в пегматоидных жилах и зонах грейзенизированных пород.

Наряду с характерными для металлогенической зоны Au редкометальными месторождениями в ее составе известны связанные с гранитоидами Au кварцевые жильные месторождения.

Au кварцевое месторождение *Хантагай-Хая* приурочено к одноименному штоку (1500 × 500 м) гранитопорфиров, прорывающих песчано-сланцевые породы верхнего триаса. Рудные тела представлены серией (около 30) субпараллельных сближенных кварцевых жил, рассекающих шток в субдолготном направлении и имеющих пологое (30–50°) восточное падение. Жилы образуют рудную зону шириной 300 м и протяженностью 600 м. Длина жил колеблется от первых метров до 380 м, а их мощность – от первых сантиметров до 2 м. Помимо преобладающего кварца, в жилах присутствуют (суммарно до 5%) карбонат, мусковит и альбит. Рудные минералы составляют 3–5%, из которых на долю антимонита приходится до 50% и на долю арсенопирита – до 30%. Отмечаются пирит, галенит и сфалерит, в единичных случаях сульфосоли. Вещающие жилы породы окружены ореолом (до 1 м) тончайших кварцевых просечек и претерпевают изменения, выражающиеся в развитии с разной степенью интенсивности участков окварцевания и серицитизации, содержащих до 3% вкрапленности сульфидов, среди которых преобладает пирит. В рудных телах выделяется три последовательные минеральные ассоциации: пирит-арсенопирит-кварцевая, продуктивность которой связана с золотоносностью арсенопирита; основная продуктивная сфалерит-галенитовая со свободным Au; постпродуктивная карбонат-кварц-антимонитовая, секущая предшествующие ассоциации. Au на месторождении преимущественно средних классов крупности (0,2–5 мм), в основном низкопробное (70% значений отвечают пробности 750–800‰). Месторождение мелкое.

АДЫЧА-НЕРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ И МЕТАМОРФОГЕННЫЕ Au КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Адыча-Нерская металлогеническая зона охватывает центральный и юго-восточный секторы Кулар-Нерского сланцевого пояса, образованные глубоководными черносланцевыми толщами перми и триаса, и смежную часть Верхоянского складчато-надвигового пояса, представленную шельфовыми отложениями верхнего триаса и местами нижней юры. Она протягивается в северо-западном направлении на 600 км при ширине 150 км и включает большое количество Au кварцевых жильных месторождений и рудопроявлений различных морфологических типов (рис. 11.9). Предполагается длительное развитие рудообразующих процессов: накопление рассеянных концентраций Au в верхнепалеозойских и нижнемезозойских черносланцевых толщах дистальных частей Верхоянской пассивной континентальной окраины и последующая его мобилизация при метаморфизме и внедрении гранитоидов в процессе позднеюрско-раннеэококовой коллизии северо-восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна (Фридовский, 1998а).

Туора-Тасский Au рудный район площадью около 40 км² расположен в Центральном секторе Кулар-Нерского сланцевого пояса

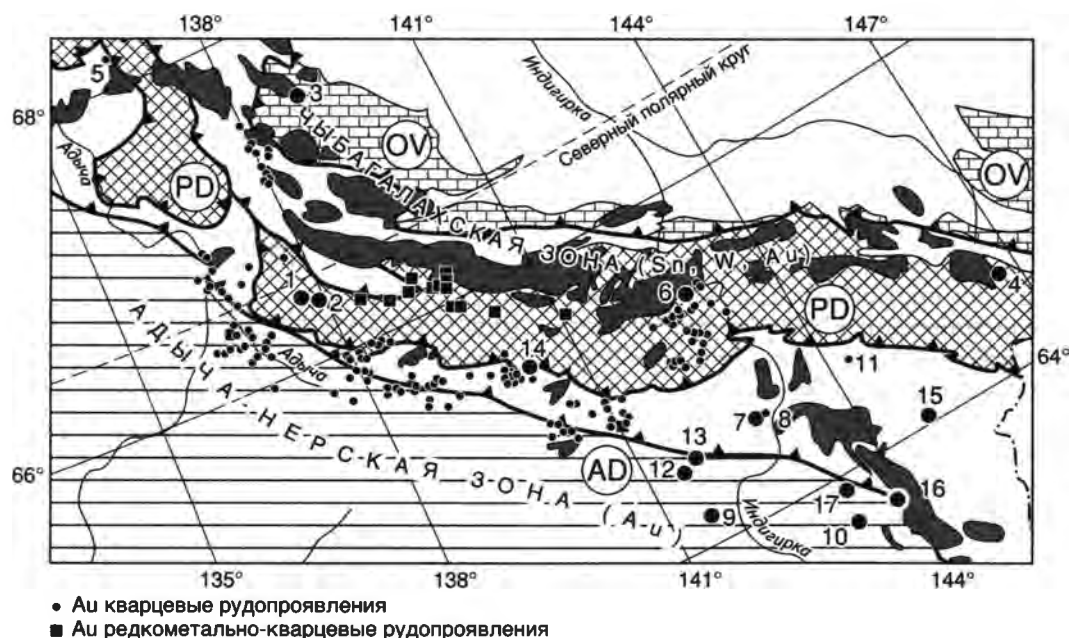


Рис. 11.9. Au кварцевые и Au редкометально-кварцевые рудопроявления Адыча-Нерской и Чыбагалахской металлогенических зон (Горячев, 1998)

Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.2, 10.1. 11.5

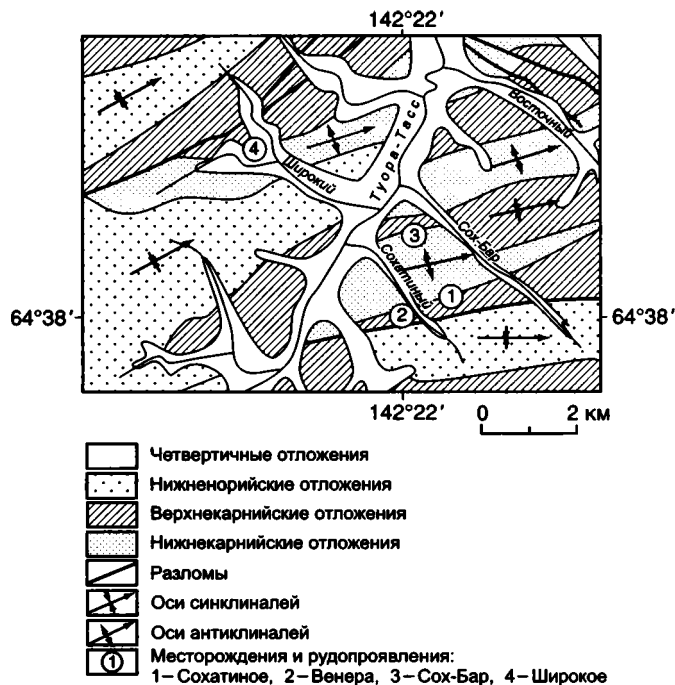


Рис. 11.10. Геологическое строение Туора-Тасского Au рудного района

(рис. 11.10). Район сложен нижненорийскими и карнийскими отложениями, представленными алевролитами и глинистыми сланцами, с редкими пластами песчаников. Породы метаморфизованы до низких ступеней зеленосланцевой фации. Выделяется несколько даек андезитобазальтов позднеюрского возраста северо-восточного простирания протяженностью до первых сот метров. Дайки окварцованы, карбонатизированы и хлоритизированы. Небольшие плутоны биотитовых порфиroidных гранитов известны в 7 км к северо-западу от границы рудного района, а роговики – на расстоянии 3,5 км.

Основные складчатые структуры района протягиваются в северо-восточном направлении в соответствии с ориентировкой крупных продольных разломов и кливажа. Складки симметричные, концентрического типа, с субгоризонтальным положением шарниров. Они, вероятно, наложены на ранние изоклинальные складки (Парфенов и др., 1988б). Более поздние приразломные аксоноклинали связаны со сдвиговыми перемещениями по продольным разломам и хорошо видны на участках крутого залегания слоистости.

Рудные тела имеют северо-восточное и реже широтное простирание. Выделяются жилы, согласные с залеганием вмещающих пород (месторождение Сохатиное, рудопроявление Широкое), минерализованные зоны дробления, штокверки (рудопроявления Венера, Сох-Бар). Жилы, сог-

ласные с залеганием вмещающих пород, расположены на контактах слоев с контрастными физико-механическими свойствами. Нередко согласные жилы переходят в продольно-секущие тела более крутого залегания. Протяженность жил до 100 м, мощность от первых десятков сантиметров до 2,5 м. Минерализованные зоны дробления прослеживаются на расстояние до 1,5 км и характеризуются изменчивой мощностью. Штокверки приурочены к местам кулисно-го перекрытия рудоконтролирующих разрывов и имеют мощность до 100 м. Рудные тела образованы жильным кварцем, карбонатами и рудными минералами – пиритом и арсенипиритом (ранняя ассоциация), реже сфалеритом, халькопиритом, галенитом (поздняя ассоциация). Золото самородное пробыностью 792‰ (Рожков и др., 1971).

Au кварцевое месторождение Сохатиное представлено согласными кварцевыми жилами мощностью до 2 м и протяженностью до 200 м, которые сопровождаются секущими прожилками и жилами максимальной мощностью до 0,5 м на участках перпендикулярного залегания к слоистости. Оруденение приурочено к минерализованной зоне дробления, субсогласной с вмещающими породами на юго-восточном крыле антиклинали. Протяженность разрыва до 1,5 км. Содержания Au – до первых десятков г/т. Вмещающие породы представлены карнийскими песчаниками и алевролитами.

Au кварцевое рудопроявление Венера приурочено к области кулисного сопряжения левосторонних сдвигов в южном крыле близширотной складки. Рудное тело представлено штокверком шириной до 100 м и протяженностью до 200 м. Штокверк характеризуется развитием тонкопрожилкового окварцевания с редкими стержневыми кварцевыми жилами мощностью до 2 м. Au распределено неравномерно, его содержания изменяются от следов до первых г/т.

Бадранский Au рудный район образован верхнетриасовыми песчаниками и алевролитами, которые слагают широкие пологие антиклинали и разделяющие их узкие щелевидные синклинали. Au оруденение контролируется надвигами и сдвигами северо-западного простирания с падением сместителей к северо-востоку. Разломы близширотного и северо-восточного направлений оперяют разрывы северо-западной ориентировки. Оруденение максимально проявлено на флангах района. На юго-восточном фланге известны месторождение Якутское, рудопроявления Хонук, Стан, Турах-Юрях, на северо-западном – месторождение Бадран, рудопроявления Надеждинское и Танинское.

Якутское Au-Ag кварцевое месторождение расположено в моноклинально залегающих песчаниках и алевролитах верхнего триаса и прорывающих их лейкократовых и биотитовых гранитах с возрастом 144 млн лет (Бахарев и др., 1997б). Рудная залежь приурочена к зоне разлома северо-западного простирания, сместитель которого наклонен к северо-востоку под углами 50 – 85°

(рис. 11.11, 11.12). При геолого-съемочных работах установлено смещение стратиграфических границ на 200 м, контактов гранитов – на 5–12 м. Разлом выполнен гидротермально-метасоматическими брекчированными и милонитизированными породами мощностью до 8 м с прожилково-вкрапленным и жильным Au оруденением. Наибольшая насыщенность минерализацией, вплоть до появления стержневых жильных тел, отмечается в местах пересечения разломом гранитов. Стержневые жильные тела выполняют осевую часть минерализованной зоны дробления. Они сложены белым и светло-серым кварцем и карбонатом с арсенопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом и блеклыми рудами в количестве 1–2%. Выделяются пирит-арсенопиритовый, галенит-сфалеритовый, жозеит-кобеллитовый, фаматинит-буланжеритовый и фрейбергит-диафоритовый Au минеральные парагенезисы (Суплецов, 19976). Пробность золота – 500–991‰. В эндо- и экзоконтакте гранитов развиты молибденит- и шеелит-кварцевые прожилки.

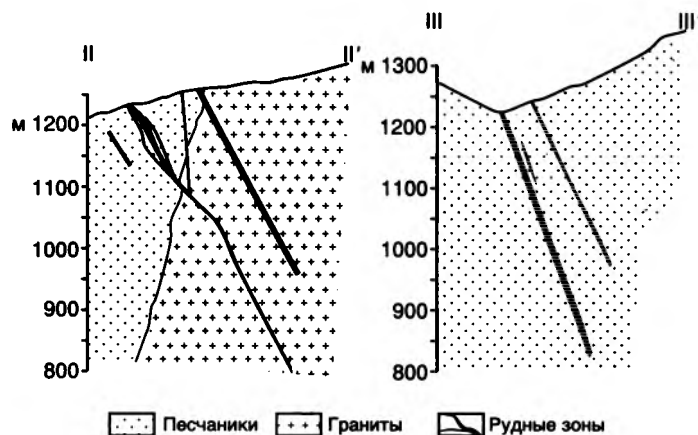


Рис. 11.12. Геологические разрезы рудной зоны Au-Ag кварцевого рудопроявления Якутское
Местоположение разрезов см. на рис. 11.11

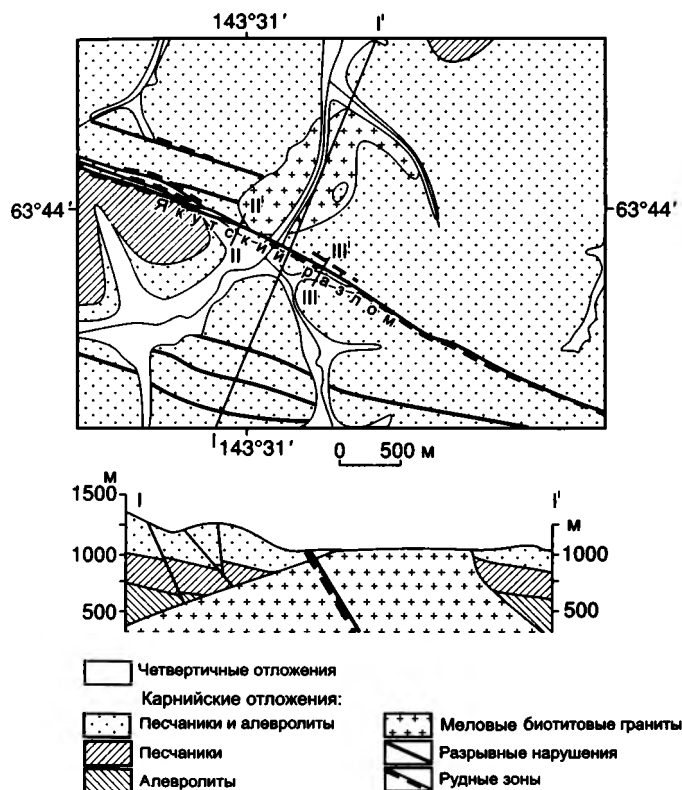


Рис. 11.11. Геологическое строение Au-Ag кварцевого месторождения Якутское (по материалам Д.Д. Ядрева, с дополнениями)

Au кварцевое месторождение Бадран приурочено к плоскости Бадран-Эгеляхского взбросо-сдвига с амплитудой горизонтального перемещения около 800 м. Лежачее крыло надвига сложено норийскими обломочными породами, а висячее – преимущественно карнийскими отложениями (рис. 11.13). Видимая связь месторождения с магматическими породами отсутствует. Ближайший массив гранитоидов расположен в 30 км к юго-востоку от месторождения. Кварцевые жилы плитообразной формы и прожилки приурочены к минерализованным зонам дробления в плоскости взбросо-сдвига и прослежены по падению на 800 м, по простиранию на 6 км

(Фридовский, 1999). Кварцевые жилы в зоне разлома образуют разобщенные стержневые тела мощностью в раздувах до 4,2 м и длиной до 200 м (рис. 11.14). Жилы сопровождаются маломощными кварцевыми прожилками, количество которых резко возрастает в местах выклинивания жил. При этом массивные и грубополосчатые текстуры жил сменяются прожилковыми и брекчиевыми. Наряду с жильными и прожилковыми рудными телами отмечается вкрапленное оруденение (минерализованные будины и тектониты). Максимальные концентрации Au приурочены к массивным кварцевым жилам.

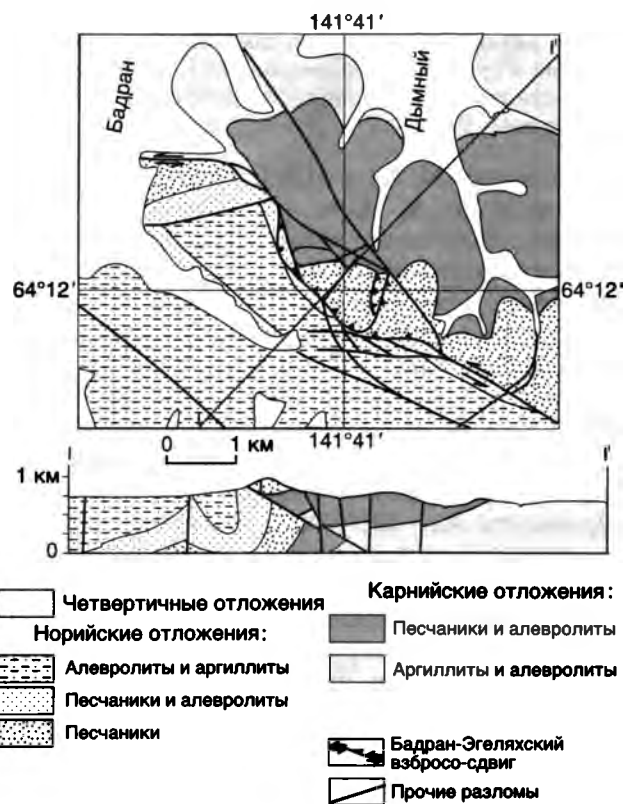


Рис. 11.13. Схема геологического строения Au кварцевого месторождения Бадран

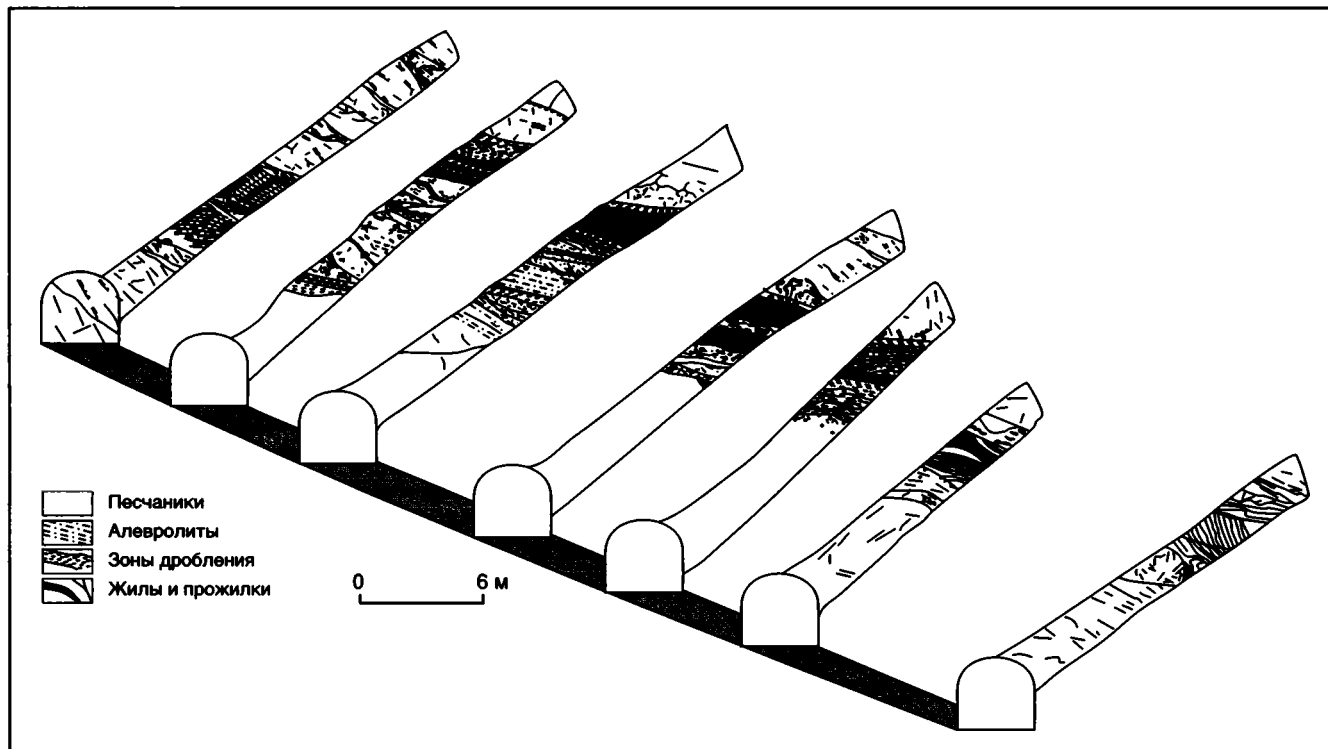


Рис. 11.14. Строение рудного тела Au кварцевого месторождения Бадран

Жильные тела сложены в основном кварцем, кальцитом и доломитом; среди рудных минералов преобладают пирит, гетит, арсенопирит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, в виде примеси присутствуют (менее 1%) халькопирит, антимонит, бурнонит, самородное золото (Амузинский и др., 1989; Анисимова, 1993). Au комковатое и интерстициальное. Пробность золота – 689–1000‰ (Анисимова, 1993).

Интахский Au рудный район приурочен к лежащему крылу Чаркы-Индибирского надвига, которое образовано сложно и неоднократно деформированными сланцевыми толщами верхнего триаса. В висячем крыле надвига выходят среднеюрские песчаники. Оруденение связано с минерализованными зонами дробления протяженностью впервые сотни метров и мощностью до первых десятков метров. Выделяются пирит-арсенопиритовая и продуктивная сфалерит-галенит-халькопиритовая минеральные ассоциации. Пробность Au – 667–900‰. В рудном районе характерна пиритизация осадочных пород, приуроченная к определенным стратиграфическим подразделениям и разрывным нарушениям. Ширина зон пиритизации пород достигает 3 км. В районе известно одно Au проявление (Келлям) и несколько точек Au минерализации.

Au кварцевое рудопоявление Келлям приурочено к минерализованным зонам дробления и смятия в верхнетриасовой сланцевой толще (рис. 11.15). Рудные зоны с жильно-прожилковым оруденением имеют широтное простирание и под острым углом сопрягаются с крутым

разломом северо-западного простирания. Протяженность отдельных минерализованных зон до 1 км, мощность до 10 м. Осевые части минерализованных зон выполнены дислоцированными породами и милонитами с включениями слабо деформированных блоков. Контакты зон с вмещающими породами резкие или через переходную зону какиритов мощностью до 2 м. Au оруденение связано с кварцевыми прожилками, редкими минерализованными брекчиевидными жилами. Рудные тела сложены кварцем с примесью карбонатов; рудные минералы (1–2%) представлены пиритом, арсенопиритом, золотом, галенитом, сфалеритом, магнетитом, пирротинном, антимонитом, касситеритом, ковеллином. Содержания Au изменяются от следов до первых десятков г/т.

В пределах Адыча-Нерской металлогенической зоны, наряду с секущими Au кварцевыми жилами, широко распространены субсогласные и межпластовые Au кварцевые тела. Они обычно находятся в комбинации с секущими жилами и минерализованными зонами дробления. На некоторых рудоносных площадях сосредоточено от 50 до 80 эшелонированных кварцевых жил, из которых лишь 5–10 рудных тел имеют промышленное значение. Это обычно жилы массивного молочно-белого кварца полосчатой текстуры, значительно реже брекчиевидного строения. Помимо кварца, в них присутствует редкая вкрапленность хлорита, альбита, серицита, анкерита, доломита и кальцита. Характерны незначительные окolorудные изменения, близкие к зеленосланцевой фации метаморфизма, относительная бедность рудными минералами (1–2%) и геохи-

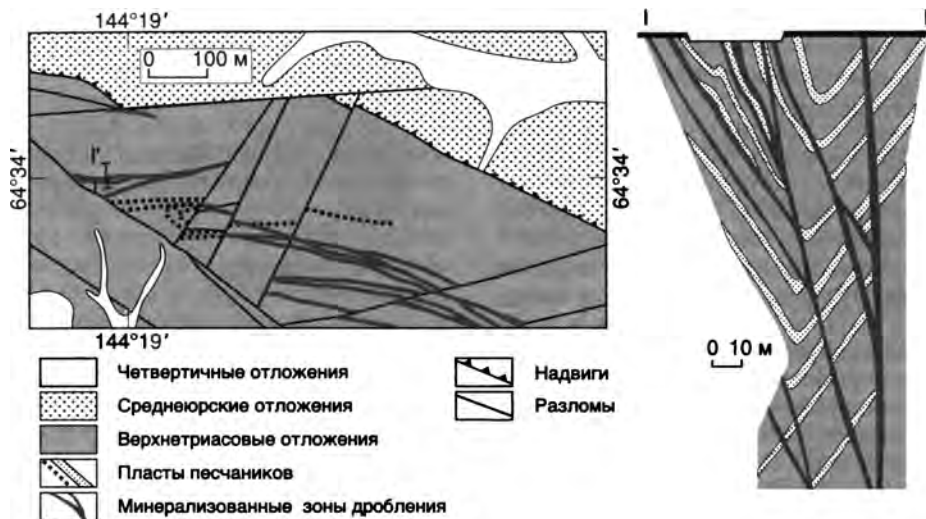


Рис. 11.15. Геологическое строение центральной части Au кварцевого рудопоявления Келлям (по материалам В.В. Нужина, с дополнениями)

мический спектр руд, коррелируемый с геохимией рудовмещающих пород.

Au кварцевое месторождение *Кокарин* (Арский, 1963) образовано пятью эшелонированными седловидными жилами кварца. Небольшой мощности жилы залегают между пластами мелкозернистых песчаников в своде переклиналильного замыкания пологой антиклинальной складки. К полосчатым зальбандам жил приурочены ксеноморфные выделения самородного Au, пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита и тетраэдрита.

Au кварцевое месторождение *Талалах* представлено согласной жилой, из которой было добыто около 1500 кг золота. Остальные более мелкие межпластовые жилы линзовидной морфологии расположены в оперяющих структурах Центрального взбросо-сдвига, представляющего собой мощную минерализованную зону дробления и смятия. Внутри зоны развит интенсивный будинаж и брекчирование рудовмещающих пород, подверженных хлоритизации, серицитизации и карбонатизации. Прокварцованные породы содержат метакристаллы пирита и арсенопирита. В жилах массивного и полосчатого кварца присутствуют вкрапления галенита, халькопирита, тетраэдрита, буланжерита, бурнонита и самородного Au пробностью 900–950‰.

Au кварцевое месторождение *Имтачан* (Гавриков и др., 1962; Горячев, 1998) расположено в центральной части Кулар-Нерского сланцевого пояса среди карнийских песчаников и сланцев, собранных в мелкие складки северо-западной ориентировки. Складки пересечены сложной дайкой габбро-диабазов с сердцевиной из гранит-порфиров северо-восточного простирания мощностью 3,3–50 м и протяженностью 5 км. Месторождение представлено несколькими кварцевыми жилами линзовидной формы долготного простирания, которые пересекают дайки и вмещающие осадочные породы и расположены эшелонировано друг относительно друга (рис. 11.16). В жилах отмечается крупное самородное золото различной пробности (700–950‰) в ассоциации с галенитом, халькопиритом, тетраэдритом, джемсонитом и буланжеритом. Содержание Au – до 33 г/т (Нестеров, 1973). Встречаются незолотосные линзочки и прожилки агрегатов разнозернистого антимонита.

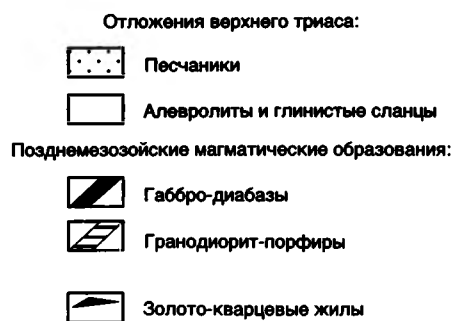
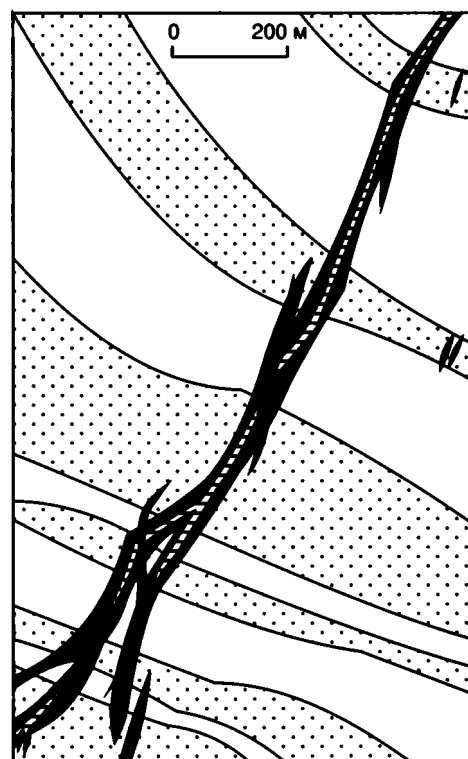


Рис. 11.16. Схема геологического строения Au кварцевого месторождения Имтачан (Горячев, 1998)

Ау кварцевое месторождение Хангалас расположено среди триасовых песчано-сланцевых пород. Рудные тела представлены межпластовыми минерализованными зонами дробления (Центральная, Промежуточная) и секущими жилами (Северная, Южная) субширотного простирания. Минерализованные зоны имеют пологое (20–50°) южное падение, а секущие жилы – крутое (60–90°) падение в обе стороны и находятся висячем боку межпластовых нарушений. Мощность зон дробления – от 10–20 см до 4–5 м. Среди них главной является зона Центральная, прослеживающаяся по простиранию до 1 км, а на глубину – на 120 м. В минерализованных зонах и секущих нарушениях присутствуют цепочки линзовидных кварцевых тел протяженностью 25–50 м и мощностью 0,3–2 м. На долю рудных минералов в кварцевых линзах приходится не более 1,5%. Из рудных минералов преобладают пирит и галенит (50 и 40% веса тяжелой фракции соответственно). Вмещающие породы около минерализованных зон изменены в кварц-серицитовой и кварц-карбонат-хлоритовой фациях березитов и содержат незначительную вкрапленность пирита (до 5%). Среди минеральных ассоциаций рудных тел существенно развита слабозолотоносная арсениопирит-пирит-кварцевая. Подавляющее количество золота приходится на сфалерит-галенитовую ассоциацию. Характерной особенностью месторождения является ассоциация самородного Ау с галенитом (Рожков и др., 1971) с образованием мелких микродрозовых или эпитахических сростаний. Вторая его особенность – сравнительно крупное Ау (Игумнова, 1974). Доля Ау фракции >0,5 мм составляет 92% (Амузинский и др., 1992). Третья особенность месторождения – широкое развитие пострудного халцедоно-видного кварца с пиритом и марказитом, который рассекает и цементирует продуктивные ассоциации. Месторождение относится к категории средних.

Ау редкометальное месторождение Эргелях расположено среди мелких северо-восточных сателлитов Бол. Эргеляхского гранитоидного плутона, который ^{40}Ar - ^{39}Ar методом датируется 140 млн лет. Плутон прорывает триасовые песчано-сланцевые породы, представленные в районе рудного поля биотит-кордиеритовыми и биотитовыми роговиками. На месторождении развиты три системы трещин – северо-западная, северо-восточная и субширотная, вмещающие рудные тела с различной минерализацией. Северо-восточные трещины в плагиигранитном штоке контролируют вольфрамит-турмалин кварцевые жилы протяженностью 1–50 м и мощностью 20–40 см, которые сопровождаются интенсивной грейзенизацией кварц-турмалинового состава с вкрапленностью вольфрамита и молибденита. Субширотные жильные тела, протяженностью до 250 м и мощностью до 1 м несут собственно Ау редкометальную минерализацию и распространены в нескольких участках как среди штока плагиигранитов, так и среди надиапикальных роговиков. В пачках пологозалегающих ороговикованных песчаников выявлен штокверк, представленный серией субвертикальных кварцевых прожилков (0,5–1,5 см) с плотностью до 15–20 на 1 м. В секущих кварцевых жилах и прожилках штокверка распространены леллингит-арсениопирит-кварцевая и Ау висмутин-сульфотеллуридная ассоциации, в которых на долю рудных минералов приходится до 2%. Количество сульфидов закономерно увеличивается с глубиной с 0,3% на верхних уровнях оруденения. Для первой ассоциации характерны повышенные содержания Со и Ni в леллингитах и арсениопиритах (до 10% Со и 7% Ni) и золотоносность (до 50 г/т), связанная с

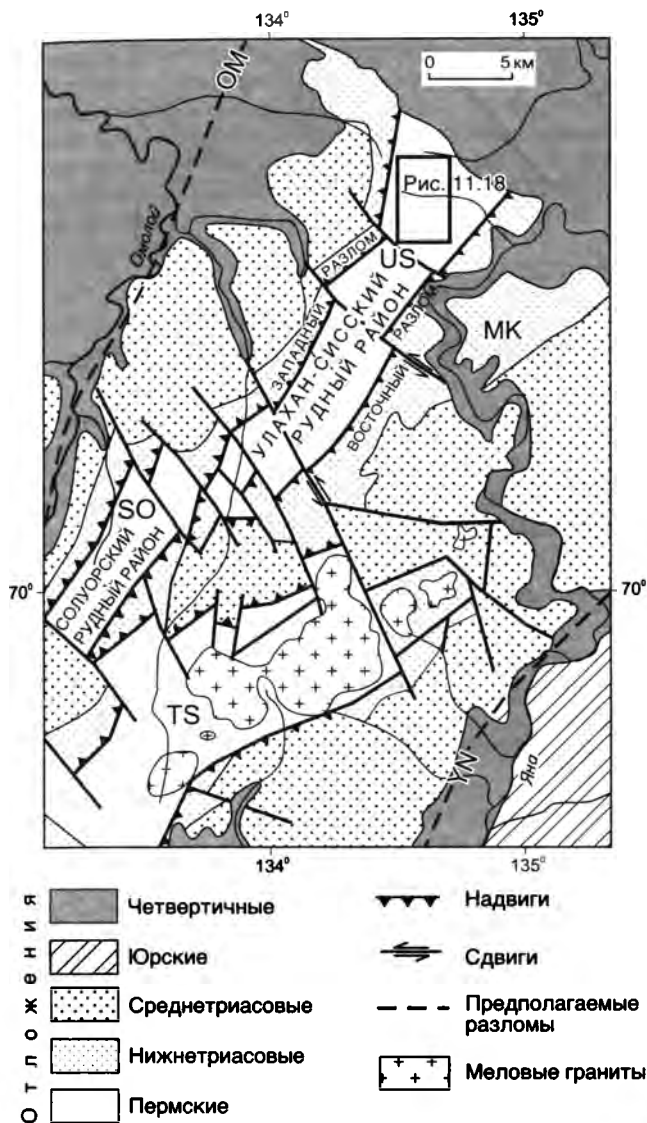
присутствием субмикроскопического Ау. Основное количество Ау ассоциирует с разнообразными висмутовыми минералами (Гамянин и др., 1981). Ау в рудных телах мелкое (90% <0,1 мм), разнопробное, с преобладанием (70%) пробности 800–850‰. В северо-западных и северо-восточных нарушениях среди роговиков и гранитов проявляется близповерхностная Ag минерализация, которая выражается в образовании ритмично-зональных шестовато-гребенчатых кварцевых жил с рассеянным галенит-сфалеритовым оруденением. Галенит содержит повышенные концентрации Ag (до 0,2%) и Se (до 0,7%). Рудные тела с данной минерализацией рассекают субширотные редкометальные жилы с образованием перетолженных серебро-селеноносных сульфотеллуридов висмута.

Ау кварцевое месторождение Дора-Пиль находится в 20 км к северо-востоку от месторождения Эргелях среди песчано-сланцевых пород триаса. По структурному типу оно относится к месторождениям межпластовых отслоений в блокированных складках (Рожков и др., 1971). Рудные тела представлены межпластовыми кварцевыми жилами северо-западной ориентировки протяженностью до 200 м, которые многократно смещены на несколько метров вдоль разрывных нарушений. Мощность жил не превышает 0,5–0,7 м. Выявлено около 30 межпластовых жил. Вещественный состав руд обычный для Ау кварцевых месторождений: кварц – 95–97%, карбонат – 2–3%, сульфиды – 1–1,5%. Среди последних преобладают пирит и арсениопирит, отмечаются тетраэдрит с бурнонитом. Выделяется последовательный ряд минеральных ассоциаций: арсениопирит-пирит-кварцевая, халькопирит-сфалерит-галенитовая, буланжерит-бурнонит-тетраэдритовая, кварц-карбонатная. Наиболее продуктивна ассоциация сульфогантимонитов, с которой связано Ау средней крупности (0,25–1 мм), но высокой пробности (920–960‰). Месторождение мелкое.

КУЛАРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: МЕТАМОРФОГЕННЫЕ Ау КВАРЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Металлогеническая зона выделяется на северо-западном фланге Кулар-Нерского сланцевого пояса и прослеживается в северо-восточном направлении на 150 км при ширине 30–40 км. Она образована глубоководными черносланцевыми отложениями перми и триаса, которые прорваны гранитами, датированными ^{40}Ar - ^{39}Ar 103 млн лет (Layer et al., 2001) (рис. 11.17). Ранее считалось, что зона представляет собой складчато-глыбовое поднятие с простыми сундучными и щелевидными складками (Ивенсен и др., 1975; Гусев, 1979). Позднее детальными структурными исследованиями было установлено сложное складчато-надвиговое строение зоны с широким развитием повторно деформированных лежащих изоклинальных складок (Парфенов и др., 1989а; Оксман, 1989а; Фридовский, 1996). Породы зоны метаморфизованы до уровня мусковит-хлоритовой и биотитовой субфаций зеленосланцевой фации метаморфизма.

Метаморфогенные Ау кварцевые жилы образуют Солурский, Улахан-Сисский и Магыл-



Разломы: YN – Янский, OM – Омолойский
 Антиформы: US – Улахан-Сисская, МК – Магыл-Хаятинская,
 SO – Солурская, TS – Центральная

Рис. 11.17. Геологическое строение Куларской металлогенической зоны

Хаятинский рудные районы, выделяющиеся в пределах одноименных антиформ, сложенных пермскими отложениями. Рудные тела состоят из кварца, карбонатов (анкерит, кальцит), хлорита, мусковита и альбита. Выделяется ранняя пирит-арсенопиритовая и поздняя продуктивная Au пирротин-халькопирит-сфалерит-галенитовая минеральные ассоциации (Суставов, 1995). Пробность золота 750–850‰.

Улахан-Сисский Au рудный район, наиболее изученный (Ивенсен и др., 1975; Фридовский, 1996; Фридовский, Оксман, 1997), расположен в осевой зоне Улахан-Сисской антиформы. Его структура определяется двумя системами пологих надвигов встречной вергентности, которые

контролируют Au оруденение. Рудные тела представлены согласными жилами и минерализованными зонами дробления. Мощность согласных рудных тел до 4 м, протяженность до нескольких сот метров. В жилах установлены Pb – 1%, Zn – 1% и Ag – 100 г/т (Ивенсен и др., 1975). Минерализованные зоны дробления приурочены к надвигам или к оперяющим их разрывам. В пределах рудного района выделяются Киенг-Юрхское, Кыллахское, Эмисское и Мунулу рудные поля (Ивенсен и др., 1975).

Эмисское Au рудное поле, расположенное на северо-западной окраине рудного района, характеризуется рядом месторождений и рудопроявлений (месторождения Емельяновское, Правый Бургуат и Илистое, рудопроявление Левый Бургуат) (Фридовский, Оксман, 1997) (рис. 11.18).

Au кварцевое месторождение Емельяновское представлено рудными телами, согласными со слоистостью вмещающих пород и кливажем; характерны стратифицированные седловидные, линзовидные и плитообраз-

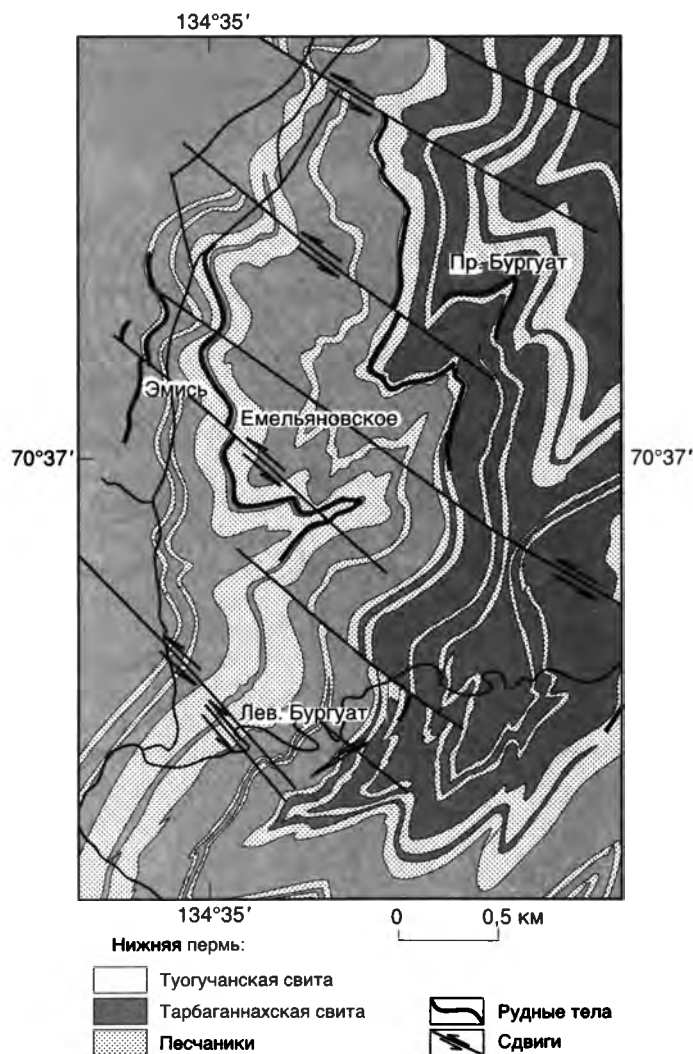


Рис. 11.18. Схема геологического строения Эмисского Au рудного поля (Фридовский, Оксман, 1997)
 Местоположение см. на рис. 11.17

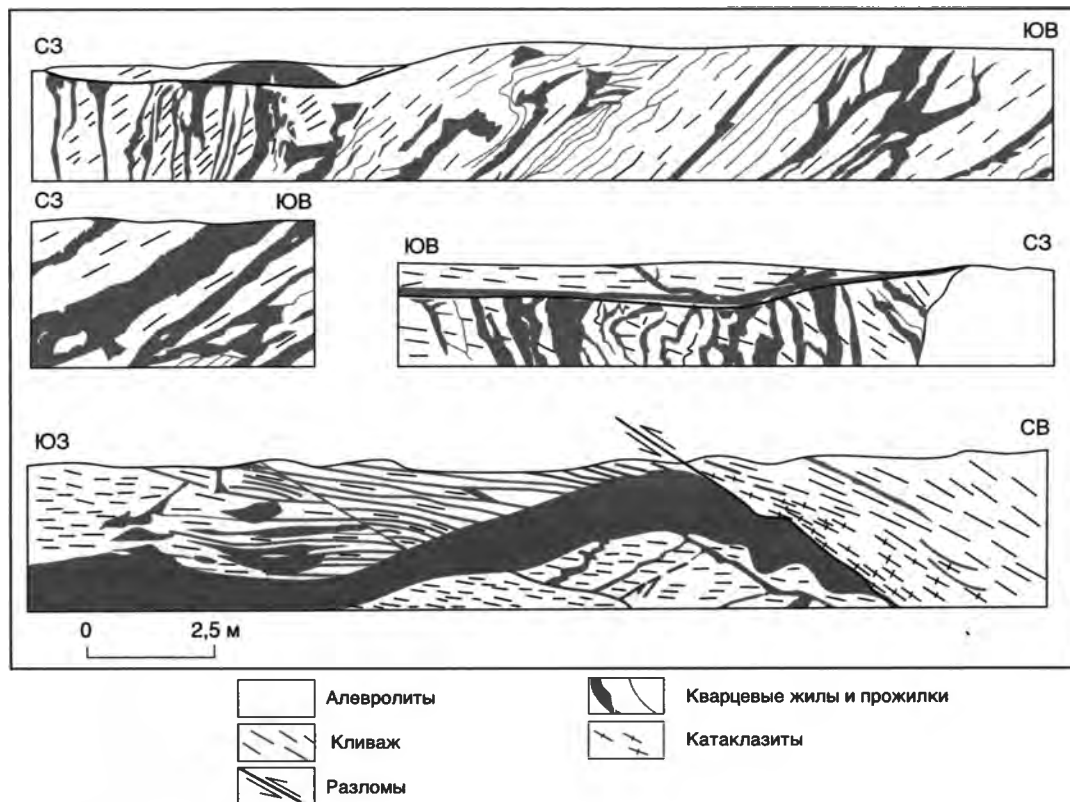
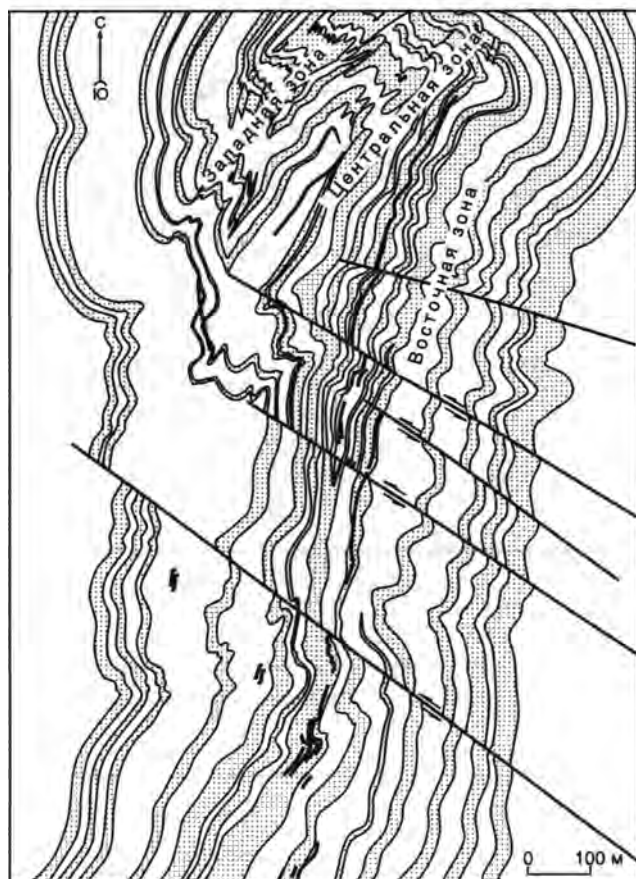


Рис. 11.19. Рудные тела Емельяновского Au кварцевого месторождения (Фридовский, 1996)



Верхнепермские отложения:



Рис. 11.20. Схема геологического строения Au кварцевого месторождения Кыллах (Фридовский, Оксман, 1997, с изменениями)

ные залежи. На отдельных интервалах рудных тел развиты оперяющие секущие жилы и прожилки (рис. 11.19). В местах сгущения жил и прожилков формируются пластово-штокверковые тела. Секущие жилы и прожилки наследуют ориентировку кливажных структур, а также локализуются в трещинах отрыва S-образной морфологии. Прожилки по восстанию и падению переходят в согласные жилы или ограничиваются внутрислоевыми срывами. Мощность рудных тел до 1,5 м, протяженность – первые сотни метров. Рудные тела сложены кварцем и карбонатом, подчиненное значение имеют пирит, галенит, сфалерит, золото, пирротин, арсенопирит, блеклая руда, халькопирит. Золото размером до 3–4 мм.

Кыллахское Au рудное поле расположено на восточном крыле Улахан-Сисской антиформы и включает месторождения Кыллах, рудопроявление Среднее, Кэбиргел и Эстакадное.

Au кварцевое месторождение Кыллах включает три зоны максимального развития оруденения: Западную, Центральную и Восточную (рис. 11.20). Морфология жил зависит от степени дислоцированности и метаморфизма вмещающих пород (Фридовский, Оксман, 1997). Западная зона, расположенная в области интенсивного смятия и метаморфизма биотитовой ступени зеленосланцевой фации, характеризуется многообразием форм кулисообразно расположенных кварцевых тел – седловидные, четковидные, ленточные жилы мощностью от сан-

тиметров до 6 м. Центральная зона, находящаяся в менее дислоцированных породах стильпомелановой ступени метаморфизма, представлена сочетанием седловидных жил и жил мощностью до 1,5 м, развитых по плоскостям надвигов. Восточная зона приурочена к моноклинально залегающим слоям хлорит-мусковитовой ступени метаморфизма и характеризуется рудными телами плитообразной формы мощностью до 1 м. Содержания Au не превышают первых г/т.

**ВЕРХОЯНСКАЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА:
МЕТАМОРФОГЕННЫЕ
Au КВАРЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Верхоянская металлогеническая зона протягивается узкой (до 100 км) полосой на 1200 км вдоль западной окраины Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (Ивенсен и др., 1975). Зона сложена преимущественно каменноугольными и пермскими терригенными толщами, метаморфизованными до зеленосланцевой фации. Проявления метаморфизма связываются с зонами надвигов (Архипов и др., 1981), регионально-метаморфическими процессами (Коссовская, Шутов, 1955), нескрытыми интрузиями гранитоидов (Атласов, 1957; Япаскурт, Андреев, 1985). В ранних исследованиях предполагалась связь Au оруденения с метаморфизмом высших ступеней зеленосланцевой фации (Ивенсен и др., 1975). В дальнейшем были установлены уменьшение содержания Au в более метаморфизованных породах биотитовой субфации и его максимальные концентрации в породах мусковит-хлоритовой субфации (Андреев и др., 1990). Метаморфизм проявляется в развитии кливажа течения, рекристаллизационно-бластических и шиповидных структур, метаморфогенных кварца, мусковита и альбита.

В пределах зоны выделяются рудные районы, которые соответствуют кульминациям наиболее крупных антиклинорий (Ивенсен и др., 1975; Амузинский, 1975; Фридовский, 19986). В направлении с севера на юг выделяются Дьяндинско-Охоносойский, Мейчанский, Джарджанский, Балаганахский, Серегинский, Айальырский, Судяндалахский, Имтачанский, Кыгылтасский, Сагаджинский, Китинский, Бараинский и Харанкагский Au рудные районы.

Главным морфологическим типом рудных тел являются согласные с залеганием вмещающих пород жилы, осложненные секущими прожилками, в местах сгущения которых отмечаются штокверкоподобные залежи в пластах песчаников. Минеральный состав рудных тел сохраняется во всех рудных районах металлогенической зоны (Амузинский, 1975). В основном рудные тела сложены кварцем и карбонатами (98–99%), рудные минералы – пирит, золото,

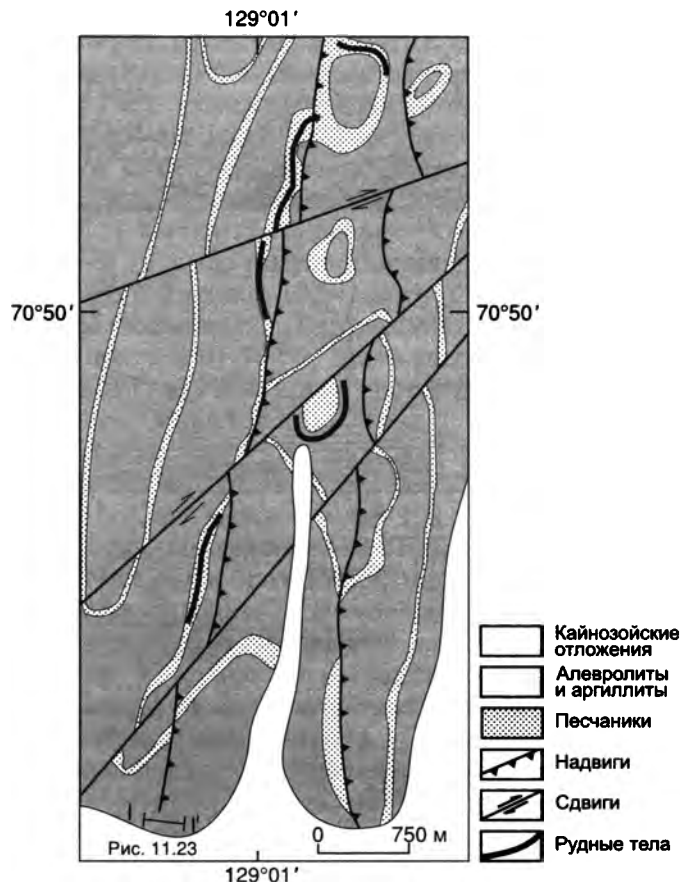


Рис. 11.21. Схема геологического строения южной части Дьяндинско-Охоносойского Au рудного района

пирротин, сфалерит, галенит, арсенопирит и халькопирит. Гидротермальные изменения – окварцевание, аргиллизация, карбонатизация и сульфидизация.

Дьяндинско-Охоносойский Au рудный район, расположенный на севере Верхоянского складчато-надвигового пояса, сложен нерасчлененными средне-верхнекаменноугольными алевролитами с пластами песчаников и нижнепермскими алевролитами, песчаниками и глинистыми сланцами (рис. 11.21, 11.22). Рудный район шириной 10–15 км прослеживается на расстояние около 90 км в субдолготном направлении. Отмечается приуроченность Au кварцевого оруденения к трем стратиграфическим горизонтам, в пределах которых рудные тела представлены согласными и секущими жилами, а также штокверками в пластах песчаников (Абель, Слезко, 1988). Здесь известно месторождение Дьянди и ряд рудопроявлений (Николаевское, Ночка, Открытое, Ясное, Школьное, Охоносой и др.).

Au кварцевое месторождение Дьянди. Структура района месторождения определяется линейными опрокинутыми складками и надвигами (рис. 11.23). Хорошо выражен кливаж течения, ориентировка которого совпадает с ориентировкой надвигов. Рудные тела

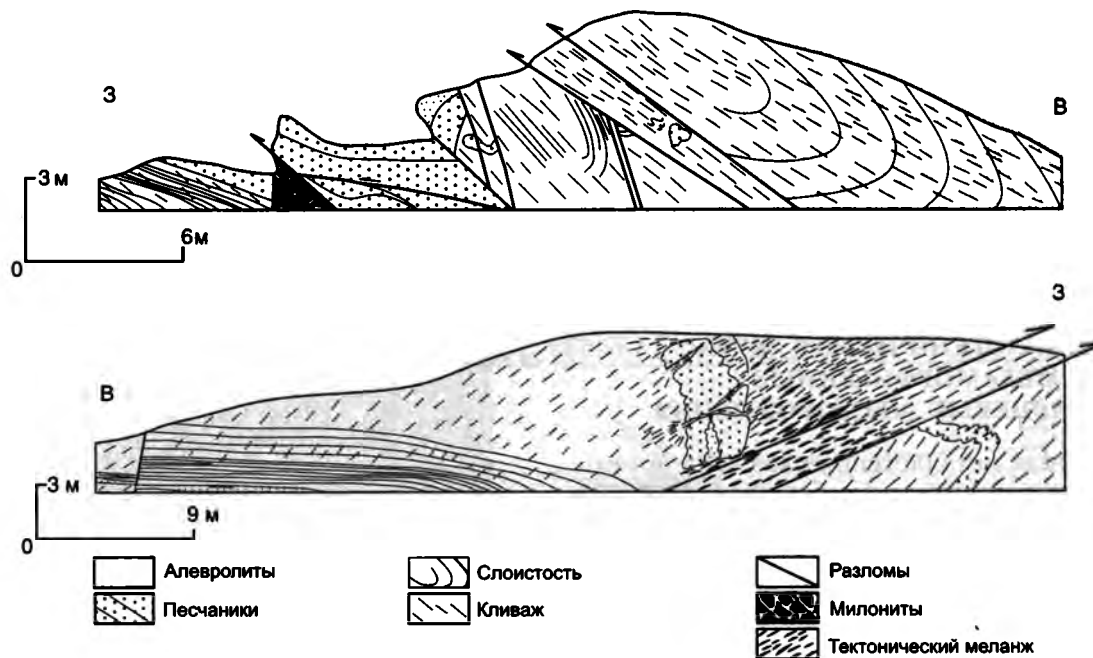


Рис. 11.22. Надвиги и связанные с ними деформации пород Дзяндинско-Охоносойского Au рудного района

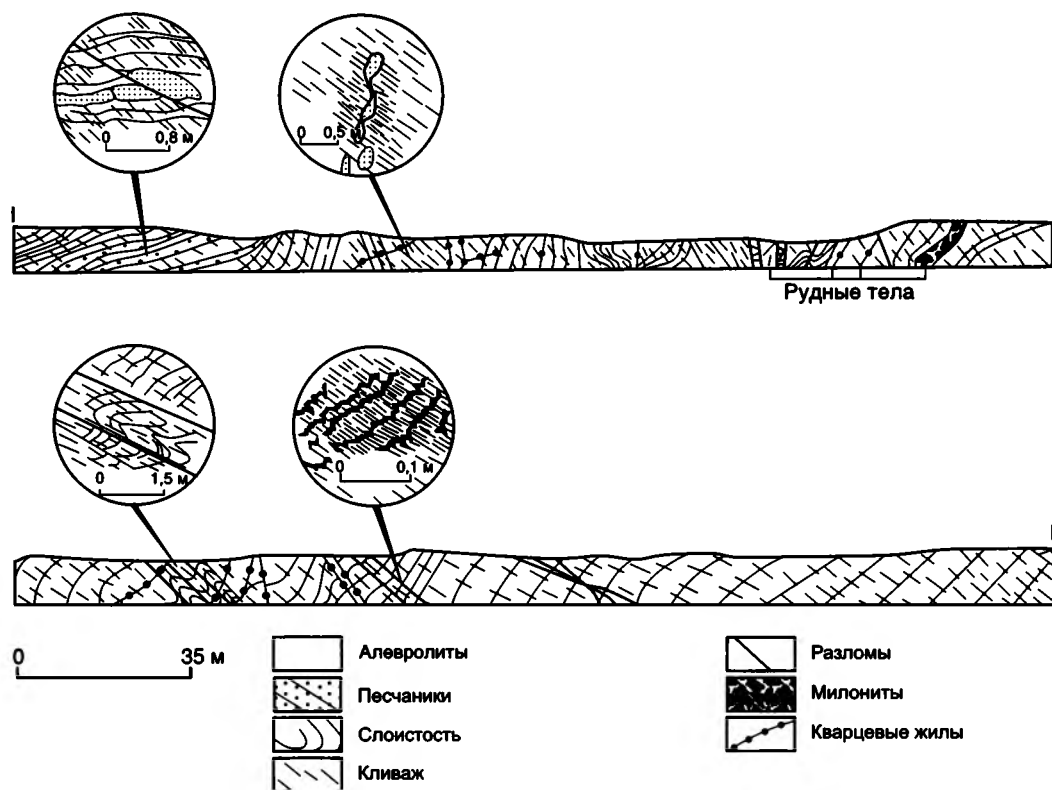


Рис. 11.23. Геологический разрез Дзяндинского Au кварцевого месторождения (местоположение разреза см. на рис. 11.21)

представлены штокверками, жилами и минерализованными брекчиями. Они контролируются субдологными крутопадающими нарушениями. Максимальная протяженность штокверков до 900 м, ширина до 100 м, в среднем около 20 м. Различаются секущие и согласные кварцевые жилы. Их протяженность до 80 м, мощ-

ность до 3 м. Минерализованные брекчии сопровождают штокверки и жилы. Золотоносность штокверков более высокая, чем кварцевых жил и минерализованных брекчий. Содержания Au в штокверке до 4,3 г/т, Ag – до 1 г/т. Пробность золота 700–900%. Золотины размером до 2–3 мм.

**АЛЛАХ-ЮНЬСКАЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА:
МЕТАМОРФОГЕННЫЕ
Au КВАРЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Металлогеническая зона прослеживается в долготном направлении на 300 км в Южном секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса. Приурочена к Минорско-Кидерикинской зоне повышенной деформированности пород в западной части Южно-Верхоянского синклинория. На севере Южно-Верхоянского синклинория эта зона проявляется системой кулисообразных нарушений сжатых складок, а на юге – крутой моноклиналию, разделяющей напряженные складки верхнекаменноугольных толщ на западе и простые открытые складки пермских отложений на востоке. Минорско-Кидерикинская зона представляет собой восточное ограничение Сетте-Дабанской транспрессионной присдвиговой зоны (Фридовский, Прокопьев, 1997). Характерные для металлогенической зоны метаморфогенные Au кварцевые жилы древнее крупных плутонов Южно-Верхоянского синклинория, которые ^{40}Ar - ^{39}Ar методом датируются 120–123 млн лет (Layer et al., 2001) и “секут” рудные тела (Силичев, Белозерцева, 1980).

Главными морфологическими типами рудных тел являются многоярусные внутри- и межпластовые жилы в замках и на крыльях мелких складок. В участках выклинивания согласные рудные залежи переходят в пластовые штокверкоподобные кварцевые тела. Известны также рудные тела плитообразной формы, приуроченные к трещинам растяжения в пластах песчаников. Они расположены близперпендикулярно контактам пластов и их простираются параллельно шарнирам складок. Для согласных рудных тел характерно зональное строение. На контактах жил развит ранний кварц серого цвета тонкополосчатой текстуры, к центру сменяющийся поздним молочно-белым кварцем массивной текстуры (Амузинский, 1975; Константинов и др., 1988; Силичев, Белозерцева, 1987). Ранний кварц размещается на участках складчатых структур с межпластовыми перемещениями, с развитием между слоями тонкого сланцевого кливажа и тектонитов. Он замещает рассланцованные породы и имеет тонкополосчатое строение. Обычно жилы включают угловатые обломки вмещающих пород до первых десятков сантиметров в поперечнике. Ксенолиты наиболее широко развиты в секущих внутрипластовых жилах. Максимальная мощность рудных тел 3–4 м, протяженность – до первых километров.

Рудные тела сложены кварцем (90–95%) и карбонатами (5–8%), присутствуют пирит, арсе-

нопирит, сфалерит, галенит и халькопирит в количестве до 1%, отмечается пирротин. Эта ассоциация образована в четыре последовательные стадии: раннюю – кварц-пирит-арсенопиритовую; существенно кварцевую; продуктивную – кварц-золото-галенит-сфалеритовую; позднюю – карбонат-кварцевую (Константинов и др., 1988). Au преимущественно средней пробы (830‰), крупное (0,5–1 мм) (Семинский и др., 1987; Константинов и др., 1988). Содержания Au в пирите – 10–50 г/т. Максимальные концентрации Au (до 3 кг/т) отмечаются в галените и сфалерите (Кокин, 1994).

Существуют различные представления о генезисе месторождений рассматриваемой зоны. М.М. Константинов и др. (1988) придерживаются осадочно-гидротермально-метаморфогенной модели рудообразования, в которой осадконакоплению и диагенезу отводится основная роль. По мнению Н.М. Саввинова (1987), кварцевые жилы образованы в процессе подводной гидротермальной деятельности, связанной с субмаринным вулканизмом. Определяющую роль в формировании оруденения Н.Г. Андриянов (1973б) отводит метаморфическим процессам. А.В. Кокиным и М.К. Силичевым (1987) разрабатывается метаморфогенно-гидротермальная гипотеза. Характерна закономерная минералогическая, температурная и геохимическая зональность вдоль простирающихся металлогенической зоны (Кокин, 1994). Она проявляется в уменьшении с юга на север содержаний в рудах арсенопирита и увеличении карбонатов, снижении температур декрепитации продуктивных минеральных ассоциаций, возрастании содержаний Ag, Sb и Hg. Эта зональность объясняется общим воздыманием структур в этом направлении и образованием оруденения на более высоких гипсометрических уровнях. В пределах Аллах-Юньской металлогенической зоны различаются Юрско-Бриндакитский и Булар-Оночолохский рудные районы.

Юрско-Бриндакитский Au рудный район прослеживается в долготном направлении на 36 км от р. Юдома на юге до руч. Бриндакит на севере в западном крыле Минорско-Кидерикинской зоны повышенной деформированности пород (рис. 11.24, 11.25). Границы района проводятся по выходу на поверхность рудовмещающих верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений суркечанской и халыинской свит, которые при геолого-съёмочных работах расчленены на шесть пачек мощностью в первые сотни метров. Многоярусное оруденение приурочено к нижним частям пачек и имеет внутрипластовый или межпластовый характер. Пачки в основании сложены песчаниками, гравелитами, конгломератами, туфодиамиктитами, сменяющимися

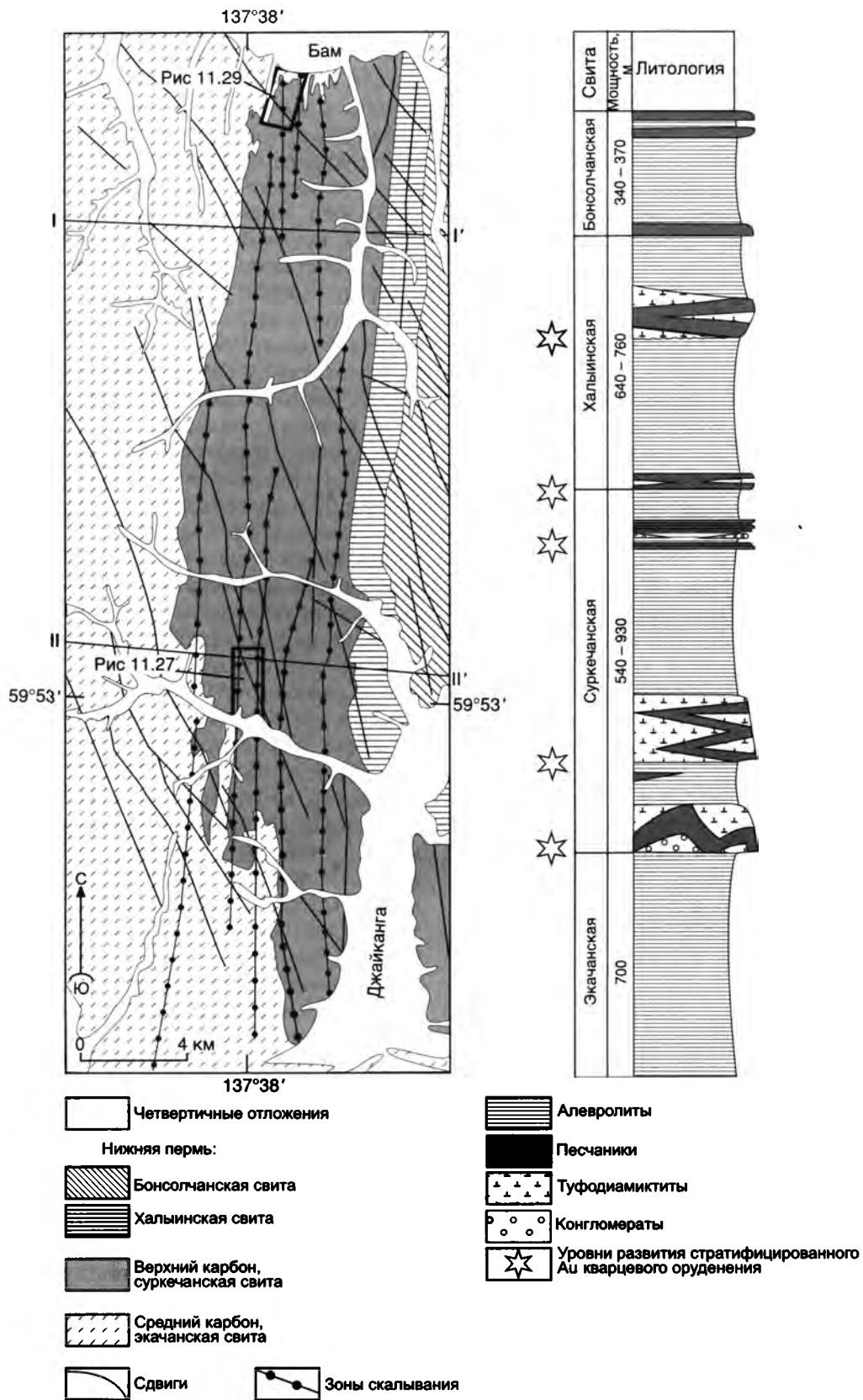


Рис. 11.24. Схема геологического строения и стратиграфическая колонка Юрско-Бриндакитского Au рудного района

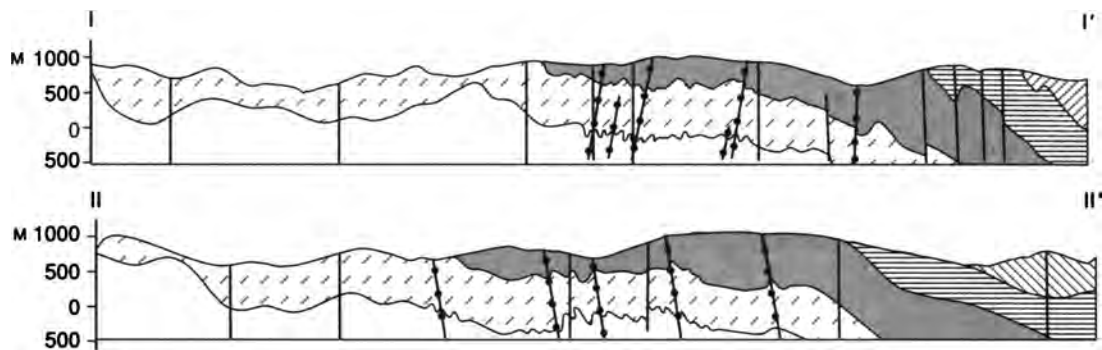


Рис. 11.25. Геологические разрезы по линии I-I' и по линии II-II' Юрско-Бриндакитского рудного района

Положение разрезов и усл. обозн. см. на рис. 11.24

вверх по разрезу алевролитами, и представляют собой турбидиты. Общая мощность рудовмещающих отложений суркечанской и халыинской свит меняется в различных частях рудного района от 1200 до 2200 м.

Складчатая структура рудного района определяется открытыми линейными синклиналями и антиклиналями с зеркалом складчатости, погружающимися к востоку (10–15°). Шарниры складок полого (5–20°) наклонены к центру рудного поля, подчеркивая наличие поперечного перегиба. Наиболее крупные складчатые структуры прослеживаются через рудное поле и имеют горизонтальный размах крыльев до 1 км. Вергентность складчатых структур меняется от западной (на севере и юге рудного района) до восточной (в центральной части). Антиклинали асимметричные, с короткими западными и более протяженными восточными крыльями. Параллельно осевым поверхностям концентрических складок развит трещинный кливаж (кливаж разлома), макроскопически проявленный поверхностями частой делимости алевропелитовых пород и почти не развитый в псефитовых и псаммитовых пачках.

На отдельных участках напряженность складчатости возрастает. Появляются изоклиналильные и сжатые складки, которые в плане образуют линзовидно-полосовые узоры невыдержанной ширины. Сжатые и изоклиналильные складки составляют до 25% поперечного сечения Юрско-Бриндакитского рудного района. Отмечается наличие вертикальной структурной зональности – изоклиналильные и сжатые складки на верхних горизонтах сменяются открытыми складками. Напряженная складчатость сопровождается зонами скалывания, являющиеся главными рудоконтролирующими структурами района (Фридовский, 1989а–в, 1998б, в) (рис. 11.26). На структуры главного этапа деформаций наложены складки с крутыми шарнирами (аксоноклина-

ли), погружающимися к северо-западу (Фридовский, 1991). Аксоноклинали развиваются на крыльях разломов долготной ориентировки со сдвиговыми смещениями. Во второй этап деформаций сформированы также разломы северо-западного направления, смещающие Au-кварцевые тела. Для них характерны левосдвиговые перемещения амплитудой до первых десятков метров. Разломы выполнены окварцованными брекчиями с убогой пиритизацией. Au кварцевые тела в зонах нарушений деформируются в складки и дезинтегрируются.

В Юрско-Бриндакитском рудном районе известны месторождения и рудопроявления Некур, Фин, Догор, Юр, Смелое и др.

Au кварцевое месторождение Юр расположено в пределах пологой моноклинали, осложненной небольшими (амплитуда до 100 м) складками, форма которых повторяется рудными телами (рис. 11.27). Оруденение развито на третьем и четвертом уровнях верхнекаменноугольных отложений. Контакты рудных тел характеризуются полосчатыми текстурами, а осевые их части имеют массивное строение. Мощность рудных тел 0,5–5 м. Рудные тела залегают в основании пластов песчаников мощностью 1–20 м. Выделяется несколько зон скалывания долготного простирания. Залегание пород вблизи зон скалывания осложняется сжатыми и изоклиналильными складками с многоярусными седловидными жилами, которые расположены согласно с кливажем и осевыми поверхностями ранних складок скалывания (F₁). На рис. 11.28 показано рудное тело, положение которого контролируется зоной скалывания. Рудное тело размещается в основании пласта песчаников мощностью от 0,1 до 1,3 м и деформировано в разноамплитудные складки.

Au кварцевое рудопроявление Некур расположено на северном окончании Юрско-Бриндакитского рудного района и приурочено к нижней подсвите суркечанской свиты верхнего карбона (первый рудоносный уровень). Au оруденение связано с пластовыми телами, которые на отдельных участках сопровождаются секущими прожилками. Оруденение максимально развито на западном фланге рудопроявления (рис. 11.29), где конт-

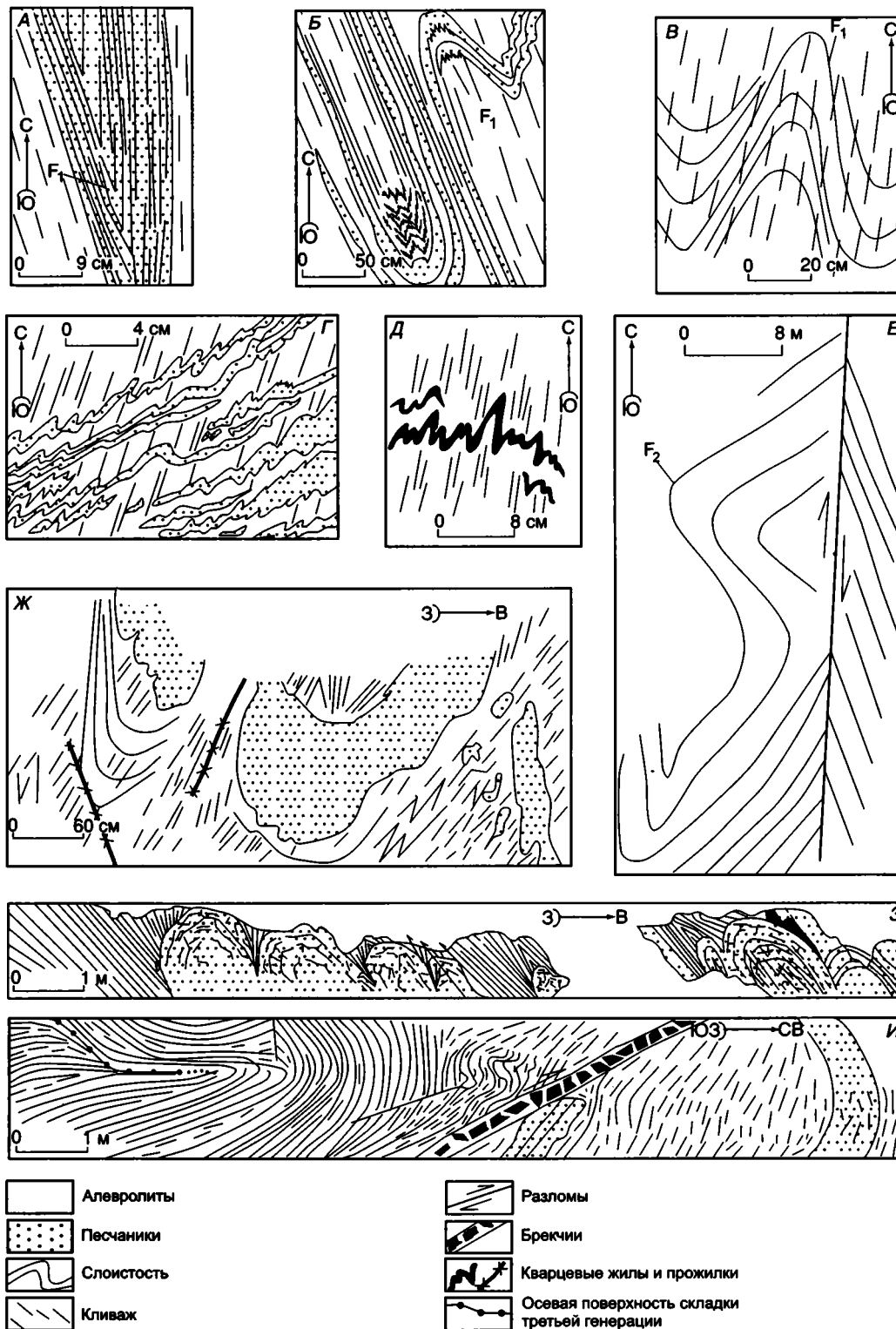


Рис. 11.26. Деформации в верхнекаменноугольных отложениях Юрско-Бриндакитского Au рудного района

А, Б, В – изоклинальные и сжатые складки пластического течения первой генерации (F_1); *Г* – структуры начальной транспозиции; *Д* – птигматитовые складки; *Е* – складки второй генерации (F_2); *Ж* – блок-будины; *З* – муллион-структуры; *И* – складки третьей генерации (F_3)

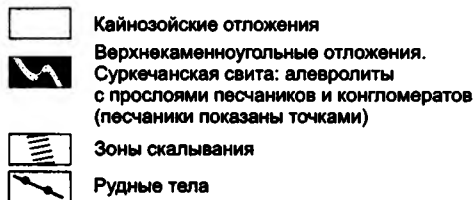
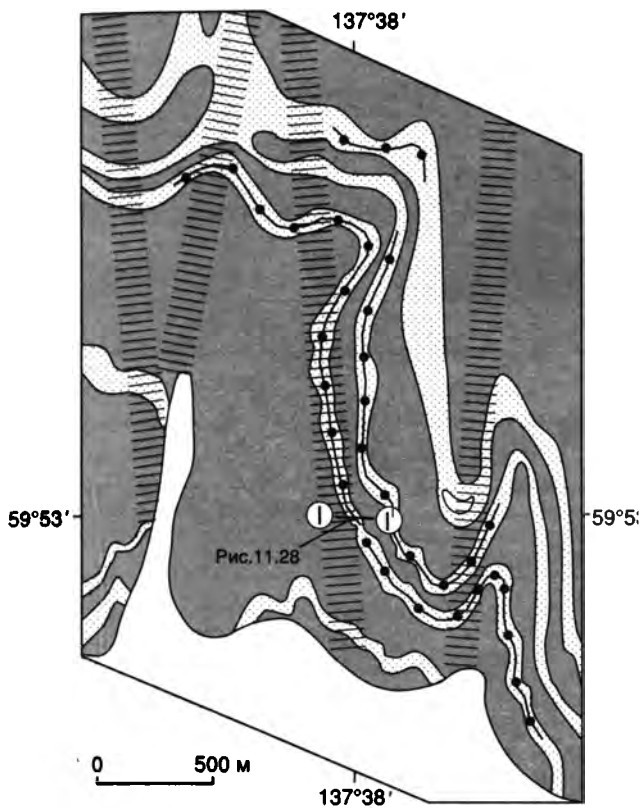


Рис. 11.27. Геологическое строение Au кварцевого месторождения Юр

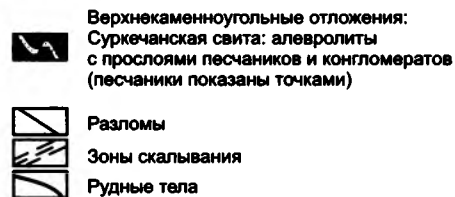
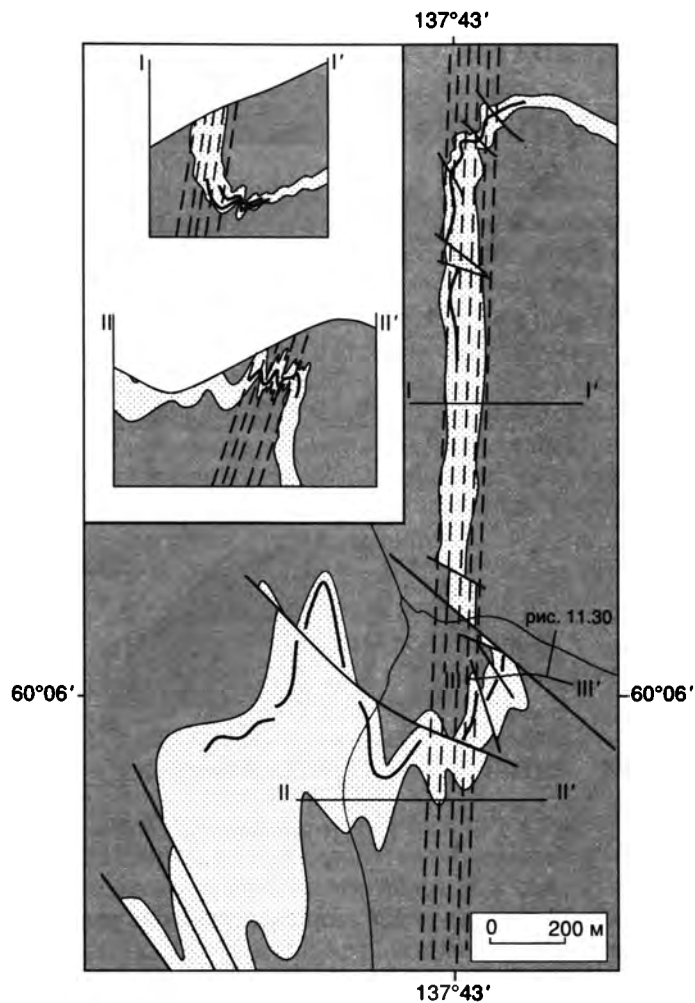


Рис. 11.29. Геологическое строение западного фланга метаморфогенного Au кварцевого рудопроявления Некур

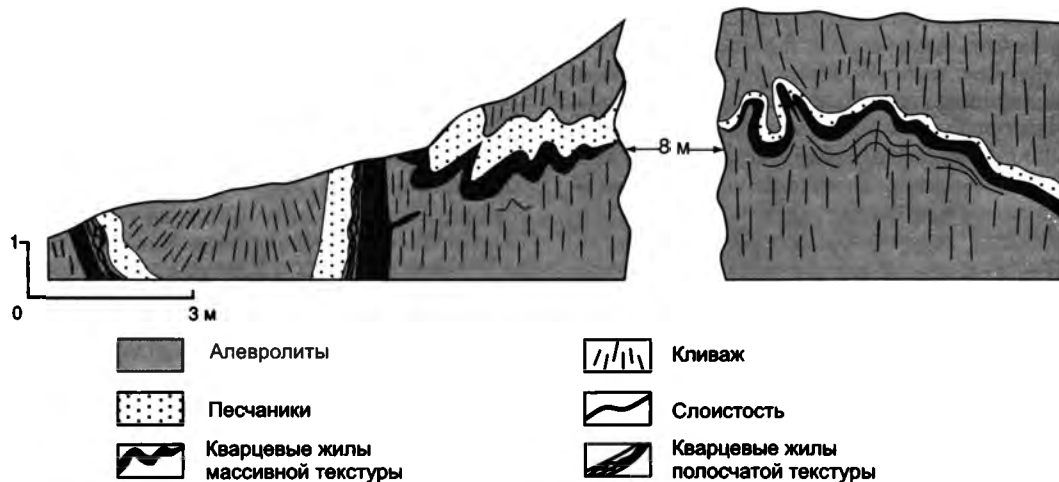


Рис. 11.28. Стратифицированное рудное тело месторождения Юр

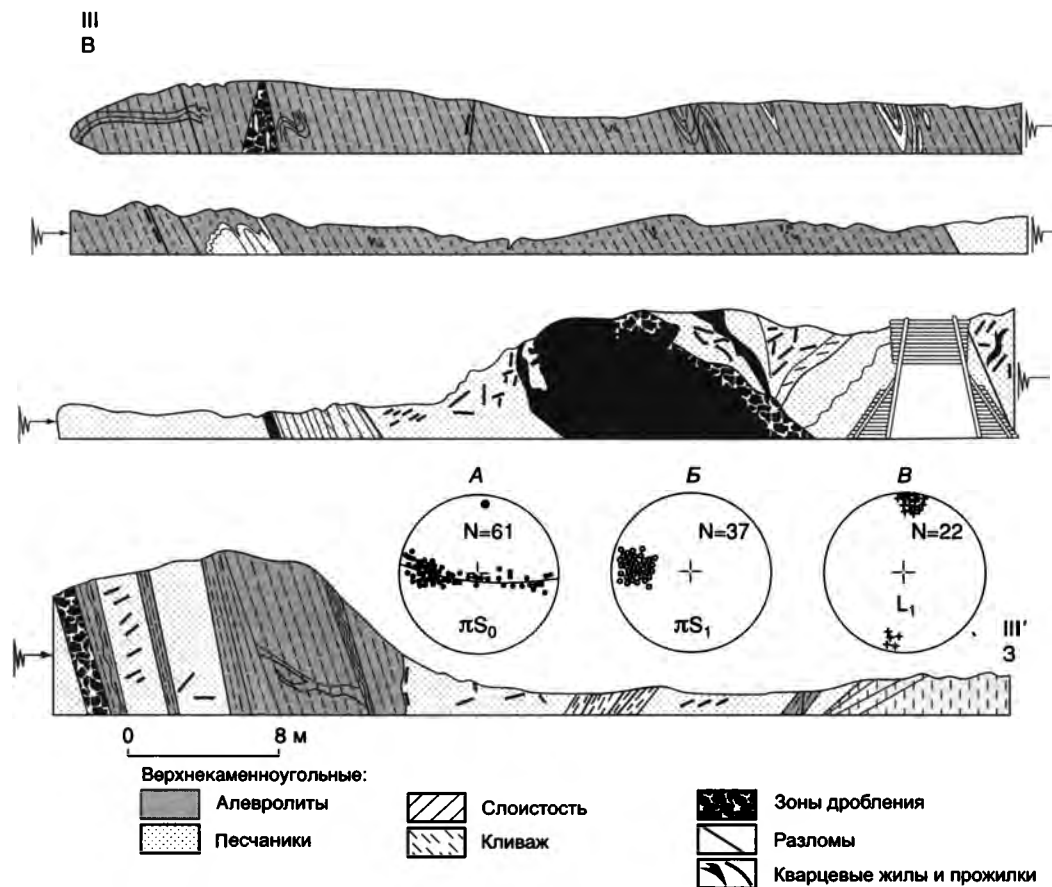


Рис. 11.30. Геологический разрез центральной части Au кварцевого рудопроявления Некур (местоположение разреза см. на рис. 11.29)

На диаграммах (верхняя полусфера) показаны: А – полюса слоистости; Б – полюса кливажа; В – линейность пересечения кливажа и слоистости

ролируется пересечением пласта песчаников основания суркечанской свиты с долготной зоной пластического скалывания крутого ($60-80^\circ$) падения к западу. Для района зоны скалывания шириной до 300 м характерны сжатые и изоклинальные складки, многочисленные межпластовые срывы, будинаж и муллион-структуры (рис. 11.30) (Фридовский, 1991). При удалении от зоны скалывания интенсивность деформаций и золотоносность рудных тел снижаются. Контакты рудных тел с вмещающими породами сложены тонкополосчатым серым кварцем, центральные части тел – массивным и брекчиевым кварцем молочно-белого цвета. Максимальные концентрации Au встречаются в полосчатых оторочках, а в их пределах – в алевроито-глинистых прослойках. Мощность рудных тел достигает 5–6 м. Жилы и минерализованные зоны скалывания сопровождаются ореолами с арсенопиритом.

ТОМПОНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Cu-W СКАРНЫ

Томпонская металлогеническая зона, расположенная к востоку от южного окончания Верхоянской, протягивается на 50 км при ширине до 20 км. Она приурочена к субширотной зоне крутых разломов, по-видимому, сдвигов,

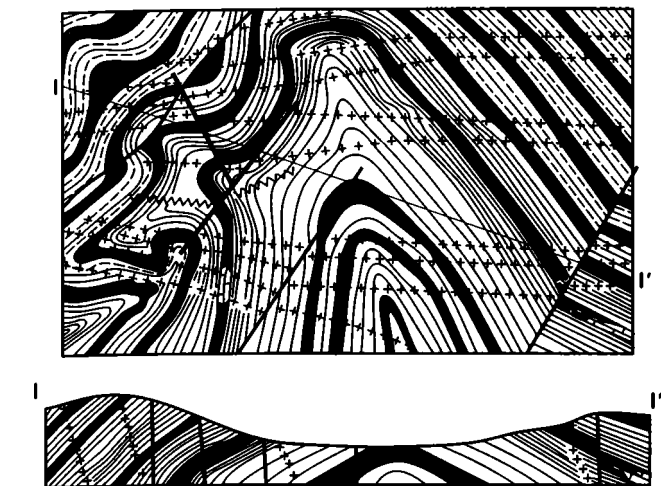
рассекающих субдолготные складки, сложенные песчано-сланцевыми отложениями пермско-среднеюрского возраста (Флеров и др., 1974). В пределах зоны известны небольшие (площадью менее 2 км²) Сосукчанский и Эрикагский плутоны гранитоидов. Характерны дайки гранитоидов и ороговикованные породы.

Оруденение представлено проявлениями Cu, W, Sn, полиметаллов, Au и Sb. Наиболее крупным является Cu-W скарновое месторождение Агылки. Здесь же известны Эрикагское и Джуптаганское касситерит-силикатно-сульфидные месторождения.

Cu-W скарновое месторождение Агылки расположено в контактовом ореоле нескрытого плутона гранитоидов, на участке погружения субдолготной антиклинальной складки, сложенной аргиллитами, алевролитами и песчаниками раннетриасового возраста, среди которых залегают пласт мраморизованных и скарнированных известняков (рис. 11.31). Осадочные породы прорваны широтной серией дорудных даек гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров, плагиопорфиров и диоритов. Рудное тело представлено залежью, образовавшейся по пласту мраморизованных и скарнированных известняков.

ЯНО-ПОЛОУСУШНЫЙ ПОЗДНЕНЕОКОМСКО-АПТСКИЙ СУБДУКЦИОННЫЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Металлогенический пояс протягивается в субширотном направлении через северные районы Верхояно-Колымской орогенной области и, возможно, продолжается к востоку в пределы Чукотки. На территории Якутии пояс пространственно совпадает с Северным батолитовым поясом и поперечными поясами гранитоидов (рис. 11.32). Он характеризуется месторождениями и рудопроявлениями олова, вольфрама, золота, меди и молибдена. Пояс состоит из нескольких металлогенических зон, которые сменяют друг друга вдоль его простираения.



Нижнетриасовые образования:

	Глинистые сланцы		Рудная залежь
	Алевролиты		Разломы
	Песчаники		Дайки диоритов
	Пласт мраморизованных скарнированных известняков		Дайки гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров, плагипорфиров

Рис. 11.31. Геологическое строение Cu–W скарнового месторождения Агылки (Шур, 1985)

Мощность тела 3,5–5 м, в среднем – 4 м (Найбородин, 1959).

В рудах преобладают кварц, пирротин, пироксен, кальцит, второстепенные минералы – халькопирит, шеелит, актинолит, клиноцоизит, хлорит, мусковит и гранат. В качестве примеси встречаются пирит, сфалерит, арсенипирит, блеклые руды, станнин, минералы висмута, самородные Bi и Au. Рудная залежь сформирована минеральными ассоциациями четырех стадий минерализации: скарновой, шеелит-кварцевой, сульфидной и кальцитовой. Пироксен и гранат скарновой ассоциации замещаются минералами шеелит-кварцевой, сульфидной (халькопирит-пирротиновой) и кальцитовой ассоциаций. Установлены содержания WO_3 – 1,27%, Cu – 2,7%. Месторождение крупное. Характерны повышенные концентрации Bi, Te, Se, Ag и Au.

Эрикагское и Джуптаганское касситерит-силикатно-сульфидные месторождения, находящиеся соответственно в 12 и 20 км к северу и северо-востоку от месторождения Агылки, залегают среди ороговикованных среднетриасовых песчаниково-сланцевых отложений. Оба месторождения локализируются в контактовых ореолах как вскрытого (Эрикагское), так и слепого (Джуптаганское) плутона гранитоидов. Они представлены невыдержанными по простираению и по падению крутопадающими касситерит-сульфидными жилами и минерализованными зонами дробления субширотного простираения. Их длина варьирует от 20 до 400 м, мощность – от 0,1 до 3,5 м. Оба месторождения характеризуются одинаковым видовым минеральным составом руд, но различаются по количеству хлорита (типичного для Эрикагского месторождения) и турмалина (свойственного Джуптаганскому). Руды сложены кварцем, хлоритом, турмалином, касситеритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пирротинном, блеклой рудой, пираргиритом и самородными Bi и Ag. Содержание Sn – 0,1–3,8%. Месторождения перспективные, но недоразведанные.

ЯНО-АДЫЧАНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНО-СУЛЬФИДНЫЕ, Sn ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ, КАССИТЕРИТ-РЕДКОМЕТАЛЬНО- КВАРЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Яно-Адычанская металлогеническая зона, расположенная на западном окончании металлогенического пояса, протягивается в северо-восточном направлении на 250 км при ширине 150–200 км и охватывает район распространения поперечных поясов гранитоидов. В ее составе выделяются Эге-Хайский, Тирехтяхский и Дербек-Нельгесинский рудные районы, каждый из которых соответствует поперечному поясу гранитоидов того же названия. Рудные районы протягиваются в северо-восточном направлении на 150–200 км при ширине 10–30 км.

Эге-Хайский Sn рудный район находится в северной части металлогенической зоны и характеризуется различными типами Sn месторождений (рис. 11.33).

Касситерит-силикатно-сульфидное месторождение Эге-Хая (рис. 11.34) находится на северо-восточном фланге Эге-Хайского рудного района, сложенного аргиллитами, алевролитами и песчаниками карнийского яруса, которые перекрыты мощными (до 100 м) четвертичными отложениями. Карнийские отложения образуют антиклинальную складку северо-восточного направления, рассеченную дорудными дайками диоритовых порфиров. Предполагается существование на глубине не вскрытого эрозией плутона гранитоидов (Флеров, Яковлев, 1965).

Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления с участками штокверков и жил выполнения, ориентированными по простираению вмещающих пород, но с более крутыми углами падения. Различаются три крупные жилы – Главная, Восточная и Дальняя и несколько более мелких жил, которые в совокупности образуют полосу шириной 800 м, вытянутую почти на

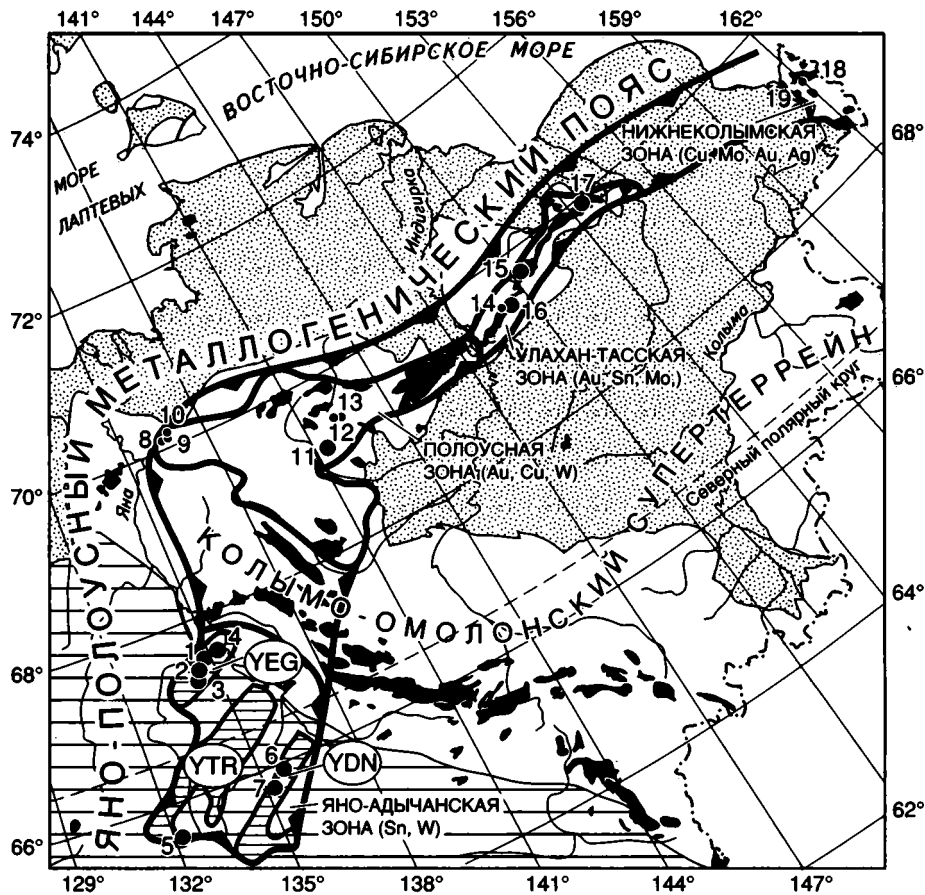


Рис. 11.32. Яно-Полоусный позднеэокомско-аптский субдукционный металлогенический пояс

Рудные районы: YEG – Эге-Хайский, YTR – Тирехтяжский, YDN – Дербек-Нельгесинский. Месторождения и рудопоявления: 1 – Эге-Хая, 2 – Хонорское, 3 – Кестерское, 4 – Черногорское, 5 – Аномальное, 6 – Илнтасское, 7 – Бургочанское, 8 – Мамянджу, 9 – Марья-Хая, 10 – Таланнахское, 11 – Эгекит, 12 – Северное, 13 – Улуу, 14 – Тугучак, 15 – Чистое, 16 – Кандидатское, 17 – Приморское, 18 – Водораздельное, 19 – Скип. Усл. обозн. см. на рис. 3.2 и 10.1

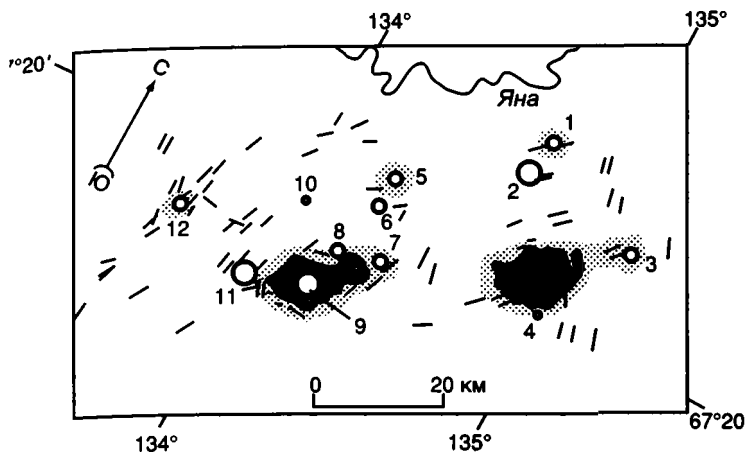
2 км. В Главной жиле заключено почти 90% запасов олова. В юго-западной ее части рудное тело сравнительно выдержано и имеет более высокие среднюю мощность и содержание олова. Интервал оруденения с учетом эрозионного среза около 750–800 м, причем средняя мощность жилы на протяжении 500 м по падению уменьшается с 3,2 до 0,7 м, а содержание Sn – только на 1/4. Восточная жила имеет несколько меньшую мощность и более высокое содержание Sn.

В составе руд преобладают пирротин и железистый хлорит, в меньшем количестве встречаются индиенский сфалерит, турмалин, арсенопирит, станнин, галенит, примесь сульфосоей Pb и Ag, самородные Bi, Ag и Au. Различаются четыре стадии формирования рудных тел: касситерит-хлорит-кварцевая, сульфидная (сфалерит-пирротиновая), сульфидно-карбонатная и кальцитовая. Среднее содержание Sn – около 1%. Месторождение крупное. Сопутствующие полезные компоненты – Zn, Cd, In и Ag.

Хонорское касситерит-кварцевое месторождение находится в 20 км к юго-западу от месторождения Эге-Хая, в пределах поля роговиков нескрытого купола в северной апофизе Арга-Ыннах-Хайского плутона гранитоидов (Воронцова, Патык-Кара, 1974; Флеров и др.,

1971). Рудное поле месторождения сложено верхнетриасовыми песчаниками и аргиллитами, которые образуют крыло антиклинальной складки. Терригенные породы ороговикованы до образования турмалиновых роговиков и рассеяны дайками диоритовых порфиритов северо-восточного простирания. Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления, штокверками и жилами (мощностью до 0,5 м) северо-восточного простирания, которые в совокупности образуют полосу протяженностью 2 км при ширине 250 м. Руды сложены кварцем, хлоритом, турмалином, топазом, касситеритом, вольфрамитом, отмечаются сфалерит, пирротин и галенит. Содержание Sn – 0,17–0,49%. Месторождение среднее.

Кестерское касситерит-редкометалльно-кварцевое месторождение (рис. 11.35) расположено в центральной части Арга-Ыннах-Хайского плутона, в серповидном штоке редкометалльных гранитов (Недосекин, 1988; Флеров и др., 1971). Шток сложен грейзенизированными редкометалльными гранитами, состоящими из кварца, альбита, калиевого полевого шпата, мусковита, лепидолита, топаза и амблигонита с примесью касситерита и некоторых редких минералов. Граниты являются, по существу, убогими Sn рудами.







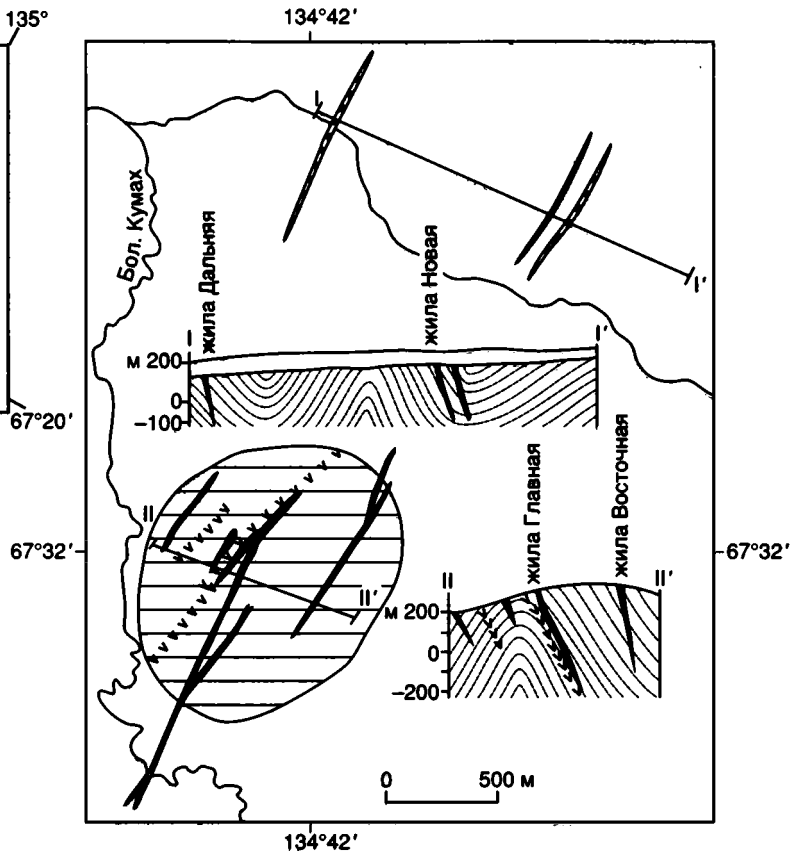
-  Меловые гранитоиды
-  Контактные роговики
-  Дайки кислого, среднего и реже основного состава
-  Проявления, мелкие и крупные месторождения:
1 - Киргиляхское (Sn, W), 2 - Эге-Хая (Sn, Zn, In), 3 - Кутурукское (Sn, W), 4 - Олохтохское (Sn, W), 5 - Хонорское (Sn), 6 - Костюбятское (Sn), 7 - Ытыр-Халанское (Sn, Li, Ta, Nb), 8 - Билляхское (Sn, W), 9 - Кестерское (Sn, Li, Ta, Nb), 10 - Зааласное (Au, Sb), 11 - Улахан-Эгеляхское (Sn, Zn, In, Ag), 12 - Хотон-Хайское (Sn)

Рис. 11.33. Эге-Хайский Sn рудный район

Тело грейзенов приурочено к западному контакту штока и падает параллельно ему под углами 10-90° (см. рис. 11.35). Оно прослежено по падению на 50 м, резко сужаясь по мощности. Границы грейзенов с редкометальными гранитами постепенные. Они представлены топаз-мусковит-лепидолит-кварцевыми грейзенами с амблигонитом, касситеритом, примесью минералов тантала и ниобия, турмалина и пересекаются касситерит-кварцевыми прожилками. Касситерит характеризуется повышенным содержанием тантала и ниобия. У контакта грейзенов с гранодиоритами развиваются более поздние метасоматические кварц-микроклиновые пегматоидные образования, постепенно переходящие в кварц-микроклиновые жилы с примесью вольфрамита, секущие грейзены. Здесь же отмечены кварц-аугелит-амблигонитовые линзы с апатитом и станнином. Вкрапленность кестерита (цинк содержащей разновидности станнина) отмечается в грейзенизированных гранитах, грейзенах и секущих их кварц-полевошпатовых, сульфидно-кварцевых и кварцевых прожилках. Друзы кристаллов, натеки и корки карбонатистого фторапатита, аугелита и других фосфатов встречаются в друзовых пустотах микроклин-кварцевых прожилков. Среднее содержание Sn – 0,3%. Месторождение крупное. Руды комплексные.

Тирехтяхский Sn рудный район характеризуется многочисленными Sn проявлениями, но изучено только месторождение Аномальное.

Касситерит-силикатно-сульфидное месторождение Аномальное расположено в надкупольной зоне нескрытого плутона гранитоидов, в пределах западного крыла Мой-Юрхской синклинали, сложенной







-  Четвертичные отложения
-  Верхний триас: алевролиты, аргиллиты, песчаники
-  Дайки диоритовых порфиритов
-  Рудные тела

Рис. 11.34. Геологическое строение касситерит-силикатно-сульфидного месторождения Эге-Хая

песчаниково-алевритовой толщей триаса и нижней юры (рис. 11.36). Складчатая структура осложняется продольными (северо-западными) соскладчатыми взбросами, постскладчатыми секущими северо-восточными сбросо-сдвигами и оперяющими их сколовыми нарушениями. Характерны дорудные дайки лампрофиров, расположенные за пределами поля ороговикованных пород.

Рудные тела сложены минеральными ассоциациями четырех стадий: кварц-турмалиновой (кварц-хлоритовой), касситерит-арсенипит-кварцевой, марматит-пирротиновой (сульфидной) и сульфидно-карбонатной с минералами Ag. В их распределении устанавливается горизонтальная зональность. В Центральной зоне, совпадающей с полем ороговикованных пород, касситерит-сульфидные руды с ферберитом и турмалином выполняют продольные субдолготные рудные тела. В Промежуточной зоне касситерит-сульфидные руды с хлоритом, иногда с галенитом и карбонатами, слагают рудные тела северо-восточного и субширотного простираний. Периферийная зона представлена разрозненными субдолготными и северо-восточными сереброносными галенит-сфалерит-карбонатными рудными телами (Индолев, Невойса, 1974; Можунов,

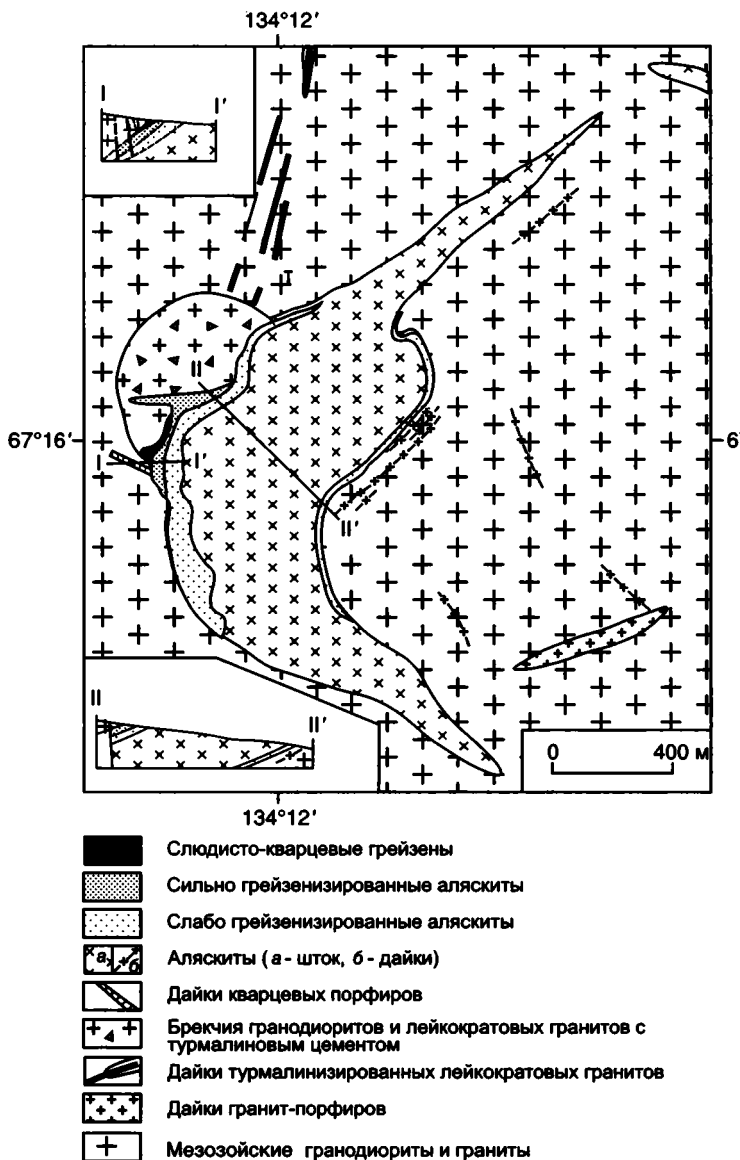


Рис. 11.35. Геологическое строение Кестерского касситерит-редкометалльно-кварцевого месторождения

Яковлев, 1983). Вертикальный размах оруденения оценивается в 600 м, величина его эрозионного среза – 1/3. Содержание Sn – 0,01–2,75%. Месторождение среднее.

Дербек-Нельгесинский Sn рудный район характеризуется комплексными касситерит-силикатно-сульфидными месторождениями и рудопроявлениями (рис 11.37).

Илинтасское Sn-W силикатно-сульфидное месторождение расположено на северо-восточном фланге рудного района, в экзоконтакте Безымянного плутона гранитоидов, на юго-западном крыле антиклинали северо-западного простирания, сложенной алевролитами, аргиллитами и песчаниками карнийского возраста (рис. 11.38) (Флеров и др., 1971). Поверхность плутона гранитоидов полого, под углом около 40°, погружается на юго-запад под месторождение. Ширина контактового ореола не превышает

1 км. В рудном поле широко распространены дорудные дайки липаритов, дацитов, диорит-порфиров и лампрофиров северо-восточного, реже широтного простираний.

Рудные тела представлены жилами северо-восточного и долготного направлений мощностью 0,15–6 м (в среднем 1 м) и протяженностью до 700 м. Большинство рудных тел имеет крутое юго-восточное и восточное падение, причлняющиеся к ним апофизы – северо-западное. Основная часть разведанных запасов металла заключена в жилах Весна и Нагорная. В составе руд преобладают кварц, турмалин и пирротин. Второстепенные первичные минералы представлены халькопиритом, пиритом, марказитом, вольфрамитом, касситеритом, арсенопиритом, карбонатами (сидеритом и кальцитом), серицитом, хлоритом и станнином. В качестве характерной примеси встречаются сфалерит, галенит, шеелит, блеклая руда, разнообразные минералы Bi, Ag и Te, самородные Bi, Au и Ag. Около 10% Sn связано в станнине.

Рудные тела сложены минеральными ассоциациями пяти стадий минерализации: кварц-турмалиновой, касситерит-арсенопирит-кварцевой, сульфидной, сульфидно-карбонатной и кальцитовой. Кварц-турмалиновые метасоматиты принимают участие в составе всех рудных тел, но интенсивность их проявления снижается к юго-западу от гранитного плутона, так же как и к его центру. Преобладающая часть касситерит-сульфидных руд сосредоточена в рудных телах, удаленных от контакта (по горизонтали) на 500–900 м, с увеличением роли сульфидов в том же направлении. С глубиной в рудных телах отмечаются уменьшение роли сульфидов и возрастание количества кварц-турмалиновых метасоматитов и касситерит-вольфрамит-арсенопирит-кварцевых руд. Общий вертикальный интервал оруденения оценивается в 600 м. Средние содержания Sn – 1,25%, WO₃ – 0,64%, запасы олова около 22,7 тыс. т. Сопутствующие полезные компоненты: Cu, As, Co, Au, Ag и In.

Бургочанское Sn силикатно-сульфидное месторождение расположено в центральной части рудного района, в 3 км к северо-востоку от Эгеляхского штока гранодиоритов и кварцевых диорит-порфиров, в северо-восточном борту синклинальной складки северо-западного простирания, сложенной верхнекарнийскими песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами с линзами и прослоями конгломератов (рис. 11.39) (Флеров и др., 1971). Осадочные породы слабо ороговикованы. Они рассекаются большим количеством дорудных даек кварцевых диоритовых порфиров, риолито-дацитов и риолитов северо-восточного и субширотного простираний. Дайки интенсивно хлоритизированы.

Рудные тела представлены сложными по морфологии минерализованными зонами дробления северо-восточного, реже субширотного направлений и крутого падения в обе стороны. Они группируются в свиты, обычно соединяются друг с другом апофизами, располагаются кулисами, причлняясь по простиранию к более крупным рудным телам. В центре рудного поля самый богатый и мощный (до 10 м) участок жилы № 1 приурочен к ее пологопадающему субширотному коленообразному изгибу, осложненному многочисленными апофизами. С глубиной строение рудных тел становится проще, мощность их уменьшается до 0,5 м.

Для руд характерно широкое развитие хлорита и кварца, умеренное – турмалина, пирротина, дисульфидов

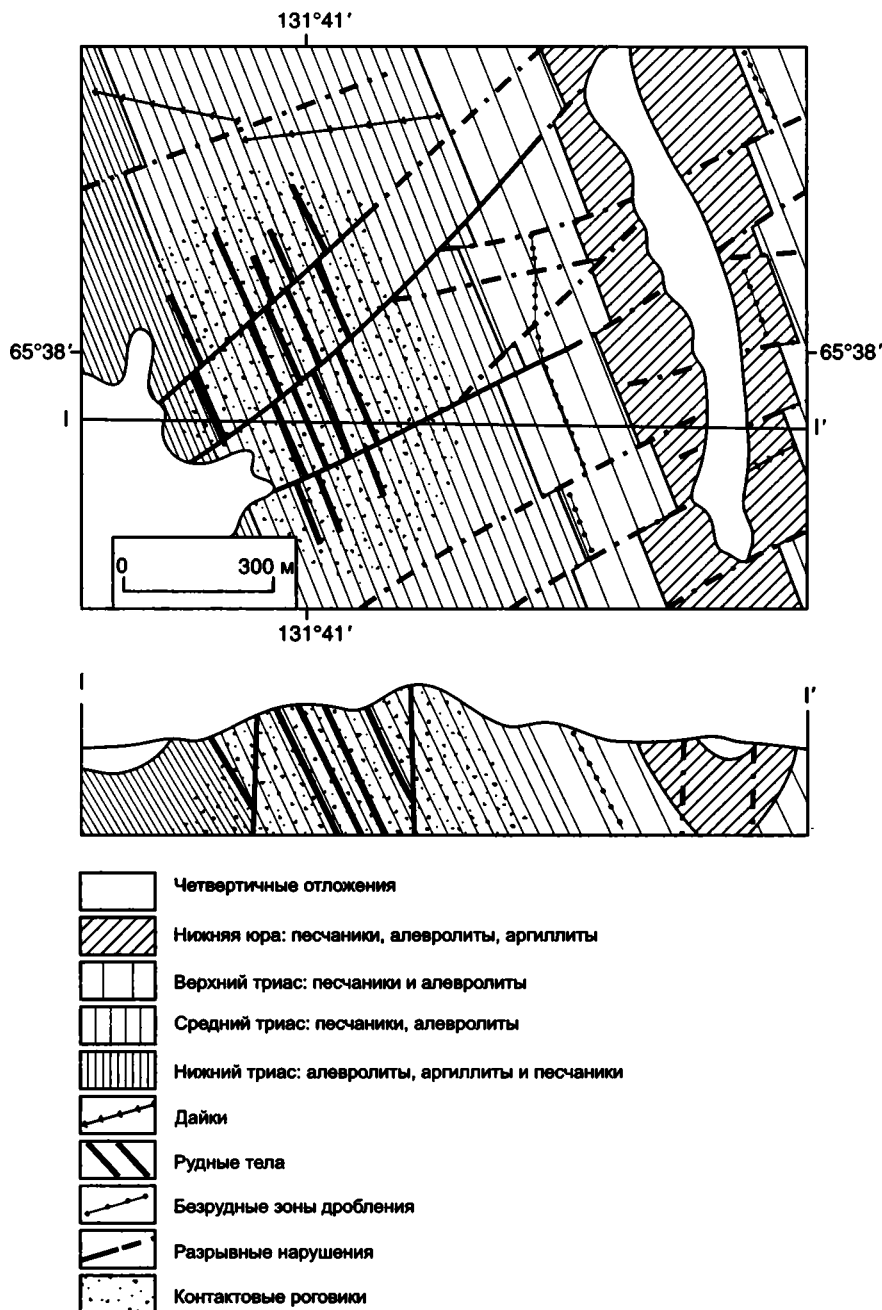


Рис. 11.36. Геологическое строение касситерит-силикатно-сульфидного месторождения Аномальное (Шур, 1985)

железа по пирротину, сидерита, кальцита, халькопирита, касситерита и магнетита. В виде примеси присутствуют арсенопирит, ферберит, глаукоdot, сфалерит, галенит, станнын, блеклая руда, самородные Вi и Au. С поверхности руды интенсивно окислены с образованием оксидов, гидроксидов и сульфатов железа и малахита.

Различаются четыре стадии рудной минерализации: кварц-хлоритовая, касситерит-арсенопирит-кварцевая с хлоритом, сульфидная и сульфидно-карбонатная. Кварц-хлоритовая ассоциация развита в околожильных метасоматитах и минерализованных зонах дробления, замещающая в последних обломки пород. На нижних горизонтах рудных тел увеличивается роль турмалина. Общй верти-

кальный интервал оруденения оценивается в 500 м. Среднее содержание Sn – 1,16%. Сопутствующие полезные компоненты: Co, Cu и In.

**ПОЛОУСНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА:
Au-Cu, Au-Cu-W и Au
ПОРФИРОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ**

Полоусная металлогеническая зона протягивается в субширотном направлении на 200 км при ширине 70 км вдоль западного фланга Северного батолитового пояса, пересекая Селенныхский

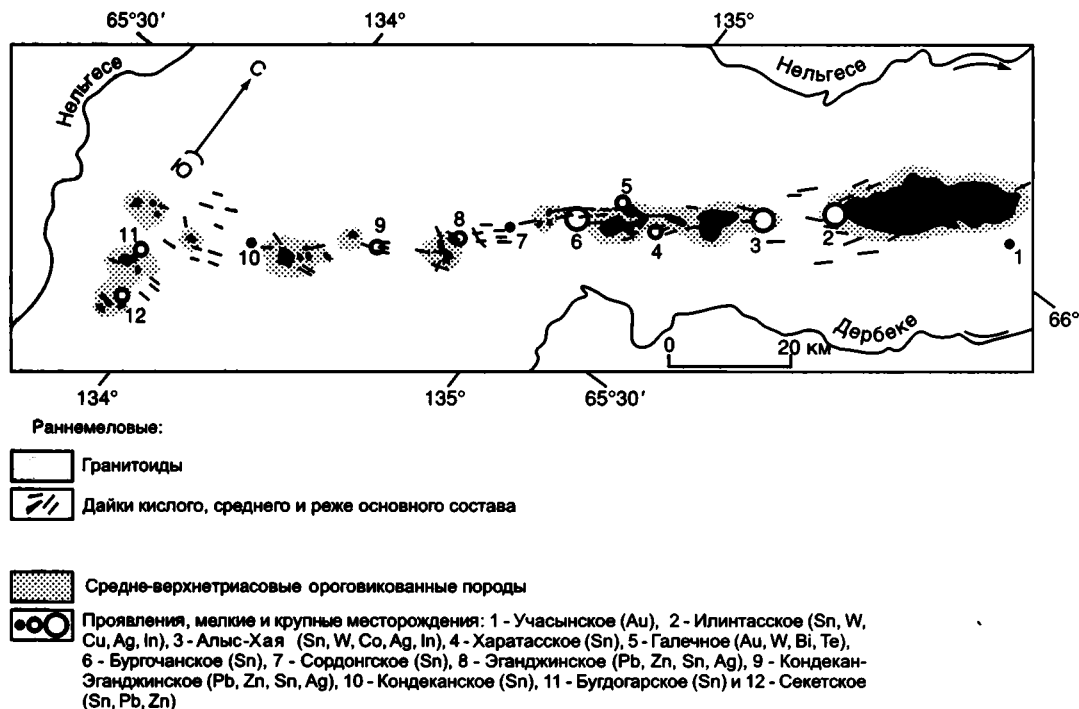


Рис. 11.37. Дербеке-Нельгесинский Sn рудный район

блок Омудевского террейна и Полоусный синклинорий. Оруденение связано с гранитоидами Северного батолитового пояса, которые ^{40}Ar - ^{39}Ar методом датируются 120–130 млн лет (Layer et al., 2001). Характерны рудопроявления Марья-Хая, Мамянджу и Таланнахское, расположенные в западной части металлогенической зоны, а в восточной части зоны известно месторождение Эгекит и ряд рудопроявлений.

Au-Cu-W порфировое рудопроявление Марья-Хая приурочено к трубке взрыва, прорывающей ороговикованные терригенные отложения геттанга и кимериджа, собранные в широтные складки. Эксплозивный материал трубки представлен турмалинизированными, кварцованными и сульфидизированными брекчиями взрыва. Среди брекчий залегают крупногалечные конгломераты неясного возраста. Брекчии представлены смесью обломков ороговикованных осадочных пород, гранодиорит-порфиров и фельзитов, погруженных в кварц-турмалиновый, реже слюдястый и кварцевый материал.

По данным О.Г. Эпова концентрации Cu в оруденелых брекчиях составляют 0,1–0,86%, Au – в среднем 5 г/т и WO_3 – 0,21–0,92%. Прожилково-вкрапленные руды порфирового типа в основном сложены халькопирит-кварцевой и вольфрамит-кварцевой минеральными ассоциациями. Рудные минералы представлены халькопиритом и арсенопиритом. Отмечаются пирит, марказит, пирротин, сфалерит, борнит, ильменит, рутил, апатит, магнетит, халькозин, ковеллин и самородный висмут. Светлое пластинчатой морфологии самородное золото встречается в арсенопирите и в сростках с висмутином и самородным висмутом, а также в слюдясто-кварцевых агрегатах, в молибдените, в охрах скородита и лимонита среди глубоко окисленных с поверхности руд.

Au-Cu порфировое рудопроявление Мамянджу расположено в ороговикованных породах северо-западного экзоконтакта Балаганахского плутона гранодиоритов. Минерализованные зоны северо-западной ориентировки имеют протяженность до 1,5 км. Они характеризуются развитием интенсивно окисленных руд со средними концентрациями Cu – 10,7%, Au – 0,92 г/т и Ag – до 1–2 г/т. В рудах среди гипергенных новообразований халькантита, халькозина и куприта сохраняются реликты пирита, пирротина и халькопирита. Менее распространены ковеллин, малахит, скородит, лимонит и самородная сера. Установлены знаки самородного золота, касситерита и киновари. Во вторичных ореолах образуются потоки рассеяния Cu, Au и As.

Au-Cu-Sn порфировое Таланнахское рудопроявление расположено в гранодиоритах. О.Г. Эповым установлено несколько секущих и согласных минерализованных зон в роговиках и зоне эндоконтакта плутона. Прожилково-вкрапленные руды сложены Au редкометальной, Co-Ni-As, молибденитовой и полиметаллической минеральными ассоциациями.

Au порфировое месторождение Эгекит, по данным А.Н. Вишневого и Ю.Г. Князева, расположено в порфировидных биотитовых гранитах Буор-Юряхского плутона. Месторождение представлено золотоносными метасоматитами, которые образованы зонами прокварцевания, серицитизации, турмалинизации, альбитизации и аргиллизации. Рассеянная Au минерализация сосредоточена в мощных зонах тонкого кварцевого прожилкования. Зоны имеют многочисленные раздувы, пережимы и соединяются между собой диагональными зонами минерализации. Золотоносность метасоматитов определяется золото-сульфотеллурид-висмутином парагенезисом минералов, пространственно сочетающимся с пирит-арсенопиритовой, вольфрамит-шеелитовой и халькопирит-галенитовой минеральными ассоциациями (Суплецов, 1997б). Сульфидность руд составляет не более 1–3%,

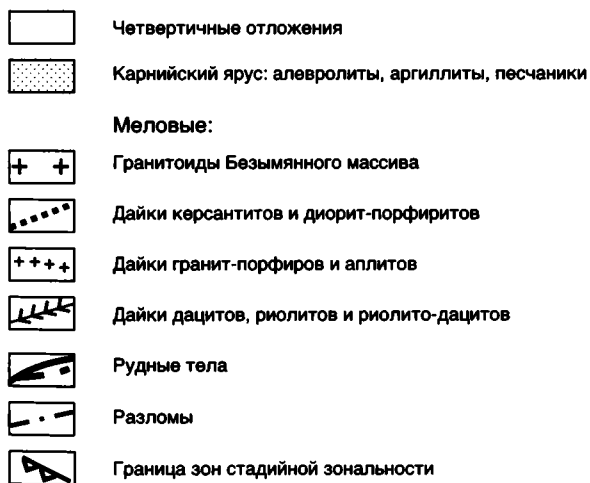
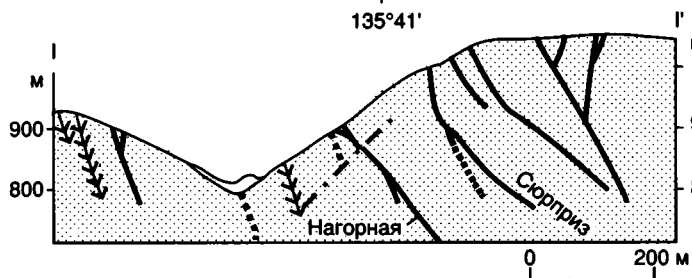
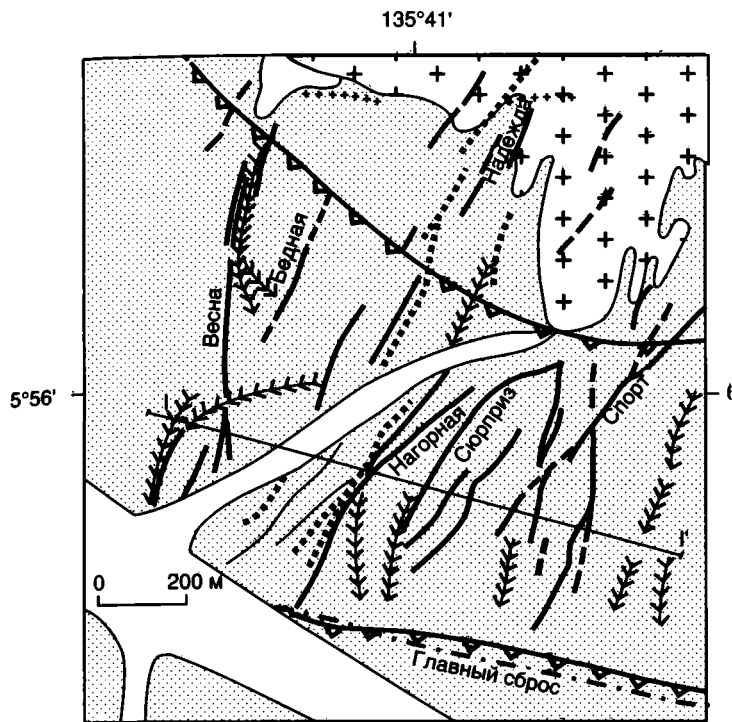
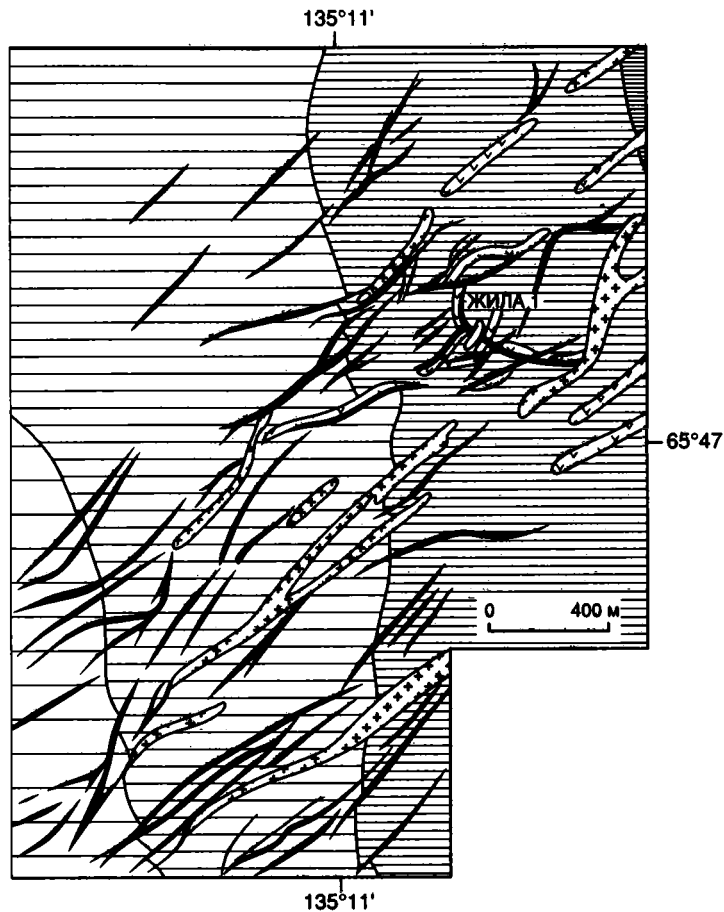


Рис. 11.38. Геологическое строение Илынтасского Sn-W силикатно-сульфидного месторождения

в них пылевидное самородное Au образует механически свободную примесь. Главные рудные минералы: арсенопирит, пирит, халькопирит, пирротин; второстепенные – вольфрамит, шеелит, тетрадимит, висмутин, марказит, галенит, сфалерит, самородное золото; отмечаются сульфотеллуриды висмута, леллингит и самородный висмут. С матово-серым кварцем ассоциируют турмалин и



Верхний триас, карнийский ярус снизу вверх по разрезу:

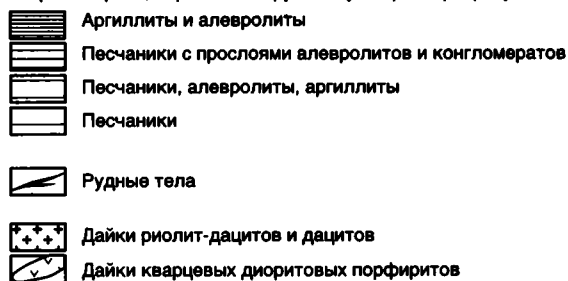


Рис. 11.39. Геологическое строение Бургочанского касситерит-силикатно-сульфидного месторождения (Шур, 1985)

мушкетер, встречаются апатит, рутил, каолинит, хлорит и флюорит.

В турмалинизированных роговиках развиты железистые и халькофильные парагенезисы минералов. Характерны сульфидные прожилки, состоящие из сростков цепочек призматических метакристаллов арсенопирита с включениями халькопирита и пирротина. Основной штокверк, расположенный в гранитоидах, отличается более широким спектром минеральных парагенезисов и повышенным уровнем золотоносности. Самородное золото пробностью 800–950‰ представлено ксеноморфными и пластинчатыми выделениями, изометричными округлыми кристаллами и их сростками. Типичны сложные субграфические сростания золота с минералами висмута, имеющими эмульсионные, петельчатые и эвтектические структуры распада. Отмечаются губчатые выделения самородного золота. Контрастные литогеохи-

мические ореолы рассеяния определяются устойчивой ассоциацией Au-Bi-Te и аномалиями As, Cu и W.

Au-Co рудопроявление Северное расположено на северной оконечности Ильинь-Эмнекенского батолита, сложенного биотит-амфиболовыми гранодиоритами и андезиновыми гранитами. Плутон расчленен многочисленными дайками диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров жильной фации гранитоидов (Некрасов, 1962). На месторождении Л.И. Каишевым выявлено несколько субширотных рудных тел, образованных кварцевыми, хлорит-кварцевыми и турмалин-кварцевыми жилами и зонами прожилкования. Крутопадающие жилы протяженностью до 100–225 м и мощностью 0,5–1 м залегают среди гидротермально-измененных гранитов. Околорудные изменения выражены окварцеванием, серицитизацией, альбитизацией и карбонатизацией. Гнездово-вкрапленные агрегаты полуокисленного арсенопирита образуют неравномерные скопления в жилах матово-серого субидиоморфнозернистого кварца. Кроме арсенопирита отмечается редкая вкрапленность самородного золота и висмута, галенита, сфалерита, пирротина, халькопирита, молибденита, висмутина, кобальтина, глаукодота, сафлорита, смальтин-скуттерудита, гуанохуатита, шеелита и вольфрамита. Позднюю ассоциацию образуют секущие прожилки пирит-кальцитового состава. Среди вторичных минералов широко развиты эритрин, скородит и лимонит. Кайнотипные дайки диабазовых порфиритов и долеритов пересекают рудные тела и содержат ксенолиты не только кварца, хлорита и турмалина, но и позднего гранулированного кальцита (Индолев, 1979).

Au кварцевое рудопроявление Улуу образовано зонами брекчий и кварц-турмалиновыми жилами, секущими ороговикованные песчаные породы средней юры в экзоконтакте Нонганджинского гранитоидного плутона. Крутопадающие жилы и зоны прожилкования мощностью 0,5–3 м и длиной 50–100 м имеют северо-восточное простирание. В них сосредоточены гнезда и вкрапления рудных минералов: арсенопирита, сафлорита, висмутина и самородного висмута. С ними ассоциируют выделения самородного золота размером 0,001–0,07 мм. Отмечаются пирит, марказит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, молибденит, сульфотеллуриды висмута и касситерит. Мощность околорудных изменений вдоль жил достигает 7–8 м.

**УЛАХАН-ТАССКАЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА:
Mo КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЬНЫЕ,
Au СКАРНОВЫЕ, Au РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ
И КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНО-
СУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Улахан-Тасская металлогеническая зона, протягивающаяся в субширотном направлении на 200 км, расположена в пределах одноименного блока Омудевского террейна и охватывает восточный фланг Северного батолитового пояса. Для нее характерны небольшие поля вулканогенно-осадочных пород, которые представлены андезитами, их туфами, вулканомиктовыми песчаниками и обычно рассматриваются в составе Уяндино-Ясачнинского вулканического пояса. Металлогеническая зона отличается большим разнообразием месторождений, связанных с вулканогенным и гранитоидным магматизмом. Для

вулканогенного ряда характерны золотоносные вторичные кварциты, Au-Ag и Ag полиметаллическое оруденение. Плутоногенный ряд месторождений представлен Mo кварцевым, Au скарновым, Au редкометальным, касситерит-кварцевым и касситерит-силикатно-сульфидным оруденением. Наиболее значимыми являются месторождения Mo, Au и Sn (Бахарев и др., 1988).

Mo кварцевое жильное рудопроявление Тузучак расположено в апикальной части Улахан-Сисского плутона гранитоидов и представлено серией кварцевых линзовидных жил. Жилы имеют субширотное простирание и пологое (20°) падение. Они приурочены к контракционным трещинам в плутоне. Мощность жил от 10–20 см до 1,5 м, протяженность 50–70 м. Они не сопровождаются околорудными изменениями и как бы “приварены” к гранитам, имея с ними резкие контакты. В рудах, помимо преобладающего кварца, присутствует лишь молибденит, содержание которого в среднем около 2%, хотя встречаются полосы (до 5 см) черного кварца, обогащенного (5–10%) мелкочешуйчатым молибденитом. Крупнолистоватые его агрегаты локализованы в зальбандовых участках жил. Месторождение мелкое.

Au редкометальное месторождение Чистое находится среди мелких штокообразных тел кварцевых диоритов и ороговикованных песчаников перми. Оно представлено серией линзовидных кварцевых жил и зон дробления северо-восточного простирания, сопровождающихся околоскарновой грейзенизацией, сопоставимой по мощности с мощностями жил и зон дробления (до 2 м). Из рудных компонентов наиболее развиты вольфрамит, арсенопирит и комплекс висмутовых минералов. Выделяются три минеральные ассоциации: метасоматическая турмалин-мусковит-кварцевая, жильная турмалин-арсенопирит-вольфрамит-кварцевая и золото-висмутовая. В распределении ассоциаций устанавливается зональность: на северо-восточном фланге преобладает ассоциация с арсенопиритом, на юго-западном – с висмутовыми минералами (висмутин, икунолит, жозеит А и В, хедлейит, самородный висмут). Максимальные концентрации Au (до 30 г/т) связаны с комплексом висмутовых минералов. Au мелкое, с широкими вариациями пробыности – 700–1000‰. Месторождение мелкое.

Au скарновое месторождение Кандидатское расположено на контакте небольших выступов Улахан-Сисского гранитоидного плутона с известковистыми песчано-сланцевыми породами перми. По отношению к контактовым частям гранитоидов отмечается фациальная зональность: гранодиорит-гранат-плагиоклазовая околоскарновая порода-гранатовый скарн-пироксен-гранатовый скарн-пироксеновый скарн-тремолитовая околоскарновая порода-известковистая осадочная порода. Пироксеновые скарны без видимого оруденения обогащены Cu (44 г/т), As (290 г/т), Mo (14 г/т), а гранатовые скарны – Zn (760 г/т), Sn (63 г/т), Pb (49 г/т), что в 5–20 раз превышает содержания этих элементов в гранодиоритах. Соскарновым минералом является молибденит, количество которого нередко составляет более 1%. На скарны накладывается золотоносная сульфоарсенидная ассоциация, что определяет их промышленную значимость. Скарны представляют собой воронкообразные, сужающиеся с глубиной овальные тела сульфидизированных пироксеновых и пироксен-гранатовых пород. На месторождении закартировано около 10 таких тел различной площади, суммарные выходы которых составляют около 1 км².

В составе послескарновых минеральных ассоциаций выделяются: леллингит-арсенопиритовая, пирротин-полиметаллическая и золото-висмутовая. Леллингит-арсенопиритовая ассоциация превалирует над остальными (90 об.%) и нередко образует практически мономинеральные руды. Среднее содержание Au в этой ассоциации – 15 г/т. Помимо основных минералов, в состав ассоциации входят сафлорит, кобальтин, глаукоdot, что характеризует повышенные содержания Co (1%) в рудах. Пирротин-полиметаллическая ассоциация встречается sporadически, но в отдельных участках скарнов ее содержание может достигать 10%. Золотоносность ассоциации весьма слабая и связана с присутствием Au в пирротине (2 г/т). Золото-висмутовая ассоциация развита повсеместно, но в незначительных количествах, хотя именно с ее присутствием резко повышается золотоносность руд, достигающая местами 20–30 г/т. Макроскопически видимое Au месторождения мелкое – 98% золотин имеют размерность менее 0,08 мм. Пробность – 650–1000‰ с максимумом 800–850‰. Комплекс висмутовых минералов аналогичен таковому в Au редкометальном месторождении Чистое. Месторождение относится к разряду средних. В пределах Улахан-Тасской металлогенической зоны выявлен ряд рудопроявлений Au скарнового типа – Арбатское, Хоспокчанское, Зейское и многочисленные рудные точки. Присутствие в рудах Co и Mo позволяет считать эти месторождения и проявления комплексными.

Касситерит-силикатно-сульфидное месторождение Приморское образовано тремя крупными минерализованными зонами протяженностью до 500 м и мощностью до 2 м, пересекающими порфиридные адамелиты. Минерализованные зоны представляют собой сульфидизированные кварц-хлоритовые и моноклоритовые метасоматиты, постепенно переходящие в хлоритизированные гранодиориты. В центральной части метасоматитов присутствуют кварц-хлоритовые, кварц-арсенопиритовые и кварц-флюоритовые прожилки. Продуктивной на Sn является кварц-хлоритовая фашия метасоматитов, содержащая тонкозернистый (<0,1мм) межзерновой касситерит. Пирит-арсенопиритовая метасоматическая ассоциация с преобладающим в ней арсенопиритом касситерита практически не содержит и характеризуется повышенными содержаниями Co, Pb, Zn за счет примеси содержащих их минералов. Наиболее поздняя пирротин-карбонат-полиметаллическая ассоциация, количество которой может достигать в метасоматитах 10–15%, несет повышенную, вплоть до промышленной, сереброносность, связанную с минералами носителями Ag – фрейбергитом (30–40% Ag), канфильдитом и теремковитом. Месторождение мелкое. В пределах металлогенической зоны имеются ряд аналогичных рудопроявлений (Михайловское, Верхнеанаанчанское, Антыкчанское, Ыйгатка, Гематитовое, Зейское) и многочисленные неизученные рудные точки.

НИЖНЕКОЛЫМСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Cu-Mo ПОРФИРОВОЕ И Au-Ag КВАРЦЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Металлогеническая зона выделяется на правобережье нижнего течения р. Колымы в пределах западного окончания Чукотского террейна. Рудная минерализация зоны связана с меловыми гранитоидами, которые К-Аг методом датированы от 150 до 117 млн лет (Ганеев, 1991).

Cu-Mo порфировое рудопроявление Водораздельное расположено в штоке гранодиорит-порфиров и представлено прожилково-вкрапленной Cu-Mo минерализацией штокверкового типа. Окварцованные и пиритизированные породы штока пронизаны кварцевыми и кварц-сульфидными прожилками, плотность которых составляет 10–15 шт. на 1 м. Они содержат скопления халькопирита и мелкочешуйчатого молибденита. Тонкая вкрапленность этих минералов устанавливается в метасоматически измененных породах и за пределами прожилков. Содержания Cu составляют 0,12–0,60%, Mo – 0,005–0,03%. Характерны повышенные концентрации Ag, V и W.

К наиболее ранним гидротермальным образованиям принадлежат пегматитовые, кварцевые и полевошпат-кварцевые жилы и прожилки. Более поздние гидротермалиты представлены жильно-прожилковой кварц-сульфидной минерализацией и зонами дробления с карбонат-кварц-сульфидным парагенезисом. А.Ш. Ганеевым (1991) выявлено свыше 40 рудных жил, образованных молочно-белым крупнокристаллическим и матово-серым мелкозернистым кварцем. Их мощность колеблется в пределах 0,2–1 м. Жилы брекчиевидной и полосчатой текстуры характеризуются наиболее высокими концентрациями Mo, Cu, V и W. Длина минерализованных зон дробления достигает 200 м. Они сопровождаются хлорит-карбонат-кварцевыми прожилками с вкраплениями рудных минералов. Выделяются участки выщелоченных гидротермально-измененных пород, близких по составу к вторичным кварцитам, которые пересекаются зонами прожилкования. Наряду с окварцеванием, проявлены березитизация, карбонатизация и аргиллизация рудовмещающих пород, слагающих иногда сплошные поля гидротермально измененных образований.

Жильные минералы представлены кварцем, карбонатом, серицитом, хлоритом, калиевым полевым шпатом, каолинитом, биотитом, мусковитом, эпидотом и турмалином. В рудных парагенезисах преобладают пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, борнит, молибденит, висмутин, магнетит, шеелит, ильменит. Магнетит встречается в качестве аксессуаров в изверженных породах, в метасоматитах и в жильном выполнении. Золотоносная галенит-сфалерит-халькопиритовая минеральная ассоциация с блеклыми рудами распространена в дистальных контурах месторождения.

Au-Ag кварцевое рудопроявление Скип расположено среди окварцованных и сульфидизированных осадочных пород в экзоконтакте Правофилипповского гранитоидного плутона. Известны пиритизированные дайки андезитовых и дацитовых порфиритов. А.Ш. Ганеевым (1991) в углесто-глинистых сланцах с прослоями алевролитов и песчаников установлены зоны кварцевого и сульфидного прожилкования, чередующиеся по простиранию с участками окремнелых брекчий. В рудах доминирует прожилково-вкрапленная минерализация с самородным золотом, пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и висмутином. Кварц представлен мелкокристаллической и халцедоновидной разновидностями. Руды образованы тремя минеральными ассоциациями: пирит-кварцевой, халькопирит-висмутиновой и карбонатной. Содержания Au в рудах достигают 3,2 г/т; Ag – до 21,8 г/т; Cu – до 0,86% и Mo – до 0,03%.

ПОСТАККРЕЦИОННЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

К данной группе относятся три металлогенических пояса: Восточно-Азиатский альб-позднемелового возраста, Восточно-Якутский апт-позднемелового возраста и Южно-Якутский юрско-раннемелового возраста, которые связаны с геодинамическими процессами за пределами территории республики и накладываются как на окраину Северо-Азиатского кратона, так и на Верхояно-Колымскую орогенную область (рис. 12.1).

ВОСТОЧНО-АЗИАТСКИЙ АЛЬБ-ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Пояс связан с активной континентальной окраиной, выраженной Охотско-Чукотским альб-позднемеловым вулканоплутоническим поясом и расположен большей частью за пределами республики. На территории республики представлен лишь Верхнеюдомской металлогенической зоной, которая находится в тыловой части этого грандиозного металлогенического пояса (см. рис. 12.1).

ВЕРХНЕЮДОМСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: МАЛОСУЛЬФИДНЫЕ КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНЫЕ И Sn ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Металлогеническая зона расположена вблизи западной окраины Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса на восточном крыле Южно-Верхоянского синклинория. Она протягивается на 200 км при ширине 60 км. Зона сложена мощными терригенными породами пермского и триасового возраста, образующими складки долготного и северо-восточного простираний. Характерны небольшие поля пологозалегающих верхнемеловых вулканитов и тела субвулканических риолитов и дацитов позднемелового возраста

(Флеров, 1984; Флеров и др., 1962). Магматические и рудные проявления контролируются долготными, северо-западными и северо-восточными разломами. Широко распространены проявления Pb, Zn, Sn, Ag, Au, W и Sb. Профилирующими являются малосульфидные касситерит-силикатные и сереброносные Sn полиметаллические (галенит-пирротин-сфалеритовые) месторождения, связанные с вулканоплутоническими образованиями.

Хаардахское малосульфидное касситерит-силикатное месторождение (Волкодав, 1978) расположено в дацитах и адамеллит-порфирах Верхнеаллахского субвулкана и в меньшей мере во вмещающих апт-альбских вулканогенных и триасовых осадочных породах. Отдельные рудные тела известны в пределах Матур-Хатынского плутона лейкократовых гранитов. В Хаардах-Хальинской впадине рудные тела находятся только в нижнем горизонте агломератов датской игнимбритовой толщи. Они представлены минерализованными зонами дробления, иногда в сочетании с жилами и штокверками, приуроченными к крутопадающим нарушениям северо-западного и северо-восточного простираний, и в совокупности образуют почти непрерывную полосу протяженностью около 15 км и шириной 2–3 км. Мощность жил достигает 3, реже 8 м. По вертикали рудоносная полоса вскрыта рельефом на 800 м.

Руды и околожильные метасоматиты сложены в основном кварцем и хлоритом, меньше карбонатами, серицитом, ломонитом, гематитом и касситеритом. В виде примеси встречаются арсенопирит, пирит, халькопирит, станнин и блеклые руды. В заметных количествах сульфиды отмечаются в рудах северного фланга месторождения. По вмещающим породам интенсивно развиты до-рудные слабооловоносные кварц-хлоритовые и хлоритовые метасоматиты. Отложение минералов рудного этапа происходило в три стадии: касситерит-хлорит-кварцевую, сульфидно-карбонат-хлорит-кварцевую и халцедон-кварцевую. Содержание Sn – 0,1–4,8%, в среднем 1,7%. Месторождение крупное.

Хороньское малосульфидное касситерит-силикатное месторождение расположено на северо-восточном фланге металлогенической зоны, в узле пересечения северо-восточного Хороньского и долготного Правонитканского разломов (Андрянов и др., 1984). Рудное поле сложено песчаниками и алевролитами перми, собранными в брахиформные складки. Осадочные породы рассечены дорудными дайками и штоком гранодиорит-порфиоров

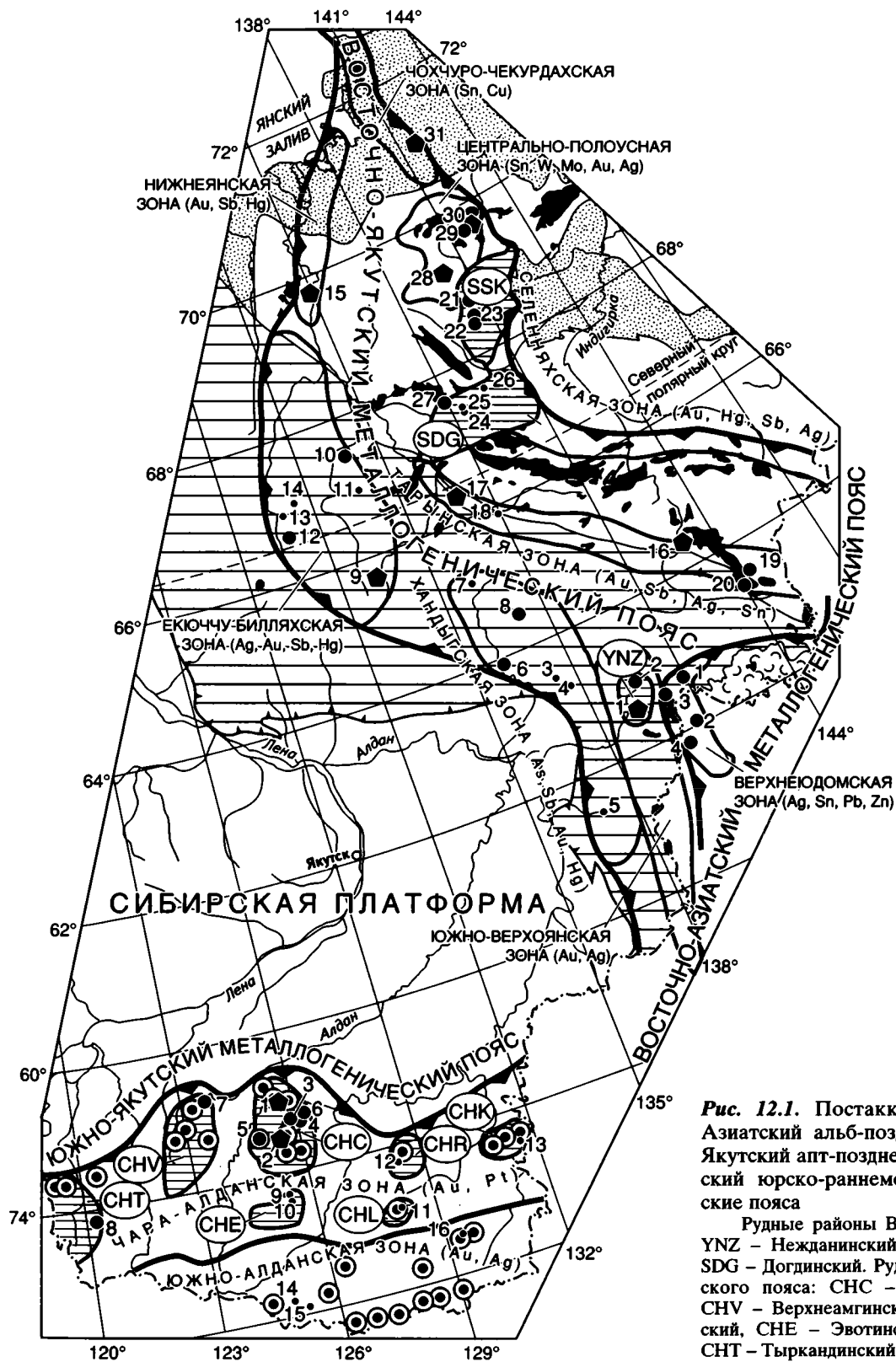


Рис. 12.1. Постаккреционные Восточно-Азиатский альб-позднемеловой, Восточно-Якутский апт-позднемеловой и Южно-Якутский юрско-раннемеловой металлогенические пояса

Рудные районы Восточно-Якутского пояса: YNZ – Нежданинский, SSK – Сакындинский, SDG – Догдинский. Рудные районы Южно-Якутского пояса: СНС – Центрально-Алданский, CHV – Верхнеамгинский, СНТ – Верхнеокинский, СНЕ – Эвотинский, СНЛ – Ломамский, СНТ – Тыркандинский, СНК – Кет-Капский. Месторождения и рудопроявления Восточно-Азиатского пояса: 1 – Хоронское, 2 – Хаардахское, 3 – Кутинское, 4 – Джатонское. Месторождения и рудопроявления Восточно-Якутского пояса: 1 – Нежданинское, 2 – Верхнеменкеченское, 3 – Сендучен, 4 – Хамамыт, 5 – Светлое, 6 – Хохсалах, 7 – Эрлан, 8 – Хачакчан, 9 – Прогноз, 10 – Билляхское, 11 – Маган-Хая, 12 – Звездочка, 13 – Мугурус, 14 – Бетюген, 15 – Кючус, 16 – Сарылах, 17 – Сентачан, 18 – Ган-Андреевское, 19 – Купольное, 20 – Дичек, 21 – Гал-Хая, 22 – Пологое, 23 – Арбат, 24 – Догдо, 25 – Хетакчан, 26 – Кыра, 27 – Кысылга, 28 – Депутатское, 29 – Одинокое, 30 – Полярное, 31 – Чурпунья. Месторождения и рудопроявления Южно-Якутского пояса: 1 – Куранах, 2 – Лебедино, 3 – Рябиновое, 4 – Лунное, 5 – Инагли, 6 – Хатырхай, 7 – Угуйское, 8 – Кур, 9 – Притрассовое, 10 – Эхюнда, 11 – Майское, 12 – Чайдах, 13 – Холодникан, 14 – Скобельцинское, 15 – Алтан-Чайдах. Усл. обозн. см. на рис. 3.2 и 10.1

ского пояса: 1 – Хоронское, 2 – Хаардахское, 3 – Кутинское, 4 – Джатонское. Месторождения и рудопроявления Восточно-Якутского пояса: 1 – Нежданинское, 2 – Верхнеменкеченское, 3 – Сендучен, 4 – Хамамыт, 5 – Светлое, 6 – Хохсалах, 7 – Эрлан, 8 – Хачакчан, 9 – Прогноз, 10 – Билляхское, 11 – Маган-Хая, 12 – Звездочка, 13 – Мугурус, 14 – Бетюген, 15 – Кючус, 16 – Сарылах, 17 – Сентачан, 18 – Ган-Андреевское, 19 – Купольное, 20 – Дичек, 21 – Гал-Хая, 22 – Пологое, 23 – Арбат, 24 – Догдо, 25 – Хетакчан, 26 – Кыра, 27 – Кысылга, 28 – Депутатское, 29 – Одинокое, 30 – Полярное, 31 – Чурпунья. Месторождения и рудопроявления Южно-Якутского пояса: 1 – Куранах, 2 – Лебедино, 3 – Рябиновое, 4 – Лунное, 5 – Инагли, 6 – Хатырхай, 7 – Угуйское, 8 – Кур, 9 – Притрассовое, 10 – Эхюнда, 11 – Майское, 12 – Чайдах, 13 – Холодникан, 14 – Скобельцинское, 15 – Алтан-Чайдах. Усл. обозн. см. на рис. 3.2 и 10.1

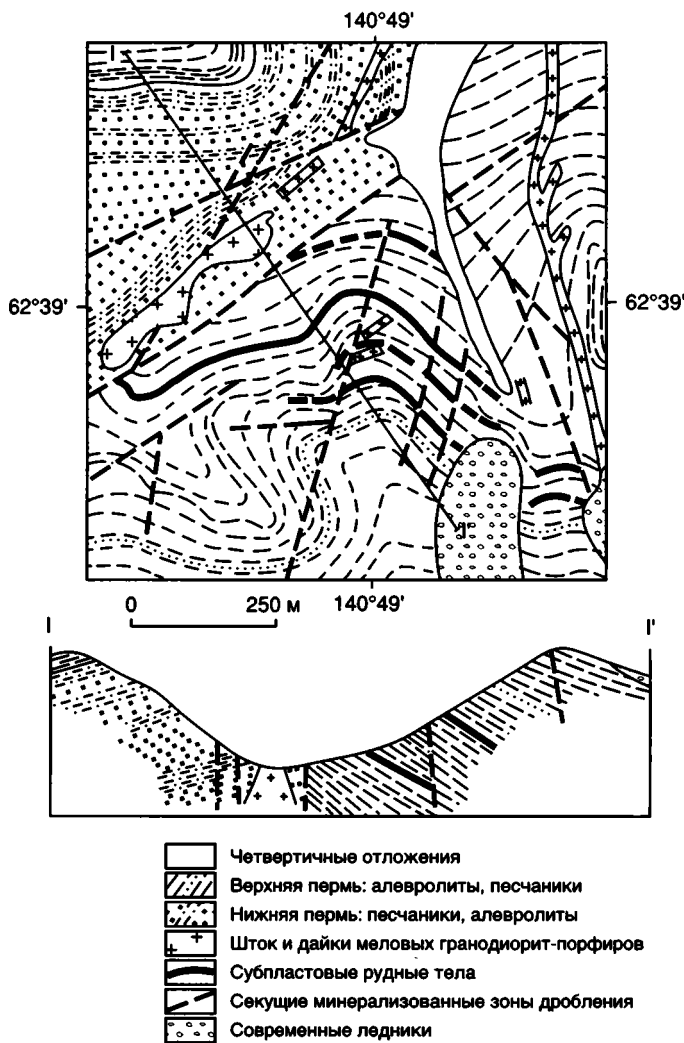


Рис. 12.2. Геологическое строение Хороньского мало-сульфидного касситерит-силикатного месторождения (Шур, 1985)

(рис. 12.2). Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления и жилами. Длина их достигает 1000 м при мощности 1–1,5 м. Оруденение вскрыто рельефом на 500 м. В составе руд главные минералы представлены кварцем, турмалином, мусковитом, местами хлоритом и пирротинном, второстепенные – актинолитом, аксинитом, галенитом, дисульфидами железа, сфалеритом, касситеритом, халькопиритом, станнином и минералами висмута. В качестве примеси встречаются антимонит, серебряные минералы, тиллит, самородные Bi и Au . Отложение минералов происходило в пять стадий: кварц-турмалиновую, касситерит-кварцевую с арсенопиритом, грейзеновую, кварц-сульфидную и кварц-карбонатную. Основной объем касситерита связан с рудами второй стадии. Содержание Sn – 1,17%. Месторождение крупное.

В пределах Верхнеюдомской металлогенической зоны выявлено около 200 Sn полиметаллических проявлений, залегающих как среди эффузивных полей и субвулканов, так и в меньшей мере среди терригенных пород. Как правило, все они ассоциируют с выходами гранитоидов (Флеоров, 1984). Большая часть проявлений располо-

жена в Верхнеаллахском субвулкане (Джатонское и Детанджинское месторождения). К северу от субвулкана известны Кутинское и Нитканское месторождения.

Рудные тела Sn полиметаллических месторождений представлены минерализованными зонами дробления, жилами и штокверками протяженностью 100–1000 м и мощностью 0,2–6 м, реже 10–20 м в раздувах. Они контролируются крутопадающими разрывными нарушениями. В составе руд преобладают кварц, сфалерит (марматит), пирротин и галенит, второстепенные – серицит, хлорит, железо-марганцовистые карбонаты, кальцит, дисульфиды железа, арсенопирит и халькопирит. Примеси – сульфосоли свинца, серебра и олова, станнин, тиллит, касситерит и вольфрамит. Характерно обилие железосодержащих минералов, галенита, разнообразие минералов олова и их парагенезисов, постоянное присутствие минералов серебра. Касситерит ассоциирует как с кварцем, так и с поздними пирротинном, сфалеритом и халькопиритом. Отложение минералов происходило в четыре стадии: касситерит-арсенопирит-кварцевую, сфалерит-пирротинную, анкеритовую и пирит-кальцитовую.

Содержание Pb – 0,12–24%, Zn – 0,2–19,5%, Ag – 90–1480 г/т. Сопутствующие полезные компоненты – Sn , Cd , In и Ga .

ВОСТОЧНО-ЯКУТСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Для металлогенического пояса характерны линейные металлогенические зоны долготного и реже северо-западного простирания, которые в виде прерывистых эшелонированных цепочек протягиваются к северу от Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса на расстояние до 1500 км вплоть до побережья моря Лаптевых. Для этих зон характерно эпitherмальное $Au-Sb-Hg$, $Au-Sb$, Ag полиметаллическое, As , Sb и Hg оруденение (Индолев, Невоиса, 1974; Шило и др., 1978; Бергер, 1978, 1986; Сидоров и др., 1989; Волков, 1989; Некрасов, 1990) позднемелового и, возможно, раннекайнозойского возраста, в целом синхронное с формированием Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса. Металлогенические зоны вписываются в образовавшиеся ранее тектонические структуры региона. Это позволяет думать, что их формирование происходило вдоль ослабленных зон, наиболее пронизываемых для рудоносных растворов.

ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Au-Ag КВАРЦЕВЫЕ И Ag ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ЖИЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Южно-Верхоянская металлогеническая зона выделяется в центральной части Южно-Верхоянского синклинария Верхоянского складчато-над-

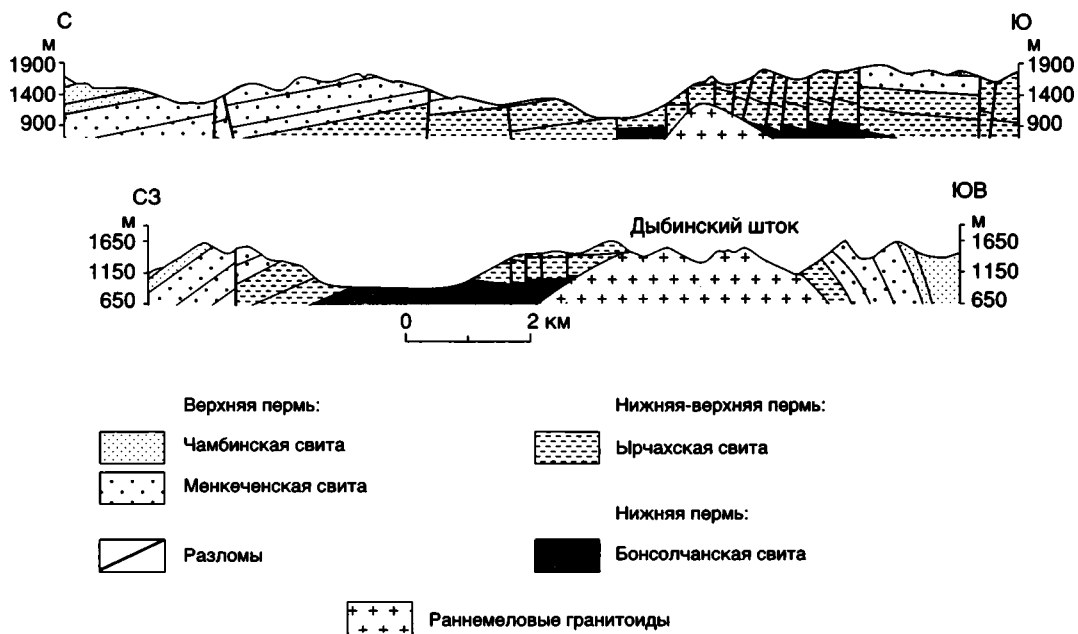


Рис. 12.3. Геологические разрезы через северную часть Нежданинского Au-Ag рудного района

вигового пояса. Она ограничена с запада Минорско-Кидерикинским, а с востока – Юдомским разломами. Зона прослеживается в долготном направлении от р. Юдома на юге до р. Восточная Хандыга на севере на расстоянии около 300 км. Она сложена верхнекаменноугольно-среднеюрскими терригенными толщами. Складчатые структуры характеризуются широкими пологими сводами с плавной ундулирующими шарнирами. К северу существенное значение в строении зоны приобретают сдвиги северо-восточного простирания (Сунтарская система), по которым устанавливаются горизонтальные амплитуды до 10 км, вертикальные до 1 км (Коростелев, 1982). Магматические образования представлены крупными многофазными плутонами (Тарбаганнахский, Уэмляхский и др.), а также штоками, дайками и субвулканическими телами. Оруденение представлено Au кварцевым типом с Ag в минерализованных зонах дробления (Нежданинское месторождение), Au редкометальным типом в апикальных и надапикальных зонах гранитоидов (Леводыбинское рудное поле), Ag полиметаллическими жилами (Верхнеменкеченское месторождение).

Нежданинский Au-Ag рудный район расположен в северной части Южно-Верхоянского синклиория Верхоянского складчато-надвигового пояса и образован пермскими и триасовыми мелководными морскими отложениями, которые собраны в крупные линейные складки долготного простирания (рис. 12.3). Главной является Дыбинская антиклиналь шириной около 10 км, протягивающаяся на 60 км через всю металлогеническую зону. Она характеризуется поло-

гим сводом и относительно крутыми (до 40°) крыльями. Хорошо выражен кливаж осевой плоскости. Складки нарушены диагональными правыми сдвигами северо-восточного простирания с перемещениями до первых сот метров. В пределах зоны известны два относительно крупных (площадью около 5–7 км²) гранитных штока: Дыбинский в северной части района, который ⁴⁰Ar-³⁹Ar методом датирован 121 млн лет, и Курумский – на юге, датированный ⁴⁰Ar-³⁹Ar 92–97 млн лет (Layer et al., 2001). Характерны разновозрастные системы даек различного состава. Наиболее древними, догранитоидными являются дайки лампрофиров и габбро-диоритов северо-западного простирания, датированные K-Ar методом 157–138 млн лет (Индолев, 1979). Более молодые дайки кварцевых диоритов, гранодиорит-порфиров и плагиогранит-порфиров датированы K-Ar методом 140–110 млн лет. Наиболее молодые (81–79 млн лет) – дайки кварцевых порфиров и риолитов, вытянутые на 15 км в северо-восточном и субширотном направлениях.

В пределах Нежданинского Au-Ag рудного района находится крупнейшее в Якутии Нежданинское Au-Ag кварцевое месторождение и Верхнеменкеченское Ag полиметаллическое месторождение.

Au-Ag кварцевое месторождение Нежданинское – одно из самых крупных месторождений Au Северо-Востока России. Оно расположено в своде Дыбинской антиклинали и приурочено к зоне пересечения четырех систем разрывных нарушений: субдолготной Кидерикинской, северо-восточной Сунтарской, северо-западной Сетаньинской и субширотной Тыринской. Субдолготная Нежданинская система нарушений вмещает главные минерализованные зоны дробления, а диаго-

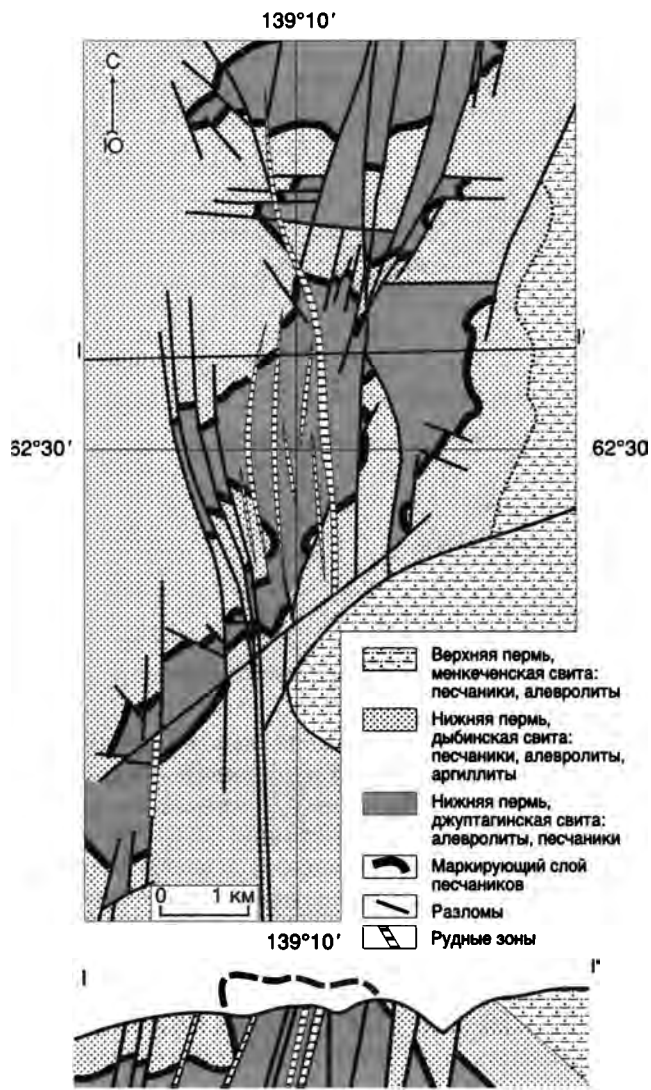


Рис. 12.4. Нежданинское Au-Ag кварцевое месторождение

нальные системы контролируют размещение опеляющих жильных тел.

Основными типами рудных тел являются минерализованные зоны дробления, имеющие выдержанные параметры по простиранию и падению, и меньшие по размерам жилы (рис. 12.4). Всего на месторождении выявлено 117 потенциально рудоносных структур, из которых лишь 17 разведано детально. Телом-лидером, в котором сосредоточено 2/3 запасов, является рудная зона № 1, локализованная в зоне смятия Нежданинской системы, прослеженной по простиранию на 15 км, на глубину – более 2 км, при мощности 1–40 м. Непрерывные оруденелые интервалы в ее пределах прослеживаются до 1 км по простиранию и на первые сотни метров в глубину. Вмещающие породы в пределах рудного поля преобразованы в различных фациях безезитов и сопровождаются синбезезитовой сульфидизацией. Мощность ореолов изменения около одиночных зон достигает 50 м, а около сближенных зон – первые сотни метров. Метасоматические сульфиды высокозолотоносны – арсенопирит от 30 до 500 г/т, пирит 10–150 г/т и в участках интенсивной вкрапленности формируют вкрапленный промышленный тип оруденения. Оруденение в зонах имеет

преимущественно прожилково-вкрапленный характер с размерами кварцевых линз не более 100 × 50 м и содержанием сульфидов до 5%. Опеляющие кварцевые жилы прослеживаются по простиранию и падению до 300–400 м. Количество сульфидов в них не превышает 3%. Помимо кварца, на месторождении значительно распространены карбонат (до 5–7%) и арсенопирит (2–3%, на участках интенсивно сульфидизированных пород до 15–20%). Меньше развит пирит. Из поздних сульфидов чаще встречается сфалерит, чем галенит, а из сульфосолей – бурнонит и буланжерит, хотя разнообразие сульфосолей на месторождении велико (в том числе блеклая руда, фрейбергит, геокронит, джемсонит, пираргирит, миаргирит и стефанит). В отдельных рудных телах установлены линзовидные скопления антимонита.

Месторождение сформировано в три этапа – гидротермально-метаморфогенный, золото-кварцевый гидротермальный и серебро-полиметаллический гидротермальный (Гамянин и др., 1985). В первый этап сформировались метаморфогенные кварцевые жилы с убогой (менее 1%) сульфидной минерализацией и фоновой (до 2 г/т) рудной золотоносностью. В основной продуктивный этап образовались золотоносные безезиты и жильная минерализация с пирит-арсенопирит-кварцевой, продуктивными халькопирит-галенит-сфалеритовой и блекло-рудно-сульфоантимонитовой и постпродуктивной бертьерит-антимонит-карбонатной ассоциациями. В следующий этап минералообразования происходило переотложение ранних минералов и выделение электрум-пираргирит-фрейбергитовой ассоциации. В связи со сложным генезисом месторождения Au в нем весьма разнообразно по морфологии, крупности и составу. Вследствие процессов регенерации в отдельных рудных телах количество кристаллов Au достигает 30 об.% фракций < 0,16 мм. Доля Au крупностью > 0,25 мм доходит до 20% в минерализованных зонах и до 40% – в жилах. Пробность Au колеблется в интервале 560–900‰, но в основном 780–820‰.

Верхнеменкеченское Ag полиметаллическое жильное месторождение расположено в северной части Нежданинского района, в 9 км к северу от Дыбинского гранитного штока (рис. 12.5). Вмещающие породы – алевролиты с редкими пластами песчаников менкеченской свиты верхней перми. Характерно пологое (10–25°) моноклиналное падение пород на северо-восток. На юго-западном фланге месторождение приурочено к участку пересечения Имтачанской и Серебряной систем правосторонних сдвигов с небольшими (сотни метров) амплитудами горизонтальных перемещений. В плане месторождение имеет форму треугольника, обращенного вершиной к северо-востоку. Рудные тела расположены на окончаниях сдвигов или под острым углом к их простиранию, что позволяет считать их приуроченными к зонам растяжения, сопряженным с правосторонними перемещениями по разломам.

Протяженность рудных тел изменяется от 100 до 1500 м, мощность достигает 12 м. Характерно крутое (60–80°) падение рудных тел. Разведанный вертикальный размах оруденения – 50–500 м. Минерализация в этом интервале выдержана, элементы вертикальной зональности не установлены (Индолев, Невойса, 1974). Выделяют четыре группы разновозрастных жил и прожилков (от более древних к более молодым): 1) существенно сфалеритовые с кварцем, маргансидеритом и небольшим количеством пирита и галенита; 2) существенно галенитовые с диафоритом, кварцем и сфалеритом; 3) кварц-сфалеритовые с пиритом и джемсонитом; 4) сульфидно-карбо-

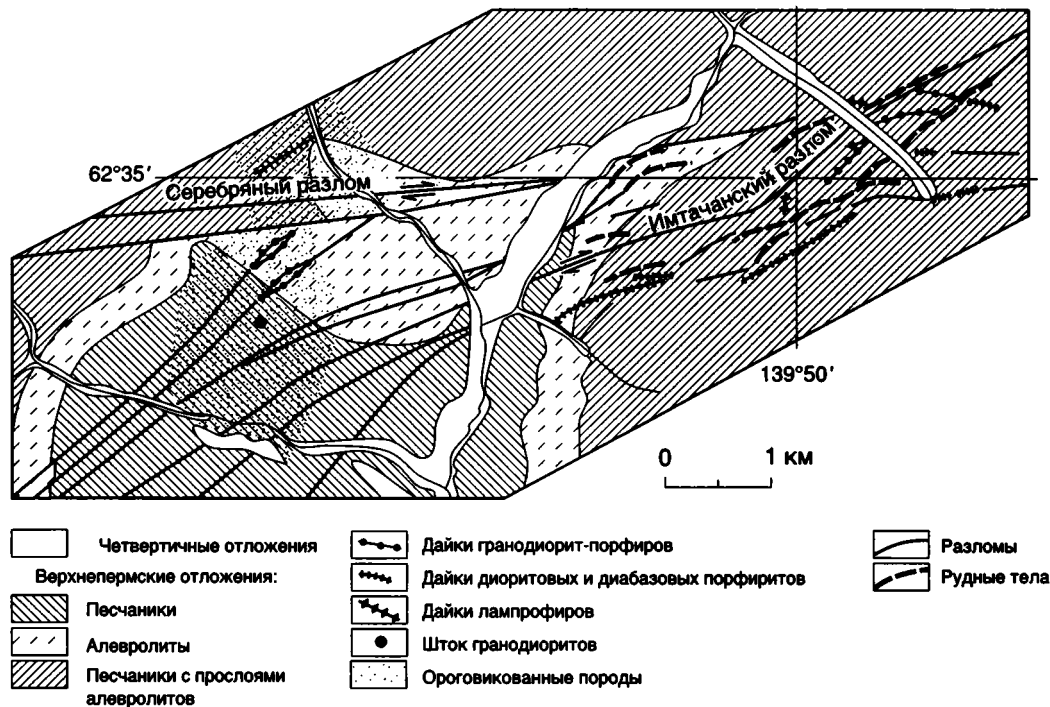


Рис. 12.5. Геологическое строение Верхнеменкеченского Ag полиметаллического жильного месторождения

натные, состоящие из олигонита и мангананкерита, с небольшим количеством кварца, пирита, пирротина и галенита (Индолев, 1965; Индолев, Невойса, 1974). Определяющими являются первые две ассоциации. Они слагают самостоятельные жилы и прожилки, обычно обособленные друг от друга, но иногда находящиеся в сложных взаимоотношениях. Руды месторождения содержат сфалерита – 8,6%, галенита – 7,9%, пирита – 0,8%, диафорита – 0,3%. Другие рудные минералы присутствуют в количестве не более 0,6%. Характерно повышенное содержание кадмия (0,18%) в сфалерите.

В пределах Нежданнинского рудного района известен еще целый ряд рудопроявлений различного типа. Наиболее характерны они для северной части района, где рядом исследователей намечается их зональное размещение относительно Дыбинского гранитного штока. В пределах штока известны молибденит- и касситерит-кварцевые жилы. Молибденит распространен sporadически в виде зерен размером в первые миллиметры, иногда образуя гнезда и розетки до 1 см. В зонах экзоконтакта Дыбинского штока описаны Au редкометалльные проявления Тенистое, Контактное и Одержимое, представленные лестничными жилами в пластах песчаников мощностью от первых миллиметров до 0,2–0,3 м, пластами окварцованных песчаников и зонами кварцевого прожилкования со стратифицированными штокверковыми телами. Выделяются кварц-полевошпат-мусковитовая, сульфидно-арсенидная и висмут-сульфотеллуридная минеральные ассоциации. Пробность Au от 672 до 969‰ (Гамянин, 1993). Далее от Дыбинского штока на рас-

стоянии до 1,5 км известны касситерит-сульфидные жилы арсенопирит-пирротинового минерального типа (рудопроявления Верное и Имтачанское). Жильные тела неправильной уплощенно-линзовидной и четковидной формы с раздувами мощностью до 3 м. Главные минералы – пирротин, пирит, арсенопирит, подчиненные – галенит и марматит (Индолев, 1965). На расстоянии до 9 км от Дыбинского гранитного штока удалены касситерит-сульфидные жилы галенит-марматитового минерального типа (Подвешенное, Закат, Сухое, Рудный, Заря, Чамбэ, Пристанное, Безводное, Баранье, Мизгирское). Если справедливо представление о связи данных рудопроявлений с Дыбинскими гранитами, которые, как отмечалось выше, датированы ^{40}Ar - ^{39}Ar методом 121 млн лет, то эти рудопроявления более древние, чем Нежданнинское и Верхнеменкеченское месторождения.

**ХАНДЫГСКАЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА:
As-Sb, Au-Hg, Hg МИНЕРАЛИЗАЦИЯ,
Ag ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ЖИЛЬНОЕ
ОРУДЕНЕНИЕ**

Хандыгская металлогеническая зона расположена в южной части Верхоянского складчато-надвигового пояса и протягивается в долготном направлении на 250 км при ширине 30 км, охватывая Сетте-Дабанскую тектоническую зону, сложенную преимущественно карбонатны-

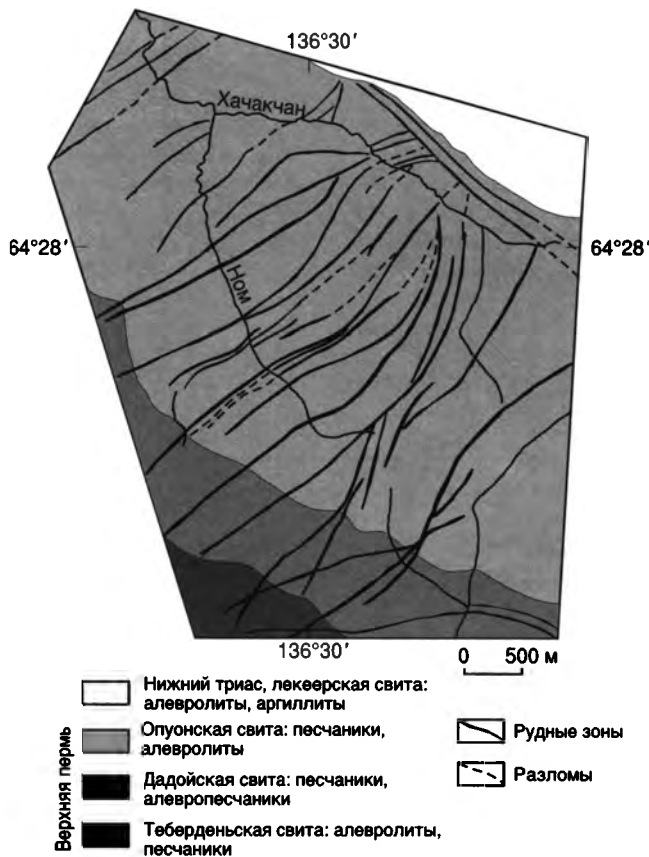


Рис. 12.6. Геологическое строение Ag месторождения Хачакчан

ми отложениями нижнего–среднего палеозоя, смежную восточную часть Кыллахской тектонической зоны, образованную рифейскими терригенно-карбонатными отложениями, и район их северного периклинального замыкания, сформированный обломочными морскими отложениями карбона, перми и триаса.

Sb-As рудопроявления Сендучен, Хамамыт и Стийновский расположены в силурийско-девонских доломитах и известняках с линзами брекчий (Озерова и др., 1990). И.Г. Додиним в своде Сендученской антиклинали закартированы серицитовые, серицит- и доломит-кашлипатовые метасоматиты и метасоматические доломиты. Наряду с рассеянной пиритизацией в щелочных калишпатовых метасоматитах распространены многочисленные новообразования тонкозернистого флюорита. Крутопадающие секущие рудные тела сложены халцедоновидным кварцем, крупнокристаллическими агрегатами антимонита, реалгара и аурипигмента. В рудах отмечаются кальцит, барит, флюорит, пирит, киноварь, халькопирит, сульфосоли и энаргит.

Au-Sb месторождение Хохсалах находится в 95 км севернее, в пределах сжатой асимметричной антиклинали, образованной алевролитами среднего карбона. По данным М.С. Щербакова, сближенные тектонические нарушения северо-западной ориентировки контролируют размещение серии минерализованных зон дробления. Зоны минерализации, крутопадающие на юго-запад под углами 80–85°, местами выполаживаются до 50°. Их протяженность достигает 260 м. Количе-

ство кварца в прокварцованных зонах дробления колеблется от 10 до 40%. Прихотливой морфологии кварцевые жилы и прожилки содержат гнездово-вкрапленные агрегаты среднезернистого антимонита. В некоторых зонах установлены линзочки тонкозернистых кварц-антимонитовых руд чугунного облика. Мельчайшие выделения самородного Au встречаются совместно с антимонитом и кварцем.

В околорудно-измененных породах постоянно присутствует пылевидная импрегнация метакристаллов пирита и арсенопирита (1–5%), образующая ореолы сульфидизации мощностью 3–15 м. С сульфидами связаны ранние генерации субмикроскопического Au. Внутренняя зона околорудных изменений сложена окварцованными породами, которые последовательно сменяют анкеритовые и гидрослюдистые метасоматиты. Количество анкерита возрастает на флангах зон прожилкования. Выделяется четыре минеральные ассоциации: арсенопирит-пирит-кварцевая, сфалерит-галенит-халькопирит-карбонатная с тетраэдритом, антимонит-кварцевая и диккит-гидрослюдистая.

Ag месторождение Хачакчан представлено субвертикальными жилами преимущественно северо-восточного, реже субширотного и северо-западного направлений. Они расположены в пределах моноклинали северо-западного простирания, образованной песчаниками и алевролитами верхней перми и нижнего триаса (рис. 12.6). Жилы мощностью от 0,2 до 5,0, редко до 10 м и протяженностью от 250 до 400 м северо-восточного простирания следуют вдоль зон малоамплитудных правосторонних сдвигов с максимальными амплитудами смещений 20–120 м. Установлено около 40 Ag жил.

Среди рудных зон преобладают зоны дробления и лимонитизации с обильными глинками трения, зеркалами скольжения, пронизанные тонкими прожилками кварц-карбонатного состава. Эти прожилки иногда образуют стволую жилу. Количество кварц-карбонатного материала по зонам в среднем 10–20, иногда до 50–70%. Карбонаты представлены сидеритом и мангансидеритом. В редких случаях стволые жилы состоят нацело из кварца, встречается единственная жила мономинерального галенита мощностью до 0,2 м.

Рудные минералы зон представлены в основном галенитом (от долей процента до 50%), реже сульфосолями серебра, блеклыми рудами, аргентитом, самородным серебром (около 1%) – в виде гнезд, просечек, эмульсионной вкрапленности. Соединения Hg и Ag в виде твердых амальгам (консбергит, аркверит, бордозит) отмечаются в различных количествах в большинстве зон. Их уникальность заключается в размерах выделений минеральных агрегатов в виде прожилков и гнезд экзотической формы размерами от 1 мм² до 150 см² и весом до 1 кг. Содержание Ag в рудных зонах колеблется от граммов до 73 кг/т. Средневзвешенное содержание по рудным телам от 602 до 3293 г/т, в среднем 1 кг/т (Денисов и др., 1999).

Hg рудопроявление Эрлан представлено прожилково-вкрапленной минерализацией, приуроченной к пласту брекчированных песчаников верхнего триаса. Околорудные изменения песчаников выражены в карбонатизации и аргиллизации с метасоматической вкрапленностью киновари. Кроме того, распространены кварцевые и каолинит-карбонатные прожилки. Киноварь в них образует скопления мелко- и среднекристаллических агрегатов. В прожилках и вмещающих породах отмечаются вкрапления пирита.

**ЕКЮЧЧУ-БИЛЛЯХСКАЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА:
Ag ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ, Au-Sb
и Hg ЖИЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Екюччу-Билляхская металлогеническая зона расположена в центральной, наиболее погруженной части Верхоянского складчато-надвигового пояса, в пределах Сартангского синклинария. Она протягивается в долготном направлении на 350 км при ширине 150 км и сложена морскими обломочными отложениями перми, триаса, нижней и средней юры, которые образуют крупные простые линейные складки долготного простирания. Характерны штоки гранитоидов и дайки различного состава на окончании Дербек-Нельгесинского и других поперечных поясов гранитоидов Верхояно-Колымской орогенной области. Согласно ^{40}Ar - ^{39}Ar датированию они не моложе 120 млн лет. Вблизи западной окраины металлогенической зоны известен Хобяту-Эчийский гранитный плутон с ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастом 97 млн лет (Lauer et al., 2001). Характерная для металлогенической зоны эпитермальна минерализация является более поздней и накладывается на магматические и контактово-метаморфизованные породы (Индолев и др., 1980).

Ag полиметаллическое месторождение Прогноз относится к числу наиболее крупных разведанных объектов этого типа. Район месторождения сложен породами среднего и верхнего триаса с преобладанием в их разрезе песчаных пачек, которые прорваны дайками среднего (113 ± 1 млн лет, K-Ar) и кислого ($81,6 \pm 1,3$ млн лет, Rb-Sr) состава. Последние пересекают дайки диоритового состава и Sn-сидерит-полисульфидные рудные тела, но пересекаются Ag-Pb-Zn рудами (Гамянин и др., 1998). Месторождение расположено в своде долготной Арангасчанской антиклинали над нескрытым интрузивом (рис. 12.7). Рудные зоны приурочены к центральному, опущенному блоку антиклинали, обрамленному спаренными субдолготными разрывными нарушениями. Рудные тела относятся к типу минерализованных зон дробления, являясь поперечными или диагональными по отношению к складчатым структурам, имеют нечеткие геологические границы и выдержанные параметры. Рудное тело Главное прослежено по простиранию на 3900 м и на глубину – 400 м.

Главные минералы руд – карбонаты и кварц (> 10%), а также галенит, сфалерит и пирит (около 10%). Выделяется несколько минеральных ассоциаций. Наиболее ранняя сидерит-I-полисульфидная ассоциация характеризуется присутствием крупноблочного сидерита и реликтового касситерита. Ритмично-зональная сидерит-сфалерит-галенитовая ассоциация с тремя и более ритмами относится к первой продуктивной ассоциации. Минераломносителем Ag в ней является галенит (2000–3000 г/т), содержащий мелкие включения фрейбергита, диафорита, андорита и овихиита. Кварц-полисульфидно-сульфосольная ассоциация наиболее полиминеральная и продуктивная, что связано с широким развитием Ag-сульфосольного комплекса минералов: фрейбергита, пираргирита, миаргирита, овихиита, андорита, рамдорита и диа-

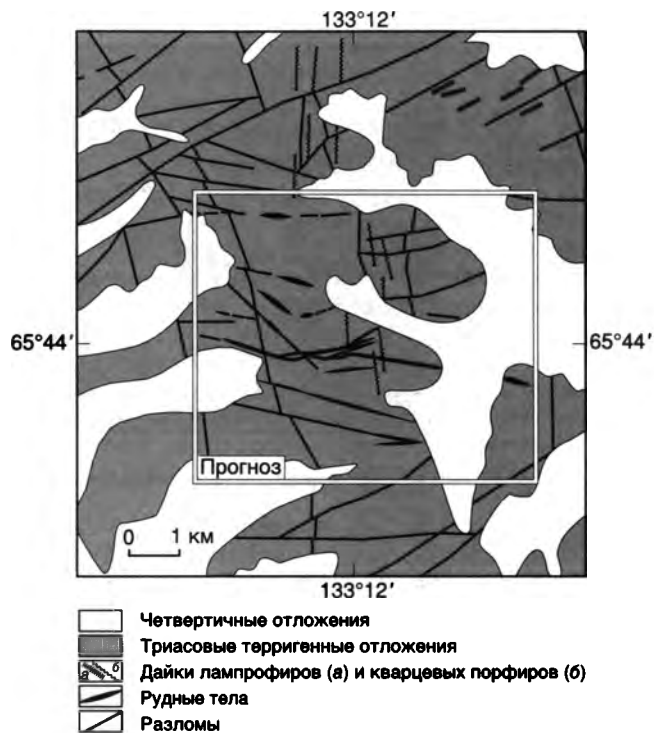


Рис. 12.7. Ag полиметаллическое месторождение Прогноз

форита, скопления которых в рудах определяют содержания Ag в несколько кг/т. Пирит-сфалерит-анкерит-доломитовая и кварц-кальцитовая ассоциации завершают процесс минералообразования и не влияют на серебрность рудных тел.

Билляхское Au-Sb месторождение расположено в пределах дайки березитизированных гранит-порфиров (рис. 12.8). Субвертикальная дайка мощностью 30 м протягивается на 7 км и пересекает долготную синклиналиную складку, сложенную карнийскими алевритами и песчаниками.

На разведанном интервале дайки В.В. Бояршиновым обнаружено несколько оруденелых участков. Главное рудное тело образовано жилой и штокверком (рис. 12.9). С лежащего зальбанда жила проникает в трещиноватые березиты, сложенные кварц-серицитовой породой брекчиевого строения. Эти руды сменяются синеватым криптозернистым кварцем, пропитанным пылевидными вкраплениями антимонита. В экзоконтакте дайки среди расланцованных осадочных пород залегают линзовидные скопления тонкозернистого антимонита сланцеватой текстуры. На глубине разветвленное рудное тело постепенно сменяется золотоносными кварц-серицитовыми метасоматитами с обильной пиритизацией, распространяющейся по всему объему дайки. Валовая золотоносность березитов, достигающая 1–2 г/т, обусловлена присутствием метакристаллов пирита, содержащих тонкодисперсное золото (20–50 г/т). С приближением ореолов сульфидизации к антимонит-кварцевым жилам увеличиваются концентрации Au и As в пирите. В березитах широко развиты парагонитовые, кварц-анкерит-донбасситовые, диккитовые и кварц-кальцитовые прожилки с пиритом и антимонитом. Характерна возрастная близость формирования ореолов пиритизации и золотоносных антимонитовых руд. Другие рудные участки образованы зонами прожилкования и брекчирования с убогой минерализацией.

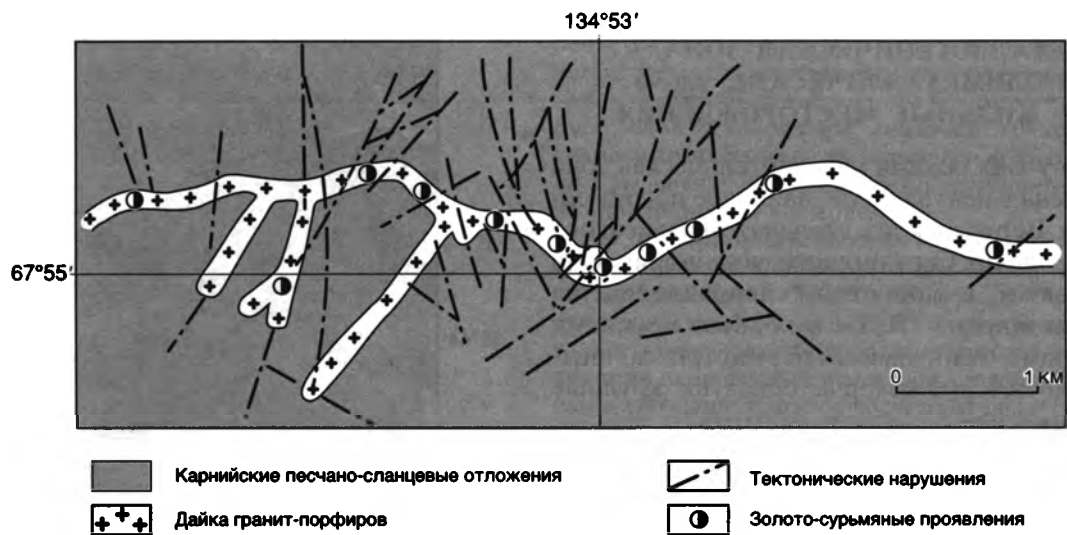


Рис. 12.8. Билляхское Au-Sb месторождение (по материалам В.В. Бояршинова)

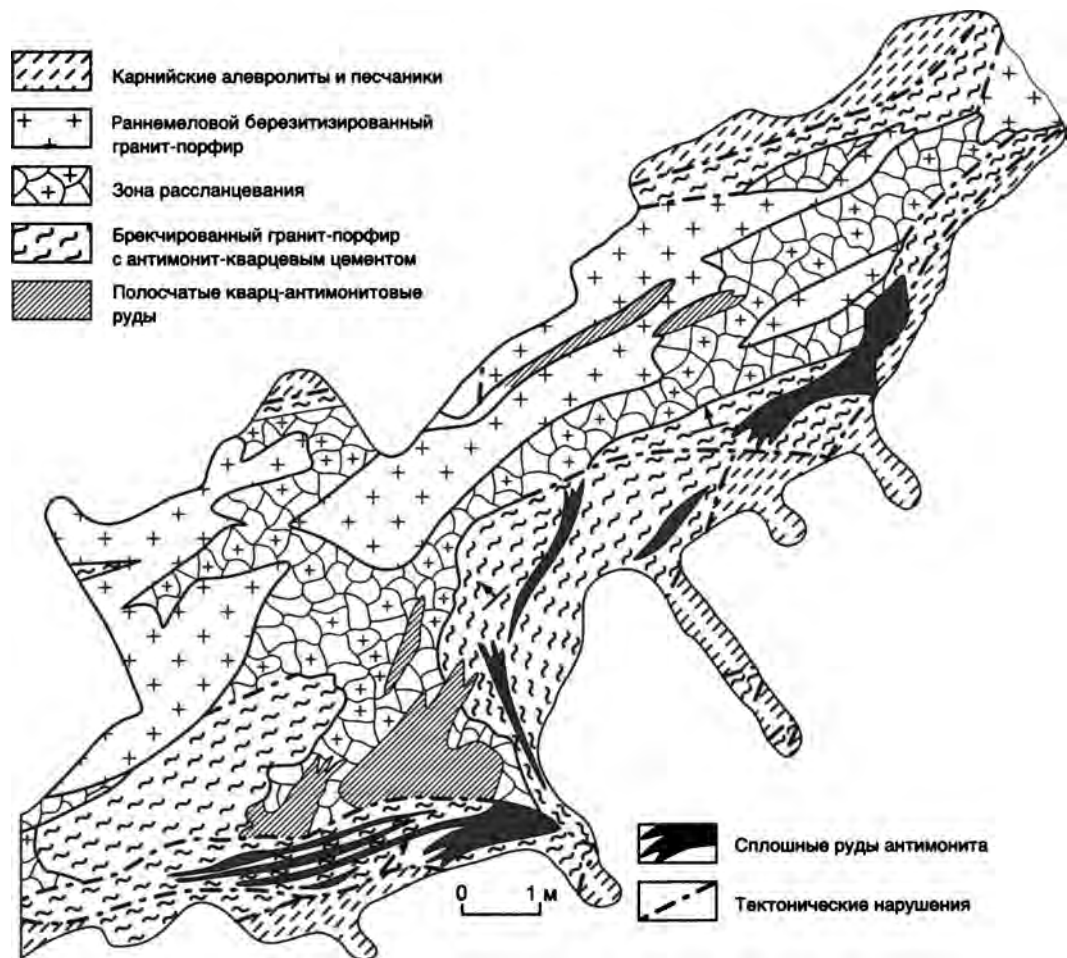


Рис. 12.9. Строение рудного тела Au-Sb Билляхского месторождения; зарисовка полотна траншеи (по материалам В.В. Бояршинова)

Псевдокристаллические выделения сравнительно однородного самородного золота величиной до 2–3 мм имеют пробность 951–967‰. С ними ассоциируют вкрапления антимонита, тетраэдрита и сфалерита. Примеси Sn, Pb и Cu в самородном золоте подчеркива-

ют оловянную специализацию ранних рудных образований. В подрудных интервалах главной жилы отмечаются деформированные мангансидерит-галенит-станийные прожилки с новообразованиями спутановолокнистых агрегатов буланжерита, бурнонита и халь-

коститита – минералов реакционного парагенезиса антимонита.

Au-Sb рудопроявление *Маган-Хая* расположено в западном крыле брахисинклинальной складки субдолготного простирания. Минерализация приурочена к сближенным минерализованным зонам дробления, секущим карнийские алевролиты и песчаники. В крутопадающих зонах брекчирования шириной 0,3–1,5 м и длиной 150 м сосредоточены морфологически неправильные жилы халцедоновидного кварца с антимонитом мощностью 0,1–0,15 м и серия многочисленных оперяющих прожилков. Мелкокристаллические агрегаты антимонита иногда слагают до 50–70 об.% небольших жил. Антимонит образует также разрозненные игольчатые вкрапления в криптозернистых диккит-кварцевых жилах и прожилках. Отмечаются анкерит, пирит и киноварь. В халцедоновидном кварце, преимущественно на границе с антимонитом обнаруживаются губчатые и колломорфные выделения пылевидного самородного золота высокой пробы (995–997‰).

Hg жильное месторождение *Звездочка* приурочено к долготному субвертикальному сбросу, секущему толщу песчаников нижнего триаса в своде антиклинали (рис. 12.10). Висячем боку крутопадающей минерализованной зоны локализовано четыре рудных тела. Зоны

прожилкования, сближаясь с брекчиевыми киноварными рудами, следуют по лежащему контакту жил. В трещиноватых пластах песчаников залегают сплошные киноварные руды. Главные минералы: киноварь, метациннабарит и самородная ртуть, ассоциирующие с диккитом и халцедоновидным кварцем. Отмечаются пирит, марказит, арсенопирит, антимонит, реальгар, графит и антрацит. Околорудные изменения характеризуются локальным окварцеванием, карбонатизацией и обширной диккитизацией мощностью 20–30 м. 1/3 запасов Hg месторождения *Звездочка* связана с концентрациями самородной формы ртути.

На Hg рудопроявлении *Загадка*, расположенном в 8 км к северо-западу от месторождения *Звездочка*, проявлена контрастная вертикальная зональность, выраженная сменой снизу вверх олово-полиметаллических руд сурьмяными и ртутными (Масленников, 1977; Индолев и др., 1980).

Au-Sb рудопроявление *Бетюген* включает 10 коротких (1–2 м) межпластовых и секущих кварц-антимонитовых жил мощностью до 0,1–0,2 м, расположенных в своде и крыльях антиклинальной складки, выполненной алевролитами и аргиллитами верхней перми. В минерализованных зонах ранние золотоносные жилы кварца катаклазированы и замещаются агрегатами антимонита

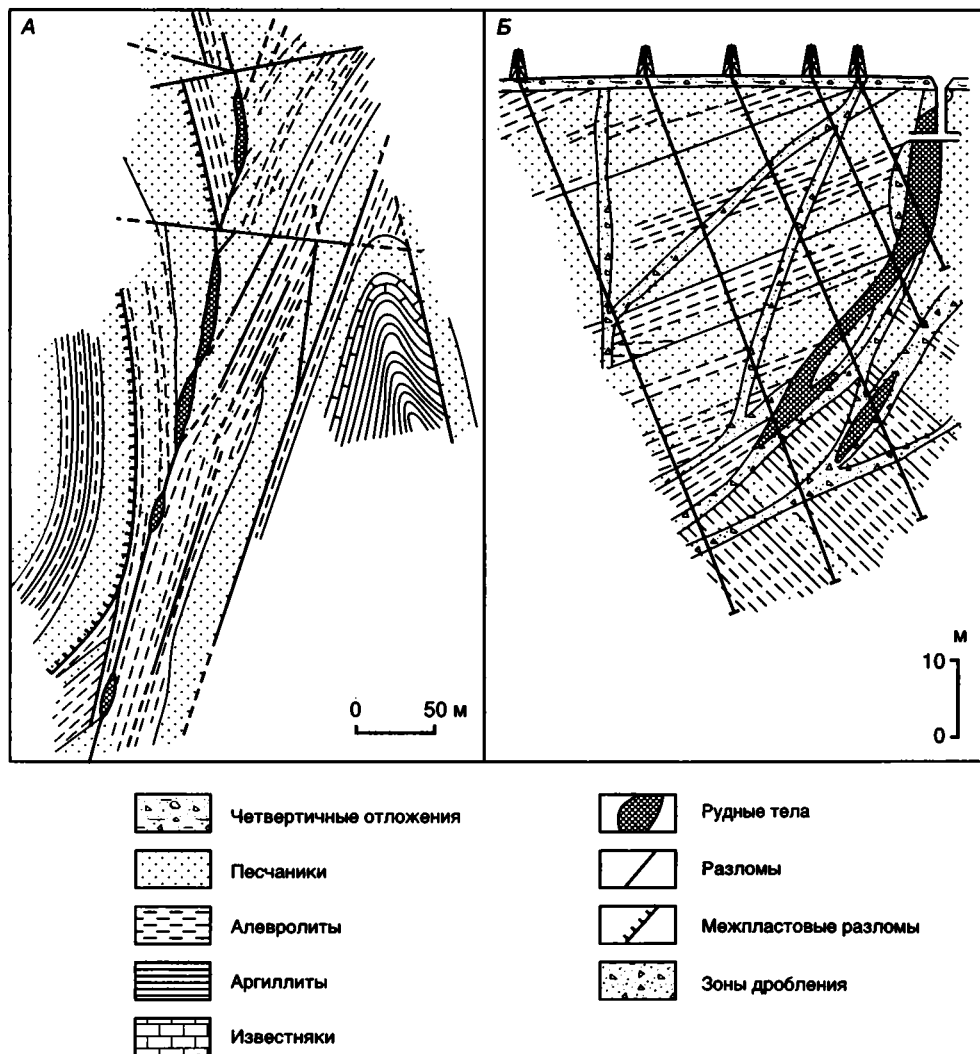


Рис. 12.10. Геологическое строение Hg жильного месторождения *Звездочка* (А – план, Б – разрез)

крупнокристаллической и тонкозернистой структуры. Мельчайшие выделения самородного золота (840–940‰) приурочены к кварцу и арсенопириту. Окварцованные алевролиты содержат вкрапленность золотоносных кристаллов пирита и длиннопризматического арсенопирита (Масленников, 1977).

Sb рудопоявление *Музурус*, расположенное в 28 км к северу от месторождения Звездочка, приурочено к долготным минерализованным зонам дробления, секущим отложения нижнего триаса. Это небольшие жилы и прожилки кварц-антимонитового состава с прожилково-вкрапленными текстурами руд. Вмещающие породы наряду с окварцеванием подвержены обширной аргиллизации. Отмечаются карбонат, пирит, галенит, сфалерит и киноварь. Халцедоновидный кварц содержит вкрапления игольчатых агрегатов антимонита.

НИЖНЕЯНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Au-Sb-Hg ВКРАПЛЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Нижнеянская металлогеническая зона протягивается на 200 км в северо-восточном направлении вдоль Янского разлома, предполагаемого под четвертичными отложениями нижнего течения р. Яны, и охватывает юго-восточную часть Куларского сектора Куларо-Нерского сланцево-

го пояса. Зона образована сложно и неоднократно деформированными глубоководными черносланцевыми толщами триаса.

Au-Sb-Hg вкрапленное месторождение *Кючус* является характерным, наиболее крупным и хорошо изученным объектом этой металлогенической зоны (Москвитин, 1997; Волков, 1998). Рудовмещающие породы – верхнеладинские отложения, которые в низах разреза образованы углеродистыми сланцами, алевролитами с единичными прослоями полимиктовых песчаников, а в верхах – более песчанистыми алевролитами с многочисленными прослоями песчаников. Характерны повышенная известковистость пород (10%) и присутствие стяжений пирит-марказита. Породы интенсивно кливажированы. Кливаж развит субпараллельно слоистости, либо сечет ее под острым углом. Вдоль плоскостей кливажа развиты серицит и хлорит. Месторождение представлено несколькими сближенными субпараллельными минерализованными зонами (рис. 12.11) мощностью до 15 м, прослеженными на 3,8 км, которые под углами 30–60° секут слоистость вмещающих их ладинских отложений. Предполагается приуроченность минерализованных зон к сбросу, плоскость которого наклонена к северо-западу.

На месторождении различаются джаспероиды, березиты и аргиллизиты. Джаспероиды изменчивой мощности представляют собой кварцитовидные образования, сохраняющие теневые брекчии замещаемых пород. Их стержневые интервалы занимают кварц-антимонитовые жилы

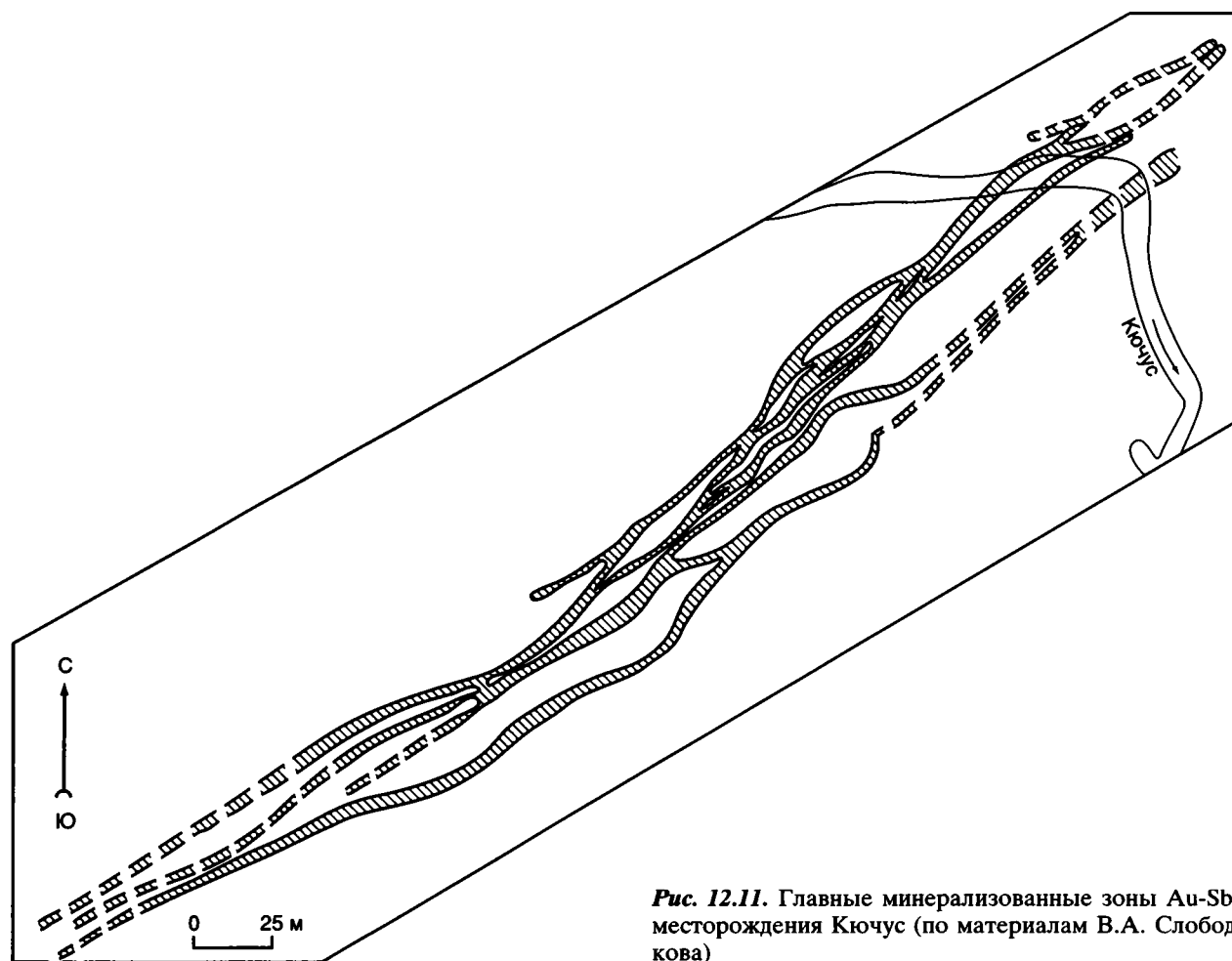


Рис. 12.11. Главные минерализованные зоны Au-Sb-Hg месторождения Кючус (по материалам В.А. Слободчикова)

неправильной морфологии. Джаспероиды и березиты содержат пылевидные метакристаллы пирита и арсенопирита. Характерно конформное псевдостратифицированное метасоматическое развитие вкраплений этих минералов по слоям наиболее окварцованных песчаников. Концентрации Au в пирите составляют 60–70 г/т, в арсенопирите – 400–500 г/т. Аргиллизиты образуют внешнюю зону гидротермального изменения пород. Они сложены каолинитом, диккитом, сидеродоломитом и анкеритом, формирующими штокерки тонкого прожилкования. Глинистые минералы и карбонаты псевдоморфно замещают основную массу и обломочную часть рудовмещающих пород.

С жильными минералами ассоциируют самородная ртуть, киноварь, метатинабарит, реальгар и аурипигмент. В антимонит-кварцевых жилах встречаются самородное золото, амальгама золота с 24% Hg, тетраэдрит, швацит, джемсонит, халькостибит, бурнонит (Москвитин и др., 1997). Рудоносные метасоматиты характеризуются наиболее контрастными геохимическими аномалиями Au, Ag, As, Sb, Hg и Tl. Золотоносность руд сходного построения Байдахского месторождения связана с включениями криптозернистых метакристаллов арсенопирита, содержащего 522–1100 г/т Au. Средние содержания Au месторождения Кючус – 8,59–9,04 г/т (Волков, 1998).

ТАРЫНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: Au-Sb, Ag И Ag-Sn ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ЖИЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Тарынская металлогеническая зона протягивается в северо-западном направлении на 500 км – вдоль большей части Кулар-Нерского сланцевого пояса и характеризуется многочисленными Au-Sb (Тан, Малтан, Киньясь-Юрях, Сарылах, Кюнкугур, Ким, Эльги-Тонор, Тобычан, Нижнетордочанское, Кехтэй, Кэмюстах, Бынджа, Аулачан, Джолакагское, Нитканское, Узловое, Бургавлийское, Сентачан, Марковское) и в меньшей мере Ag и Ag-Sn полиметаллическими (Купольное, Дичек) месторождениями и рудопроявлениями позднемелового или позднемелового–палеогенового возраста (Индолев, Невойса, 1974; Владимиров, 1977; Бергер, 1978, 1986; Индолев и др., 1980; Прушинская, 1982; Гамянин, Горячев, 1988; Филимонов, Сулейманов, 1994) (рис. 12.12).

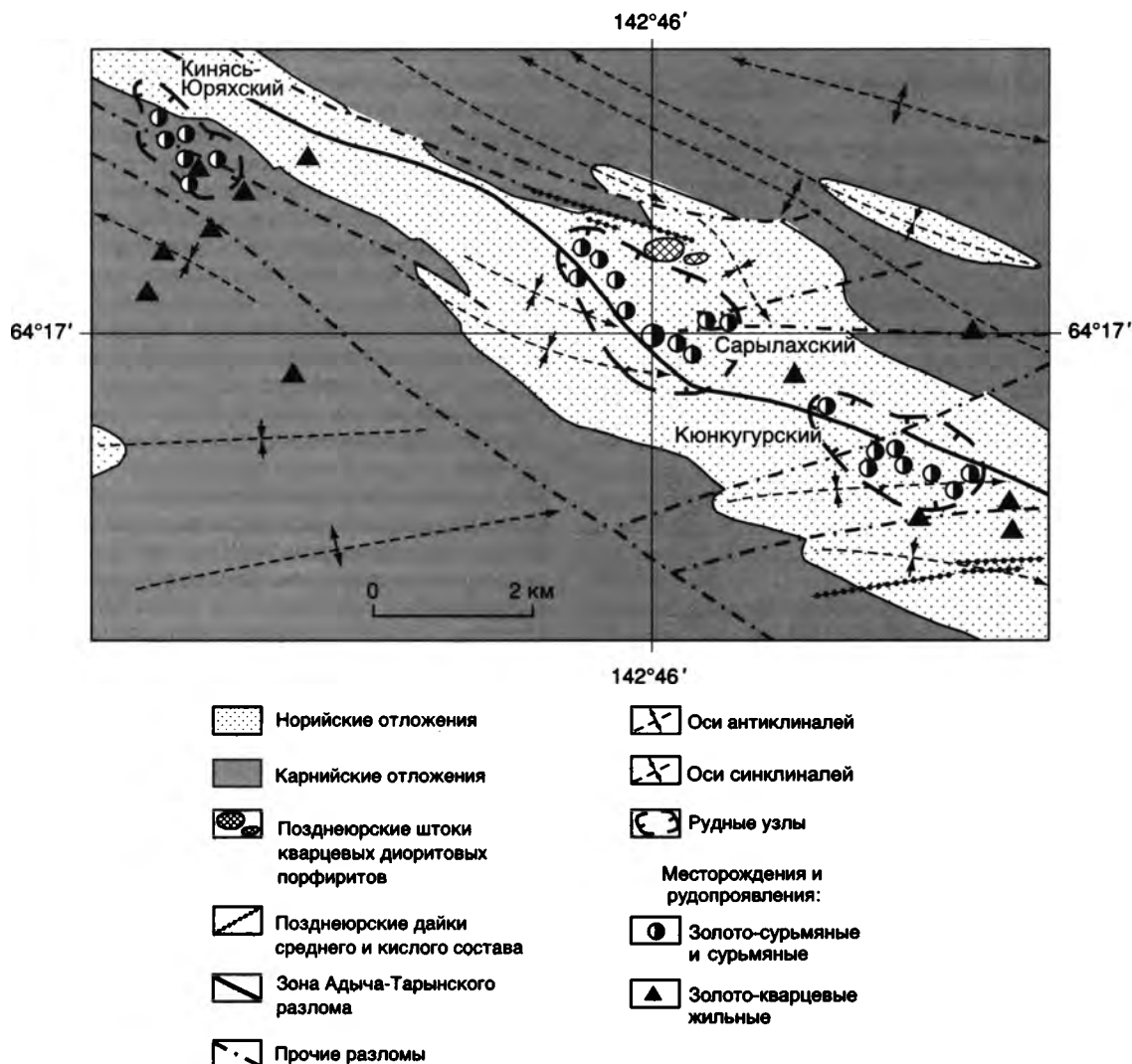


Рис. 12.12. Sb и Au-Sb месторождения и рудопроявления юго-восточного отрезка Тарынской металлогенической зоны (по материалам В.Г. Владимирова)

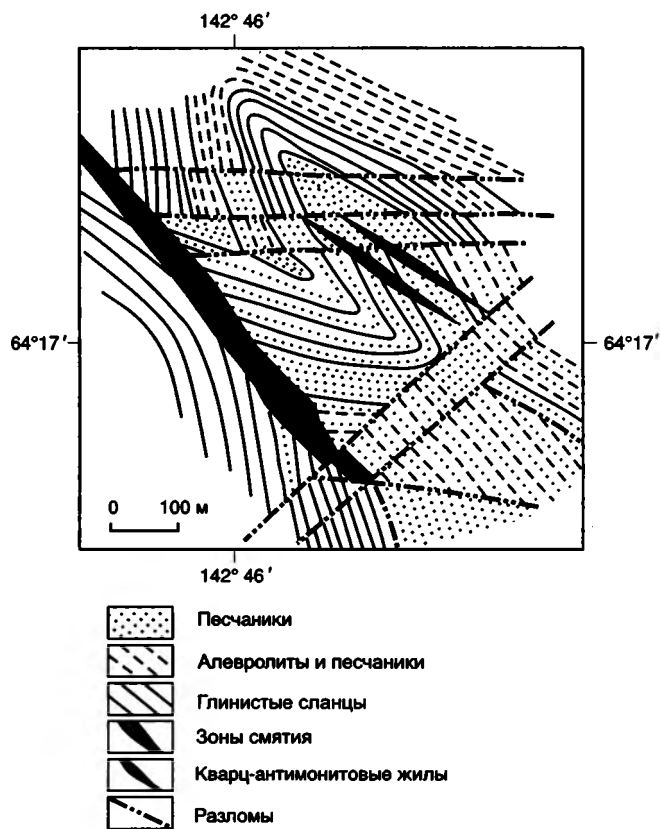


Рис. 12.13. Геологическое строение Au-Sb месторождения Сарулах



Рис. 12.14. Схема геологического строения Au-Sb Сентачанского рудного узла (Владимиров, 1977)

Au-Sb месторождение Сарулах представлено крутопадающей (55-85°) плитообразной кварц-антимонитовой жилой протяженностью около 700 м, которая расположена в зоне Адыча-Тарынского разлома (рис. 12.13). Висячее крыло разлома сложено глубоководными сланцами верхнего триаса, которые образуют крупную опрокинутую на юго-запад антиклиналь. Лежачее крыло разлома слагают мелководные преимущественно песчанниковые отложения близкого возраста. Наряду с главной жилой отмечаются редкие кварцевые жилы с самородным золотом, пиритом, арсенопиритом, галенитом, хлоритом, шеелитом и кальцитом.

Различается два типа руд: березиты с тонкодисперсным Au в сульфидах и собственно кварц-антимонитовые со свободным и частично связанным Au. В лежачем боку рудного тела расположена полоса березитизированных алевролитов с многочисленными кварцевыми и пирит-анкерит-кварцевыми прожилками. Породы импрегнированы золотосодержащим пиритом (10-34 г/т) и арсенопиритом (124-427 г/т) призматического габитуса. Кварцевая жила, подверженная катаклазу и милонитизации, замещается антимонитом, количество которого увеличивается к висячему боку, где размещается полоса тонкозернистых кварц-антимонитовых руд чугунного облика. Эти руды, содержащие от 60 до 80 г/т Au, имеют сланцеватую текстуру динамометаморфогенного происхождения и контактируют с зоной смятия и далее с дробленными песчаниками. Такие же текстурные типы руд с метасоматическим анкеритом замещают жилу на флангах и на выклинивании по падению на глубине более 1 км. На нижних горизонтах главная жила сменяется березитами с густой сетью метасоматических кварц-анкеритовых прожилков, содержащих бертьеритовую ассоциацию минералов. В арсенопирите этих березитов содержание Au достигает 1000 г/т, отмечается повышение в них концентраций Co и Ni.

Выделяется три генерации самородного Au, характерного для антимонитовых руд и березитов. Тонкодисперсное золото-I присутствует в пирите и арсенопирите рудовмещающих березитов. Гетерогенное золото-II характерно для ассоциации молочно-белого кварца со сфалеритом, тетраэдритом, арсенопиритом и бертьеритом. Его ксеноморфные выделения при относительно крупных размерах отличает умеренная пробность. Наиболее распространенное золото-III высокой пробы образует регенерированные золотины, морфологически близкие к правильным кристаллам, и губчатые порошокватые агрегаты – продукты гипогенного распада ауристобита. Находки ауристобита в рудах сравнительно редки, характерно губчатое Au, ассоциирующее с антимонитом, кварцем и гипогенным валентинитом. Отношение Au/Ag в рудах 15:1.

Au-Sb месторождение Сентачан расположено на северо-западном фланге Тарынской металлогенической зоны, в центральной части Сентачанского рудного узла (рис. 12.14). Месторождение объединяет три сближенных рудных тела и серию мелких линз, заключенных в зонах дробления и смятия мощностью 100-200 м, которые протягиваются в северо-западном направлении на 2 км (рис. 12.15). Зоны рассланцованных пород падают к северо-востоку и косо секут моноклинално залегающую толщу тонкого переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. В висячем боку зоны смятия в составе толщи глинистых сланцев и алевролитов устанавливается мощный ореол пиритизации и кварц-анкерит-гидрослюдистых прожилков. Лежачий бок зоны сло-

жен песчаниками с редкими прожилками кварца и метакристаллами пирита. Песчаники отделены от рудных тел глиной трения, соответствующей плоскости Сентачанского разлома.

Рудные тела окружены ореолами березитизированных пород, состав которых определяется анкерит-гидрослюдистым парагенезисом с пиритом и арсенопиритом. Внутренняя зона березитов на контакте с рудными телами представлена анкеритовыми метасоматитами, далее следуют анкерит-гидрослюдистые околорудные изменения, которые сменяются полиминеральными гидрослюдистыми новообразованиями, состоящими из парагонита, пирофиллита, монтмориллонита, диккита и литиевых слюд, близких к донбасситу (Бергер и др., 1978). Характерны широкие ореолы сульфидизации с содержанием сульфидов до 5–7%. Концентрации дисперсного Au в пирите составляют 27–84 г/т, а в арсенопирите – 80–205 г/т. В березитах установлены зоны неравномерного выноса Au из пирита и арсенопирита с двухкратным падением их золотонности (Суплецов, Жданов, 1989).

Главное рудное тело 2 образовано линзовидной кварц-антимонитовой жилой (рис. 12.16) с вертикальным размахом оруденения около 1 км. В разрезе оно состоит из двух линз. По восставанию рудного тела крутопадающие отрезки образованы брекчиевидной кварцевой жилой, в разной степени замещенной антимонитом. В выположенных интервалах локализованы динамометаморфизованные антимонитовые руды чугуного облика. В плане с приближением к лежащему боку сменяются три текстурных типа руд: кварцевые прожилково-вкрапленные и брекчиевидные, сланцеватые руды антимонита, замещающие кварцевый катаклазит, и полосчатые руды чугуного антимонита, замещающего глинку трения (Индолев, Суплецов, 1979). Последние две разновидности характеризуются примерно равным соотношением кварца и антимонита и устойчивой прямой корреляцией Sb с Au.

Главные минералы – кварц и антимонит – образуют около 98%. Типоморфным признаком Au антимонитового парагенезиса руд является присутствие микрокристаллов, гемиморфных, колломорфных и горчичных образований пылевидного самородного Au (пробность 999‰) в ассоциации с сурьмянистым Au, ауристбитом и аурантимонатами. Характерны пять минеральных ассоциаций: кварцевая, пирит-анкерит-кварцевая, золото-полисульфидная, золото-антимонитовая и анкерит-гидрослюдистая, расположенные зонально в плоскости главной рудоносной зоны.

Вкрапленное Au месторождение Ган-Андреевское приурочено к зоне повышенной трещиноватости, кососекущей изоклинальные складки норий-рэтских отложений Джолакаг-Нерского антиклинория в средней части металлогенической зоны. На месторождении, помимо двух коротких кварц-антимонитовых линз, ранее обнаруженных В.Г. Владимировым, в последние годы Н.Э. Тямысовым выявлены сульфидизированные зоны рассеянной Au минерализации. Разлистованные кварц-анкерит-серицитовые алевролиты и глинистые сланцы с тонкой вкрапленностью метакристаллов пирита и арсенопирита по внешнему облику идентичны золотоносным джаспероидам месторождения Кючус. Дисперсные вкрапления призматических метакристаллов арсенопирита и кристаллов пирита содержат высокие концентрации “невидимого” золота.

Sn-Ag сульфидное месторождение Купольное расположено в зоне роговиков гранитоидных интрузивов (122 млн лет, K-Ar) Труд и Капризный и приурочено к

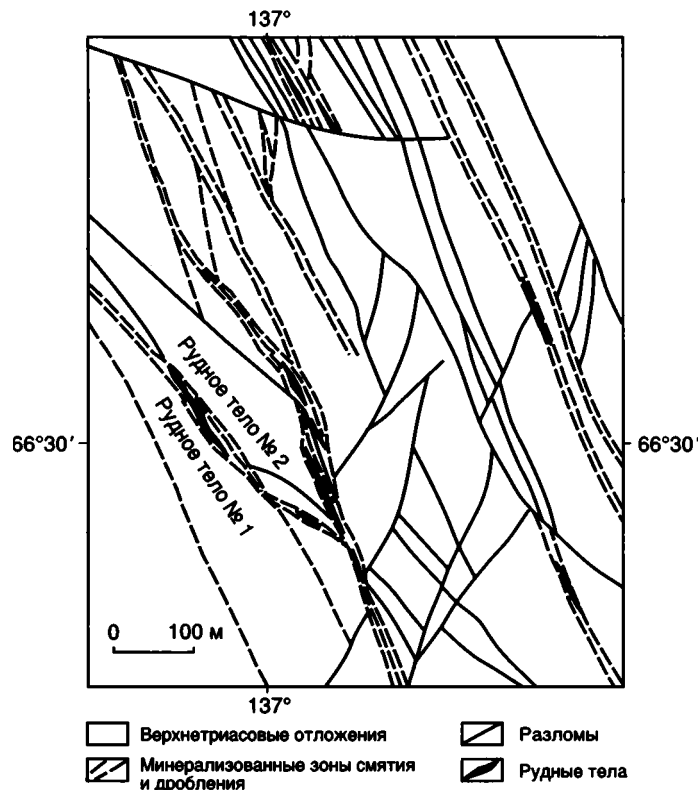


Рис. 12.15. Структурная схема Au-Sb месторождения Сентачан (по материалам Ю.М. Шустова)

юго-западному крылу Нерского (Аян-Юрхского) антиклинория. Район (рис. 12.17) сложен норийскими, нижне- и среднеюрскими терригенными отложениями. В пределах рудного поля развиты системы разрывных нарушений, определяющие размещение магматических образований и рудной минерализации.

Рудное поле разделяется ветвящимися субширотными разрывами на ряд рудоносных блоков, которые опущены друг относительно друга к северу. Промышленное оруденение локализуется в разрывах северо-восточной и в меньшей степени северо-западной ориентировок, пересекающих блоки. Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления, линзовидными жилами, штокверками и линейными зонами вкрапленных руд. Рудная зона 1 имеет протяженность около 1300 м, мощность 1–20 м и прослежена на глубину 400 м. Остальные рудные зоны сходны с зоной 1, но имеют меньшие параметры. Из 40 гипогенных и 40 гипергенных минералов наиболее широко распространены (> 15%) кварц, сидерит и анкерит. К числу второстепенных (до 10%) относятся галенит, сфалерит, марказит, арсенопирит. Ag содержит комплекс минералов представлен фрейбергитом, Ag-, Ag-Pb, Sn-Ag-Sb сульфосолями. В гипергенных рудах существенную роль играют акантит и кераргирит. Отмечается ряд последовательных ассоциаций: сидерит-полисульфидная, касситерит-сфалерит-галенит-кварцевая и наиболее многокомпонентная и продуктивная галенит-олово-серебро-сульфосолюно-анкеритовая. Преобладание той или иной из них определяет обогащенность руд Sn или Ag. В рудном поле выделяется два участка - Купольный и Капризный, каждый из которых является самостоятельным месторождением. Первый из них наиболее перспективный и относится к крупным.

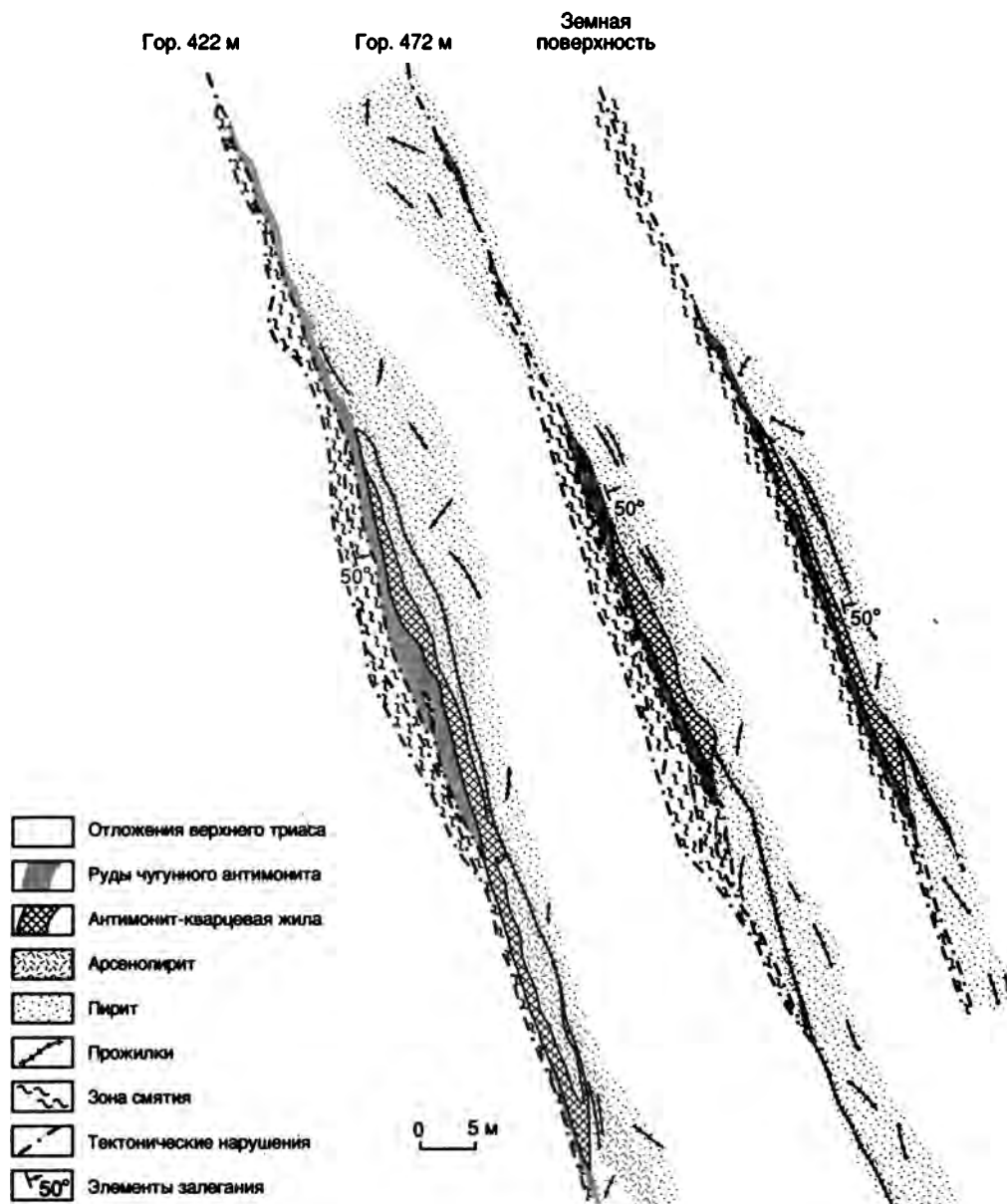


Рис. 12.16. Строение рудного тела № 2 в плане на разных горизонтах Au-Sb месторождения Сентачан (по материалам М.В. Хизбулина)

Ag месторождение Дичек расположено в 20 км к западу от месторождения Купольное среди дацитов Тарынского субвулкана. Дациты рассечены серией субширотных и северо-восточных разрывных нарушений, к узлу пересечения которых приурочено месторождение. Оно представлено сочетанием минерализованных зон дробления и кварцево-жильных тел (рис. 12.18). В нарушениях субширотной ориентировки развиты минерализованные зоны дробления, в северо-восточных – преимущественно кварцевые жилы. Зоны дробления имеют мощность 1–3,5 м, протяженность до 350 м, кварцевые жилы – соответственно до 0,8 м и до 150 м. Жилы и зоны сложены криптозернистым, шестовато-гребенчатым, зонально-фестончатым колломорфным кварцем с редкой (до 1%) вкрапленностью сульфидов и сульфосолей. Минеральные ассоциации рудных тел – кварц-гидрослюдисто-каолинитовая, арсенопирит-марказит-кварцевая, галенит-пираргирит-фрейбергитовая, антимонит-берть-

ерит-валентинит-кальцитовая. Продуктивность руд определяется распространенностью фрейбергита (18–48% Ag) и Ag-Sb сульфосолей (пираргирит, миаргирит, стефанит). Содержание Ag в рудах неравномерное и достигает 20 кг/т. Месторождение по запасам мелкое.

**СЕЛЕННЯХСКАЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА:
Au-Hg, Au-Sb-Hg, Hg И Au-Ag
ЭПИТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Селенняхская металлогеническая зона, известная в литературе как Уяндино-Ясачненский ртутнорудный пояс (Галкин, 1969; Оболенский, Оболенская, 1972; Шило и др., 1978; Индолев и др., 1980; Суплецов, 1997а) протягивается в се-

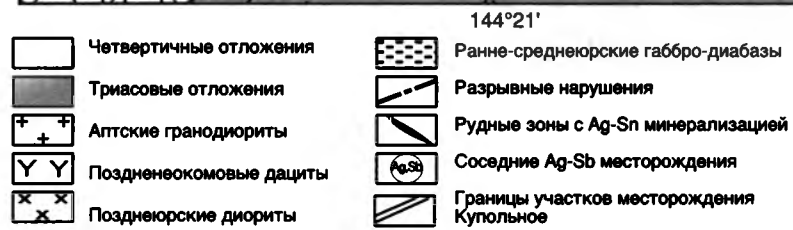
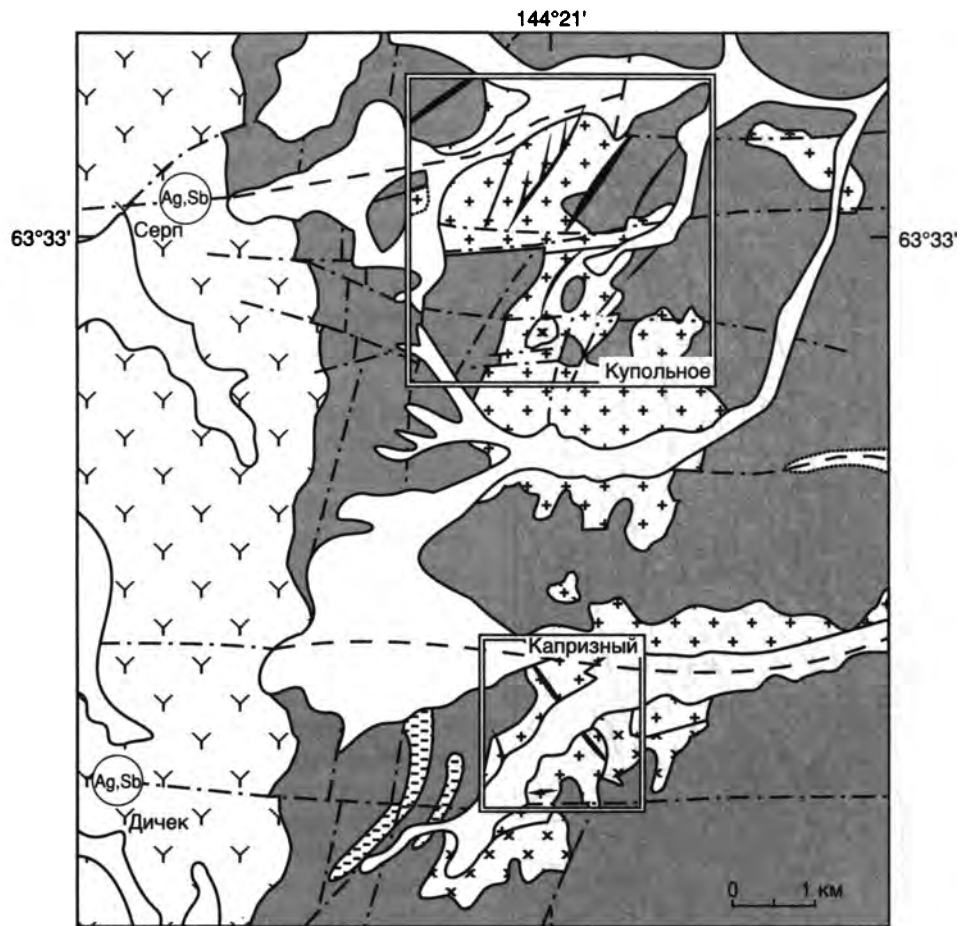


Рис. 12.17. Геологическая схема Sn-Ag месторождения Купольное

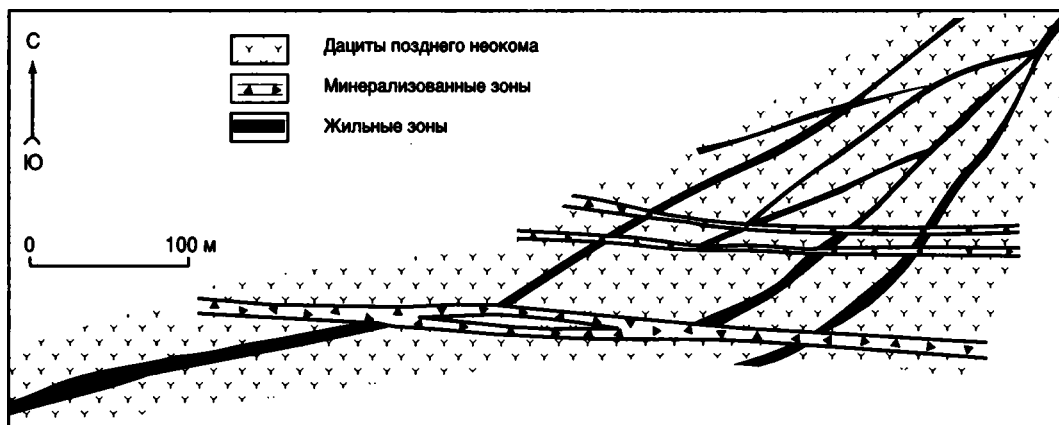


Рис. 12.18. Геологическая схема Ag месторождения Дичек

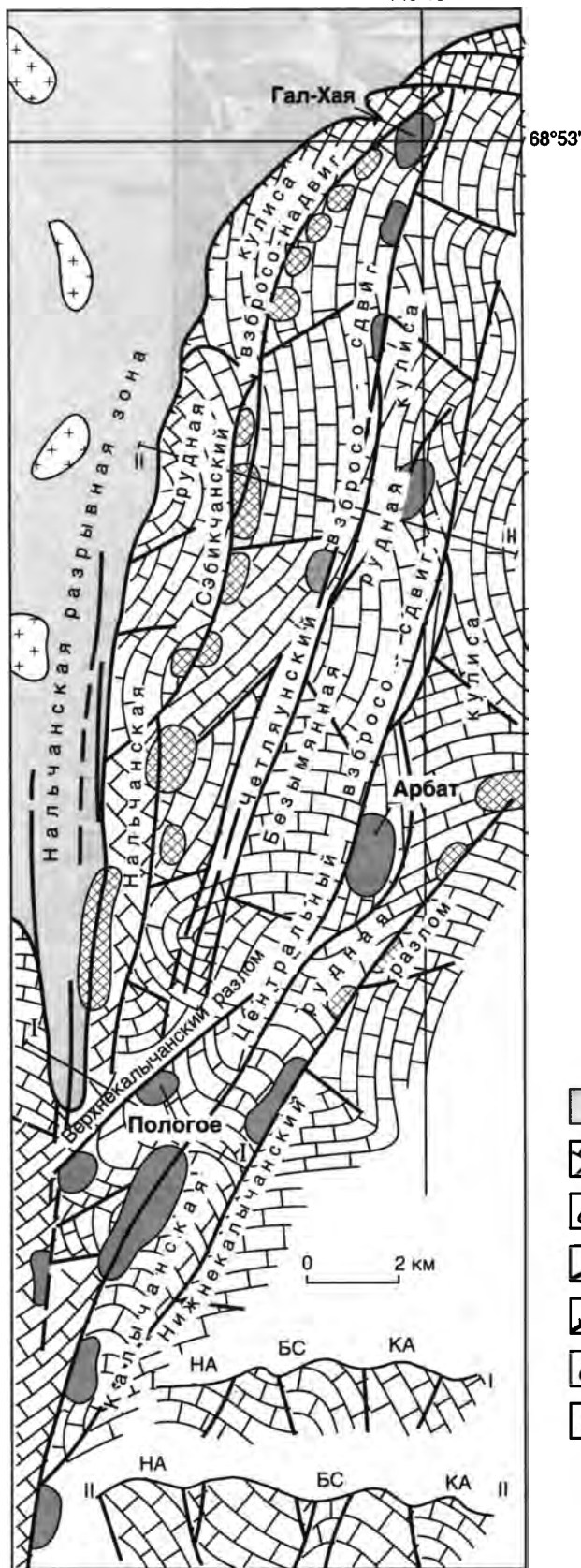









Рис. 12.19. Структурная схема Сакинджанского рудного района (составлена с использованием материалов М.А. Галкина)

-  Мезозойские терригенные отложения
 -  Палеозойские карбонатные отложения Омулёвского террейна
 -  Раннемеловые граниты
 -  Взбросо-сдвиги и сдвиги
 -  Надвиги
 -  Cu месторождения и рудопроявления
 -  Au-Hg-Sb месторождения
- Буквенные обозначения на разрезах:
 НА – Нальчанская антиклиналь
 БС – Безымянная синклираль
 КА – Калычанская антиклиналь

веро-западном направлении на 900 км при ширине 80 км вдоль Омудевского террейна, сложенного преимущественно карбонатными породами нижнего и среднего палеозоя, которые несогласно перекрыты верхнеюрскими вулканогенно-осадочными образованиями Уяндино-Ясачненского пояса. На северо-западном фланге металлогенической зоны выделяются Сакынджинский (Au-Hg-Sb), а к юго-востоку от него – Догдинский (Hg-Au-Ag) рудные районы. На остальной части зоны известны Hg-Au рудопроявления.

Сакынджинский Au-Hg-Sb рудный район приурочен к субдолготному Нальчанскому разлому, состоящему из серии надвигов и взбросо-сдвигов (Галкин, 1968), по которым блок палеозойских карбонатных пород надвинут на мезозойские терригенные отложения (рис. 12.19). Около 90% известных рудопроявлений и месторождений сосредоточено в средне- и толстослоистых известняках среднего ордовика; остальные проявления приурочены к тонкослоистым известнякам и сланцам верхнего ордовика, коралловым известнякам и граптолитовым сланцам нижнего силура, битуминозным известнякам девона и алевропесчаникам юры (Галкин, 1968; Сидоренко и др., 1977). Hg минерализация, как правило, расположена в сводах и крыльях сжатых коробчатых антиклиналей, нарушенных разноплановыми тектоническими нарушениями. Дорудные дайки субдолготного простирания представлены диабазовыми порфиритами и габбро-диабазами. Поздние дайки кайнотипного облика образованы эссекитами, камптонитами и мончикитами (Оболенский, Оболенская, 1968; Индолев, 1979).

Все рудопроявления группируются в три кулисообразные зоны, вытянутые на 20–60 км вдоль разломов со сдвиговой кинематикой. Выделяются Нальчанская, Безымянная и Калычанская рудные кулисы. Монометальная Hg минерализация локализована в Нальчанской кулисе. В Калычанской кулисе расположены Au-Hg проявления и месторождения: Гал-Хая, Ольховое, Грибное, Балгикакчан, Арбат, Крюк, Пологое, Постой, Среднее, Сэбичан. В Безымянной рудной кулисе расположены Au-Hg рудопроявления Малыш, Раннее и Скрытое.

Au-Hg месторождение Гал-Хая приурочено к моноклинально залегающей толще лландоверийского яруса нижнего силура. Рудное тело золотоносных брекчированных джаспероидов расположено вдоль контакта массивных коралловых известняков и черных граптолитовых сланцев (рис. 12.20). Джаспероиды, содержащие 72–80% кремнезема, образуют внутреннюю зону интенсивного гидротермального изменения. Внешние, наиболее мощные ореолы околорудного изменения шириной до 400–500 м представлены доломитизированными известняками. Гидро-

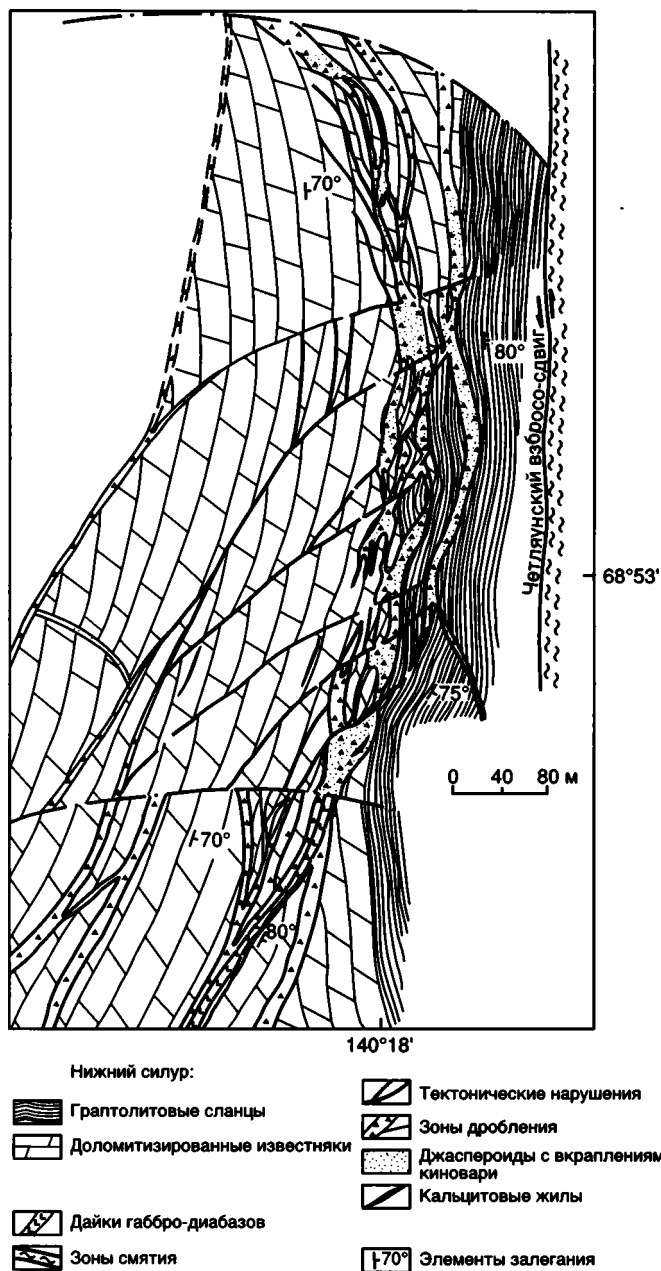


Рис. 12.20. Структурная схема Au-Hg месторождения Гал-Хая (по материалам М.А. Галкина)

термально-измененные дайки габбро-диабазов блокируются при пересечении зонами тектонических нарушений. На периферии месторождения известна экструзия кайнотипных мончикитов палеогенового возраста.

Внутри рудоносной зоны мощностью 30-50 м расположено несколько рудных тел длиной до 50 м, сменяющих друг друга по простиранию. Они имеют преимущественно согласное с вмещающими породами залегание, представляя собой сочетание мощных зон джаспероидов с линзовидными телами кальцит-флюорит-киноварного состава. Последние развиты преимущественно на северном фланге месторождения. Гнезда и прожилково-вкрапленные агрегаты мелкокристал-

лической киновари в рудах распределены неравномерно. Мелкозернистый халцедоновидный кварц образует пятнистые обособления в джаспероидах, которые секутся диксит-каолинитовыми, доломитовыми и кальцитовыми прожилками с баритом и флюоритом. Кроме киновари, отмечается примесь метациннабарита, пирита, арсенопирита, антимонита, сфалерита, реальгара, аурипигмента, блеклой руды, акташита, теннантита и грейгита. В рудных телах был открыт новый минерал Г1 – галхаит (Груздев и др., 1972), впоследствии обнаруженный на месторождении Карлин (Radtke, 1985). Показательны повышенная углеродистость руд и геохимические аномалии таллия, содержания которого достигают первых сотен г/т. Золотоносность руд в среднем составляет 1,75 г/т. Месторождение образовано тремя минеральными ассоциациями: пирит-арсенопирит-кварцевой (джаспероидной), кальцит-флюорит-киноварной и каолинит-реальгар-аурипигментной. Характерно интенсивное гипергенное преобразование руд.

Au-Hg месторождение Арбат, согласно Г.С. Солину, приурочено к моноклинально залегающей толще северо-западного крыла Калычанской антиклинали, нарушенной субдолготным продольным взбросо-сдвигом. В одном из поперечных косесекущих нарушений залегают дорудная будинированная дайка лампрофиров. Рудные тела, расположенные согласно с вмещающими породами, образуют серию мощных (1–10 м) линз долготного направления с крутым падением на восток. Они заключены в мраморизованной толще катаклазированных известняков, залегающей между глинистыми турбидитами и тонкослоистыми известково-глинистыми сланцами, разделенными тектоническими нарушениями. Рудоносные линзы однородного строения с теньевыми брекчиевидными текстурами характеризуются кирпично-красной и магово-голубоватой окраской руд в зонах метасоматического отбеливания. Известняки мраморизованы и доломитизированы. Вблизи рудных линз с тонким самородным золотом метасоматически измененные породы содержат вкрапленность флюорита, пирита, киновари, реальгара и аурипигмента. Характерна криптозернистая структура руд, золотоносность которых в основном определяется по данным опробования. Известны маломощные линзующиеся тела карбонат-антимонитового состава. В их зальбандах отмечается тонкая вкрапленность метакристаллов арсенопирита. Неоднороднозернистые агрегаты антимонита содержат мельчайшие выделения самородного золота высокой пробыности.

Au-Hg-Sb месторождение Пологое расположено в 7 км к югу от месторождения Арбат и приурочено к своду и крыльям антиклинальной складки, которые пересечены крутопадающими зонами минерализации вдоль субдолготной зоны дробления в среднеордовикских известняках и известково-глинистых сланцах. Установлены две короткие (1–3 м) кварц-карбонат-антимонитовые линзы, которые на выклинивании сложены тонкозернистым антимонитом чугуного облика, а в раздувах – среднезернистым антимонитом с кварцем и карбонатом. В тонкозернистом гранулированном антимоните присутствуют микроразрывы самородного золота. Колломорфная губчатая разновидность самородного золота отмечается в прожилково-вкрапленных антимонитовых рудах. По морфологии и высокой пробыности они сопоставимы с рудами Au сурьмяных месторождений (Индолев и др., 1980). Вкрапления мелкокристаллической киновари обычно связаны с кальцитовыми прожилками. Доминирующей минеральной формой зо-

лота является тонковкрапленная субмикроскопическая разновидность, заключенная в метасоматически отбеленных известняках зон кислотного выщелачивания (Суплецов, 1997а). Отмечаются доломит, барит, флюорит, пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит и халькостибит.

Догдинский Hg-Au-Ag рудный район расположен в 200 км к югу от Сакынджинского района и приурочен к Догдинскому грабену, выполненному верхнеюрскими вулканогенно-осадочными образованиями, которые несогласно перекрывают ордовикско-девонские карбонатные породы (Губанов, 1972; Сидоренко и др., 1977; Озерова и др., 1990). Верхнеюрская вулканогенно-осадочная толща залегает субгоризонтально или слагает пологие асимметричные складки (рис. 12.21). К узлам пересечения раз-

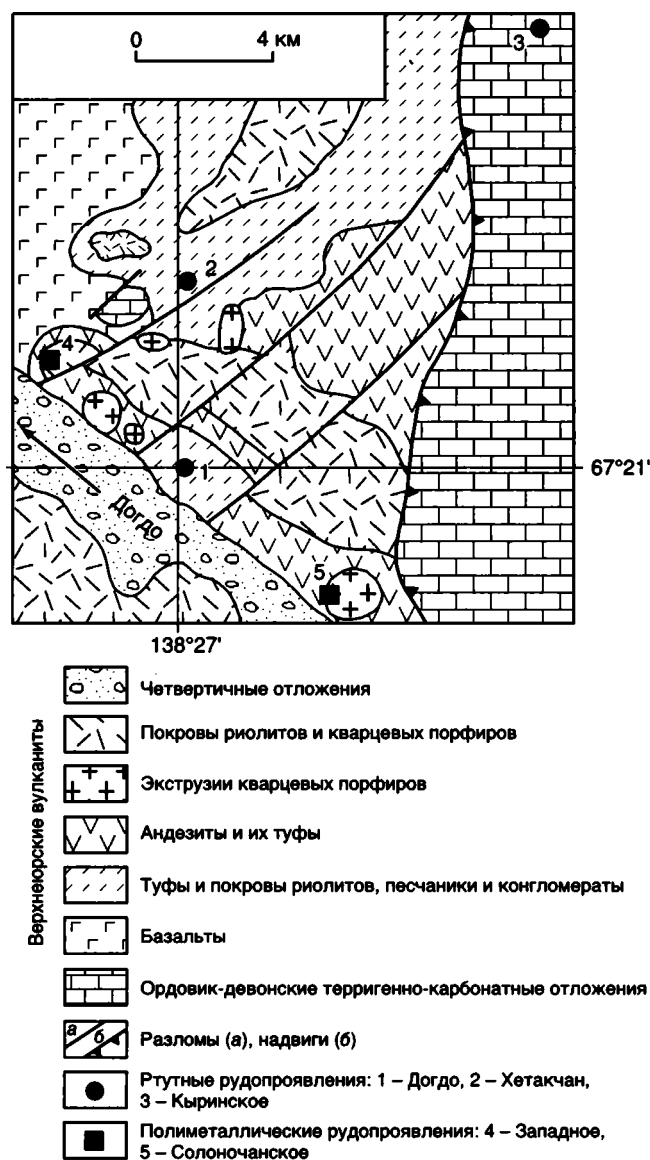


Рис. 12.21. Геологическое строение центральной части Догдинского Hg-Au-Ag рудного района (по данным И.В. Губанова, М.А. Галкина, Л.К. Дубовикова)

рывных нарушений северо-восточной и широтной ориентировки приурочены метасоматические поля, в строении которых участвуют опалиты, вторичные кварциты и карбонатизированные породы, вмещающие прожилково-вкрапленную киноварную минерализацию. Рудоносные зоны отличаются повсеместным катаклизмом, милонитизацией и глубоким гидротермальным преобразованием.

Hg рудопроявление Догдо представлено двумя линейными зонами вторичных кварцитов мощностью 1–2 м, которые содержат крупные порфиробласты барита и характеризуются неоднородной окраской метасоматитов с пористо-кавернозными структурами выщелачивания. Для них характерно присутствие киновари и кристаллов пирита. Отмечаются адуляр, кальцит, цеолиты, близкие по составу к ломониту, метациннабарит, реальгар, сульфаты и самородная сера.

Hg рудопроявление Хетакчан локализовано в широтных зонах дробления опалитизированных андезитов и липаритов мощностью 40–50 м, которые секут куполовидную антиклинальную складку. Киноварь образует прожилки и гнезда в брекчированных метасоматически измененных риолитах. С ней ассоциируют халцедон, опал, каолинит, кальцит, пирит, марказит, метациннабарит и реальгар.

Hg рудопроявление Кыра расположено в терригенно-карбонатных породах среднего и верхнего ордовика. Руды брекчиевидного строения с киноварной минерализацией локализованы в зоне интенсивной трещиноватости висячего крыла сброса, секущего крыло антиклинали. Вещественный состав идентичен Au-Hg минерализации Сакынджинского района.

В пределах Догдинского грабена известны полиметаллические рудопроявления Западное и Солончанское, образованные секущими минерализованными зонами дробления и карбонатно-кварцевыми жилами с вкраплениями пирита, галенита, сфалерита и халькопирита.

Au-Ag месторождение Кысылга находится к западу от Догдинского грабена среди ороговикованных песчано-сланцевых пород верхнего триаса в надапикальной части нескрытого гранитоидного массива – сателлита крупного Верхнетирехтяжского плутона, обнажающегося в 7 км севернее месторождения. Месторождение локализуется в поднятом северо-восточном крыле крупного разлома, протягивающегося вдоль юго-западного контакта ряда батолитоподобных интрузивов хребта Черского (Шошин, Вишневицкий, 1984).

Рудные тела месторождения приурочены к зонам дробления субширотного, реже северо-восточного простирания протяженностью до 600 м. Длина неоруденелых интервалов зон дробления 30–70 м. Мощность зон достигает 4 м, а оруденелых пород в ее пределах – до 1,5 м. Рудные тела представлены брекчиями – обломками роговиков в кварцевом цементе или сетью мелких (1–3 см) субпараллельных простиранию зоны кварцевых прожилков. Кварц рудных тел в отличие от кварца Au-кварцевых месторождений имеет шестовато-друзовидное или сферолитовое строение. Роговики около минерализованных зон осветлены и содержат вкрапленность пирита и арсенопирита. Степень осветленности (окварцевания) и насыщенности сульфидами наиболее высока в обломках роговиков среди жильно-

го кварца. Метасоматические сульфиды содержат смесь Au и Ag (до 1000 г/т). В жильном кварце чаще других минералов встречаются арсенопирит и пирит, хотя общее их количество не превышает 2%. Из других минералов в большинстве случаев отмечается фрейбергит (15–23% Ag).

Выделяются следующие минеральные ассоциации руд: метасоматическая кварц-пирит-арсенопиритовая, золотоносность которой связана с присутствием тонкодисперсного Au; жильная пирит-арсенопирит-кварцевая, в которой встречается Au цементационного типа; халькопирит-галенит-электрум-фрейбергитовая, основная продуктивная. Характерна вертикальная минеральная зональность: на нижних уровнях оруденения возрастает содержание пирита и арсенопирита и уменьшается – фрейбергита. Золото рудных тел преимущественно округлое, мелкое, фракции < 0,25 мм составляют 50–65 мас.% всего золота. Пробность Au колеблется в интервале 500–700‰. Месторождение мелкое.

ЦЕНТРАЛЬНО-ПОЛОУСНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: КАССИТЕРИТ-СУЛЬФИДНЫЕ ШТОКВЕРКИ И ЖИЛЫ, Sn (W, Mo) И Au РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРЕЙЗЕНЫ, Ag ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ЖИЛЫ

Центрально-Полоусная металлогеническая зона (450×150 км) охватывает центральную часть Полоусного синклиория, образованного сложно деформированными юрскими флишоидными отложениями, которые прорваны гранитоидами западного сектора Северного батолитового пояса с ⁴⁰Ar-³⁹Ar возрастом 130–120 млн лет. Оруденение зоны связано с позднемеловыми редкометалльными и близкими к ним по составу субщелочными гранитоидами, которые слагают небольшие штокообразные тела. В составе зоны известны крупные Sn месторождения, в том числе самое крупное в России Депутатское.

Касситерит-силикатно-сульфидное Депутатское месторождение расположено в центральной части одноименного рудного узла площадью около 400 км² (рис. 12.22). Рудный узел выделяется в южной части Полоусного синклиория и сложен флишоидными отложениями верхней юры, которые образуют пологую синклиналь широтного простирания. Осадочная толща прорвана и метаморфизована скрытым на глубине гранитным плутоном площадь которого, по геолого-геофизическим данным, составляет около 550 км². Граниты на Центральном участке месторождения вскрыты тремя скважинами на глубинах 230–375 м от поверхности и представлены биотитовыми гранитами, которые по геохимическим особенностям близки к редкометалльным гранитам (Федотов, 1994). В пределах рудного узла широко развиты дайки догранитных диоритовых порфиритов, постгранитные дорудные дайки риолит-порфиритов и более поздние дайки диабазовых порфиритов и лампрофиров. Граниты плутона Rb-Sr методом датированы 122–116 млн лет, дайки риолит-порфиритов – 108–95 млн лет (K-Ar метод), а диабазовых порфиритов и лампрофиров – 106–69 млн лет (K-Ar метод) (Ненашев, Зайцев, 1980).

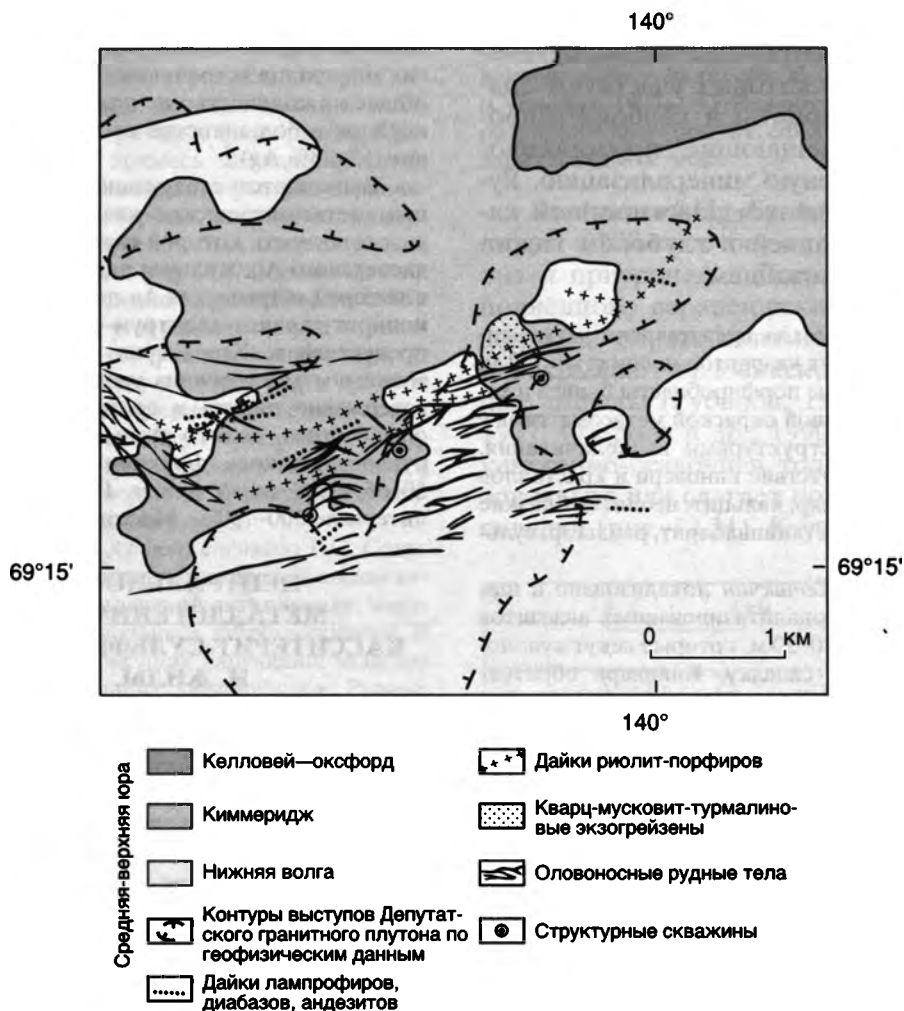


Рис. 12.22. Депутатское касситерит-силикатно-сульфидное месторождение

Различаются три этапа рудообразования: грейзеновый Au редкометалльный, касситерит-силикатно-сульфидный и Ag полиметаллический. Ранние грейзены приурочены к апикальным выступам гранитного плутона. Ранее предполагалось, что слабооловяносные кварц-мусковитовые грейзены, вскрытые скважиной в начале 60-х годов, представляют собой многоярусные прикровельные флечовые залежи в купольной части плутона (Флеров и др., 1971). Данные, полученные в конце 80-х годов при бурении глубоких горизонтов Центрального участка месторождения, показали более сложное строение грейзенов.

По данным бурения, на западном фланге Центрального участка в разрезе выделяются три относительно однородных интервала. Верхний интервал (60–238 м) сложен массивными кварц-мусковитовыми экзогрейзенами по породам надинтрузивной вмещающей толщи. Интервал 238–531 м представлен кварц-мусковитовыми эндогрейзенами по мелкозернистым гранитам эндоконтактной части гребневидного выступа плутона. Интервал 531–820 м состоит из чередования зон эндогрейзенов различного состава, грейзенизированных и слабоизмененных порфиroidных (невадитовых) биотитовых гранитов главной интрузивной фации плутона. На самых глубоких горизонтах (820–1088 м) установлены кварц-биотит-андалузитовые грейзены, развитые вдоль круто-

падающих зон интенсивного окварцевания мелкозернистых невадитовых гранитов, и вмещающие маломощные жилы и гнезда пегматоидов. Эти грейзены пересечены серией постгранитных даек гранит-порфиров, которые по петрографическому составу и геохимическим параметрам являются аналогами дорудных даек риолит-порфиров оловяносного поля. В верхней части вскрытого разреза развиты эндо- и экзогрейзены кварц-мусковитового состава, которые рассматриваются в качестве грейзенов приповерхностной фации и приурочены к субвертикальным сколовым зонам в гребневидном выступе плутона.

Процесс формирования грейзенов разделен на четыре стадии: кварц-мусковитовую (грейзеновую), кварц-турмалин-сульфидную, сульфидно-карбонатную и гипскальцитовую. Образование грейзеновой стадии преобладают. Последовательность изменения минерального состава грейзенов выражена в смене раннего кварц-мусковитового парагенезиса, определяющего состав эндо- и экзогрейзенов, рудно-прожилковым кварц-вольфрамит-арсенипиритовым и поздним золото-висмутовым оруденением. Подобная последовательность отложения главных минеральных ассоциаций установлена в ряде золоторудных месторождений хр. Улахан-Сис (Бахарев и др., 1988) и типична для месторождений золото-редкометальной формации в понимании Н.А. Шило и др. (1969). Продукты кварц-турмалин-сульфидной и последующих

стадий минералообразования представлены крутопадающими прожилковыми зонами в центральных интенсивно окварцованных частях ранних кварц-мусковитовых грейзенов и имеют "оловянный" профиль. Ранний кварц-турмалиновый парагенезис содержит примесь касситерита и флюорита, а поздний сульфидный представлен главным образом пирротином с просечками и гнездами сфалерита, халькопирита, станнина, висмутина и галенита. Завершается минералообразование грейзенового этапа формированием прожилков сульфидно-карбонатного и гипс-кальцитового составов. Общий интервал температур образования рудных прожилков составляет 455–165 °С и оценивается для кварц-вольфрамит-арсенипиритовых руд в 455–200 °С, для кварц-турмалин-сульфидных руд – в 425–180 °С, а для сульфидно-карбонатных – в 275–165 °С (Борисенко и др., 1997).

Рудные тела оловоносного этапа представлены штокерковыми зонами, сложными по строению полистадийными жилами и протяженными минерализованными зонами дробления, которые сгруппированы на трех рудных участках: Западном, Центральном и Восточном, слагающих субширотную дугообразную полосу вдоль свиты дорудных даек риолит-порфириров и более поздних порфиритов, среди которых известны до-, внутри- и послерудные разности (Индолев, 1979). Различаются пять стадий минерализации: дорудная метасоматическая кварц-турмалин-хлоритовая (470–380 °С); продуктивная касситерит-кварцевая (500–200 °С); сульфидная (310–210 °С); сульфидно-карбонатная (280–200 °С); гипс-кальцитовая (150–100 °С). В жильных телах ранние минеральные ассоциации слагают обычно приальбандовые части, а поздние приурочены к осевым их зонам. Отмечается также асимметричное строение рудных тел, когда образования поздних стадий занимают одну из приконтактных зон. В широко развитых минерализованных зонах дробления обломки дорудных кварц-турмалин-хлоритовых метасоматитов и ранних касситеритсодержащих руд цементируются сульфидными ассоциациями. К флангам рудных тел, параллельно с уменьшением их мощности, сокращается роль минералов ранних ассоциаций вплоть до полного их исчезновения, и рудные тела на участках их выклинивания представлены серией пострудных кальцитовых прожилков. Фациально-стадийная зональность оруденения проявлена в рудном поле в смене касситерит-турмалин-сульфидных руд Центрального участка касситерит-хлорит-сульфидными Западного и Восточного участков и развитием на его периферии Ag-Pb месторождений.

Рудные тела позднего сереброносного этапа полукольцом окружают оловорудное поле. Они представлены маломощными жилами, зонами прожилкования и минерализованными зонами дробления, сложными продуктами минеральных ассоциаций сульфидно-карбонатной и пирит-кальцитовой стадий (Индолев, Невойса, 1974). Сульфидно-карбонатная ассоциация на этих месторождениях состоит из кварц-пирит-сфалеритового и галенит-сульфосольно-карбонатного парагенезисов. В отличие от оловорудного месторождения для Ag-Pb руд характерно преимущественное развитие галенита по отношению к сфалериту, сравнительно слабое распространение пирита, марказита и пирротина. Сереброносные сульфосоли представлены диафоритом, фрейбергитом, овихитом и пираргиритом. Поздняя пирит-кальцитовая ассоциация обособлена в виде секущих прожилков, гнезд и цемента брекчий вмещающих пород и ранних руд.

Sn грейзеновое месторождение Полярное приурочено к штоку редкометалльных альбит-микроклиновых лейкогранитов, которые K-Ag методом датированы 115 млн лет (Ненашев, Зайцев, 1980). Лейкограниты прорывают Омчикандинский плутон биотитовых гранитов, датированных K-Ag методом 138 млн лет (Ненашев, Зайцев, 1980). Лейкограниты штока интенсивно грейзенизированы, а в приконтактных зонах содержат линзовидные тела штокшейдеров. Площадные кварц-топаз-циннвальдитовые грейзены штока с вкрапленным оруденением во вмещающих биотитовых гранитах сменяются рудоносными кварцевыми жилами с околожилными грейзенами. Преобладают мощные пологие флечовые жилы, соединенные маломощными крутопадающими телами.

Формирование оруденения разделяется на пять стадий: дорудная грейзенизация (460–320 °С); продуктивная касситерит-вольфрамит-кварцевая (500–160 °С); ферберит-молибденит-кварцевая (305–200 °С); сульфидно-кварцевая (360–115 °С); халцедонового кварца (155–100 °С) (Флеров и др., 1981; Яковлев и др., 1981). Касситерит и вольфрамит продуктивной стадии характеризуются повышенными содержаниями Ta, Nb и Sc, что характерно и для циннвальдита околожилных грейзенов. В ферберите следующей стадии содержание этих типоморфных примесей заметно уменьшается, одновременно понижается их концентрация (и Li) в слюдах околожилных грейзенов. Сульфидные минералы (сфалерит, висмутин, галенит и др.) отличаются повышенной примесью Ag в галените сульфидно-кварцевой стадии (2,8–3,6%) при редкой вкрапленности самородного серебра и отсутствии его сульфосолей (Флеров и др., 1990).

Характерна зональность оруденения. В центральной, наиболее эродированной зоне, охватывающей выход штока лейкогранитов на земную поверхность, развиты слаборудоносные грейзены с вкрапленным оруденением. В зоне его ближайшего экзоконтакта расположены богатые жильные тела, где касситерит преобладает над вольфрамитом. По мере удаления от центральной зоны в составе кварцевых жил увеличивается роль ферберита, а для рудных тел характерны молибденит и сульфиды. С прямой зональностью оруденения коррелируется температурная зональность с градиентом 50–60 °С/100 м. Одновременно сокращается объем газовой фазы во включениях от 20–40% в центральной зоне до 5–10% на периферии месторождения, но повышается содержание углекислоты. Давление минерализующих растворов составляет 104–121 МПа, что значительно превышает литостатическое, рассчитанное для уровня глубинности месторождения (Яковлев и др., 1981).

Sn грейзеновое месторождение Одинокое расположено в субвулканическом штоке позднемеловых калишпат-сидерофилитовых гранит-порфириров, прорывающих крыло пологой брахисинклиналиной складки в зоне северного экзоконтакта Омчикандинского плутона (рис. 12.23). Шток имеет в плане форму неправильного эллипса (0,4 км²), вытянутого в северо-восточном направлении. Характерны дайки-апофизы в зоне южного контакта штока. Эруптивные брекчии серпообразной полосой охватывают зону северного эндоконтакта. По петрографическому составу и геохимическим параметрам гранит-порфиры штока соответствуют плюмазитовым гранитам литий-фтористого типа (Холмогоров, 1989а).

В формировании месторождения различаются три стадии: дорудной грейзенизации (550–110 °С); рудная (415–230 °С); пострудная (270–110 °С). Центральная часть рудного поля представлена топаз-кварцевыми эн-

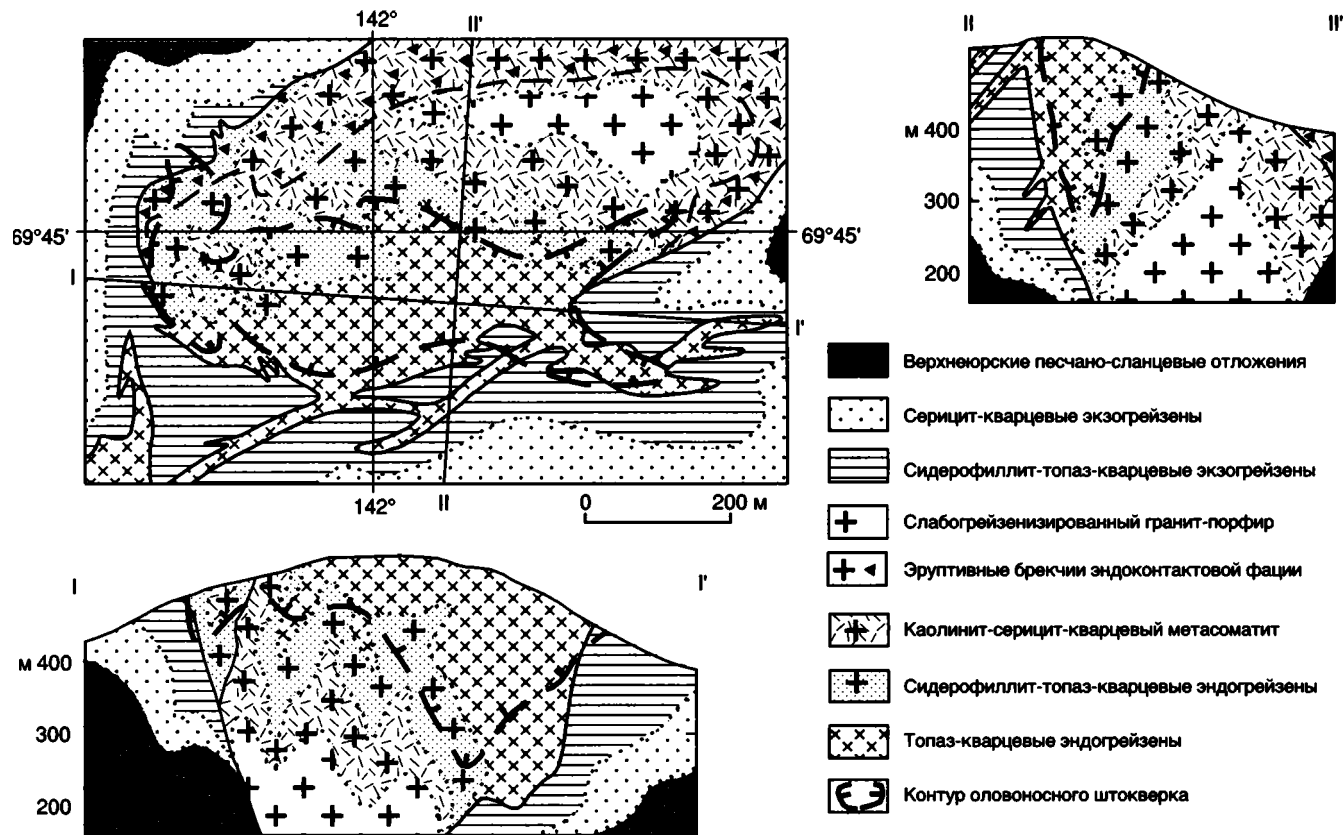


Рис. 12.23. Sn грейзеновое месторождение Одинокое

догрейзенами, образующими крутопадающую залежь вдоль южного контакта штока. По латерали и с глубиной топаз-кварцевые эндогрейзены сменяются сидерофиллит-топаз-кварцевыми эндо- и экзогрейзенами промежуточной зоны, а затем каолинит-серицит-кварцевыми (по магматитам) и серицит-кварцевыми (по вмещающей толще) метасоматитами.

Оруденение приурочено к зонам пористых эндогрейзенов, носит прожилково-вкрапленный характер и не имеет четких геологических границ. Контуры промышленно значимой части штокверка отстроены по данным опробования и позволяют охарактеризовать морфологию оловорудного тела в качестве прикупольной залежи со сложным струйчатым и пятнисто-узловым характером распределения Sn. Обогащенная часть штокверка приурочена к крутопадающим сколовым нарушениям в зоне эндогрейзенов южного контакта, которые выделяются в качестве главных дренирующих структур рудоносных растворов. В составе продуктивного касситерит-кварцевого парагенезиса рудной стадии присутствуют вольфрамит и молибденит с включениями самородного висмута, арсенопирит с леллингитом и редкое Au (Холмогоров, Зеленова, 1986). Зоны сколовых нарушений контролировали и размещение минеральных парагенезисов пострудной гематит-пирролюзитовой стадии. В составе пострудной ассоциации присутствуют редкие фториды (геарксунит, прозопит, ральстонит) и фторофосфаты (моринит, виитаньемит) (Жданов и др., 1984). Зональность оруденения выражена в смене богатых касситеритовых руд в приконтактной зоне штока комплексными молибденит-касситеритовыми с примесью вольфрамита и золота, а далее существенно сульфидными рудами (Холмогоров, 1989б).

ЧОХЧУРО-ЧЕКУРДАХСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА: КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНО-СУЛЬФИДНЫЕ ЖИЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Чохчуро-Чекурдахская металлогеническая зона протягивается в долготном направлении на 250 км и охватывает прерывистую цепочку небольших поднятий среди кайнозойских отложений Приморской низменности. Поднятия сложены верхнеюрскими пологозалегающими вулканогенно-осадочными образованиями Святоносской магматической дуги, которые прорваны гранодиоритами, амфибол-биотитовыми и субщелочными гранитами (Прохорова, Иванов, 1973). По геохимическим характеристикам гранитоиды относятся к внутриплитным образованиям, сформированным в условиях растяжения и ^{40}Ar - ^{39}Ar методом датированы 105–106 млн лет (Layer et al., 2001). Здесь же известны небольшие поля позднемеловых дацит-риолитовых вулканитов, с которыми ассоциируют субвулканические тела близкого состава, сопровождающиеся Sn оруденением. Металлогеническая зона в северной части характеризуется касситерит-силикатно-сульфидным, а в южной – касситерит-кварцевым оруденением. Отмечается полиметаллическая и Sb минерализация.

Касситерит-силикатно-сульфидное жильное месторождение Чурпунья является наиболее известным

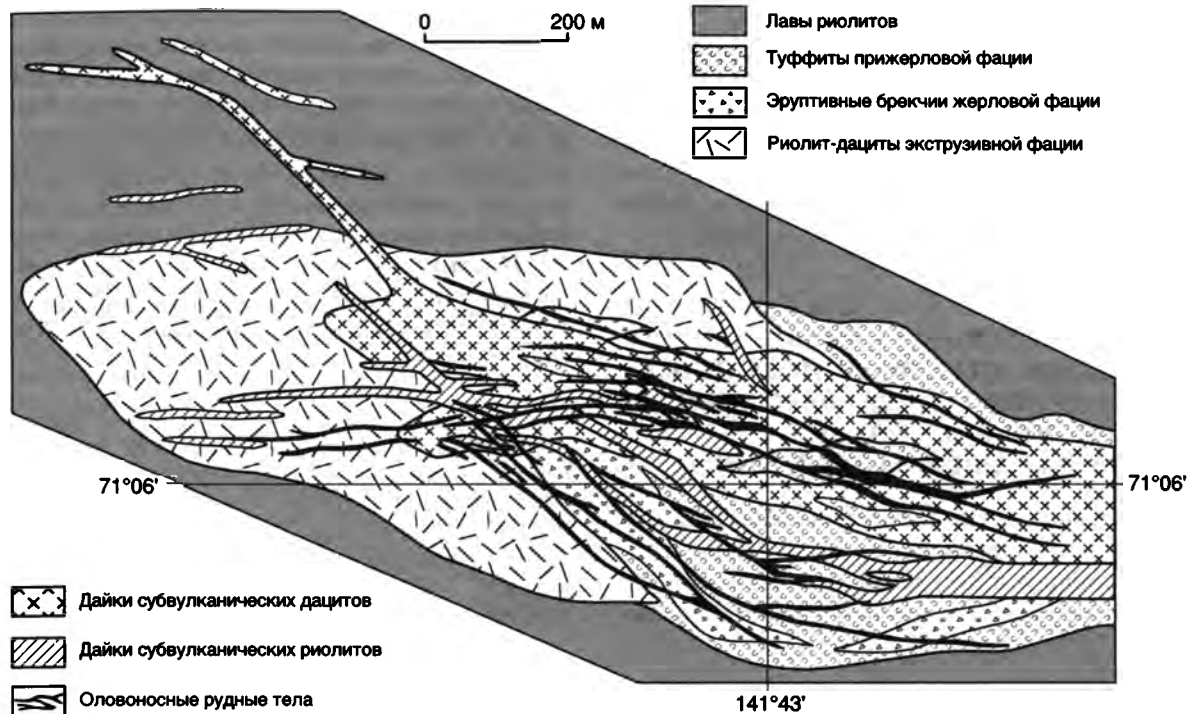


Рис. 12.24. Касситерит-силикатно-сульфидное месторождение Чурпунья

объектом металлогенической зоны. Месторождение расположено в вулcano-плутонической постройке поздне-мелового возраста (рис. 12.24). В основании вскрытого разреза здесь выделяются прижерловые стратифицированные туффиты, лахаровые брекчии и лавы андезитов, которые выше сменяются лавобрекчиями, туффитами, туфами и туфопесчаниками. Вулканогенно-осадочные отложения перекрыты эффузивами риолит-дацитового состава и рассечены жильными телами эксплозивных брекчий и экструзией риодацитов жерловой фации палеовулкана. Рудно-магматический этап знаменуется интрузией крутопадающих субвулканических даек дацитов и последующим интенсивным кварц-турмалиновым метасоматозом пород вулcano-плутонической постройки. Возраст дацитов по данным K-Ag датировок биотитов составляет 102–104 млн лет. Затем следует внедрение свиты внутрирудных даек риолитов и формирование оловянных тел месторождения.

Рудные тела представлены жилами, минерализованными зонами дробления и прожилково-вкрапленным оруденением, которое приурочено к протяженным зонам скалывания субширотного простирания. Формирование рудных тел разделено на две стадии: продуктивную касситерит-кварцевую и сульфидную пирротин-халькопиритовую. Основные разведанные запасы Sn (около 90%) сосредоточены в Центральной зоне (жила-лидер РТ-1, РТ-1а,б, РТ-2 и др.). Сопутствующими компонентами руд продуктивной стадии являются вольфрамит и минералы висмута. Ассоциацию минералов сульфидной стадии завершает сульфосолюно-карбонатный парагенезис. Общая модель фациально-стадийной зональности выражена в преобладании минеральных ассоциаций сульфидной стадии на флангах рудных тел Центральной зоны и представлена рядом: Sn(In)-Bi (Sb)-W-As-Cu-Zn-Pb (Ag) (Зеленова, 1990). Под экраном эффузивной толщи на глубоких горизонтах Западного участка развиты объемные вкрапленные Cu-Sn

кварцевые руды, запасы которых недоразведаны (Дробот и др., 1993). С гипергенным преобразованием сульфидных руд связано формирование зон вторичного сульфидного обогащения с богатыми Cu (халькозиновыми) рудами.

Касситерит-силикатно-сульфидное месторождение Чокурдах расположено в нижнемеловых осадочных породах и позднемеловых вулканитах, гранодиоритах, диоритовых порфирах и гранит-порфировых дайках. Оно представлено минерализованными зонами дробления протяженностью до 1500 м и мощностью 15–20 м, которые образованы кварц-турмалиновыми брекчиями и жилами с касситеритом (до 15%), арсенопиритом, халькопиритом, пиритом, альбитом, серицитом, сидеритом и сульфосолями серебра. Руды содержат 0,1–3,35% Sn, до 3% As, до 2% Cu, до 1% Pb и до 0,3% Zn (Флеров, 1976; Nokleberg et al., 1996).

ЮЖНО-ЯКУТСКИЙ ЮРСКО-РАННЕМЕЛОВОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Южно-Якутский металлогенический пояс расположен в пределах тыловой зоны юрско-ранне-меловой активной окраины Сибирского континента, характеризующейся широким проявлением щелочного и субщелочного магматизма (см. рис. 12.1). На территории Якутии представлен лишь относительно небольшой фрагмент грандиозного металлогенического пояса, протягивающегося на 3000 км от побережья Охотского моря в Центральную Монголию и сформированного в связи с активными мезозойскими магматическими про-

цессами в северном обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса при закрытии существовавшего на его месте океанического бассейна. В пределах территории Якутии в составе пояса выделяются две широтные металлогенические зоны: Чара-Алданская, охватывающая большую его северную площадь, и расположенная южнее, вдоль южной границы республики, Южно-Алданская.

**ЧАРА-АЛДАНСКАЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА:
Au КВАРЦЕВЫЕ СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ, Au КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ
И ЗОНЫ ДРОБЛЕНИЯ,
U-Au МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ ЗОНЫ**

Чара-Алданская металлогеническая зона характеризуется связанными с юрско-раннемеловым субщелочным и щелочным магматизмом Au пластовыми залежами, жилами и U-Au минерализованными зонами.

В ее составе выделяется ряд рудных районов, которые отчетливо совпадают с ареалами мезозойского субщелочного и щелочно-магматизма, представленного плутонами, штоками и силлами сиенитов, в том числе щелочных, монцонитов, граносиенитов, щелочных габброидов, их вулканическими аналогами, а также зональными щелочно-ультраосновными плутонами.

Центрально-Алданский Au-U рудный район является наиболее изученным. В его пределах известен ряд крупных Au и U-Au месторождений (рис. 12.25).

Au кварцевое стратифицированное месторождение *Куранах* приурочено к контакту нижнекембрийской карбонатной толщи и перекрывающей ее маломощной (0–100 м) толщи юрских континентальных песчаников. Обе толщи залегают почти горизонтально поверх раннекембрийского кристаллического фундамента. Характерно широкое распространение мезозойских магматических образований (рис. 12.26). Суб-

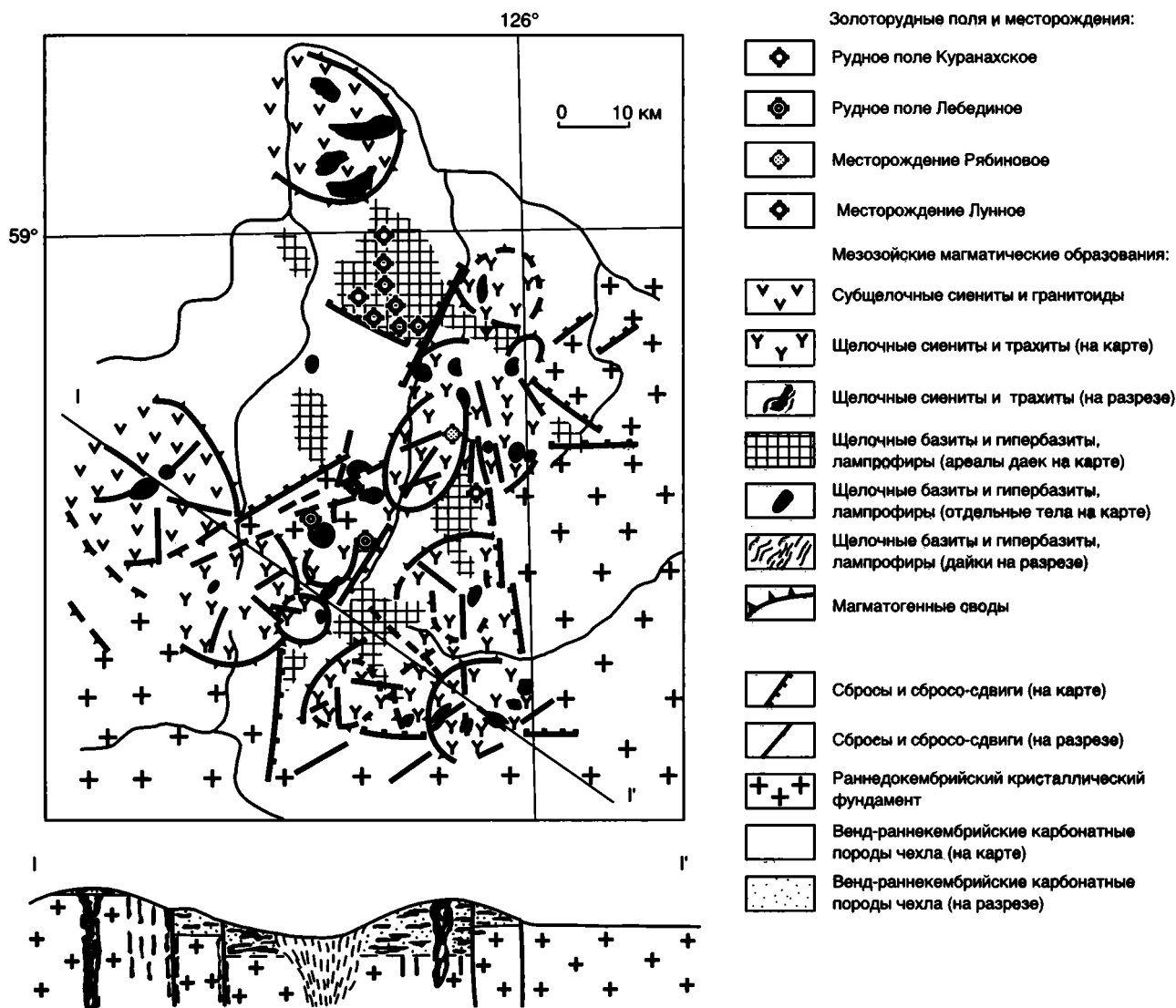


Рис. 12.25. Центрально-Алданский Au-U район

горизонтальные рудные залежи мощностью от первых метров до первых десятков метров протягиваются на несколько километров вдоль субдолготных разрывных нарушений и мезозойских даек. Руды во всех залежах выветрелые и включают глину, песок, обломки и глыбы вмещающих пород и первичных руд. В последних установлены пирит (3–20%), халькопирит, пирротин, сфалерит, арсенопирит и теллулаты. Золото дисперсное, редко мелкое. Наряду с Au характерны высокие содержания Ag, Bi, Mo и Cu (Казаринов, 1967, 1969; Ветлужских, Ким, 1997).

Ау кварцевое стратифицированное месторождение Лебединое размещается в низах доломитовой толщи венда–нижнего кембрия вблизи поверхности кристаллического фундамента (рис. 12.27, 12.28). Многочисленные, относительно небольшие рудные жилы и залежи приурочены к субгоризонтальной зоне вблизи силлов и даек юрско-мелового возраста. Минеральные типы руд: карбонат-пирит-кварцевый, гематит-пирит-кварцевый, пирит-кварцевый, кварц-полисульфидный. Значительная часть золота находится в сульфидах (обычно пирит, пирротин, халькопирит, галенит). Содержание их в среднем 20–40%. Руды окисленные и полуокисленные. Золото мелкое: от 0,01–0,1 до 0,5–2,5 мм. Содержание Au в секущих жилах – 5–10 г/т, в послойных залежах – до 70–80 г/т (Бойцов, Пилипенко, 1998).

Месторождение формировалось в условиях развивающегося мезозойского тектоно-магматического узла и обширного поднятия фундамента. Рудогенерирующий флюидный поток контролировался зонами “малых” мезозойских интрузий, а отложению рудного вещества способствовал контрастный состав фундамента и перекрывающего его осадочного чехла (Фасталович, Петровская, 1940; Кочетков и др., 1979; Ветлужских, Ким, 1997).

Ау порфировое месторождение Рябиновое расположено в юрско-раннемеловом вулcano-плутоне щелочных сиенитов (рис. 12.29). Оруденение вкрапленное и прожилково-вкрапленное; в зонах трещиноватости и брекчирования сопровождается дайками и некками щелочного и щелочно-базитового состава. Главная рудная зона конформна пластовому телу пегматоидных ортоклазитов. Руды золото-пиритовые и золото-полисульфидные, с микроклинном, серицитом, кальцитом и кварцем. Золото свободное, тонкодисперсное. Характерен интенсивный предрудный метасоматоз (Угрюмов, Дворник, 1984; Ветлужских, Ким, 1997).

Ау месторождение Лунное находится в пределах крупного выступа кристаллического фундамента (Эльконского горста), в активизированной в юре–раннем мелу зоне бластомилонитов докембрийского возраста. Рудная минерализация тонковкрапленная, метасоматическая, приурочена к зонам тектонических брекчий, микробрекчий и катаклазитов. Минерализованные зоны крутопадающие, оруденение распространяется по вертикали до 500 м. Состав руд: калиевый полевой шпат, пирит, карбонат. Золото в рудах тонкодисперсное и субмикроскопическое, связанное с пиритом; с золотом ассоциируют Ag и U (Ветлужских, Ким, 1997).

В Центрально-Алданском рудном районе, наряду с описанными выше Ау месторождениями, известны другие типы Ау минерализации. Так, установлены золоторудные тела, связанные с дайкой минетты (рис. 12.30).

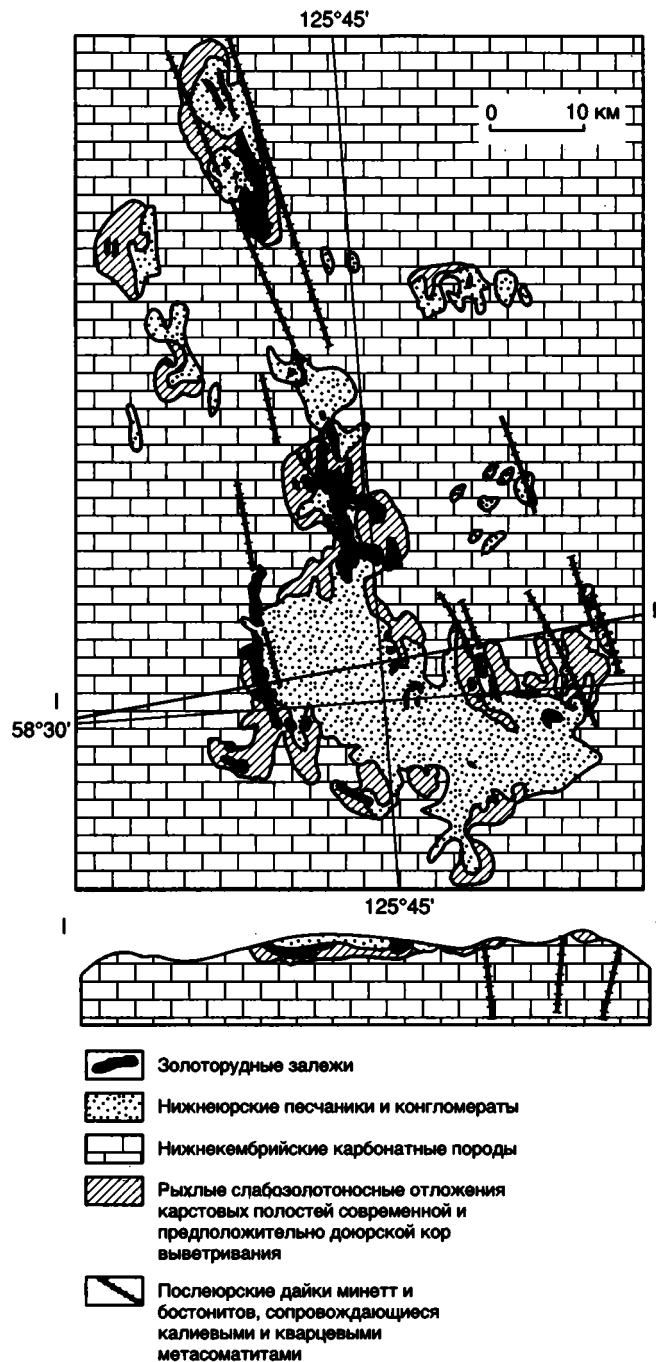


Рис. 12.26. Куранахское Ау рудное поле

Эльконская группа U-Au месторождений расположена на восточной окраине Центрально-Алданского рудного района и включает ряд гидротермальных месторождений, приуроченных к мезозойским разломам северо-западного простирания в раннедокембрийском кристаллическом фундаменте Алдано-Станового щита (рис. 12.31). Данные месторождения являются наиболее крупным резервом урана в России (Наумов, Шумилин, 1994). Различаются три минералогических типа оруденения: Ау браннеритовое, Ау ура-

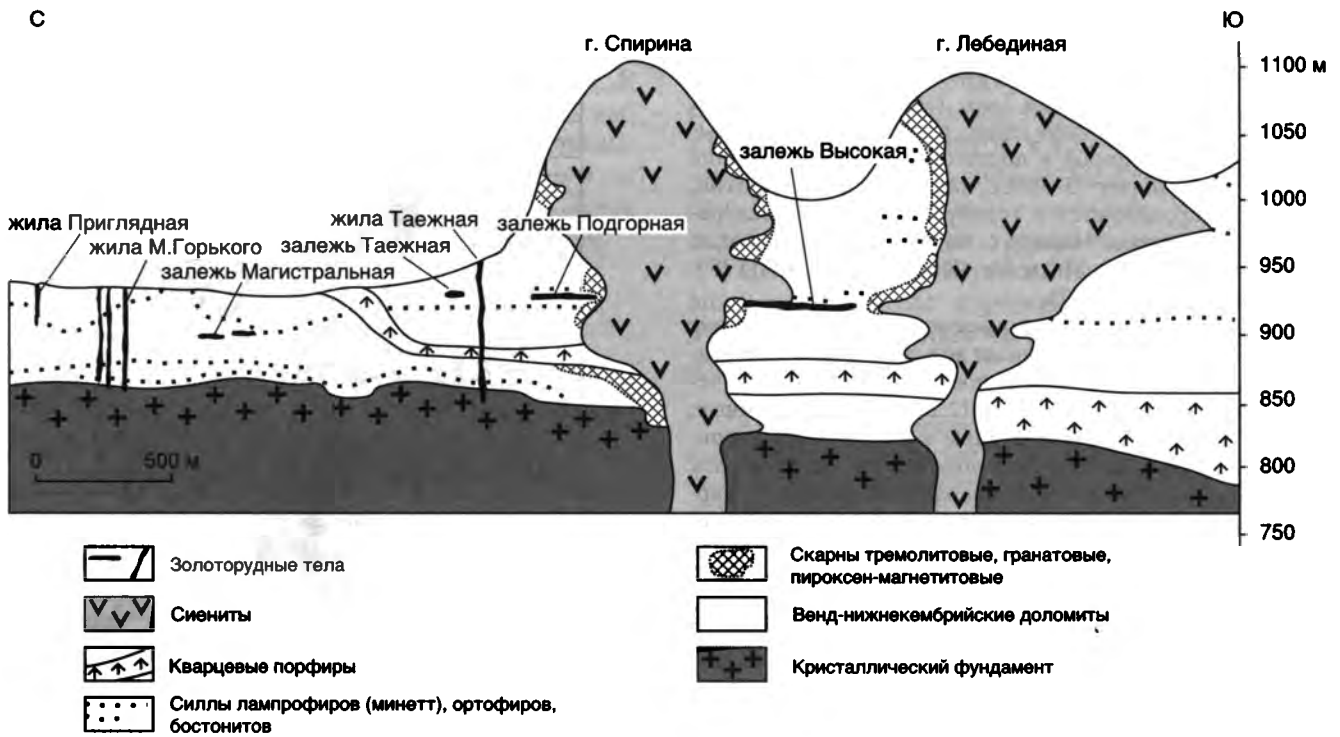


Рис. 12.27. Au рудные тела в разрезе Лебединого рудного поля

нинитовое и браннерит-Au-Ag (Бойцов, Пилипенко, 1998).

Au браннеритовое оруденение представлено зонами метасоматитов протяженностью до 20 км и мощностью от 1 до 40 м, которые образованы за счет замещения вмещающих их гнейсов, кристаллических сланцев, метадиоритов и blastsмилонитов (рис. 12.32). Среди метасоматитов В.Е. Бойцов и Г.Н. Пилипенко (1998) различают три последовательно развивавшиеся минеральные ассоциации: I – пирит-анкерит-калишпатовую; II – пирит-до-

ломит-калишпатовую; III – кальцит-адуляровую. В пирите I ассоциации содержание Au достигает 60–90 г/т. С кальцит-адуляровой ассоциацией связано самородное Au, которое распространено ограниченно, но содержания его достигают 40–100 г/т. Браннерит является единственным урановым минералом, который развит в метасоматитах в виде цемента микробрекчий и прожилков (Мигута, 1997). Характерны U рудные столбы, которые прослежены на 20 км и рассматриваются как самостоятельные месторождения (Дружное, Курунг, Эльконское плато, Элькон).

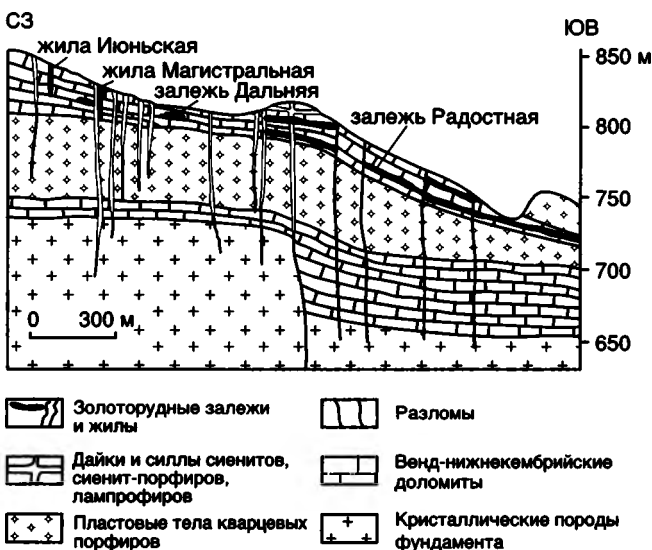


Рис. 12.28. Au рудные жилы и залежи на восточном фланге Лебединого рудного поля

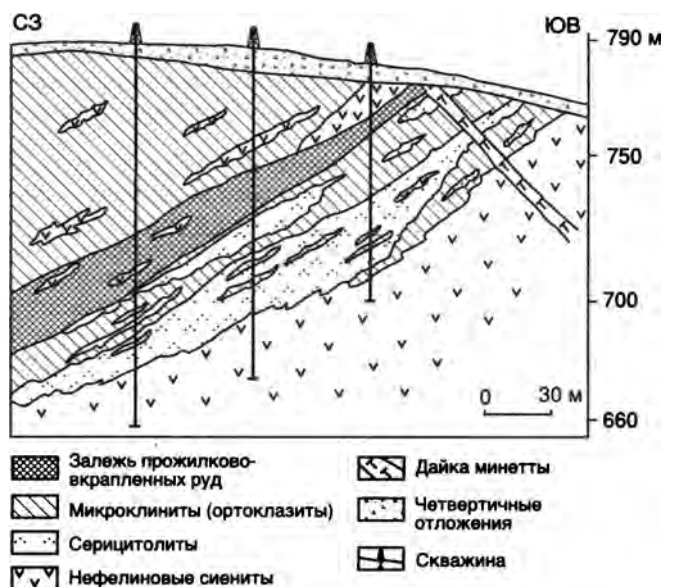
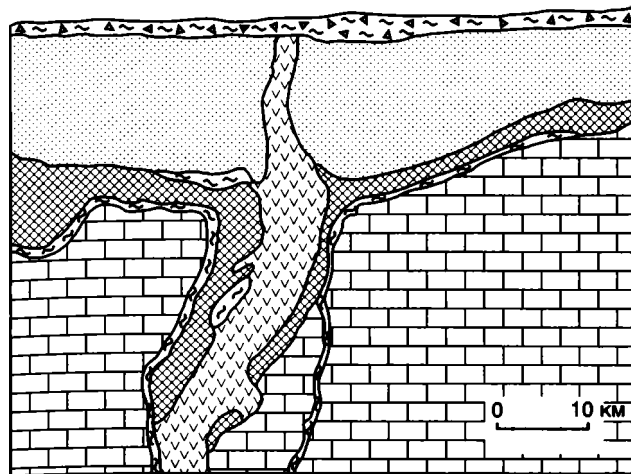


Рис. 12.29. Разрез Рябинового Au порфирового месторождения









-  Золоторудное тело
-  Слабозолотоносная вязкая глина
-  Послеюрская дайка миннетты
-  Нижнеюрские песчаники, алевриты и конгломераты
-  Нижнекембрийские карбонатные породы
-  Отложения современной коры выветривания

Рис. 12.30. Золоторудная залежь, связанная с дайкой миннетты (по материалам В.А. Ксенза)

Ау уранинитовое оруденение установлено в северо-западной части района (месторождения Надеждинское и Интересное) и представлено золотоносными пирит-карбонат-калишпатовыми метасоматитами с наложенной на них урановой минерализацией.

Браннерит-Ау-Аг оруденение характерно для Федоровского месторождения, расположенного в южной части района. Месторождение представлено зоной метасоматитов мощностью 8–30 м, прослеженной на 10 км, на которые наложена браннеритовая минерализация. По метасоматитам и браннеритовой минерализации развита более поздняя минеральная ассоциация с кварцем, карбонатом, самородным Ау, самородным Аг и акатитом. Содержания Ау – 3–10 г/т, Аг – 15–200 г/т (до 1400 г/т), U – 0,02–0,5% (Бойцов, Пилипенко, 1998).

В Центрально-Алданском рудном районе в Ау россыпях известны находки платиновых минералов. Предполагается, что источником платины являются известные здесь щелочно-ультраосновные зональные плутоны мезозойского возраста, в которых химическими анализами отмечается платиноидная минерализация (Инагли) (Ким и др., 1991; Округин, 1997).

Верхнеамгинский Ау рудный район выделяется условно. Здесь известны Ау россыпи (Хатырхай и др.) и Ау минерализация, подобная развитой в Центрально-Алданском районе.

Верхнетоккинский Ау рудный район, расположенный в западной части металлогенической

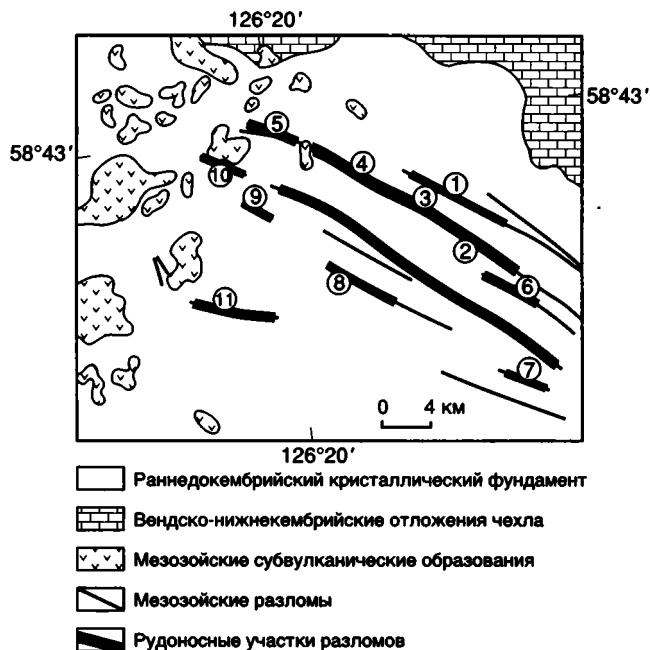


Рис. 12.31. Эльконская группа U-Au месторождений Центрально-Алданского рудного района (Бойцов, Пилипенко, 1998; Авдонин и др., 1998):

1 – Северное, 2 – Дружное, 3 – Курунг, 4 – Эльконское плато, 5 – Элькон, 6 – Весеннее, 7 – Агдинское, 8 – Снежное, 9 – Интересное, 10 – Надеждинское, 11 – Федоровское

зоны, характеризуется Ау минерализованными зонами дробления, окварцевания и лимонитизации в протерозойских песчаниках с As, Bi и Ag (месторождение Угуйское).

Эвотинский Ау рудный район находится к югу от Центрально-Алданского района. Здесь известны Ау кварц-пиритовые и кварц-лимонитовые жилы в гидротермально измененных нижнедокембрийских кристаллических породах (рудопроявления Кур, Притрассовое).

Ломанский Ау рудный район характеризуется Ау кварцевыми и кварц-лимонитовыми, обычно с анкеритом и сульфидами, жилами и субгоризонтальными залежами в кембрийских доломитах (рудопроявление Эхюнда), а также жилами в кристаллических породах и мезозойских магматических породах.

В **Тыркандинском Ау рудном районе** известны Ау минерализованные зоны с кварцем, пиритом, халькопиритом, галенитом и шеелитом, расположенные в кристаллическом фундаменте (рудопроявление Майское).

Кет-Капский Ау рудный район на восточной окраине Чара-Алданской металлогенической зоны включает Ау залежи и жилы в карбонатных кембрийских отложениях (рудопроявления Чайдах, Улахан). Руды кварц-лимонитовые, Ау кварцевые и гематит-кварцевые. Наряду с Ау отмечаются Pb, As, Cu, Zn и Ag.

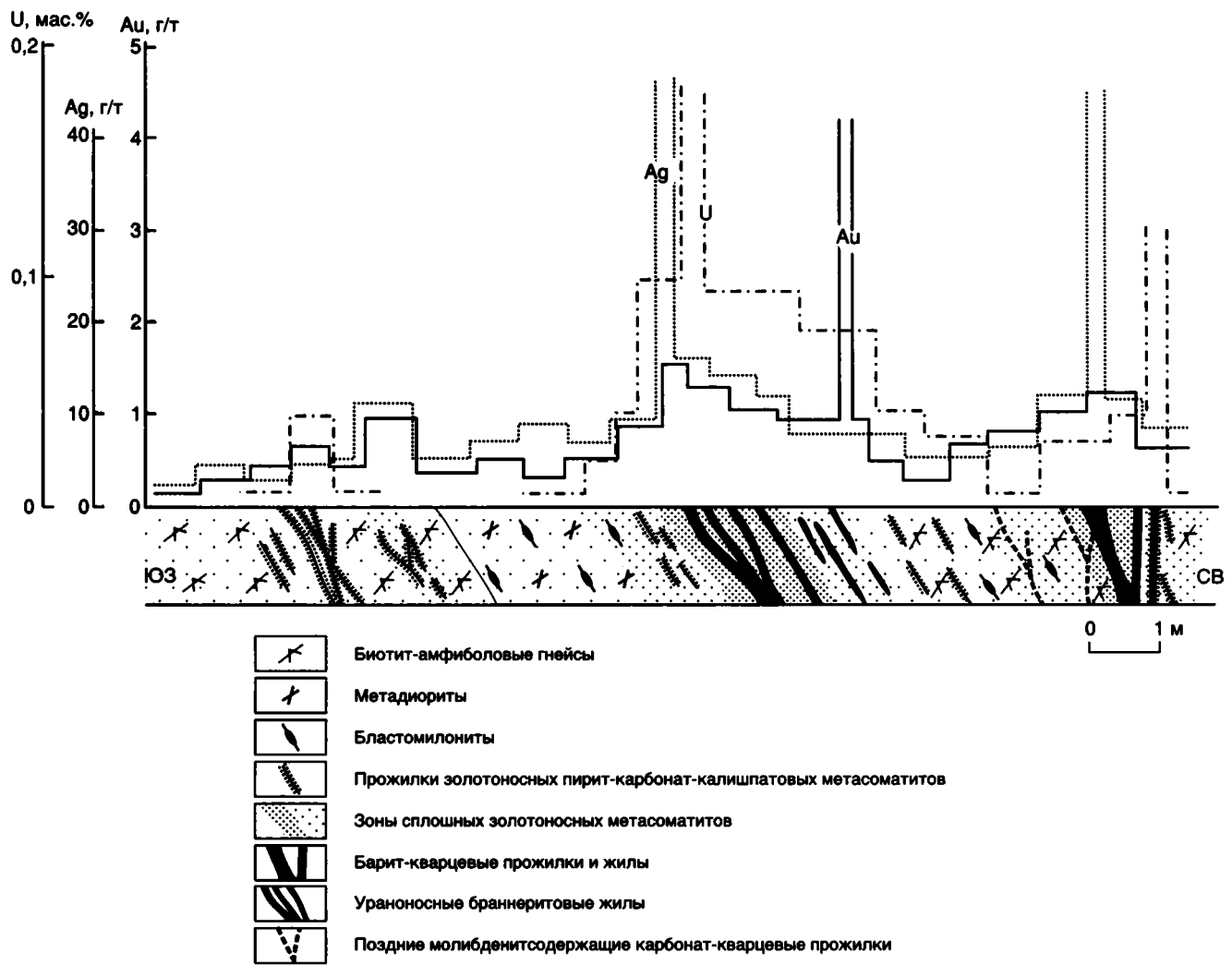


Рис. 12.32. Схема строения Au-U рудной зоны Эльконского типа (документация дна канавы и результаты опробования) (Бойцов, Пилипенко, 1998)

**ЮЖНО-АЛДАНСКАЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА:
Au, Au-Ag, Au РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ
И Au ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ
МИНЕРАЛИЗАЦИЯ**

Характерная для металлогенической зоны разнообразная рудная минерализация в кристаллических породах раннедокембрийского фундамента связана с мезозойскими плутонами грано-

диоритов и штоками монцонитов и диоритов (рудопроявления Холодникан, Скобельцинское). На востоке Южно-Алданской зоны Au минерализация отмечена в нижнеюрских песчаниках на площади развития мезозойских гранитоидов (рудопроявление Алтан-Чайдах). Рудные тела представлены жилами и штокверками; их состав кварц-сульфидный, с видимым золотом, молибденитом, галенитом (Амарский, Ветлужских, 1990; Ветлужских, Ким, 1997).

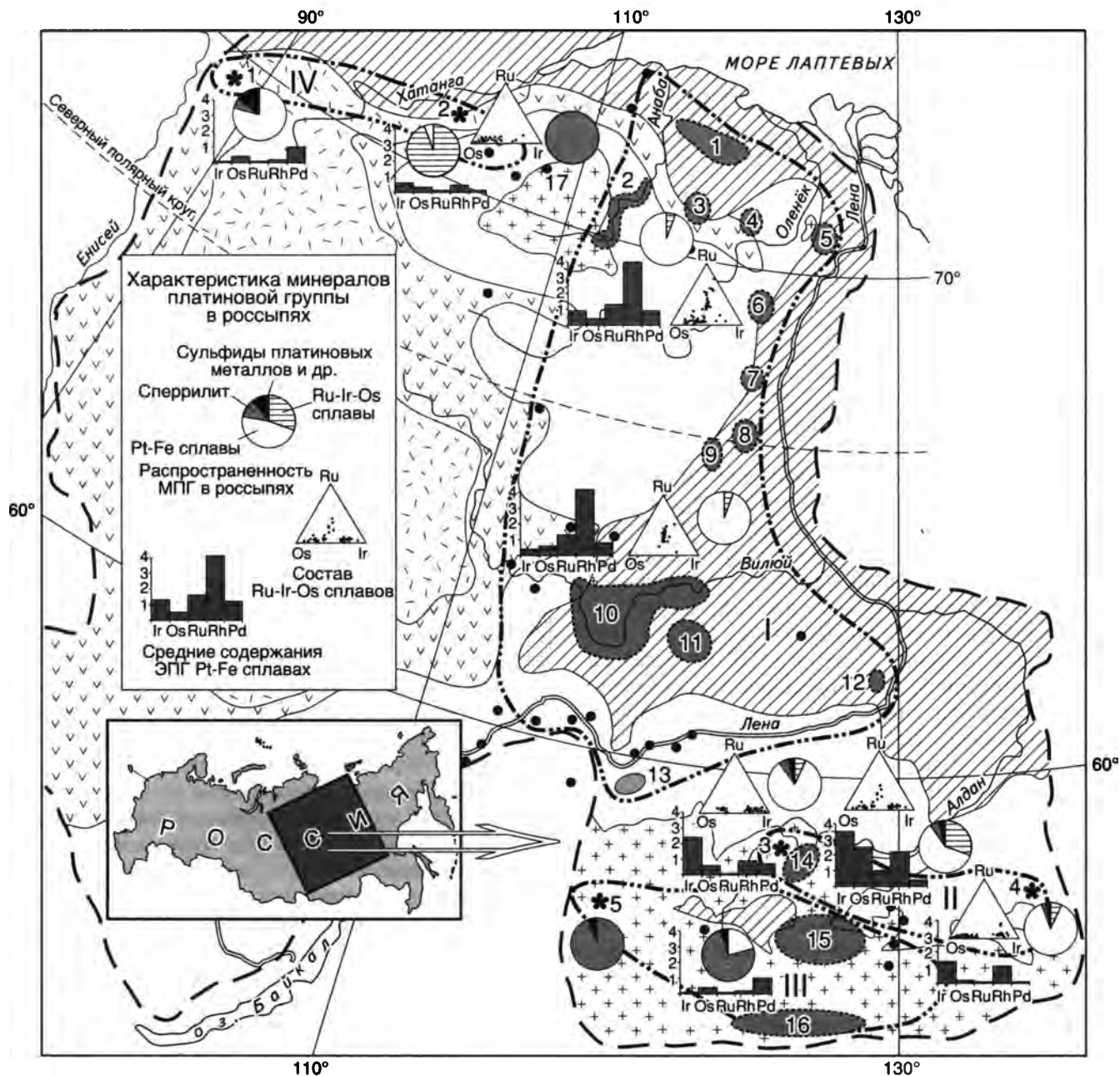
ПЛАТИНОВЫЕ МЕТАЛЛЫ В РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЯКУТИИ

На территории Республика Саха (Якутия) минералы платиновой группы (МПГ) в настоящее время установлены в основном только в россыпных месторождениях Вилюйской синеклизы, Анабарской антеклизы и Алдано-Станового щита, а также в бассейне р. Колымы. В данной главе по результатам детальным минералогических исследований, проведенных автором с привлечением литературных данных, дается общая характеристика всех известных в Якутии платиноносных россыпей. Состав МПГ изучался на электронном микросондовом анализаторе, а структуры минералов определялись рентгенографически порошковым методом. В результате проведенных исследований выявлены типоморфные особенности МПГ из россыпей различных районов. Разные ассоциации платиновых минералов в россыпях обусловлены формационными типами их коренных источников: от самых тугоплавких ультраосновных пород, несущих хромититовые руды с иридиево-осмиевой минерализацией, до позднемагматических дериватов дифференцированных интрузивов основных пород с существенно платино-палладиевой минерализацией в сульфидных рудах. Это позволяет локализовать ареалы распространения определенных минералогеохимических типов ассоциаций МПГ и конкретизировать возможные генетические типы их коренных источников, сформированных в различных геодинамических обстановках.

Первые наиболее полные сведения о платиноносных россыпях Сибири приводятся в известной работе Н.К. Высоцкого (1933). Еще с 1908 г. на территории Западной Якутии были известны «вилюйские» золото-платиноносные россыпные проявления. В золотоносных россыпях р. Тимптон с 1914 г. отмечались находки платины и сперрилита. В 1956–1958 гг. на Алдано-Становом щите были открыты известные россыпи платины, связанные с концентрически-зональными интрузивами щелочно-ультраосновных пород (Рожков и др., 1962). Небольшие россыпи установлены вблизи знаменитых сульфидных медно-никелевых месторождений Норильского района (Звягинцев, 1943; Генкин, 1968; Зимоглядов, 1974). Позднее платиноносные россыпи были обнаружены в пределах Гулинского дунитового плутона (Лихачев и др., 1987).

Классификация платиноносных россыпей обычно дается в связи с их непосредственными коренными источниками (Высоцкий, 1933; Рожков и др., 1962; Разин 1968; Cabri, Naldrett, 1984; Мочалов, Дмитриенко, 1990; Лазаренков и др., 1992; Округин, Ким, 1992; Okrugin, 1998). При этом наблюдается, что МПГ в аллювиальных отложениях обычно представлены меньшим числом минералов, чем в их коренных источниках. В основном это наиболее устойчивые в экзогенных условиях твердые растворы на основе платины, осмия и иридия, а также сперрилит. Поэтому россыпи, связанные с близкими типами пород различных магматических формаций, могут иметь схожий набор платиновых минералов. Однако детальное исследование типоморфных особенностей МПГ из разных россыпей выявляют определенные устойчивые различия между ними, обусловленные составом материнских пород и условиями их формирования. Это позволяет выделять определенные генетические типы ассоциаций МПГ в россыпях, названные по набору и (или) основным компонентам главных минералов. Названия минеральных разновидностей даны по классификации Pt-Fe и Ru-Ir-Os сплавов (Cabri, Feather, 1975; Harris, Cabri, 1991), поддержанной Комиссией по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации.

Нами детально изучены россыпи, широко развитые в пределах структур востока Сибирской платформы, охватывающих западную и южную части Якутии (рис. 13.1). При этом выделены следующие минералогеохимические типы платиноносных россыпей: родисто-железисто-платиновый, иридино-изоферроплатиновый, иридий-осмий-железисто-платиновый, платино-сперрилитовый, палладий-железисто-платиновый и иридино-осмиевый (табл. 13.1). Характер распространения и геологическое положение этих платиноносных россыпей позволяют связывать их с рудно-магматическими формациями четырех провинций: Ленской, Алдано-Становой, Алданской и Енисейско-Хатангской.



- Границы платформы
- Выходы фундамента на дневную поверхность
- Палеозойский чехол
- Мезозойские отложения
- Пермо-триасовые сибирские траппы**
- Вулканогенно-осадочные толщи
- Интрузивные комплексы

- Платиноносные россыпи**
- Россыпи, связанные с коренными источниками (1 – Норильская, 2 – Гулинская, 3 – Инагли, 4 – Кондер, 5 – Чинейская)
 - Россыпепроявления с неустановленными источниками: 1 – р.р. Уэле, Буолкалах, 2 – р.р. Бол.Куонамка, Анабар, 3 – р. Уджа, 4 – р. Куойка, 5 – р. Таас-Эйзэкит, 6 – р. Молодо, 7 – р. Моторчуна, 8 – р. Линде, 9 – р. Тюнг, 10 – р. Виллой, 11 – р.р. Тонго, Чыбыда, 12 – р. Кенкеме, 13 – р. Чара, 14 – Центрально-Алданский район, 15 – Южно-Алданский район, 16 – Становой район, 17 – р. Котуйкан
 - Единичные находки МПГ в аллювиальных отложениях
 - Границы платиноносных провинций: I – Ленская, II – Алданская, III – Алдано-Становая, IV – Енисейско-Хатангская

Рис. 13.1. Схематическая карта распространения и типоморфные особенности (на врезке) платиноносных россыпей Сибирской платформы

**Минералого-геохимические типы ассоциации платиновых минералов
в россыпях Сибирской платформы**

Тип	Pt	Fe-Pt	Pt ₃ Fe	PtFe	Os	Ir	Ru-Ir-Os	Ru	PtAs ₂	(Pt)(S) _x	(Pt)(Me) _x	Источник
Родисто-железисто-платиновый (вилюйский)	+	+++			+	+	++	++	+	+		Древние ультрамафит-мафитовые комплексы PR-R (?)
Платина-сперрилитовый (сульфидный)	++	++			+				+++	+	+	Раннедокембрийские расслоенные интрузивы
Иридисто-изоферроплатиновый (алданский)	+		+++	+	+	++			+	+	+	Кольцевые плутоны ультраосновных-щелочных пород
Иридий-осмий-железисто-платиновый (якутский)	+	+++			++	++	++		+	+	+	Мезозойские калиевые щелочные вулканы (?)
Палладий-железисто-платиновый (норильский)	+	++		++					+	+	++	Раннемезозойские дифференцированные интрузивы габбро
Иридисто-осмиевый (гулинский)			+		+++							Мезозойские щелочно-ультраосновные плутоны

Минералы: Pt – самородная платина; Fe-Pt – железистая платина; Pt₃Fe – изоферроплатина; PtFe – тетраферроплатина; Os – гексагональные сплавы на основе осмия; Ir – кубические сплавы иридия; Ru-Ir-Os – рутениридосмин; Ru – рутений; PtAs₂ – сперрилит; (Pt)(S)_x – сульфиды и арсениды платиновых элементов; (Pt)(Me)_x – сплавы платиновых элементов с Bi, Sb, Sn, Pb, Au и др.

Распространенность минералов: +++ – основной (> 10%), ++ – второстепенный (1–10%), + – редкий (< 1%).

ЛЕНСКАЯ ПЛАТИНОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Сведения о находке платины в золотоносных россыпях р. Виллой известны с 1908 г. На основе первых анализов валового состава сырой платины еще Н.К. Высоцкий (1933) отмечал высокое содержание в ней родия. Хотя эти россыпи пока не представляют промышленного значения, их масштабы и уникальность вызывают интерес многих исследователей вот уже более 70 лет. Россыпепроявления, подобные виллюйским, были установлены в Лено-Виллюйском и Анабаро-Оленекском междуречьях, в бассейне р. Таас-Эйэ-кит, в верховьях р. Линде-Тюнг и др., охватывающих обширные территории востока Сибирской платформы (Трушков и др., 1975; Шпунт, 1970; Округин и др., 1985, Okrugin, 1998).

Основная масса МПГ (95–99%) сложена Fe-Pt твердыми растворами с гранцентрированной неупорядоченной решеткой, т.е., согласно классификации (Cabri, Feather, 1975), они соответствуют железистой платине. Типоморфным признаком железистой платины Ленской провинции является высокая концентрация в ней

родия, среднее содержание которого в разных россыпях колеблется от 0,8 до 4,2% (табл. 13.2). В отдельных зернах количество примеси Rh, по данным микронзондового анализа, достигает 16,57% (табл. 13.3), и высокородистые разности (> 10 ат.% Rh) железистой платины выделены нами в виде самостоятельной межвидовой разновидности – родисто-железистой платины (рис. 13.2, А). В железистой платине с повышением количества Rh фиксируется увеличение концентрации Ru. Некоторым зернам платины свойственно повышенное содержание Pd, которое в высокопалладистых разновидностях иногда доходит до 13%. Доля родисто-железистой платины в россыпях составляет 10–30% общего объема МПГ. По этим особенностям платиноносные россыпепроявления Ленской провинции не имеют аналогов среди известных платиноносных коренных и россыпных месторождений. Это обусловлено тем, что Rh, Pd и Ru в силу их халькофильных свойств в платиноносных рудах находятся преимущественно в сульфидной форме и их содержание в самородных фазах платины обычно не превышает 1%.

Пределы колебания содержания элементов в минералах платины
из россыпей Сибирской платформы, %

Россыпь	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu
Р. Вилюй ($n = 152$)	68 ± 90	$0 \pm 3,2$	$0 \pm 4,2$	$0 \pm 6,7$	$0,2 \pm 12$	0 ± 10	$4,3 \pm 16$	$0 \pm 4,5$	$0,1 \pm 4,6$
	81	0,4	0,6	1,3	4,2	1,0	10	0,2	0,5
Р. Анабар ($n = 147$)	64 ± 90	$0 \pm 6,4$	$0 \pm 1,9$	$0 \pm 6,9$	$0,3 \pm 17$	$0 \pm 9,4$	$5,2 \pm 14$	$0 \pm 1,6$	$0,2 \pm 2,8$
	82	0,9	0,4	1,3	4,0	0,9	10	0,2	0,7
Р. Таас Эйэкиит ($n = 85$)	69 ± 88	0 ± 8	$0 \pm 2,7$	$0 \pm 7,6$	$0,5 \pm 15$	0 ± 11	$3,7 \pm 13$	$0 \pm 0,6$	$0,1 \pm 2,5$
	80	1,3	0,5	1,6	4,1	1,2	9,8	0,2	0,8
Р. Линде и Тюнг ($n = 91$)	62 ± 90	0 ± 10	$0 \pm 1,3$	$0 \pm 5,3$	$0,4 \pm 17$	$0 \pm 4,1$	$5,9 \pm 14$	$0 \pm 1,7$	$0,2 \pm 1,6$
	84	0,9	0,3	0,9	2,9	0,4	9,7	0,6	0,6
Инагли ($n = 95$)	75 ± 89	0 ± 12	$0 \pm 4,2$	$0 \pm 1,1$	$0,2 \pm 3,5$	$0 \pm 4,3$	$5,4 \pm 16$	$0 \pm 1,2$	$0,1 \pm 4,5$
	85	2,4	0,6	0,1	0,9	0,7	8,6	0,2	0,9
Кондер ($n = 223$)	75 ± 89	0 ± 11	$0 \pm 3,8$	$0 \pm 0,7$	$0,3 \pm 3,1$	$0 \pm 2,8$	$7,5 \pm 21$	$0 \pm 0,8$	$0,2 \pm 6,5$
	86	1,4	0,2	0,1	1,1	0,3	9,8	0,2	1,0
Р. Селигдар ($n = 85$)	73 ± 90	0 ± 10	$0 \pm 6,5$	$0 \pm 4,4$	$0 \pm 6,5$	$0 \pm 10,7$	$3,8 \pm 11$	$0 \pm 1,5$	$0,1 \pm 2,2$
	84	2,1	0,6	0,8	1,6	1,4	7,9	0,2	0,6
Р. Юхточка ($n = 27$)	78 ± 88	$0,7 \pm 8,5$	$0,2 \pm 5,4$	$0 \pm 3,6$	$0 \pm 3,1$	$0 \pm 0,5$	$5,2 \pm 11$	$0 \pm 0,4$	$0,1 \pm 1,2$
	84	3,1	1,6	0,8	0,8	0,2	8,5	0,1	0,6
Р. Холодникан ($n = 12$)	84 ± 96	$0 \pm 0,8$	$< 0,1$	$< 0,1$	$0 \pm 1,4$	$0 \pm 5,2$	$3,8 \pm 10,0$	$< 0,1$	$0 \pm 2,3$
	90	0,1			0,1	1,1	7,9		0,5
Гулинская ($n = 14$)	75 ± 88	$0 \pm 5,4$	$0 \pm 0,9$	$0 \pm 4,4$	$0 \pm 2,9$	$0 \pm 10,7$	$6,3 \pm 14$	$0,3 \pm 1,2$	$0 \pm 2,0$
	84	1,0	0,2	0,4	0,8	0,8	10	0,7	0,4

Примечание: В числителе – пределы колебаний; в знаменателе – среднее содержание; в скобках – число проб.

Незначительную часть МПГ ($< 5\%$) в россыпях составляют сплавы Ru-Ir-Os состава – рутениридосмин, рутений, осмий, иридий (см. рис. 13.2, Б). Мельчайшие (1–5 мкм) включения иридоосмина, осмия, иридиевого рутения, лаурита и сульфидов Pd, Pt, Cu, Ni, Fe в очень редких случаях отмечаются в железистой платине. Редкие единичные зерна представлены самородной (< 20 ат.% Fe) и медистой (до 4,6% Cu) платиной, тетраферроплатиной (PtFe), туламинитом (Pt₂FeCu), хонгшитом (FeCu), палладсеитом (Pd₁₇Se₁₅) и сперрилитом. Набор и химизм МПГ (см. табл. 13.2 и 13.3) в россыпях разных районов восточной части Сибирской платформы близки, что указывает на однотипность их коренных источников. Все эти россыпи могут быть объединены в единую Ленскую провинцию, которая характеризуется уникальным родисто-железисто-платиновым (вилюйским) типом россыпей.

Характерной особенностью россыпей Ленской провинции являются большие площади их распространения (от сотен до нескольких тысяч км²) и отсутствие видимой связи с материнскими породами. МПГ в них представлены мелкими ($< 0,5$ мм) хорошо окатанными пластинчатыми зернами (рис. 13.3, а), которые формируют в ос-

новном косовые залежи. Платина постоянно ассоциирует с золотом, составляя обычно 1–5% всей массы ценного металла, редко – до 30–40%. Количество МПГ изменяется от единичных знаков до первых сотен мг/м³ и более.

Многие исследователи вилюйской платины (Высоцкий, 1933; Додин и др., 1994) связывают ее с пермо-триасовыми интрузивами габбро-долеритов (сибирскими траппами). Однако, по нашему мнению, возможной связи россыпной платиноносности востока Сибирской платформы с траппами противоречит: 1) отсутствие находок МПГ непосредственно в пробах траппов; 2) огромные площади россыпной платиноносности вне поля массового развития трапповых интрузивов; 3) несоответствие минералого-геохимических особенностей платиновой ассоциации из россыпей и платинометального оруденения норильского и скергаардского типов, которые, как правило, не образуют заметных ореолов рассеяния.

Россыпепроявления востока Сибирской платформы пространственно локализованы в пределах развития мезозойских терригенных отложений чехла и приурочены к погребенным выступам кристаллического фундамента платформы.

Состав платиновых минералов из россыпей виллоуского типа Ленской провинции, %

Минерал	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu	Сумма
Р. Виллой										
Железистая платина*	88,86	0,26	0,65	0,11	1,35	0,52	7,01	0,24	0,44	99,44
Железистая платина*	80,35	4,39	0,04	0,09	3,24	0,26	9,28	0,36	1,04	99,05
Rh-железистая платина*	70,47	0,18	0,49	1,55	12,08	0,78	11,77	0,35	0,78	98,45
Pd-железистая платина	69,55	0,06	0,39	0,77	1,44	10,31	14,10	0,30	1,41	98,33
Ферроплатина (PtFe)	72,39	1,94	0,09	0,00	2,54	0,18	12,07	4,50	4,62	98,33
Туламинит (Pt ₂ FeCu)	74,52	0,80	0,49	0,00	0,40	0,18	9,58	1,02	11,94	98,93
Самородная платина	85,32	0,29	0,14	0,97	8,74	0,00	4,49	0,23	0,05	100,23
Рутениридосмин**	4,40	28,39	28,83	33,08	1,93	0,09	0,48	0,10	0,14	97,44
Осмий	2,37	34,07	53,58	8,53	0,61	0,00	0,26	0,08	0,10	99,60
Осмий	11,59	34,62	35,84	14,39	0,94	0,00	1,19	0,03	0,11	98,71
Иридий	2,62	63,25	29,80	2,88	0,70	0,00	0,34	0,11	0,18	99,88
Рутений	4,83	41,40	11,13	35,63	2,92	0,00	0,26	0,03	0,06	96,26
Р. Анабар										
Железистая платина*	87,26	1,11	0,15	0,02	1,52	0,15	9,17	0,10	0,85	100,33
Rh-железистая платина*	74,72	0,37	0,19	1,86	10,96	0,13	10,90	0,19	1,34	100,66
Pd-железистая платина	65,66	0,19	0,10	0,05	0,95	12,82	15,30	0,20	2,52	97,79
Иридная платина	61,86	23,63	2,57	5,38	2,23	0,20	4,39	0,28	0,40	100,94
Самородная платина	88,36	2,08	1,54	0,16	2,01	0,08	5,56	0,09	1,06	100,94
Рутениридосмин**	1,89	35,94	39,98	21,89	0,05	0,04	0,26	0,08	0,08	100,21
Осмий	0,31	25,64	71,72	2,48	0,06	0,15	0,17	0,05	0,06	100,64
Иридий	10,18	62,52	21,34	3,47	1,10	0,19	0,40	0,10	0,73	100,03
Иридий	8,69	54,32	24,73	9,07	0,92	0,00	0,28	0,06	0,06	98,13
Р. Таас-Эйэкиг										
Железистая платина*	75,41	3,05	1,43	7,56	4,22	0,33	7,62	0,31	0,60	100,53
Rh-железистая платина*	71,30	0,44	0,72	3,51	15,00	0,90	8,55	0,15	0,46	101,03
Pd-железистая платина*	75,60	0,13	0,03	0,06	0,61	11,18	8,85	0,08	2,53	99,07
Иридная платина	73,04	8,83	2,66	3,44	6,04	0,33	5,36	0,09	0,66	100,45
Самородная платина	86,31	1,65	1,35	0,12	1,40	4,38	3,72	0,05	1,14	100,12
Рутениридосмин**	2,99	17,62	65,74	13,46	1,46	0,00	0,19	0,03	0,04	101,53
Осмий	1,40	27,34	66,92	3,79	0,17	0,00	0,07	0,02	0,05	99,76
Иридий	6,79	53,67	35,00	3,30	0,53	0,00	0,76	0,12	0,12	100,29
Рутений	8,42	23,74	2,78	63,90	2,07	0,00	0,25	0,06	0,04	101,26
Верховья рек Линде и Тюнг										
Железистая платина*	77,70	2,99	0,50	0,38	2,15	4,11	9,72	0,35	0,52	98,42
Rh-железистая платина*	62,25	1,00	0,23	5,32	16,57	0,36	11,96	0,36	0,59	98,64
Иридная платина	79,73	10,60	0,91	1,00	1,65	0,20	6,87	0,17	0,38	101,51
Самородная платина	89,87	0,18	0,17	0,29	2,58	0,13	5,90	0,20	0,22	99,54
Рутениридосмин**	1,69	37,09	40,19	20,08	0,72	0,00	0,54	0,09	0,11	100,51
Осмий	12,54	27,90	31,56	27,24	1,14	0,00	1,00	0,09	0,16	101,63
Осмий	3,07	34,64	50,09	11,72	0,56	0,00	0,06	0,01	0,12	100,27

Примечание: * – основной минерал; ** – второстепенный минерал; остальные – редкие.

Исключение составляют россыпи р. Большая Куонамка, которые охватывают участки выходов на поверхность архейских пород и рифейских отложений восточного склона Анабарского щита и, видимо, формировались в результате размыва базальных конгломератов рифея. На всей огромной территории не установлено присутствия неокатанных индивидов платины субрудного облика, что указывало бы на наличие коренных платиноносных пород на земной поверхности. Все это свидетельствует о том, что коренные источники платины залегают в кристаллическом фундаменте, в древних структурах основания

платформы. Миграция ценного металла происходила в спокойных платформенных условиях в результате неоднократного перемива осадочного чехла через промежуточные коллекторы, что привело к образованию обширных полей россыпей проявлений мелкого золота и платины, оторванных от материнских пород. Хотя содержание платины в этих россыпях невысокое, но огромные площади ореолов распространения МПГ указывают на их высокопродуктивные крупные погребенные источники.

Детальные исследования МПГ россыпей позволяют прогнозировать генетические типы их

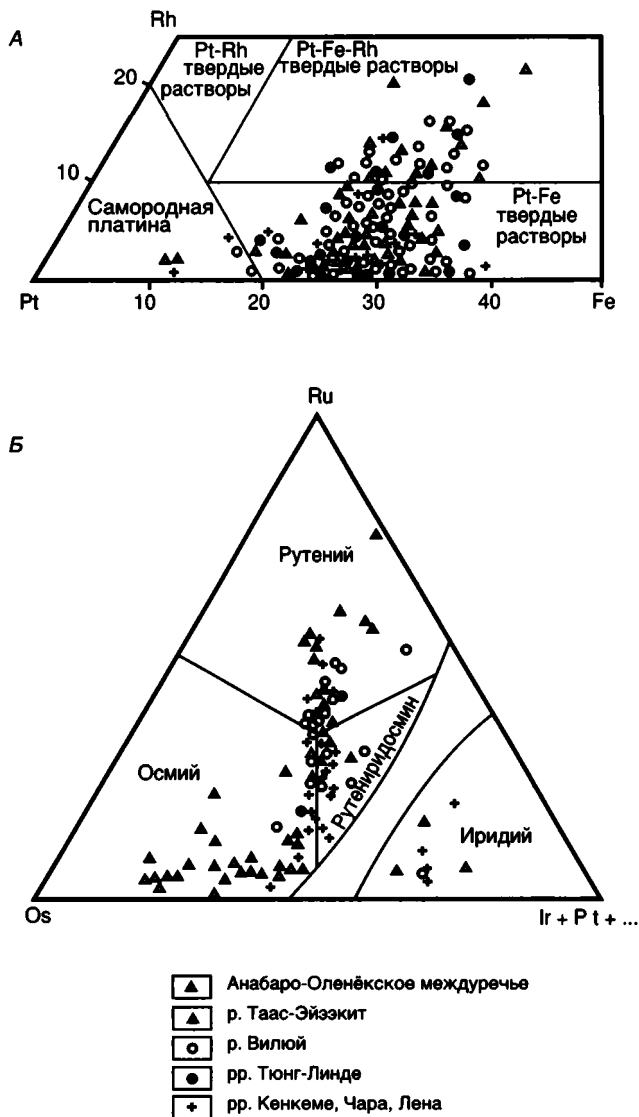


Рис. 13.2. Составы Rh-Fe-Pt (А) и Ru-Ir-Os (Б) твердых растворов из россыпей Ленской провинции

первичных источников. Существенно платиновый состав МПГ при подчиненном присутствии минералов тугоплавких платиноидов (Os и Ir) в россыпях Ленской платиноносной провинции указывает на ультрабазит-базитовый состав источников, производных базальтоидной магмы. Обогащенность твердых растворов платины более халькофильными платиноидами (Rh, Ru и Pd), которые в платинометаллических рудах обычно концентрируются в сульфидной форме, позволяет предположить, что коренные руды были практически стерильны в отношении серы.

АЛДАНСКАЯ ПЛАТИНОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

На Сибирской платформе наиболее известны платиноносные россыпи, связанные со щелочно-ультраосновными плутонами Алдано-Станового

щита, выделенные И.С. Рожковым с соавторами (1962) в самостоятельный (алданский) тип. Затем некоторые исследователи параллелизовали его с другим (аляскинским) типом платиновых месторождений. Однако специфика не только состава МПГ, но и вмещающих пород и их геологическое положение позволяют рассматривать платиновые зонально-концентрические щелочно-ультраосновные интрузивы платформенных областей в их первоначальном значении. Минералогия этих россыпей описана во многих работах и известна широкому кругу исследователей (Рожков и др., 1962; Разин, 1968; Ким и др., 1991; Лазаренков и др., 1992; Мочалов, Дмитриенко, 1990; Округин, Ким, 1992; Некрасов и др., 1994; Толстых, Кривенко, 1997).

На Алдано-Становом щите в пределах концентрически-зональных плутонов (Инагли, Кондер, Чад и др.) с дунитовым ядром развиты делювиально-аллювиальные россыпи, в которых платиновые минералы встречаются в основном в виде слабоокатанных комковидных и неправильных зерен размером 1–3 мм (см. рис. 13.3, б), реже попадаются крупные самородки. По мере удаления от плутона в аллювиальных отложениях увеличивается окатанность зерен МПГ при уменьшении их размеров до 0,5–0,1 мм.

Главным минералом (более 90% МПГ) этих россыпей является изоферроплатина, обогащенная иридием (табл. 13.4), и поэтому они относятся к иридисто-платиновому типу. Часто в сростании с изоферроплатиной встречаются иридий и осмий (рис. 13.4), реже сульфиды, арсениды и сульфидарсениды платиноидов, а также различные соединения элементов платиновой группы с Bi, Sb, Te, Sn, Pb, Au. В форме включений в изоферроплатине установлены хромшпинелиды, диоксид, оливин, серпентин, хлорит, флогопит, биотит, пектолит, калиевый полевой шпат, апатит и др. Источники МПГ – хромититовые тела, дуниты, магнетитовые пироксениты зональных плутонов.

На территории Центрально-Алданского района в золотоносных россыпях рек Селигдар, Бол. Куранах, Томмот, Юхточка и др. часто встречаются МПГ (Ким и др., 1991; Округин, Ким, 1992; Разин и др., 1994). Большая часть зерен сложена неправильными комковидными полифазными агрегатами, состоящими в основном из железистой платины и иридоосмина, реже осмия и рутениридоосмина (иридоосмин – железисто-платиновый тип). МПГ представлены очень разнообразными формами – от неправильных комковидных и губчатых выделений (см. рис. 13.3, в) до хорошо ограненных кристаллов и сфероидных зерен. Размеры минералов колеблются от 0,1 до 2–4 мм при преобладании фракции 0,25–1 мм.

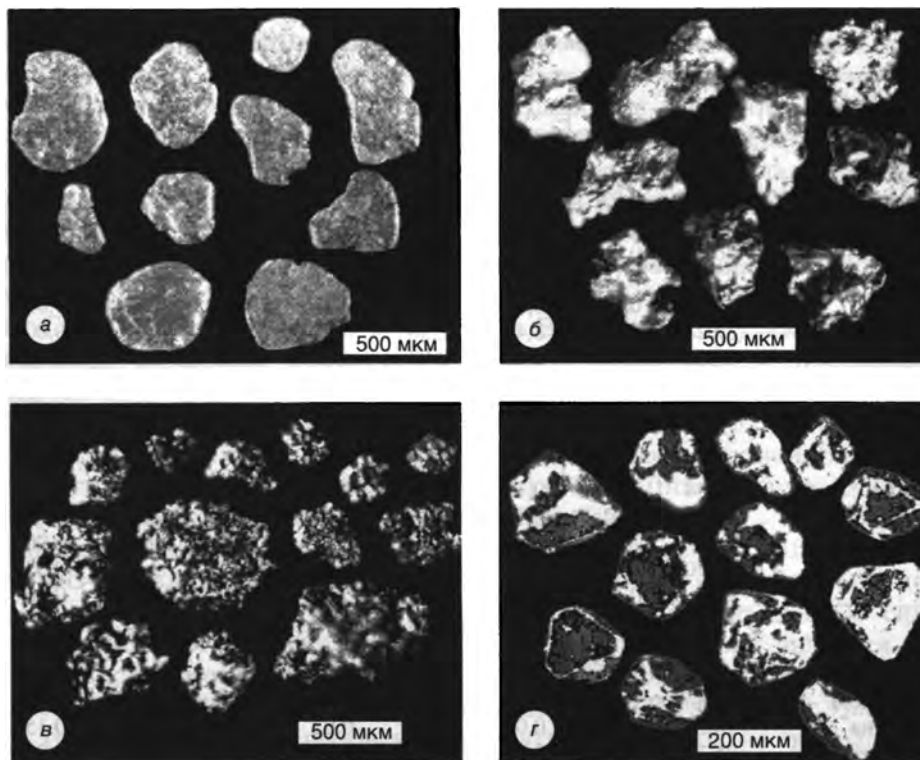


Рис. 13.3. Морфология зерен платиновых металлов из россыпей Якутии

a – хорошо окатанные чешуйки железистой платины, р. Вилюй; *b* – субрудные выделения изоферроплатины, россыпь Инагли; *v* – полифазные сростания железистой платины с Ru-Ir-Os сплавами, образующими неровные выступы на поверхности зерен, Центрально-Алданский район; *z* – слабоокатанные октаэдрические кристаллы сперрилита и округлые зерна железистой платины, р. Танграк

Типоморфным признаком железистой платины – основного компонента этих россыпей – являются высокие содержания примесей Ir, Os, Rh и Ru, реже Pd (см. табл. 13.4). В полиминеральных сростках с железистой платиной обычно наблюдаются лаурит, эрлихманит, купрородсит, купроиридсит, куперит и сперрилит. В сростании с МПГ фиксируются хромшпинелид, реже диопсид, оливин, иногда ортоклаз, эгирин, эгирин-авгит, флогопит. Установлены также включения неоднородного слабокристаллизованного стекла, обогащенного K_2O , Na_2O , P_2O_5 , Cl и F (Ким и др., 1991; Округин, Ким, 1992). Химический состав перечисленных фаз, находящихся в тесном сростании с МПГ, сопоставим с составом минералов калиевых пикритов, тела которых представлены мелкими штоками, дайками, силлами, трубками взрыва, сложенными в основном меланократовыми породами с порфировой или порфировидной структурой. Они развиты в составе мезозойских щелочных вулcano-плутонических комплексов Центрального Алдана (Кравченко, Власова, 1962; Кривенко, 1980; Еремеев, 1984).

Высокие содержания Ir, Os, Ru, Rh и неупорядоченная структура Pt-Fe сплавов, а также наличие многочисленных мелких включений

слабо раскристаллизованного стекловатого вещества, захваченных при быстром затвердевании полиминеральных сегрегаций, свидетель-

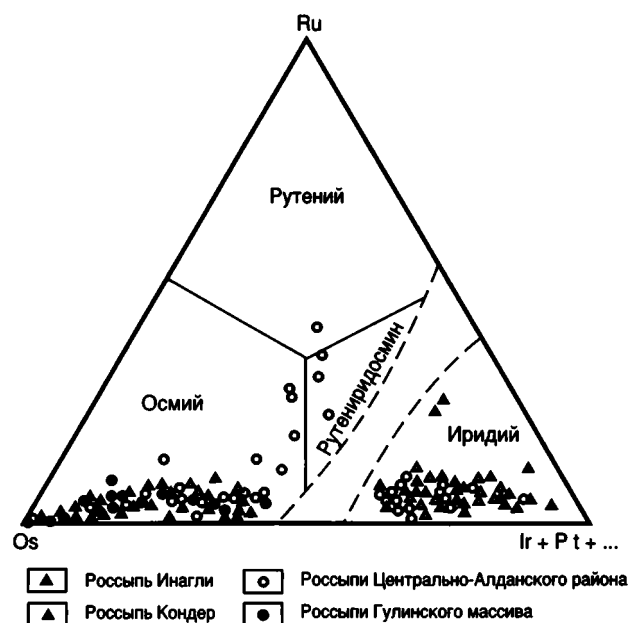


Рис. 13.4. Составы Ru-Ir-Os твердых растворов из россыпей Алдано-Станового щита и Гулинского массива

Состав платиновых минералов из россыпей Алдано-Станового щита, %

Минерал	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu	Сумма
Россыпь Инагли										
Изоферроплатина*	87,20	0,93	0,70	0,10	0,37	0,23	9,16	0,10	0,45	99,24
Ir-изоферроплатина*	76,86	8,45	2,27	0,28	1,21	0,21	9,32	0,57	0,59	99,76
Ферроплатина (PtFe)	76,10	0,00	1,90	0,00	0,24	1,11	15,61	0,60	4,49	100,05
Самородная платина	82,36	0,10	1,59	0,10	0,51	3,86	4,80	1,24	3,67	98,23
Хонгшит	76,80	0,00	0,53	0,00	0,21	1,26	0,18	0,09	17,84	96,91
Иридий**	3,92	80,90	8,42	2,58	0,82	0,12	0,20	0,00	0,24	97,20
Иридий**	17,18	55,93	20,65	2,87	1,10	0,00	0,97	0,12	0,44	99,26
Осмий	2,43	31,84	59,99	3,74	1,06	0,00	0,00	0,00	0,00	99,06
Осмий	1,82	6,11	91,42	0,27	0,42	0,15	0,00	0,00	0,13	100,32
Россыпь Кондер										
Изоферроплатина*	88,14	0,73	0,12	0,05	0,54	0,05	9,77	0,16	0,47	100,03
Ir-изоферроплатина*	78,74	5,31	3,77	0,69	0,95	0,10	8,14	0,18	1,27	99,15
Иридий**	9,22	70,42	14,33	2,89	2,79	0,00	0,79	0,00	0,22	100,66
Иридий**	22,30	40,72	28,55	4,13	1,91	0,09	2,43	0,05	0,33	100,51
Осмий	1,40	0,42	96,90	0,88	0,47	0,00	0,00	0,00	0,03	100,10
Осмий	11,74	21,78	62,67	2,28	0,34	0,00	1,03	0,03	0,19	100,06
Р. Селигдар (Центральный Алдан)										
Ir-железистая платина*	72,84	9,93	1,19	3,20	1,53	3,75	5,40	0,53	0,59	98,96
Железистая платина*	90,26	0,16	0,00	0,08	0,62	0,96	6,28	0,15	0,94	99,45
Pd-железистая платина**	75,34	0,92	0,00	0,71	1,00	10,71	8,77	0,04	1,28	98,76
Rh-железистая платина**	77,01	4,70	1,70	3,72	6,17	0,00	5,00	0,10	0,35	98,74
Иридий	9,70	61,05	23,19	3,84	0,64	0,00	0,48	0,08	0,05	99,02
Осмий	3,96	20,53	63,74	8,89	1,64	0,00	0,04	0,02	0,00	98,81
Рутений	24,78	32,44	4,53	31,99	1,38	0,17	3,54	0,03	0,19	99,04
Р. Юхточка (Центральный Алдан)										
Железистая платина*	84,61	0,89	0,60	0,36	1,67	0,43	11,05	0,05	0,73	100,39
Ir-железистая платина**	83,06	8,50	1,13	0,82	0,00	0,16	5,56	0,21	0,37	99,81
Ru-железистая платина**	86,20	0,90	1,97	3,60	0,00	0,04	6,48	0,16	0,16	99,51
Иридий	16,43	47,76	33,93	1,91	0,00	0,03	0,36	0,02	0,11	100,55
Иридий	8,21	70,94	14,78	3,87	0,00	0,04	0,85	0,12	0,14	98,95
Осмий	0,00	27,10	71,83	0,64	0,21	0,05	0,19	0,02	0,00	100,04
Р. Холодникан (приток р. Иенгры)										
Железистая платина**	90,37	0,00	0,00	0,01	0,02	0,41	8,07	0,01	0,40	99,29
Железистая платина**	88,86	0,79	0,00	0,05	1,37	0,00	7,20	0,00	1,26	99,53
Р. Танграк (приток р. Тимптон)										
Палладистая платина	94,43	0,05	0,47	0,00	0,05	3,43	0,34	0,06	0,86	99,69
Железистая платина	90,81	0,03	0,41	0,04	0,02	0,31	8,71	0,03	0,22	100,58
Осмий	0,00	39,75	55,15	2,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,46	97,43
Осмий	0,00	0,00	96,56	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	96,56

Примечание: ** – основной минерал; * – второстепенный минерал; остальные – редкие.

ствуют о близповерхностных условиях кристаллизации вмещающих пород. Все это указывает на вероятную генетическую связь МПГ россыпей Центрального Алдана со щелочными магматитами ультраосновного состава. По ассоциации МПГ и их геохимической специализации платиноносные россыпи из вулканоплутонических полей отличаются от близлежащих россыпей Инаглинского интрузива, что обусловлено разными фациальными условиями формирования генетически близких материнских пород.

АЛДАНО-СТАНОВАЯ ПЛАТИНОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

На юге Сибирской платформы в Алдано-Становой области в золотоносных россыпях (реки Бол. Нимыр, Тимптон, Иенгра, Гонам, Сутам и др.) известно широкое развитие ареалов распространения платино-сперрилитовых ассоциаций (Высоцкий, 1933; Ким и др., 1985; Округин, Ким, 1992; Богнибов и др., 1995). Здесь МПГ в основном сложены окатанными октаэдрическими кристаллами сперрилита и

изометричными зернами самородной и железистой платины размером от 0,2 до 2 мм (см. рис. 13.3, з). Обычно сперрилит преобладает над платиной. Реже встречаются палладийсодержащая платина, осмий (см. табл. 13.4), масленичковит, брэггит, куперит, лаурит и др. Россыпи с платина-сперрилитовой ассоциацией распространены в областях развития протерозойских расслоенных ультрамафит-мафитовых комплексов с титаномагнетитовой и сульфидной Cu-Ni минерализацией. Связь этих россыпей с сульфидными рудами подтверждается обедненностью платиновых твердых растворов халькофильными и тугоплавкими элементами-примесями и высокой концентрацией сперрилита. Существенно сперрилитовые шлиховые ореолы, связанные с сульфидными рудами Чинейского плутона расслоенных габброидов, изучены в западной части Алдано-Станового щита (Кривенко и др., 1995).

Сперрилитовая ассоциация установлена также в одной из золотоносных россыпей в бассейне р. Котуйкан в северо-западной части Анабарского щита, где обнажаются протерозойские анортозитовые массивы, состоящие из габбро-анортозитов и габбро-норитов с редкими телами габброидов и гипербазитов. В россыпях наряду с золотом обнаружены округлые и пластинчатые зерна сперрилита размером 0,4–1,5 мм, практически лишенные каких-либо примесей и микровключений других минералов (Злобин и др., 1996). Широкое развитие платина-сперрилитовой ассоциации в золотоносных россыпях докембрийских щитов различных регионов отмечалось также Г.И. Туговиком с соавторами (1983).

ЕНИСЕЙСКО-ХАТАНГСКАЯ ПЛАТИНОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

На северо-западе Сибирской платформы, вблизи знаменитых норильских Cu-Ni месторождений, формируются небольшие россыпи (Звягинцев, 1943; Генкин, 1968; Зимоглядов, 1974), в которых платиновые минералы представлены в основном слабоокатанными угловатыми зернами, обычно кубическими и октаэдрическими кристаллами. Размер основной массы зерен в россыпях колеблется от 0,1 до 2 мм, иногда встречаются более крупные (до 5–6 мм) зерна. Как показали валовые анализы шлиховой платины, основными компонентами, кроме собственно платины, являются Fe (10–20%), Pd (1–15%), Ni (до 4,5%), Cu (до 3%) и Pb (до 2%). Среди МПГ россыпей преобладает железистая платина с повышенным содержанием (11–13%) железа (Генкин, 1968), определены также платина, ферроплатина, норильскит, палладистая платина, стан-

ноплатинит, станнопалладинит (Зимоглядов, 1974). Платиноносные россыпи, связанные с норильским типом месторождений, характеризуются палладий-платиновой специализацией. Доминирование железо-платиновых сплавов в россыпях над минералами палладия, которые преобладают в коренных платинометаллических рудах норильских месторождений, объясняется неустойчивостью соединений палладия в экзогенных условиях.

В пределах Гулинского плутона дунитов Маймеча-Котуйской провинции МПГ были впервые обнаружены в аллювиальных отложениях (Лихачев и др., 1987). В россыпях в основном встречаются осмий, реже иридий и изоферроплатина (Лихачев и др., 1987; Балмасова и др., 1992; Сазонов и др., 1994). Осмий представлен индивидами гексагонально-таблитчатого габитуса размером 0,2–0,5, иногда до 1,5 мм. Характерной особенностью Ir-Os сплавов россыпей Гулинского плутона является низкое содержание в них примесей других платиноидов, только количество Ru достигает 5%, реже более, а доли других элементов не превышают первых десятых процента. Зерна изоферроплатины обычно крупнее (0,5–2 мм) и имеют изометричные хорошо окатанные формы. Для изоферроплатины также характерно низкое содержание (обычно первые десятые доли процента) примесей других элементов платиновой группы. Иридий встречается в виде редких включений в осмии и изоферроплатине.

В сростках с платиновыми металлами россыпей диагностированы феррихромит и оливин. Зерно самородного осмия установлено в коренных выходах дунитов, что позволяет считать коренными источниками россыпей дуниты Гулинского плутона (Балмасова и др., 1992). В хромититовых прожилках пород данного плутона были найдены мельчайшие зерна тетраферроплатины с включениями иридоосмина. Распределение элементов платиновой группы в дунитах и хромититах Гулинского плутона (Лазаренков и др., 1993) наиболее близко к таковому в породах офиолитов. Обогащенность пород Гулинского интрузива тугоплавкими платиноидами Os и Ir объясняется тем, что данный плутон сформирован наиболее глубинными высокотемпературными выплавками мантийного вещества.

Формирование пикрит-базальтовых магматических комплексов Норильского района и щелочно-ультраосновных пород Маймеча-Котуйской провинции связано с заложением структур Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба в зоне сочленения Сибирской платформы и Таймырской складчатой области. Таким образом, север Сибирской платформы также следует рассматри-

вать как самостоятельный регион (платиноносную провинцию) со своими специфическими типами платиноносных россыпных месторождений.

КОЛЫМСКИЙ ПЛАТИНОНОСНЫЙ РАЙОН

Практически не исследована на предмет платиноносности восточная часть Республики Саха (Якутия). В бассейне среднего и нижнего течения р. Колымы во время геологической съемки масштаба 1:200 000 установлены единичные находки и небольшие шлиховые ореолы платиновых металлов в аллювиальных отложениях. На соседней с Колымским районом Анюйской площади (Западная Чукотка), где распространены ультрамафитовые и щелочно-ультрамафит-мафитовые комплексы, выявлены аллювиальные платиноносные россыпепроявления. В них МПГ представлены хорошо окатанными зернами иридийной изоферроплатины и самородной платины, реже иридия, куперита и сперрилита. Среди включений в МПГ встречаются хромшпинелид, хромдиоксид и роговая обманка (Мочалов, Горностаев, 1992).

На Корякском нагорье изучены многочисленные мелкие россыпепроявления рутениридосминового типа, связанные с массивами альпи-

нотипных ультрамафитов – фрагментами офиолитов (Мочалов, Дмитриенко, 1990). Кроме того, здесь в последние годы в центральной части Ветвейского хребта открыты и разрабатываются россыпи платины со значительными прогнозными ресурсами, связанные с поздне меловыми зональными дунит-клинопироксенит-габбровыми массивами Сейнав-Гальмознанского узла (Мелкомуков, Зайцев, 1999). Они входят в состав Камчатско-Корякского платиноносного пояса протяженностью около 1400 км при ширине до 30–50 км (Полетаев, 1999).

Геологические структуры Восточной Якутии и Чукотки входят в единый гигантский мезозойский орогенный пояс и должны обладать сходными закономерностями строения и размещения месторождений полезных ископаемых (Парфенов и др., 1996). В связи с этим можно предположить существование перспективных платиноносных объектов и на востоке Якутии. В бассейне р. Колымы это могут быть россыпи иридийно-платинового типа, связанные с зональными массивами дунит-клинопироксенит-габбровой формации. В районе хр. Черского, где известен пояс офиолитов (Оксман и др., 1994), можно ожидать обнаружение россыпей рутениридосминового типа.

ИСТОРИЯ, СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ЗОЛОДОБЫЧИ В ЯКУТИИ

В сентябре 1999 г. отмечалось 75-летие золотодобывающей промышленности Якутии, ведущей отчет с открытия (1923 г.) и начала отработки богатой россыпи руч. Незаметного в Центрально-Алданском районе. В богатой событиями истории добычи золота в республике можно выделить два крупных, несоизмеримых по времени и содержанию этапа.

Первый 65-летний этап (1924–1989 гг.) характеризуется трудным поступательным развитием, наращиванием объемов, совершенствованием технологии и расширением производства. Он был отмечен всесторонней широкомасштабной государственной поддержкой отрасли, централизованной структурой организации и управления производством, интересными геологическими открытиями и созданием надежной сырьевой базы, а также трудом многочисленного высокопрофессионального коллектива. В конце характеризуемого периода золотодобывающая отрасль республики организационно была представлена производственным объединением “Якутзолото”, состоящим из пяти крупных горнообогатительных комбинатов (Куларзолото, Индигирзолото, Джугджурзолото, Алданзолото, Депутатского), прииска Адычанского и рудника Нежданинского. По объему добычи металла Якутия в это время в 3 раза превосходила уровень 1998 г., обеспечивала 11–12% общесоюзной золотодобычи и занимала третье место в Советском Союзе, уступая лишь Узбекистану и Магаданской области. В отрасли только на основном производстве работало около 35 тыс. человек, и она была градообразующей в ряде важнейших районов Восточной и Южной Якутии – Усть-Янском, Верхоянском, Оймяконском, Томпонском, Усть-Майском, Алданском и частично Нерюнгринском. С наращиванием горного производства был неразрывно связан значительный социально-экономический рост этих и других районов в основной и смежных сферах производства, культуры, образования, бытового обслуживания и др.

Второй 10-летний этап (1989–1999 гг.) неразрывно связан с развитием негативных тенденций

и спадом экономики России в целом, включая золотодобывающую отрасль страны. Он характеризуется разрушением сложившейся структуры добычи, устранением федеральных структур от государственной поддержки отрасли, недостаточным субсидированием ее органами республиканской власти и, по существу, предоставлением отрасли режима деятельности на условиях “рыночной экономики”. Из-за финансовых трудностей это привело к распаду ранее существовавшей структуры, образованию многочисленных новых мелких недропользователей, технической, технологической и кадровой деградации производства, снижению в 3 раза добычи металла и, как следствие, к резкому свертыванию и даже ликвидации всех позитивных социально-экономических программ и достижений в основных добывающих регионах республики, вынужденному выезду за ее пределы многих сотен квалифицированных специалистов из-за их невостребованности.

Первая “золотая” страница Якутии написана берг-гешворнем Афанасием Метеневым, известным в июне 1748 г. (Данилевский, 1959) о находке золотой руды в районе р.Тыры (правый приток р. Алдан). В дальнейшем, до открытия промышленного золота в Алданском, Верхнеиндигирском и Аллах-Юньском районах, информация о находках золота и серебра была эпизодической и отрывочной. По некоторым сведениям, добыча россыпного золота в Южной Якутии проводилась уже в прошлом столетии силами старателей-одиночек и небольших артелей, проникавших из более южных регионов России (Приамурье, Забайкалье и др.). Промышленные масштабы добыча драгоценного металла в республике приобрела в советское время в результате установления высокой золотоносности Центрального Алдана в начале 20-х, Аллах-Юньского района – в начале 30-х, Верхнеиндигирского – в конце 30-х, Адычанского – начале 40-х и Куларского – в конце 50-х годов. В силу простоты и доступности освоения, богатства и быстрой окупаемости вложенных средств основу золотодобычи



Рис. 14.1. Динамика добычи золота в некоторых странах мира (т), б. СССР-России (% к 1955 г.), Якутии (% от б. СССР-России)

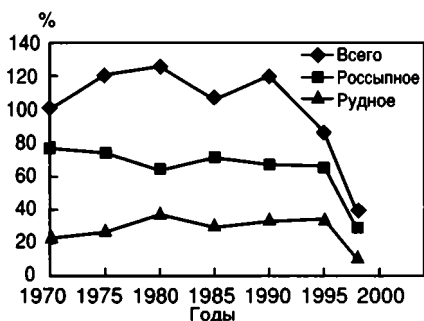


Рис. 14.2. Динамика добычи золота в Якутии в 1970–1998 гг. (% к 1970 г.)

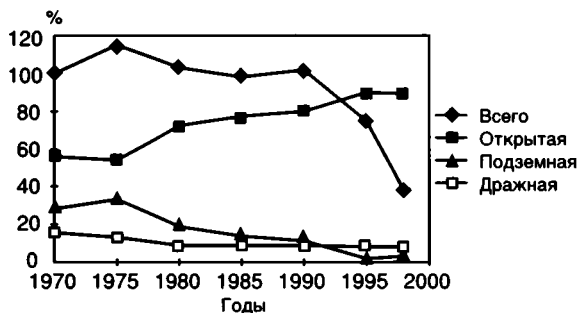


Рис. 14.3. Изменение структуры добычи россыпного золота в Якутии по способам отработки (% к 1970 г.)

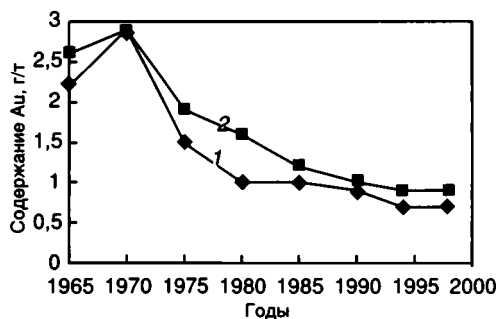


Рис. 14.4. Изменение среднего содержания россыпного золота в разведанных (1) и отработанных (2) запасах месторождений Якутии (открытая добыча)

в республике на протяжении многих лет составляли и составляют многочисленные россыпи золота. Освоение коренных месторождений, требующее значительных средств при более длительных сроках их окупаемости, начато в середине 30-х годов и ведется в недостаточных масштабах, не отвечающих потенциалу недр.

Период деятельности Дальстроя (до 1957 г.), совместившего работы по поискам, разведке и добыче россыпного золота, оказался весьма продуктивным как в прикладном, так и в научном отношении. Созданная в 1957 г. единая государственная геологическая служба, совместно со специалистами научных учреждений Якутска и других городов СССР в 1957–1989 гг. успешно выполнила огромные объемы геолого-разведочных и научно-исследовательских работ по золоту, которые привели к укреплению и развитию минерально-сырьевой базы золотодобывающей отрасли Якутии.

Республика по достигнутому объему золотодобычи, имеющейся минерально-сырьевой базе и прогнозным ресурсам золота относится к одному из важнейших золотоносных регионов России. Из ее недр за весь период золотодобычи извлечено и сдано в казну государства около 1500 т золота (из них примерно 1200 т россыпного и 300 т коренного). Максимальный объем золотодобычи был достигнут в середине 70-х годов. Затем происходило постепенное снижение годовой добычи, которое в последнее время приобрело обвальное характер (рис. 14.1). По итогам 1998 г. республика сместилась с первого (1993–1996 гг.) на третье место в Российской Федерации (после Магаданской области и Красноярского края).

В Якутии, как и в России в целом, около 70% золота добывается из россыпных и 30% – из коренных месторождений (рис. 14.2). Развитие золотодобычи и минерально-сырьевой базы по золоту Якутии, как и России в целом, до 1992 г. происходило при преобладании россыпного направления, что строго контролировалось и регулировалось Госпланом СССР в качестве одного из важных показателей народнохозяйственного плана. Многолетняя интенсивная золотодобыча из россыпных месторождений обусловила постепенный переход на все более объемный открытый способ разработки (рис. 14.3) и неизбежно привела к истощению недрового потенциала по россыпям, резкому снижению содержания золота во всех отработываемых запасах (рис. 14.4), что существенно ухудшает экономику золотодобычи, особенно в последние годы, при значительном росте затрат на отработку и снижении стоимости золота до минимальной за последние 30 лет.

Минерально-сырьевая база Якутии по золоту является одной из наиболее крупных и освоенных в России, однако в связи с ухудшением эко-

номических условий обработки месторождений она требует переоценки с учетом современной экономической обстановки. При этом, по укрупненным экспертным оценкам, в основных золотоносных районах республики 40–60% разведанных промышленных запасов россыпного золота перейдет в разряд нерентабельных для освоения при существующих условиях хозяйствования и налогообложения.

В настоящее время сырьевая база, учтенная Государственным балансом полезных ископаемых (Госбалансом), представлена (рис. 14.5) 782 месторождениями золота, из них 51 коренными (58,5% промышленных запасов золота) и 731 россыпными (41,5% запасов). Кроме того, на условиях риска осуществляется обработка золота примерно на 70 мелких россыпях с неучтенными запасами. Из общего количества запасов россыпного золота 61% приходится на открытый, 27% – на дражный и 12% – на подземный способы обработки. Основные промышленные запасы коренного золота сосредоточены в Аллаш-Юньском (55,8%), Южно-Якутском (30,6%), Верхнеиндигирском (5,1%) и Адычанском (3,4%) районах, а россыпного золота – в Южно-Якутском (42,6%), Верхнеиндигирском (24,6%), Адычанском (2,6%), Аллаш-Юньском (5,7%) и Куларском (5,9%) районах. Разведанные запасы рудного золота сосредоточены в основном на крупных золоторудных месторождениях – Куранах, Нежданнинском и Кючус. Эти запасы являются реальным резервом для наращивания золотодобычи. С завершением в 1996 г. предварительной разведки месторождения Кючус промышленная сырьевая база по золоту возросла еще на 10%, а доля рудного золота в ней составила около 65%.

В период 1970–1990 гг. в результате интенсивных геолого-разведочных работ было обеспечено ежегодное расширенное воспроизводство сырьевой базы по золоту, т.е. ежегодно приращиваемые запасы на 10–15% превосходили погашаемые. За названный период сырьевая база по промышленным категориям возросла на 80%, в том числе по рудному золоту на 89,4% и по россыпному – на 77,7%, а категории C_2 – в 5,66 раза. В это же время произошло качественное ухудшение сырьевой базы за счет снижения средних содержаний золота во всех видах обрабатываемых запасов в 2–2,5 раза. В 1991–1998 гг. при сокращении объемов финансирования и выполняемых геолого-разведочных работ на золото в 2,5–3 раза (1998 г. к 1991 г.) и развале ряда горнодобывающих и геолого-разведочных предприятий происходит невосполнение приростом погашаемых запасов по россыпному золоту при наращивании запасов рудного золота. В эти годы ценой больших усилий удалось предотвратить неуправляемый спад сырьевой базы по золоту, что при

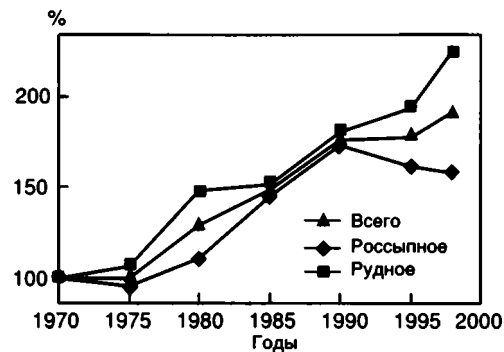


Рис. 14.5. Динамика сырьевой базы золота Якутии за 1970–1998 гг. (% к 1970 г.)

всех сложностях способствовало нормализации деятельности золотодобывающей промышленности. С 1990 по 1998 г. сырьевая база возросла в целом на 8,4% при снижении россыпной на 7,7% и росте рудной составляющей на 25,1%. При этом содержание золота в обрабатываемых запасах существенно не изменилось (коренные для открытой добычи – 2,0–2,3 г/т, для подземной – 10,5–16,1 г/т; россыпные для открытой добычи – 0,84–0,9 г/м³, для подземной – 2,3–2,6 г/м³, для дражной – 187–242 мг/м³), что свидетельствует о происходящей выборочной обработке наиболее богатых участков месторождений, снижении качества оставшихся запасов и необъективном ведении их учета недропользователями.

Однако до 1998 г. существенное снижение объемов геолого-разведочных работ еще слабо отразилось на установившихся ранее темпах прироста запасов по коренным месторождениям, что объясняется надежным поисковым заделом в предыдущие годы. В 1998–1999 гг. подобный “эффект инертности” стал исчерпываться, приводя к неизбежному и обвальному снижению темпов прироста запасов. Данное явление теперь будет иметь место даже в случае резкого повышения объемов финансирования геолого-разведочных работ на золото. “Циклы воспроизводства” запасов золота и серебра равны 10–15 годам, что связано с необходимостью выявления новых объектов, их разведки и подготовки к промышленному освоению.

Перспективы дальнейшего расширения минерально-сырьевой базы по золоту в ближайшее время связаны с переводом прогнозных ресурсов россыпных и рудных объектов в промышленные запасы. Прогнозные ресурсы россыпного золота ограничены и оцениваются в количестве 30–35% числящихся промышленных запасов в россыпях, что свидетельствует об истощении россыпного потенциала недр. Основные прогнозные ресурсы россыпного золота сосредоточены в Южно-Якутском (55–60%), Верхнеиндигирском (30%) и других районах (10%) Якутии. Прогнозный потенци-

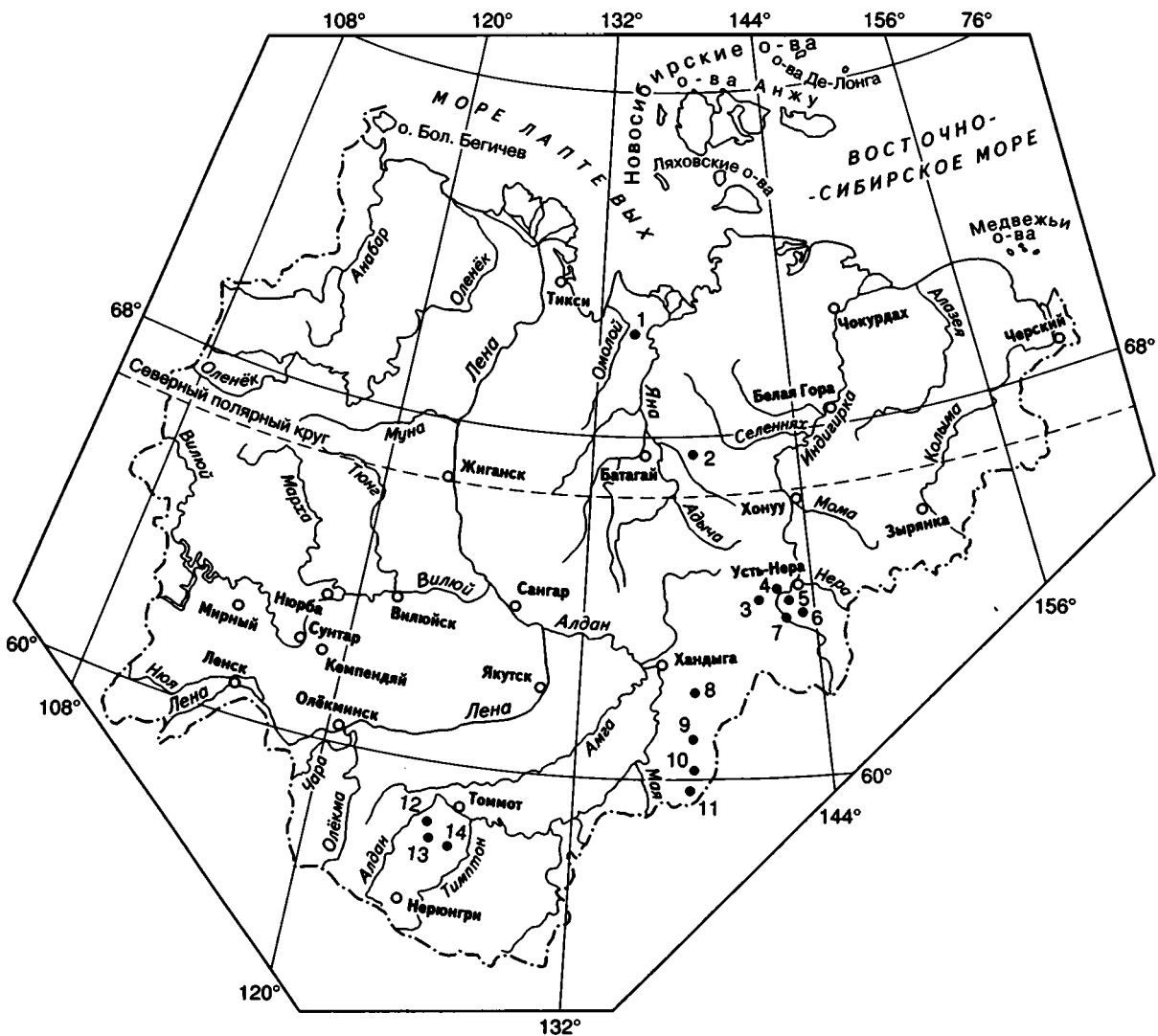


Рис. 14.6. Схема размещения разрабатываемых и детально разведанных коренных месторождений золота Якутии с запасами промышленных категорий

Месторождения: 1 – Кючус, 2 – Сентачан, 3 – Бадран, 4 – Сарылах, 5 – Малтан, 6 – Тан, 7 – Якутское, 8 – Нежданинское, 9 – Оночолохское, 10 – Юр, 11 – Дуэтское, 12 – Куранах, 13 – Лебединое, 14 – Рябиновое

ал республики по рудному золоту очень значителен и в несколько раз превышает числящиеся запасы промышленных категорий. Наиболее обоснованные прогнозные ресурсы рудного золота размещаются в Южно-Якутском (34%), Верхнеиндигирском (18%), Аллах-Юньском (31%), Куларском (14%) и Адычанском (3%) районах. Имеющиеся данные о минерально-сырьевой базе по золоту, а также перспектива ее развития и освоения свидетельствуют об истощении россыпного потенциала недр и необходимости переориентировки на освоение коренного золота.

Золоторудная сырьевая база на 80,4% по запасам промышленных категорий и на 96,3% по запасам категории C_2 сосредоточена на трех крупных месторождениях – Куранах, Нежданинском и Кючус (рис. 14.6), которые по своему

потенциалу могут стать опорными объектами развития рудной золотодобычи (Беневольский, 1995). Из них лишь Куранах осваивается относительно полноценно, но и здесь имеются резервы наращивания золотодобычи за счет вовлечения в отработку бедных руд и отвалов с применением кучного выщелачивания, что расширяет потенциал месторождения в 2,5 раза. На золоторудных месторождениях Нежданинском и Кючус с мышьяковистыми упорными рудами имеются предпосылки для создания крупных предприятий с разработкой и внедрением прогрессивных технологий бактериального выщелачивания руд, в том числе с участием иностранных партнеров.

При широком развитии золотоносности территории Якутии промышленные масштабы ее

Сравнение Австралии и Якутии по добыче золота из разных классов коренных месторождений

Класс месторождений по запасам, т	Число месторождений		Суммарная добыча			
	Австралия (Шер, 1972)	Якутия	Австралия (Шер, 1972)		Якутия	
			т	%	т	%
100–1000	5	3	1352	55	220	73
10–100	14	8	359	14,5	60	20
Менее 10	166	18	749	30,5	20	7

установлены только в восточной и южной частях, традиционно выделяемых под названием Яно-Индибирской и Южно-Якутской золотоносных провинций, где сконцентрирована вся имеющаяся сырьевая база и имеется наиболее надежно просматриваемый прогнозный потенциал открытия новых месторождений.

Коренные месторождения золота Якутии весьма разнообразны по строению, составу и условиям образования. Они встречаются в полярной тундре, Верхоянских горах, Алданском нагорье и в меньшей мере известны на обширных просторах Сибирского плоскогорья. В каждом регионе крупное месторождение сопровождается несколькими сотнями мелких рудопроявлений и рудных точек с видимым и невидимым самородным золотом. Большинство многочисленных проявлений недостаточно оценено геолого-разведочными работами в практическом отношении. Это определяется прежде всего тем, что в предыдущие 25–30 лет добычные перспективы золотых регионов СССР связывались с крупными и уникальными месторождениями, которые были первоочередными объектами поисков и разведки и соответственно огромных капиталовложений. По этим причинам доразведка многих недостаточно изученных проявлений может привести к новым интересным открытиям. Учитывая, что СССР обладал потенциалом строительства за пятилетку лишь одного крупного ГОКа по добыче рудного золота, а регионы самостоятельно вообще ничего не могли создать, становится очевидной причина недостаточного освоения месторождений этого типа в Якутии. При приоритетных инвестициях в геолого-разведочные и добычные работы в 1975–1985 гг. в республики Средней Азии геолого-разведочные работы и добыча золота на не менее уникальных месторождениях Якутии по экономическим показателям представлялась крайне нерентабельной, и освоение их отодвигалось на неопределенную перспективу.

Из 14 месторождений республики, показанных на рис. 14.6, три относятся к категории крупных по запасам золота и два – к крупным по сурьме (при высоком содержании попутного золота). В других регионах мира, успешно поставляющих на рынок золото уже несколько столетий, установлено, что на одно крупное месторождение приходится 2–3 средних и 50–70 мелких. Наглядным примером тому являются данные по добыче золота в Австралии (табл. 14.1). В Якутии количество крупных месторождений примерно такое же, но средних и мелких месторождений на порядок меньше. Очевидным является вывод о необходимости

усиления геологических работ по оценке мелких и средних объектов.

В золоторудных регионах мира всегда встречаются месторождения других полезных ископаемых (серебро, вольфрам, сурьма, уран, полиметаллы и др.). Примером может служить территория, непосредственно примыкающая к Нежданинскому рудному узлу, где выявлены месторождения серебра, вольфрама и полиметаллов. Данное месторождение по комплексности оруденения не является исключением среди других объектов Якутии. Принципиально такая же особенность у месторождений Кючус, Куранах, Сарылах и др., хотя профиль попутных металлов на их площадях существенно иной. Из изложенного очевидно необходимость комплексного освоения данных рудных районов.

Анализ состояния дел в золотодобывающем комплексе и минерально-сырьевой базе по золоту республики свидетельствует о наличии ряда существенных противоречий, требующих учета и устранения.

1. Несоответствие структуры золотодобычи структуре разведанных запасов в минерально-сырьевой базе:

а) россыпные месторождения: добыча – 70–75%, разведанные запасы – 45,6% ;

б) коренные месторождения: добыча – 25–30%, запасы – 54,4%.

2. Ухудшение качества сырьевой базы и среднего содержания золота в обрабатываемых россыпных и коренных месторождениях. Низкие темпы прироста запасов золота в коренных месторождениях, определяющих перспективы развития сырьевой базы и золотодобычи республики.

3. Несоответствие структуры золотодобычи прогнозному потенциалу недр: прогнозный потенциал в россыпных месторождениях – 10–15%, в коренных месторождениях – 85–90%.

Помимо благоприятных перспектив выявления новых золоторудных месторождений традиционных и осваиваемых типов, известных под названиями куранахского, нежданинского, сарылахского, бадранского, дуэтского, лебединского и рябинового, недра Якутии располагают значительными геологическими предпосылками обнаружения новых, нетрадиционных для Якутии геолого-промышленных типов месторождений, установленных в смежных регионах России и мира (древних золотоносных конгломератов, докембрийских зеленокаменных поясов, золото-се-

ребряных, прожилково-вкрапленных типа Карлин и др.).

Для успешного развития золотодобывающей промышленности Якутии и восстановления утраченных объемов добычи необходимо при стимулировании дальнейшей разработки россыпей преимущественное освоение коренных месторождений золота, а также развитие крупномасштабных геолого-разведочных работ на рудное золото с целью поисков и подготовки к промышленному освоению ранее не известных богатых объектов традиционных и новых геолого-промышленных типов.

РЕСУРСЫ ЦВЕТНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ ЯКУТИИ: СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

На территории Якутии широко распространены месторождения цветных и редких металлов различного типа. Изученность их весьма неоднородна и определяется дефицитностью металлов, конъюнктурой минерального сырья, а также исторически сложившейся общей неравномерностью геологической изученности территории республики. Госбалансом учитываются запасы олова, вольфрама, сурьмы, ртути, редких земель и кобальта в собственных или комплексных месторождениях, а также запасы индия, селена и теллура как рассеянных попутных компонентов. По широкому кругу цветных и редких металлов (медь, свинец, цинк, алюминий, никель, литий, рубидий, цезий, тантал, ниобий и др.) проведена оценка с подсчетом прогнозных ресурсов. Потенциальная ценность разведанных запасов цветных и редких металлов в республике сопоставима с потенциальной ценностью запасов благородных металлов и имеет широкие перспективы значительного увеличения в ближайшее время благодаря разведке редкоземельных и ниобиевых руд (рис. 15.1). В республике ведется добыча только двух металлов этой группы – олова и сурьмы, но в больших масштабах. По добыче олова Якутия занимает ведущее место в России, а по объемам добычи сурьмы Россия благодаря разработке якутских месторождений является вторым производителем в мире после Китая.

Олово. По масштабам оловянного оруденения и сопутствующей ему россыпной оловоносности, разнообразию форм их проявления Якутия не имеет аналогов в России и за рубежом, хотя отдельно взятые рудные узлы и рудные районы по геологическому строению и характеру оруденения сходны с оловоносными структурами Магаданской области, Приморья, Хабаровского края, Киргизии, а также Боливии, Великобритании и других стран.

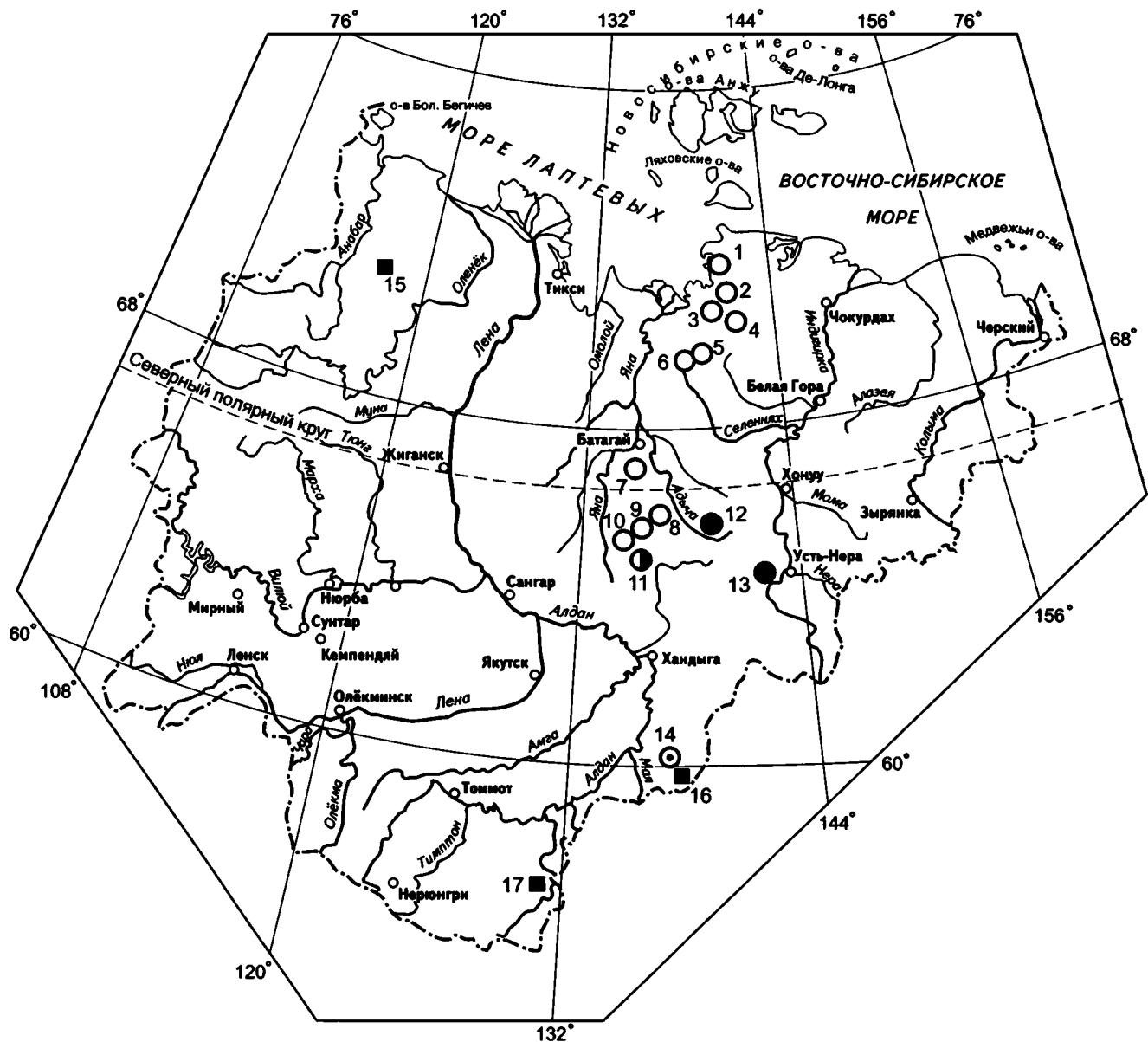
В рудных месторождениях и проявлениях олова Якутии выделяются следующие рудные формации: оловоносных пегматитов, оловоносных скарнов, касситерит-кварцевая, касситерит-силикат-

ная и касситерит-сульфидная. Основное значение среди них по числу месторождений, проявлений и объему запасов и прогнозных ресурсов имеют касситерит-силикатная и касситерит-кварцевая формации, подчиненное – касситерит-сульфидная. Оловоносные пегматиты самостоятельного промышленного значения не имеют, но являются благоприятным источником россыпей. Оловоносные скарны, с которыми связана значительная доля прогнозных ресурсов, характеризуются сложной технологией извлечения олова и соответственно низким промышленным значением.

Россыпные месторождения олова отличаются исключительным разнообразием генетических и морфологических типов. Известны россыпи элювиально-склонового, флювиального, озерного и прибрежно-морского генезиса, среди которых по объему запасов и ресурсов доминируют флювиальные и прибрежно-морские.

Все известные месторождения и перспективные на олово площади Якутии расположены в ее восточной части. Всего разведано свыше 50 месторождений, из которых отрабатываются на сегодняшний день только Депутатское, Чурпунья и Тирехтях, уникальные по качеству руд, песков и запасам. Остальные составляют государственный резерв, позволяющий при благоприятной экономической ситуации в несколько раз увеличить объемы добычи.

Сурьма. Все разведанные запасы сурьмы и основной объем прогнозных ресурсов связаны с Тарынской металлогенической зоной, где расположены два уникальных месторождения – Сарылахское и Сентачанское, обеспечивающие добычу в настоящее время и являющиеся практически единственными в республике разведанными сурьмяными месторождениями. Кроме того, сурьма встречается как попутный компонент в золоторудных и серебро-полиметаллических месторождениях (Кючус, Верхнеменкеченское, Купольное и др.). Уникальность Сарылахского и Сентачанского месторождений заключается прежде всего в качестве руд, содержащих 20–30% сурьмы при высоких содержаниях золота, в то



- – Sn месторождения: 1 – Чокурдах, 2 – Чурпунья, 3 – Тенкели, 4 – Одинокое, 5 – Депутатское, 6 – Тирехтях, 7 – Кестерское, 8 – Илинтасское, 9 – Алыс-Хая, 10 – Бургачан
- – Sb месторождения: 12 – Сентачан, 13 – Сарылах
- ⊙ – W-Cu месторождения: 11 – Агылки
- ⊗ – Pb-Zn месторождения: 14 – Сардана
- – Nb и редкоземельные месторождения: 15 – Томтор, 16 – Горное Озеро, 17 – Арбарастах

Рис. 15.1. Месторождения цветных и редких металлов Якутии

время как в мировой добыче преобладают руды с содержанием сурьмы около 5%.

По объему прогнозных ресурсов сурьмы Россия благодаря Якутии также занимает ведущее место в мире, однако доля в республике ресурсов с качеством руд, аналогичных обрабатываемым в настоящее время, невелика, а перспективы обнаружения новых месторождений сарылахского типа оцениваются отрицательно.

Вольфрам. Вольфрамовые месторождения Якутии тесно ассоциируют с оловянными, также концентрируясь в ее восточной части. Собственно вольфрамовые месторождения относятся к двум рудным формациям: вольфрамоносных скарнов и вольфрамит-кварцевой. Кроме того, вольфрам присутствует в касситерит-кварцевых, касситерит-силикатных, касситерит-сульфидных и золото-кварцевых месторождениях, а также в

грейзеновых мусковит-берилловых и молибденовых проявлениях. Вольфрамоносны многие оловянные и золотые россыпи, в которых содержание вольфрамита и шеелита иногда достигает уровня содержаний основного компонента.

Госбалансом запасы вольфрама учитываются в 24 месторождениях. Основной объем их (75%) сконцентрирован в комплексном медно-вольфрамовом месторождении Агылки и в Иллитасском вольфрам-оловянном месторождении. Остальные запасы связаны с оловянными месторождениями, где вольфрам играет резко подчиненную роль. Добыча вольфрама в республике из собственно вольфрамовых месторождений велась в военные годы, а в последующем только попутно при отработке оловянных россыпей. В настоящее время часть этих россыпей отработана, а на других добыча законсервирована и соответственно добыча вольфрама не ведется. Качество запасов вольфрамовых месторождений достаточно высокое. По среднему содержанию трехоксида вольфрама Агылкинское месторождение не уступает лучшим месторождениям мира, а по объему запасов и прогнозных ресурсов оно может рассматриваться как уникальное.

Ртуть. Ртутное оруденение широко распространено на территории Восточной Якутии в составе ряда металлогенических зон Восточно-Якутского металлогенического пояса. Признаки ртутного оруденения известны в южной части Алдано-Станового щита. С различной степенью детальности разведано пять месторождений ртути (Звездочка, Гал-Хая, Среднее, Северное, Балгикакчан), по суммарным запасам которых Якутии принадлежит шестое место в России. Ртуть также sporadически присутствует в золоторудных, полиметаллических и серебряных месторождениях, где она рассматривается как вредная примесь. Известны единичные проявления киновари в россыпях ближнего сноса. По объему прогнозных ресурсов ртути Якутия выделяется как крупный ртутоносный регион.

Все известные месторождения ртути находятся в государственном резерве, отработка их не производилась и не планируется. Попутная добыча ртути возможна при добыче руд месторождения Кючус, где она является вредной примесью.

Свинец, цинк. Свинцово-цинковое оруденение на территории Якутии распространено широко, в различных формах и имеет возраст от раннедокембрийского до кайнозойского. Известны многочисленные как собственно свинцово-цинковые месторождения и проявления, так и комплексные серебряные, оловянные, золотые и др. с попутным свинцом и цинком. Подготовленных к промышленному освоению собственных месторождений свинца и цинка в республике не

имеется, как попутные компоненты они учитываются Госбалансом лишь в рудах Верхнеменкеченского сереброносного месторождения.

Из общего числа свинцово-цинковых месторождений и проявлений промышленное значение в настоящее время могут иметь лишь немногие из них, относящиеся к стратиформным галенит-сфалеритовой в карбонатных породах и колчеданно-полиметаллической рудным формациям соответственно Кыллахской и Эриkitской металлогенических зон. С этими же зонами связаны и наиболее перспективные и крупные прогнозныe ресурсы свинца и цинка. Кыллахская металлогеническая зона является одной из самых крупных свинцово-цинковых зон России. В ее пределах предварительно оценены три месторождения: Сардана, Перевальное и Уруй. Эриkitская металлогеническая зона изучена слабо, здесь известно единственное в республике колчеданно-полиметаллическое месторождение Хотойдох.

Добыча свинца в Якутии в ограниченных количествах проводилась с середины XVIII в. до 1926 г. из руд Эндыбальского рудного узла для удовлетворения местных нужд. В последующем добыча свинца не возобновлялась, а в настоящее время эти месторождения рассматриваются как серебряные с попутным свинцом и цинком, и отработка их возможна прежде всего на основной компонент с попутным извлечением свинца и цинка. Организация таких работ начата в 1994 г. на Верхнеменкеченском месторождении и в ближайшем будущем возможна также на месторождении Прогноз.

Медь. Медь относится к числу наиболее распространенных полезных ископаемых Якутии и известна как в пределах Сибирской платформы, так и в Верхояно-Колымской орогенной области. Вместе с тем разведанные запасы меди учитываются только в медно-вольфрамовом Агылки, оловорудном Иллитасском месторождениях, где медь является попутным компонентом. Значительные запасы меди сосредоточены также в железорудных месторождениях Десовское, Сивагинское и Леглиерское, но извлечение ее из руд этих месторождений признано нецелесообразным по экономическим причинам. Прогнозные ресурсы меди позволяют рассматривать Якутию как крупную меденосную провинцию, но достоверность оценки прогнозных ресурсов невысока из-за слабой изученности территории на медь.

Возможность освоения в ближайшем будущем месторождений типа медистых песчаников (Угуйская впадина) оценивается отрицательно. Основными причинами этого являются недостаточно высокие содержания меди в рудах, неблагоприятные географо-экономические условия, малые мощности горизонтов медистых песчани-

ков, большая глубина их залегания, невыдержанность оруденения по простираению. Промышленное значение комплексных месторождений с попутной медью будет полностью определяться основными полезными компонентами (оловом, вольфрамом, железом и др.).

Молибден. В пределах Якутии известно несколько месторождений и сотни рудопроявлений молибдена, выявленных попутно с поисками оловянных, вольфрамовых и золоторудных месторождений. По формационному признаку они относятся к трем рудным формациям: молибденовой, медно-молибденовой и вольфрам-молибденовой. Повышенные концентрации молибдена отмечаются в некоторых оловянных и оловянно-вольфрамовых месторождениях, а также в горючих сланцах Оленёкского кембрийского бассейна. Месторождений молибдена с балансовыми запасами на территории республики не имеется, добыча молибдена не осуществляется и не планируется.

По концентрации прогнозных ресурсов территория Якутия, в частности ее южная часть, оценивается как основной регион Дальнего Востока России. Содержание молибдена в прогнозных ресурсах не уступают таковым в месторождениях США, Канады, Чили, являющихся основными производителями этого металла в мире, но по предварительным оценкам оно недостаточно для рентабельной отработки в существующих экономических условиях.

Никель. Месторождения и проявления с промышленными концентрациями никеля на территории Якутии в настоящее время неизвестны, но, по геологическим данным, она рассматривается в качестве перспективной на обнаружение никелевой минерализации. Из двух основных промышленных типов никелевых месторождений – сульфидные медно-никелевые (эндогенные) и окисные силикатные (экзогенные) – в Якутии имеются предпосылки выявления первого из них. К числу перспективных площадей относятся восточная часть Сибирской платформы и Алдано-Становой щит. В южной части Алдано-Станового щита известны мелкие проявления никелевой сульфидной минерализации. Перспективы обнаружения здесь промышленных концентраций подтверждаются геохимическими, геофизическими и петрологическими данными. Единичные никелевые проявления оценивались на территории Западной Якутии в связи с трапповым магматизмом, но положительных результатов получено не было.

Кобальт. В Якутии известны мелкие собственно кобальтовые месторождения и комплексные с сопутствующим кобальтом. Собственно кобальтовые месторождения выявлены в пределах Верхояно-Колымской орогенной области и

принадлежат к сульфидно-арсенидному типу. Сопутствующее кобальтовое оруденение установлено в проявлениях медно-никелевой сульфидной формации Западной Якутии и Алдано-Станового щита, касситерит-силикатных мышьяковистых рудах Восточной Якутии, золоторудных сульфидных проявлениях и железорудных месторождениях Южной Якутии. Кроме того, возможно обнаружение кобальта в медных стратиформных проявлениях. К разведанным запасам, учитываемым Госбалансом, принадлежат лишь запасы кобальта как попутного компонента в оловянных рудах месторождений Илинтасское и Алыс-Хая. По объему прогнозных ресурсов уникальной является Алданская железорудная провинция, но вопросы извлечения из железных руд кобальта и меди остаются нерешенными.

Алюминиевое сырье. Территория Якутии имеет геологические предпосылки обнаружения месторождений различных видов алюминиевого сырья, в частности бокситов, нефелиновых сиенитов и высокоглиноземистых метаморфических пород. Возможность выявления месторождений основного вида алюминиевого сырья – бокситов – связывается с наличием в геологической истории Сибирской платформы и прилегающих областей неоднократных перерывов в осадконакоплении и благоприятных климатических условий, сопровождавшихся интенсивным химическим выветриванием вплоть до образования кор выветривания латеритного типа. Но проведенные специализированные поиски бокситов положительных результатов не дали, в связи с чем прогнозных ресурсов бокситового сырья по Якутии не имеется.

В качестве возможного источника алюминия могут служить нефелиновые и высокоглиноземистые метаморфические породы Алдано-Станового и Анабарского щитов, содержащие глинозем от 16 до 22%. Оценка небокситового вида алюминиевого сырья, учитывая географо-экономическое положение и энергетические проблемы Якутии, не проводилась, и использование его как источника алюминия в ближайшие десятилетия не ожидается.

Тантал. Тантал относительно широко распространен в рудных и россыпных месторождениях Якутии, преимущественно в комплексных, с ниобием, литием, оловом, редкими землями. Наибольшее число проявлений тантала сосредоточено в Верхояно-Колымской орогенной области и Алдано-Становом щите. Основные танталоносные рудные формации: тантало-литиеносных гранитов, редкометальных пегматитов, редкометальных карбонатитов, редкометально-редкоземельных метасоматитов и касситерит-кварцевая. Тантал присутствует в аллювиальных и озерных россыпях (тантал-ниобиевых и оловянных). По

прогнозируемым ресурсам Якутия является крупным танталоносным регионом. Основной объем их связан с редкометалльными карбонатитами и тантало-литиевыми гранитами.

Ниобий. По масштабам ниобиевого оруденения Россия благодаря геологическим открытиям последнего десятилетия в Якутии занимает в настоящее время одно из первых мест в мире. Ниобий концентрируется в единичных крупных месторождениях редкометалльных карбонатитов и развивающихся по ним корах выветривания, а также в россыпях ближнего сноса. Всего на территории республики известно девять плутонов ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, не считая многочисленных мелких карбонатитовых тел и даек. Наиболее богатое оруденение связано с плутоном Томтор, расположенном в северо-западной части республики (см. рис. 15.1). Он является крупнейшим в мире карбонатитовым плутоном с мощной (до 200 м) корой выветривания и развитыми поверх нее продуктами переотложения, представляющими природный комплексный редкоземельно-ниобиевый концентрат. Месторождение находится в стадии завершения геолого-разведочных работ и может при отработке обеспечивать потребность в ниобии России и стран СНГ на многие десятилетия.

Помимо месторождения Томтор, в республике имеется предварительно оцененные коренное и россыпное месторождения Горное Озеро. Концентрации ниобия в этих месторождениях значительно ниже, чем в рудах месторождения Томтор. Кроме карбонатитов и ассоциирующихся с ними кор выветривания и россыпей, повышенные содержания ниобия установлены в тантало-литиевых гранитах, редкометалльных пегматитах, редкометалльных альбититах, кимберлитах, касситерит-кварцевых рудах. Самостоятельного значения в рудах этих месторождений ниобий не имеет и может рассматриваться лишь как попутный компонент. Ниобий в Якутии не добывается, но рассматривается как наиболее вероятный металл для создания новой горнодобывающей отрасли в ближайшие годы.

Редкоземельные элементы. РЗЭ включают 14 элементов-лантаноидов и иттрий и разделяются по геолого-экономическим критериям на две группы: цериевую (лантан, церий, празеодим, неодим) и иттриевую (самарий, европий, гадолиний, тербий, диспрозий, гольмий, эрбий, тулий, иттербий, лютеций, иттрий), которые обычно образуют в различных соотношениях друг с другом общие месторождения.

РЗЭ широко распространены в различных типах оруденения Якутии, но число их собственных месторождений ограничено. Возможными промышленными источниками этих элементов в ближайшей перспективе могут стать руды пере-

отложенных кор выветривания плутона Томтор, где их суммарная потенциальная ценность не уступает ниобию. Возможно также при благоприятной экономической ситуации их извлечение из редкометалльно-редкоземельных альбититов Томмотского месторождения, техногенных россыпей Куларского золотоносного района и апатитовых руд Селигдара. Запасы РЗЭ месторождения Томтор уникальны по масштабам и могут при его отработке оказывать существенное влияние на мировой рынок редкоземельного сырья.

Скандий. Скандий является одним из основных компонентов руд переотложенных кор выветривания месторождения Томтор, где средние содержания его оксида сопоставимы с содержаниями в концентратах оловянных, титаномагнетитовых и урановых руд или шлаках их переработки. Скандий также концентрируется в касситерите и вольфрамите месторождений касситерит-(вольфрамит)-кварцевой и пегматитовой рудных формаций и может извлекаться из шлаков их металлургической переработки.

Литий. В Якутии литиевые проявления распространены широко и в различных формах, но большинство из них принадлежит к второстепенным промышленным типам либо к технологически неосвоенным (литиевые редкометалльные граниты, минерализованные подземные воды). Прогнозные ресурсы лития относятся к крупным, но реализация их возможна лишь при комплексном освоении месторождений.

Цезий, рубидий. Повышенные концентрации цезия и рубидия известны в редкометалльных пегматитах Алдано-Станового щита, в литиевых редкометалльных гранитах Верхояно-Колымской области, в минерализованных подземных водах Западной Якутии и в вулканических стеклах Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса. Из них редкометалльные пегматиты являются основным промышленным типом месторождений этих металлов. Прогнозные ресурсы рубидия и цезия, подсчитанные для отдельных районов в редкометалльных пегматитах и литиевых редкометалльных гранитах, значительно уступают по уровню содержания рудам основных месторождений других стран мира.

Стронций. Стронциевые проявления Якутии связаны с двумя типами оруденения: горизонтами целестинсодержащих пород в сульфатно-карбонатных формациях нижнего палеозоя чехла Сибирской платформы и бенстонитовыми карбонатитами Алдан-Станового щита. Первый является основным и практически единственным промышленным типом стронциевого оруденения, второй может рассматриваться как возможный источник карбонатного стронциевого сырья. Повышенные содержания стронция известны в подземных минерализованных водах и

редкометалльных карбонатитах. Содержания стронция в горизонтах сульфатно-карбонатных пород чехла Сибирской платформы невысоки и в настоящее время интереса не представляют. Бенстонитовые карбонатиты, в зависимости от конъюнктуры, могут иметь промышленную ценность как комплексные барий-стронциевые объекты.

В рудных месторождениях Якутии в качестве попутных рассеянных элементов известны *индий, селен, теллур, кадмий и германий*. Попутное их извлечение возможно при переработке полиметаллических, вольфрамовых, золотых и оловянных руд месторождений Агылки, Сардана, Кючус, Хотойдох и др. Повышенные concentra-

ции германия связаны также с золотом каменных углей Ленского и Южно-Якутского бассейнов.

Анализ минерально-сырьевой базы только одной отрасли полезных ископаемых показывает, что благодаря многолетнему труду геологов в Якутии уже разведаны уникальные запасы широкого круга металлов и существуют весомые перспективы для открытия новых, способных послужить основой для создания современных производств. Эти месторождения только начинают осваиваться, затронута их ничтожная часть, и наша задача обеспечить их рациональное использование на благо нынешнего и будущих поколений.

НЕФТЯНЫЕ И ГАЗОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЯКУТИИ

Впервые положительная оценка перспектив нефтегазоносности Западной Якутии была дана академиками А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским в 1929–1932 гг. В 30–50-е годы объектом поисков нефти и газа являлись кембрийские отложения на северном склоне Алданской антеклизы и в Березовской впадине. Первые притоки нефти в Якутии были получены в 1937 г. В.М. Сеньюковым из колонковых скважин, пробуренных на левом берегу р. Туолба, в 120 км выше ее впадения в р. Лену. В течение 30–50-х годов на данной территории было пробурено более 100 неглубоких колонковых и 10 разведочных скважин глубиной от 500 до 2500 м. Во многих скважинах зафиксированы нефтегазопоявления разного характера и масштаба. На Рускореченской площади в 1953 г. был получен аварийный выброс природного газа с ориентировочным дебитом до 100 тыс. м³/сут. В 30–50-е годы поисково-разведочные работы на нефть и газ проводились также на крайнем северо-западе республики и в низовьях р. Оленёк, где были ориентированы на пермские и триасовые отложения. На п-ове Нордвик в те годы было открыто четыре небольших месторождения нефти (два из них на территории Якутии). На Южно-Тигянском месторождении был получен приток нефти до 15 м³/сут. В 1949–1952 гг. на этом месторождении из скв. 102-Р было добыто 1800 т нефти – это была первая якутская нефть.

В начале 50-х годов поисково-разведочные работы были переориентированы на мезозойские отложения восточной части Сибирской платформы. 15 октября 1956 г. из скв. 1 на Таас-Тумусской площади, в 20 км выше впадения р. Вилюй в р. Лену, ударил мощный фонтан природного газа (около 4 млн м³/сут). Так было открыто первое промышленное месторождение природного газа в Якутии. С 60-х до середины 80-х годов на территории республики велись интенсивные поиски месторождений нефти и газа. В конце 80-х–начале 90-х годов объемы геофизических и буровых поисково-разведочных работ резко упали.

К настоящему времени в Якутии открыты 32 месторождения нефти и газа, из них 11 – в Вилюйской синеклизе и центральной части Приверхоанского прогиба, а 21 – в пределах Непско-Ботубинской антеклизы (НБА) и Предпатомского прогиба. Большой вклад в изучение геологического строения нефтегазоносных территорий республики, в поиски и разведку месторождений внесли В.В. Александров, М.И. Алексеев, В.Е. Бакин, А.К. Бобров, Е.И. Бодунов, А.В. Бубнов, М.К. Вейнберг, В.Ф. Горбачев, Д.К. Горништейн, Ю.Д. Горшенин, А.А. Граусман, В.В. Граусман, Ф.Г. Гурари, М.И. Дорман, В.В. Забалуев, А.М. Зотеев, В.Л. Иванов, М.К. Калинин, В.А. Каширцев, Л.Д. Колотущенко, А.Э. Конторович, Д.В. Лазуркин, К.К. Макаров, В.А. Маренин, В.Д. Матвеев, К.И. Микуленко, В.П. Панарин, В.Е. Савицкий, А.Ф. Сафронов, Д.П. Сидоров, В.С. Ситников, Ю.Л. Сластенов, А.З. Соломон, А.С. Токарев, В.В. Токин, А.А. Трофимук, В.В. Черных, Н.В. Черский и многие другие.

По оценке группы специалистов во главе с академиком А.Э.Конторовичем начальные сырьевые ресурсы (НСР) углеводородов Якутии оцениваются в 20,1 млрд т условных углеводородов, в том числе нефти – 9,4 млрд т, свободного природного газа – 9,4 трлн м³, газа, растворенного в нефти, – 0,7 трлн м³, конденсата – 0,6 млрд т. Извлекаемые ресурсы нефти составляют 2,4 млрд т, свободного газа – 9,4 трлн м³.

Степень опоскованности НСР по перспективным на нефть и газ регионам республики крайне неравномерная и в целом низкая. Наиболее высока она в НБА, где разведанные геологические ресурсы составляют 40% НСР, в Вилюйской синеклизе – 17%, в Приверхоанском прогибе – 4%, в Предпатомском – 0,5%. По всем остальным перспективным на нефть и газ территориям республики запасы относятся к категории прогнозных. Столь низкая степень опоскованности НСР обусловлена слабой изученностью территории сейсморазведочными методами и глубоким бурением. Плотность сейсморазведочных работ по перспективным на нефть и газ ре-

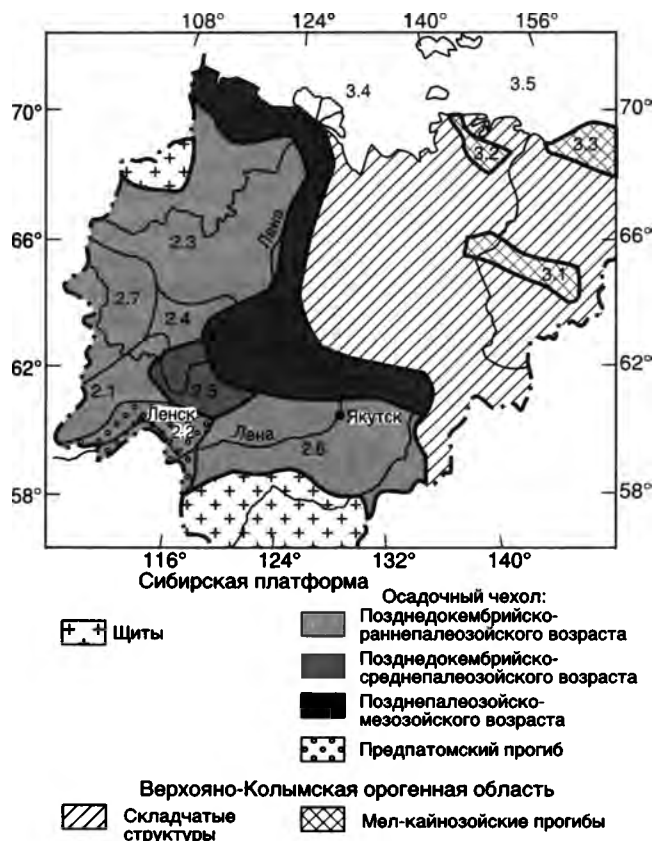


Рис. 16.1. Нефтегеологическое районирование Якутии
 Лено-Вилуйская нефтегазоносная провинция: 1.1 – Вилуйская нефтегазоносная область, 1.2 – Приверхоянская нефтегазоносная область, 1.3 – Лено-Анабарская нефтегазоносная область; Лено-Тунгусская нефтегазоносная провинция: 2.1 – Непско-Ботуобинская нефтегазоносная область, 2.2 – Предпатомская нефтегазоносная область, 2.3 – Анабарская нефтегазоносная область, 2.4 – Сюгджерская нефтегазоносная область, 2.5 – Западно-Вилуйская нефтегазоносная область, 2.6 – Северо-Алданская нефтегазоносная область, 2.7 – Курейская нефтегазоносная область; *Восточно-Якутская потенциально-нефтегазоносная провинция*: 3.1 – Зырянский прогиб, 3.2 – Тастахский прогиб, 3.3 – Южно-Анхойский прогиб, 3.4 – шельф моря Лаптевых, 3.5 – шельф Восточно-Сибирского моря

гионам колеблется в пределах 0,004–0,415 км/км² (средняя 0,117 км/км²), плотность глубокого бурения – 0,02–9,39 м/км² (средняя 1,34 м/км²).

Наибольшая плотность сейсморазведки и глубокого бурения в пределах НБА (0,415 и 9,39 соответственно) и Вилуйской синеклизы (0,325 и 5,99 соответственно)¹. В Западной Якутии эти перспективные территории, суммарная площадь которых достигает 1,6 млн км², относятся к Лено-Тунгусской и Лено-Вилуйской нефтегазоносным провинциям (НГП), а на территории Восточной Якутии и шельфе арктических морей выделяются потенциально нефтегазоносные земли (рис. 16.1).

¹ При составлении этого раздела использованы фондовые материалы ПГО “Ленанефтегазгеология”, ННГК “Саханефтегаз”, АО “Ленанефтегаз”, АО “Якутскгеофизика” ГУП ИИЦ.

Нефтяные и газовые месторождения республики расположены в пределах Непско-Ботуобинской и Предпатомской нефтегазоносных областей, которые входят в состав Лено-Тунгусской НГП, а также в пределах Вилуйской и Приверхоянской нефтегазоносных областей Лено-Вилуйской нефтегазоносной провинции (см. рис. 16.1).

НЕПСКО-БОТУОБИНСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ОБЛАСТЬ (НБНГО)

В пределах якутской части территории НБНГО, выделяемой в объеме Непско-Ботуобинской антеклизы (рис. 16.2, 16.3), к настоящему времени открыто 18 газонефтяных, нефтегазоконденсатных, нефтегазовых и газовых месторождений. Степень их изученности разная – на некоторых из них разведка завершена, большинство же из открытых месторождений находятся на разных стадиях изученности.

Открытые в пределах НБНГО залежи нефти и газа и нефтегазопроявления приурочены к терригенно-карбонатным отложениям венда и галогенно-карбонатным отложениям нижнего кембрия. В терригенно-карбонатном разрезе венда выделяются терригенные продуктивные горизонты (снизу вверх): вилучанский, талахский, улаханский, хамакинский, харыстанский и ботуобинский (Ануприенко и др., 1989; Конторович и др., 1986).

Вилучанский продуктивный горизонт приурочен к базальным слоям разреза венда (бетинчинская и хоронохская свиты). Он установлен в пределах юго-восточной части Вилучанской седловины (Верхневилучанское и Вилуйско-Джербинское месторождения) и юго-восточной части Непско-Пеледуйского свода (Талаканское месторождение, Нижнехамакинская площадь). Отложения бетинчинской и хоронохской свит в пределах рассматриваемой территории, по-видимому, сохранились только в пределах узких трогов (грабен) в кристаллическом фундаменте. Такой грабен устанавливается по данным глубокого бурения, например, в пределах Талаканского месторождения (скв. 827, 804). Характер распространения данного горизонта на территории НБНГО, в силу приуроченности отложений к отрицательным элементам поверхности кристаллического фундамента, сложный. Вилучанский горизонт образован разнородными кварцевыми песчаниками с прослоями гравелитов, алевролитов и аргиллитов. Фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) пород-коллекторов по площади не выдержаны. Общая мощность горизонта меняется в широких пределах (от 0 до 150 м), причем градиенты изменения мощности достигают 8 м/км и более.

Талахский продуктивный горизонт приурочен к разрезу одноименной свиты. В пределах НБНГО распространен более широко, чем вилучанский продуктивный горизонт. Он установлен на Непско-Пеледуйском своде, протягивается в северо-восточном направлении вдоль восточного склона Мирнинского выступа (Таас-Юрх-

ская площадь) и замещается непроницаемыми породами на западе Вилючанской седловины. Талахский горизонт сложен разнозернистыми, часто грубозернистыми, слабоотсортированными песчаниками с высоким содержанием глинистого цемента. ФЕС пород-коллекторов по площади не выдержаны. Общая мощность до 75 м.

Улаханский продуктивный горизонт приурочен к арылахской пачке курсовской свиты, которая залегает на породах кристаллического фундамента и распространена в виде узкой полосы от северной части Среднеботубинского месторождения на северо-восток до Иреляхского месторождения. Улаханский продуктивный горизонт залегает непосредственно под ботубинским и отделяется от него незначительной по толщине аргиллитовой перемычкой, составляя с ним в отдельных случаях (Иреляхское месторождение) единую гидродинамическую систему. Мощность улаханского горизонта не превышает 10–11 м. Горизонт сложен кварцевыми песчаниками с меняющимся по площади количеством и составом (глинистый, карбонатный, ангидритовый) цемента. ФЕС пород-коллекторов высоки и выдержаны по площади.

Хамакинский продуктивный горизонт приурочен к нижнеаршинской подсвите, распространен в пределах Непско-Пеледуйского свода и прослеживается вдоль восточного склона Мирнинского выступа (Хотого-Мурбайская площадь). Мощность хамакинского горизонта

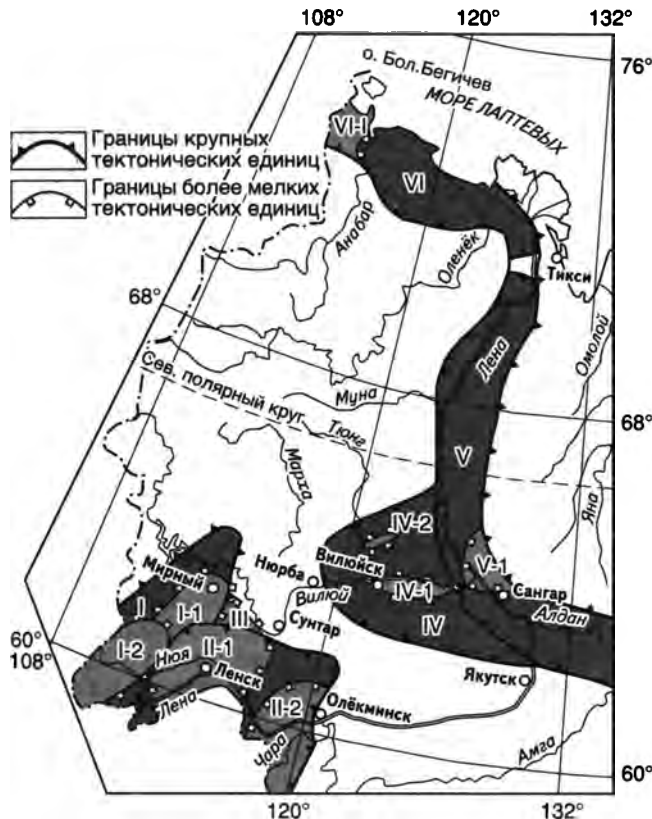


Рис. 16.2. Основные тектонические элементы Лено-Тунгусской и Лено-Вилюйской НГП:

I – Непско-Ботубинская антеклиза (I-1 – Мирненский выступ, I-2 – Непско-Пеледуйский свод); II – Предпатомский прогиб (II-1 – Нюйско-Джербинская впадина; II-2 – Березовский прогиб); III – Вилючанская седловина; IV – Вилюйская синеклиза (IV-1 – Хапчагайский мегавал, IV-2 – Логлорский мегавал); V – Приверхоанский прогиб (V-1 – Китчанская зона надвиговых дислокаций); VI – Лено-Анабарский прогиб (VI-1 – Анабаро-Хатангская седловина)

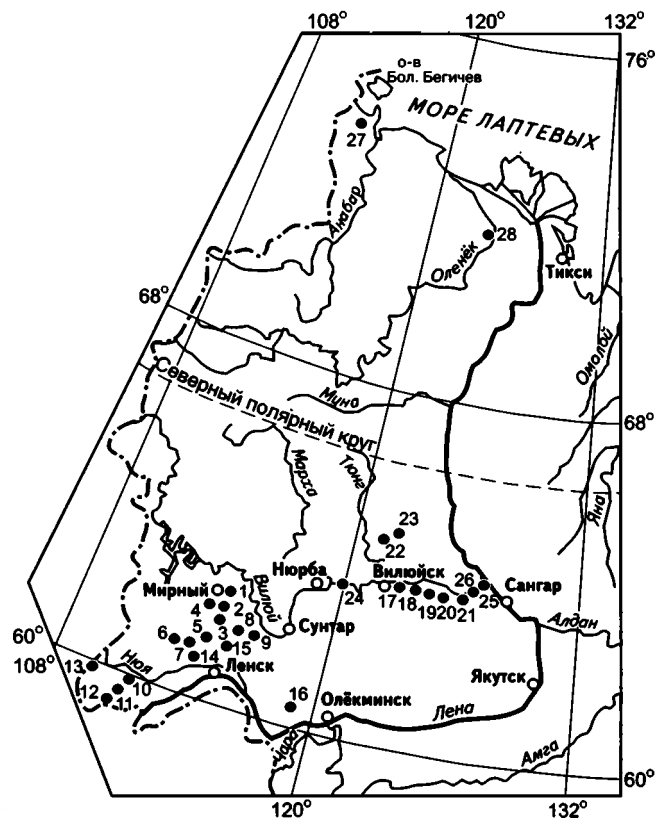


Рис. 16.3. Нефтяные и газовые месторождения Якутии:

1 – Иреляхское газонефтяное, 2 – Северо-Нелбинское газовое, 3 – Нелбинское нефтегазовое, 4 – Мачюбинское нефтегазовое, 5 – Иктехское нефтегазовое, 6 – Среднеботубинское нефтегазоконденсатное, 7 – Таас-Юряхское нефтегазовое, 8 – Верхневилючанское газовое, 9 – Вилюйско-Джербинское нефтегазовое, 10 – Чайяндинское нефтегазоконденсатное, 11 – Талаканское газонефтяное, 12 – Алинское газонефтяное, 13 – Тымпучиканское нефтегазовое, 14 – Хотого-Мурбайское газовое, 15 – Отрадинское газоконденсатное, 16 – Бысахтаское газоконденсатное, 17 – Средневилюйское газоконденсатное, 18 – Толон-Мастахское газоконденсатное, 19 – Соболюх-Неджелиское газоконденсатное, 20 – Бадаранское газовое, 21 – Нижневилюйское газовое, 22 – Среднетюнгское газоконденсатное, 23 – Андылахское газовое, 24 – Нижнетюкянское газовое, 25 – Усть-Вилюйское газоконденсатное, 26 – Собо-Хаинское газовое, 27 – Южно-Тигянское нефтяное, 28 – Оленёкское природных битумов

достигает 40 м. Он представлен песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Песчаники характеризуются слабой сортировкой обломочного материала и высоким содержанием глинистого цемента. Установлено присутствие в разрезе горизонта отложений, связанных с мутьевыми потоками, – хлидолитоподобных пород, характеризующихся полным отсутствием сортированности обломочного материала (Нижнехамакинская площадь, скв. 846). ФЕС песчаников не выдержаны по площади и породы-коллекторы с достаточными ФЕС присутствуют в разрезе горизонта, по-видимому, в форме линзовидных тел, мощность которых не превышает 10 м.

Харыстанский продуктивный горизонт приурочен к одноименной свите, распространен в пределах Вилючанской седловины и простирается на юго-западный (Буягинская площадь) и, возможно, юго-восточный склоны Сунтарского поднятия. Литологически горизонт пред-

ставляет собой серию линзовидных песчаниковых тел мощностью до 30 м, залегающих в алевроито-глинистой толще харыстанской свиты. ФЕС песчаников в пределах этих линз не выдержаны – наряду со слабопроницаемыми выделяются песчаники с высокими ФЕС.

Ботубобинский продуктивный горизонт приурочен к нижнебюкской подсвите и характеризуется наибольшим площадным распространением в пределах НБНГО. Ботубобинский горизонт прослеживается непрерывной полосой от Талаканской площади на юго-востоке до северного склона Мирнинского выступа. Наибольшие мощности (30–35 м) горизонта фиксируются в пределах Среднеботубобинского месторождения, а в пределах Чаяндынской площади они достигают 28 м. Горизонт сложен преимущественно хорошо отсортированными кварцевыми песчаниками, содержащими на различных участках распространения прослойки алевролитов и аргиллитов. В преобладающем объеме это пляжные пески, на отдельных участках баровые тела, переслаивающиеся на других участках с более глубоководными алевроито-глинистыми отложениями (Сафронов, 1998). Количество алевроито-глинистых пород в разрезе горизонта возрастает по направлению к юго-востоку. ФЕС пород-коллекторов ботубобинского горизонта высокие и снижаются в сторону Предпатомского прогиба.

В галогенно-карбонатном разрезе венда–нижнего кембрия выделяются (снизу вверх): телгеспитская пачка, юряхский и осинский продуктивные горизонты.

Телгеспитская продуктивная пачка приурочена к верхнебюкской подсвите и выделяется в пределах Вилочанской седловины и центральной части Мирнинского выступа (Среднеботубобинская площадь). Это – доломиты, известковистые доломиты и известняки, интенсивно трещиноватые и кавернозные. Промышленных притоков в пределах рассматриваемой НГО из этой пачки не получено, но отмечены притоки газа и интенсивные поглощения при проходке этого интервала разреза. ФЕС пород-коллекторов крайне невыдержаны.

Юряхский продуктивный горизонт приурочен к верхней части разреза одноименной свиты и содержит два-три пласта (Ю-I, Ю-II и Ю-III). Он прослеживается в пределах Вилочанской седловины и в зоне сочленения седловины с Мирнинским выступом. Мощность горизонта 41–46 м. Сложен он в различной степени доломитизированными известняками и доломитами, пористыми, кавернозными и трещиноватыми. ФЕС пород-коллекторов невыдержаны.

Осинский продуктивный горизонт приурочен к билирской свите и характеризуется широким площадным распространением. Горизонт сложен в различной степени доломитизированными известняками и доломитами, обычно водорослевыми и микрофитолитовыми. Породы кавернозно-порово-трещинные, при этом доля этих составляющих в общей емкости пустотного пространства резко меняется по площади и по разрезу. Общая мощность горизонта – 25–80 м. Значительные ее колебания фиксируются в пределах отдельных разведочных площадей. Так, на Среднеботубобинской площади мощность горизонта изменяется от 25 м на севере до 60 м на юге. В пределах горизонта выделяются два пласта О-I и О-II, приуроченные соответственно к верхне- и нижнебилирской подсвите и существенно различающиеся по литологическому составу. Нижний пласт О-II сложен преимущественно плотными микритовыми доломитами и из-

вестковистыми доломитами, обычно ангидритизированными и глинистыми. Мощность его выдержана по площади (20–25 м). Пласт О-I сложен доломитизированными спаритовыми известняками и доломитами, водорослевыми и микрофитолитовыми разновидностями этих же пород. Они более кавернозны и трещиноваты по сравнению с породами пласта О-II. За счет присутствия в разрезе фитогенных и водорослевых биогермов и биостромов отмечаются существенные колебания мощности пласта – от 22 до 55 м. ФЕС пород невыдержаны по площади и по разрезу: от пород с невысокой емкостью и низкой проницаемостью до пород с открытой пористостью более 20% и проницаемостью до нескольких сот миллидарси.

СРЕДНЕБОТУБОБИНСКОЕ НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение приурочено к Среднеботубобинской брахиантиклинали северо-восточного простирания, которая расположена в наиболее приподнятой части Мирнинского выступа. Брахиантиклиналь осложнена разрывными нарушениями, делящими структуру на ряд тектонических блоков (рис. 16.4). Амплитуда разрывных нарушений до 30 м. Размер брахиантиклинали 75×80 км. Структура имеет обширный плоский свод. Амплитуда поднятия по кровле продуктивного ботубобинского горизонта 50 м. Промышленная нефтегазонасыщенность месторождения связана с карбонатными отложениями осинского и терригенными коллекторами ботубобинского и улаханского горизонтов.

Газонефтяная залежь осинского горизонта приурочена к кавернозно-пористым доломитам и известнякам, залегающим в кровле подсолевого комплекса под мощной толщей каменных солей юрегинской свиты нижнего кембрия. Глубина залегания залежи 1450–1550 м. В связи со сложным характером распространения пород-коллекторов строение залежи во многом не ясно. Горизонт представлен двумя пластами – О-I и О-II. Мощность пласта О-I колеблется в пределах месторождения от 22 м на севере до 54 м на юге структуры. Эффективная мощность пласта изменяется от 0 до 13,4 м, и какой-либо закономерности изменения установить пока не удастся. Пласт О-II характеризуется более выдержанной мощностью и строением. Мощность его 18–24 м, мощность нефтегазонасыщенной части обычно 4–7 м, достигая в отдельных скважинах 11 м. Породы-коллекторы отсутствуют только в северном блоке месторождения. Коэффициент открытой пористости изменяется в пределах 10–20%, газопроницаемость достигает 0,043 мкм². Притоки газа достигают 717 тыс. м³/сут. Максимальный дебит нефти 8–10 м³/сут (скв. 25). Пластовое давление в залежи ниже гидростатического и составляет 13,9–15,8 МПа, пластовая температура +8°C.

Основная нефтегазовая залежь приурочена к преимущественно кварцевым песчаникам ботубобинского горизонта. Песчаники серые и светло-серые, мелко-среднезернистые, с редкими маломощными прослойками алевролитов и аргиллитов. Наибольшая мощность горизонта (до 33 м) отмечена в южной присводовой части структуры. Максимальные мощности развиты также в юго-восточной части. В северо-западном направлении идет их постепенное уменьшение, и в скв. 1 и 24 песчани-

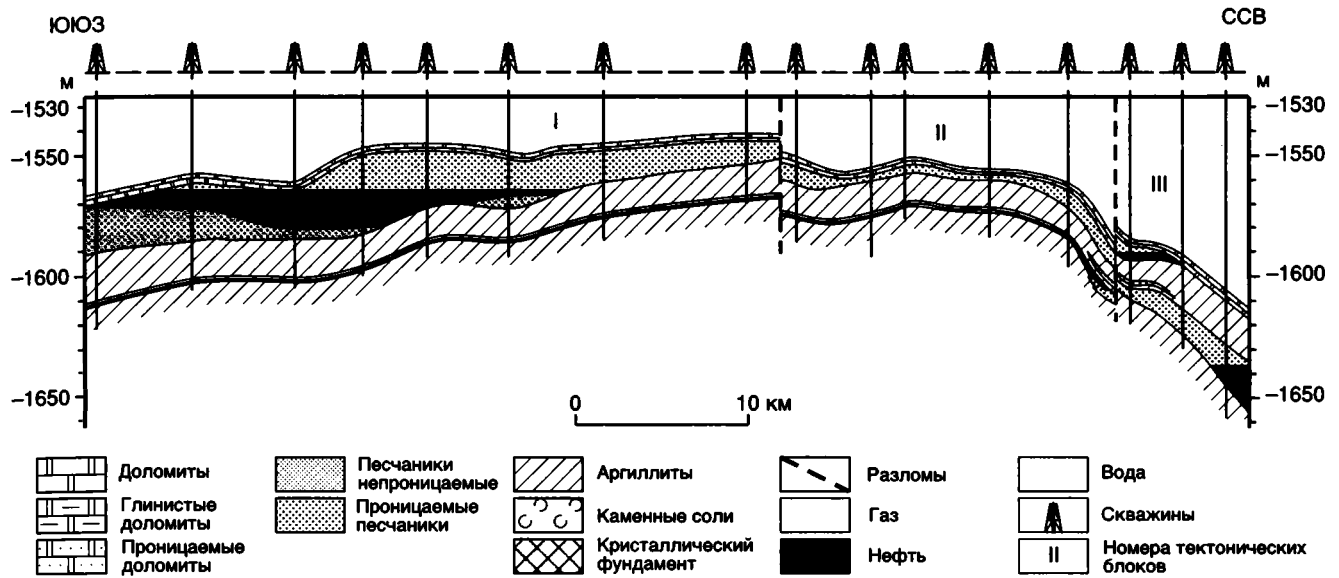


Рис. 16.4. Разрез продуктивных горизонтов Среднеботуобинского нефтегазоконденсатного месторождения

ки почти полностью выклиниваются. Открытая пористость пород-коллекторов изменяется в пределах 12–19%. Абсолютная проницаемость достигает 2,5 мкм².

Залежь пластовая, сводовая, тектонически экранированная. Покрышкой служит пачка ангидритизированных доломитов. Глубина залегания залежи 1875–1925 м. Высота газовой части залежи в своде структуры 16–20 м. На 80% площади газовая залежь подстилается нефтяной оторочкой. В сводовой части структуры центрального тектонического блока (I) мощность нефтенасыщенных пород не превышает 4–5 м и увеличивается к юго-восточной части блока до 10–16 м. Размеры залежи 52×(12–17) км. Пластовое давление в залежи составляет 14–14,4 МПа, что ниже условного гидростатического, пластовая температура также аномально низкая: +(12–14)°С. Рабочие дебиты газа колеблются в пределах 31–715 тыс. м³/сут. Дебиты нефти – 15–130 м³/сут.

Нефтегазовая залежь в ботуобинском горизонте установлена также на восточном крыле структуры (IV). Залежь пластового типа, тектонически экранированная. Высота залежи более 20 м. Нефтенасыщенные мощности изменяются от 2,2 до 10 м, газонасыщенные – до 3,2 м. Размеры залежи 18×(3–5) км.

В северном блоке месторождения (III) в ботуобинском горизонте открыта газовая залежь с маломощной, по-видимому, нефтяной оторочкой. Залежь пластовая, сводовая, тектонически экранированная. Высота ее око-

ло 30 м. Размеры залежи 30×(5–10) км. Мощность газонасыщенной части изменяется от 2 до 5,4 м. Газовые залежи в ботуобинском горизонте установлены также в блоках V и VI.

Газовые залежи в улаханском и талахском горизонтах открыты в северном блоке месторождения. Залежь в песчаниках улаханского горизонта пластового типа с элементами литологического контроля. Размеры залежи 10×6 км, высота около 26 м. Мощность газонасыщенных пород колеблется от 3,5 до 5,4 м.

ТААС-ЮРЯХСКОЕ НЕФТЕГАЗОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение приурочено к одноименной брахиантиклинали, расположенной в 12–15 км к востоку от Среднеботуобинского месторождения. Брахиантиклиналь имеет северо-восточное простирание, раздроблена разрывными нарушениями того же простирания на 10 блоков. Размеры структуры по отражающему горизонту КВ (35–38) × (19–23) км, амплитуда 35–40 м. Основной продуктивный горизонт – ботуобинский. Мощность горизонта колеблется от первых метров в северной части структуры до 39 м в южной (рис. 16.5). Ко-

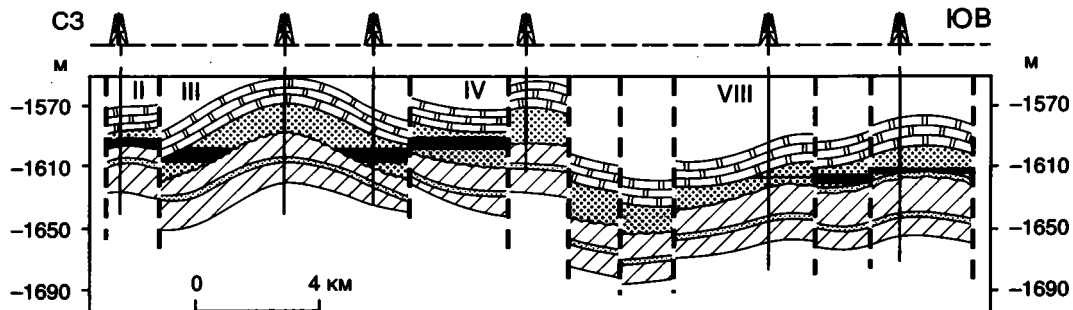


Рис. 16.5. Разрез ботуобинского горизонта Таас-Юряхского нефтегазового месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4

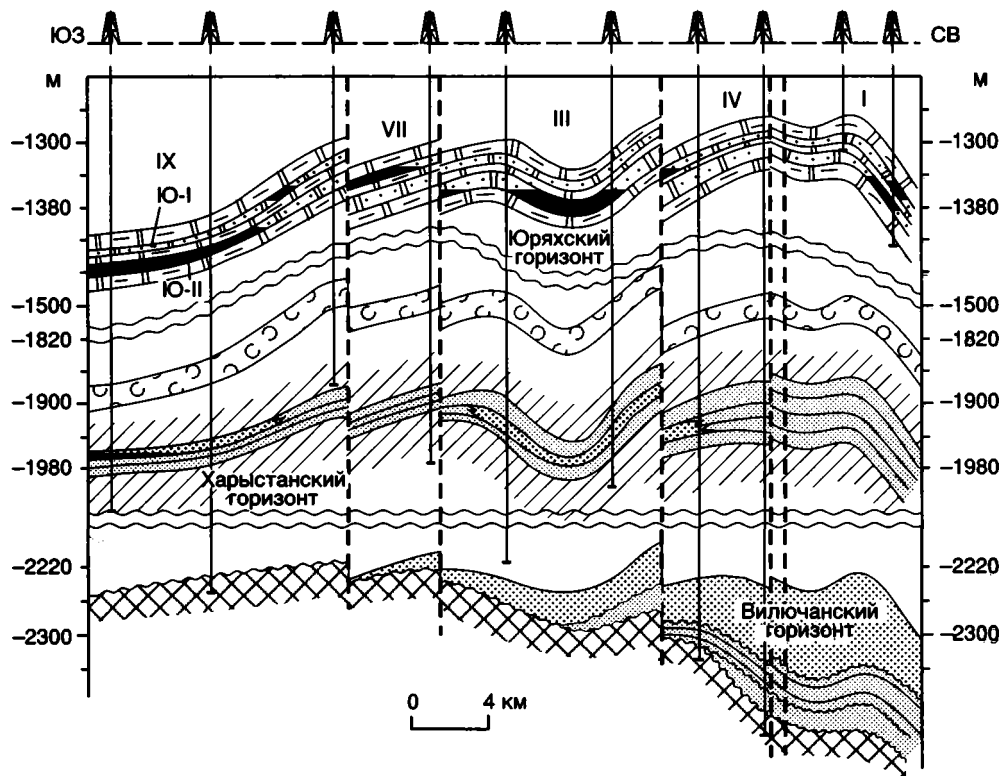


Рис. 16.6. Разрез продуктивных горизонтов Верхневилучанского газового месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4. Ю-I, Ю-II – продуктивные толщи юрхского горизонта

эффицент открытой пористости песчаников ботубинского горизонта достигает 19%, среднее значение – 14,5%; газопроницаемость – до 2,29 мкм².

Залежи нефти и газа установлены в девяти тектонических блоках, которые различаются по размерам, фазовому составу и степени разведанности. Глубины залегания залежей 1914–1984 м. Наиболее крупная газовая залежь с нефтяной оторочкой установлена в блоке I. Это пластовая, сводовая, тектонически экранированная залежь, размеры которой 19×(5–10) км. Высота залежи 48 м. Мощность газонасыщенной части 2,7–27 м и нефтенасыщенной – 4,6–11,5 м. Дебиты газа до 582 тыс. м³/сут.

Газовые залежи с нефтяными оторочками установлены также в блоках II–IV, VI–IX. Все залежи пластовые, тектонически экранированные, а залежь IV с элементами литологического экранирования. Наиболее крупные из них приурочены к блокам III и VII. Эффективные мощности газонасыщенных коллекторов изменяются от первых метров до 22 м, а нефтенасыщенных – от первых метров до 9 м. Дебиты газа до 143 тыс. м³/сут, нефти – до 50 м³/сут.

Промышленные притоки газа получены также в блоке V (скв. 562). Пластовые давления в залежах 13,9–14,6 МПа, пластовые температуры +(9–11,2)°С.

В северо-западной части месторождения разведаны три небольшие залежи газа в нижезалегающем талахском горизонте. Коллекторами являются песчаники, открытая пористость которых достигает 25%, а газопроницаемость – до 0,165 мкм². Залежи пластовые, с элементами

тектонического и литологического контроля. Размеры их не установлены. Промышленный приток газа получен также из отложений осинского горизонта на юго-западе структуры.

ВЕРХНЕВИЛУЧАНСКОЕ ГАЗОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение приурочено к одноименной брахиантиклинали, расположенной в пределах Верхневилучанской седловины, по которой происходит сочленение Непско-Ботубинской антеклизы и Сунтарского поднятия. По отражающему горизонту “КВ” структура имеет амплитуду 225–250 м и размеры по замкнутой изогипсе –2075 м 32×65 км. По кровле пласта Ю-I (юрхская свита) по изогипсе –1400 м ее размеры составляют 44×31 км. Брахиантиклиналь осложнена серией разрывных нарушений северо-восточного и субширотного простираний, которые делят структуру на девять блоков, из которых семь контролируют промышленные залежи нефти и газа. Амплитуда разрывных нарушений колеблется от первых десятков метров до 50 м. Нефтегазовые залежи установлены в карбонатных коллекторах юрхского горизонта, газоконденсатные – в песчаниках харыстанского и вилучанского горизонтов (рис. 16.6).

Основные залежи связаны с юрским горизонтом, в составе которого выделяется два пласта (Ю-I и Ю-II), которые характеризуются различным распространением по площади месторождения. Породы-коллекторы представлены кавернозно-пористыми известняками и доломитами. Покрышкой служит пачка глинисто-карбонатных пород мощностью до 40 м. Суммарная мощность горизонта по площади месторождения изменяется от 58 до 63 м. Эффективная мощность пласта Ю-I достигает 9 м, а пласта Ю-II – 17 м. Открытая пористость пород-коллекторов колеблется в пределах 4–21%, абсолютная проницаемость не превышает 0,028 мкм².

Блоковое строение месторождения обуславливает разное гипсометрическое положение газожидкостных контактов по блокам, разные соотношения эффективных толщин нефте- и газонасыщенных частей пласта.

Залежи пласта Ю-I в блоках III, V–VIII газовые с нефтяными оторочками, а в блоке VII – также нефтяная. Залежи сводовые, пластовые, тектонически экранированные. Высоты залежей по блокам изменяются от 75 до 150 м. Залежи залегают в интервале глубин 1560–1710 м. Степень разведанности залежей по блокам различная – в некоторых блоках контакты установлены условно. Дебиты газа достигают 360 тыс. м³/сут, а дебиты нефти – до 14 м³/сут, при этом в некоторых блоках, где по данным ГИС выделяются нефтенасыщенные пласты, притоков нефти в процессе испытаний получено не было. Пластовое давление 15,8–16,7 МПа, пластовые температуры +(6–8)°С.

Залежи пласта Ю-II в блоках III, V–VIII газовые с нефтяными оторочками, в блоке VI – также нефтяная. Залежи сводовые, пластовые, тектонически экранированные. Высоты их по блокам изменяются от 17 до 62 м. Залежи находятся в интервале глубин 1710–1755 м. Степень разведанности их по блокам также неравномерная – в большинстве блоков газожидкостные контакты установлены условно. Дебиты газа достигают 175 тыс. м³/сут, а дебиты нефти – 16,8 м³/сут. В большинстве блоков притоков нефти в процессе испытания получено не было, хотя по данным ГИС нефтенасыщенные пласты выделяются уверенно. Пластовое давление незначительно превышает 16 МПа, пластовая температура +8 °С.

Залежь харыстанского горизонта приурочена к песчаникам, залегающим в средней части харыстанской свиты. Горизонт представлен толщей переслаивания песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов. Мощность горизонта в пределах месторождения колеблется от 5 до 30 м. Эффективные газонасыщенные мощности достигают 12,4 м (скв. 623). Характер распространения пород-коллекторов горизонта по площади месторождения сложный и определяется замещением коллекторов непроницаемыми и слабопроницаемыми породами; на северо-западе месторождения отложения горизонта эродированы вплоть до полного размыва (скв. 610). Породы горизонта залегают в интервале глубин 2180–2325 м. Значения коэффициента открытой пористости изменяются от 5–6 до 10–11%, в отдельных случаях до 16–18%. Абсолютная проницаемость достигает 0,290 мкм². Залежи в пределах этого горизонта пластовые, сводовые, литологически и тектонически экранированные. Промышленные притоки газа (до 280 тыс. м³/сут) получены только в пяти скважинах (608, 616, 619, 623 и 125-03) из 12, в которых проводились испытания. Значения пластовых давле-

ний по разным тектоническим блокам изменяются от 17,1 до 18,3 МПа, пластовые температуры – от +11,5 до +15,5 °С. Газожидкостные контакты не установлены. На современной стадии изученности месторождения залежи этого горизонта отнесены к непромышленным.

Залежь вилючанского горизонта выявлена в восточной части площади (блок III). Горизонт выделяется в объеме бетинчинской и хоронохской свит. Он сложен кварцевыми мелко-среднезернистыми песчаниками, в нижней части разреза присутствуют гравелиты. Горизонт залегают на породах кристаллического фундамента, и его мощность в пределах площади месторождения колеблется в весьма широких пределах – от 0 (скв. 603) до 110 м (скв. 606). Породы горизонта залегают в интервале глубин 2550–2670 м. Открытая пористость существенно изменяется по разрезу от первых процентов до 17%, абсолютная проницаемость до 0,117 мкм². В скв. 611, 614 и 636 получены промышленные притоки газа (до 360 тыс. м³/сут). Пластовое давление 17,6 МПа, пластовая температура +17,3°С.

ВИЛЮЙСКО-ДЖЕРБИНСКОЕ НЕФТЕГАЗОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение приурочено к одноименной структуре, расположенной в пределах Вилючанской седловины, восточнее Верхневилючанского месторождения. По отражающему горизонту “КВ” эта структура представляет собой брахи-антиклиналь северо-западного простирания с размерами 23×12 км и амплитудой 250 м. Структура в сводовой части осложнена разрывным нарушением северо-восточного простирания, делящим ее на два блока. Залежи приурочены к карбонатным породам-коллекторам юрского горизонта и к песчаникам вилючанского горизонта (рис. 16.7).

К юрскому горизонту приурочена нефтегазовая залежь. В составе горизонта выделяются два пласта Ю-I и Ю-II. Породы-коллекторы представлены кавернозно-пористыми и трещиноватыми доломитами. Горизонт перекрыт глинисто-карбонатными породами. Пласты Ю-I и Ю-II имеют мощности соответственно 10,3–15,6 и 21,8–24,4 м. Более выдержан по площади месторождения пласт Ю-II. Преобладают значения коэффициента открытой пористости 14–16%, газопроницаемость – до 0,3 мкм². Залежь пластовая, сводовая, тектонически экранированная. Высота газовой части залежи до 140 м. Глубина залегания залежи 1388–1532 м. Промышленные притоки получены в обоих блоках. Дебиты газа до 300 тыс. м³/сут, нефти – 6–10 м³/сут. Пластовые давления 16,1–16,3 МПа, температура +7°С.

Газовая залежь приурочена к вилючанскому горизонту, сложенному кварцевыми песчаниками. Залежь пластовая, сводовая, водоплавающая, тектонически экранированная. Глубина залегания залежи 2386–2578 м. Высота залежи в юго-восточном блоке 170 м, в северо-западном – 63 м. Притоки газа до 160 тыс. м³/сут. Пластовые давления 17,3–17,7 МПа, температура +22 °С. Промышленные притоки газа получены также из карбонатных пород телгеспитской пачки бюкской свиты, бесюрской и кудулахской свит венда.

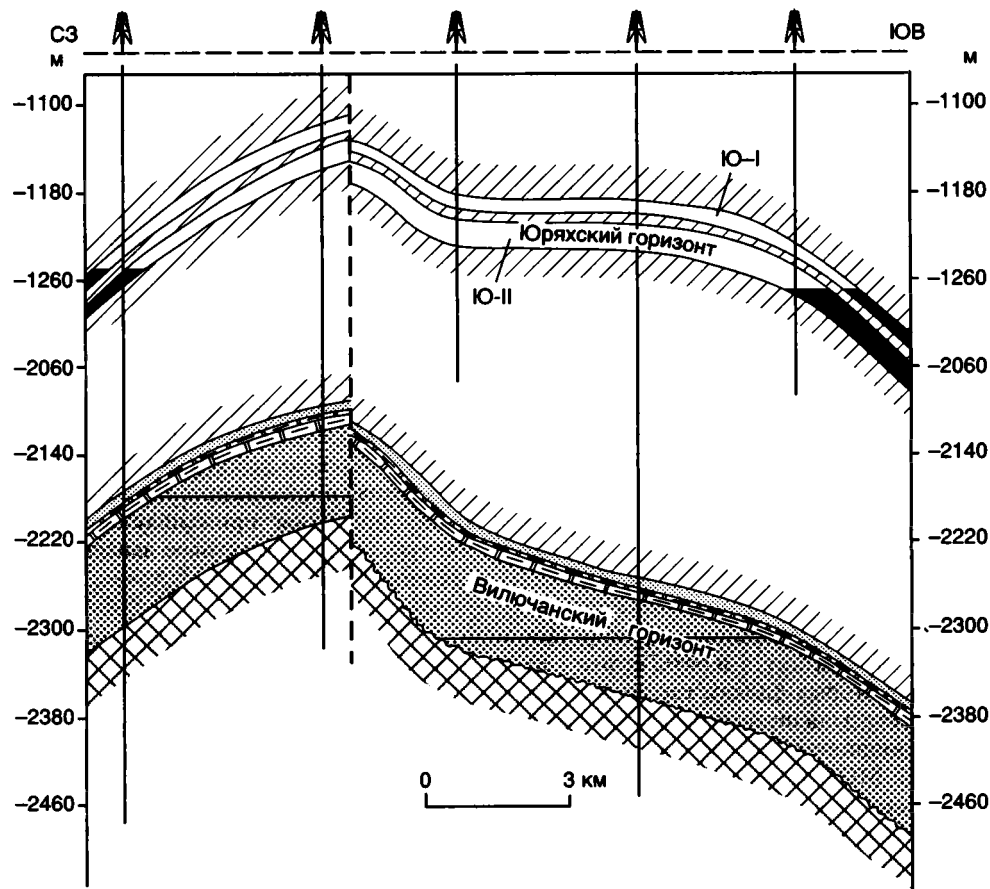


Рис. 16.7. Разрез продуктивных горизонтов Вилуюско-Джербинского нефтегазового месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4

ИРЕЛЯХСКОЕ ГАЗОНЕФТЯНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение находится по окраине г. Мирного и приурочено к одноименной локальной структуре, расположенной на северном склоне Мирнинского выступа. Иреляхская структура представляет собой брахиантиклиналь северо-восточного простирания, осложненную серией малоамплитудных разрывных нарушений субдолготного простирания. Выделяются западный, центральный и восточный блоки. Общие размеры структуры 21×5 км с амплитудой до 40 м.

Газонефтяные залежи приурочены к ботуобинскому и улаханскому горизонтам, разделенным в пределах месторождения пачкой глинистых пород мощностью 2–5 м (рис. 16.8). Ботуобинский и улаханский горизонты сложены преимущественно песчаниками, открытая пористость которых изменяется в пределах 7–18%, газопроницаемость в целом высокая – преобладают значения 0,1–0,6 мкм². Разрезы горизонтов отличаются высокой однородностью литологического состава: коэффициент песчаности в пределах западного блока составляет 0,95–1,0. Наиболее крупные залежи приурочены к западному блоку.

Залежь в ботуобинском горизонте газонефтяная, пластовая, сводовая, тектонически экранированная. Глу-

бина залегания залежи 2110–2198 м, ее размеры – 9×3,9 км. Высота залежи 61 м, высота газовой шапки 24 м, высота нефтяной части залежи 37 м. Эффективная мощность коллекторов ботуобинского горизонта изменяется в пределах от 4,8 до 15,4 м. Наибольшая газонасыщенная толщина 10,5 м, а нефтенасыщенная – 13,6 м. Дебиты газа до 214 тыс. м³/сут, нефти – до 125 м³/сут. Пластовые давления 15,1–15,8 МПа, пластовые температуры +(12–14)°С.

Залежь в улаханском горизонте газонефтяная, пластовая, сводовая, тектонически экранированная. Глубина залегания залежи 2125–2180 м. Размеры залежи 8,2×3,2 км. Высота залежи 46 м, высота газовой шапки около 10 м, высота нефтяной части залежи 36 м. Эффективная мощность коллекторов улаханского горизонта изменяется в пределах от 7,4 до 12,7 м. Наибольшая газонасыщенная мощность 8,8 м, а нефтенасыщенная – 12,7 м. Дебиты газа до 201 тыс. м³/сут, нефти – до 78 м³/сут. Пластовые давления 15,7–16 МПа, пластовые температуры +(12–14)°С.

Залежи в центральном блоке (II) также газонефтяные, пластовые, сводовые, тектонически экранированные. Залежи залегают на несколько меньших глубинах – 2082–2125 м. Размеры залежей меньше, чем в западном блоке. Высоты залежей в ботуобинском и улаханском горизонтах соответственно 54 и 44 м. Эффективные мощности также несколько меньше, чем в западном блоке. Пластовые давления и температуры такие же, как в западном блоке.

Промышленные притоки нефти и газа из ботубинского горизонта были получены в скважинах, пробуренных в восточном блоке (блоки III и IV). Установленные залежи недоразведаны. Залежи в ботубинском и улаханском горизонтах западного блока месторождения имеют одинаковые отметки ГНК и ВНК, что можно рассматривать как свидетельство принадлежности их к единой гидродинамической системе.

В конце 80-х–начале 90-х годов в периоды пиковых нагрузок газоснабжения г. Мирного периодически производился отбор газа из газовой шапки. В результате давление в газовой шапке улаханского горизонта снизилось с 15,8 до 14,8 МПа. Всего было отобрано около 240 млн м³ газа. С 1992 г. в опытно-промышленную эксплуатацию введены нефтяные залежи западного блока месторождения. В 1994 г. на месторождении была пробурена первая в республике скважина с горизонтальной частью ствола в продуктивном горизонте (скв. 155-22).

СЕВЕРО-НЕЛБИНСКОЕ ГАЗОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено в северной части Мирнинского выступа, в 10 км южнее г. Мирного, и приурочено к одноименной брахиантиклинальной складке субдолготного простирания. Западное и восточное крылья складки осложнены разрывными нарушениями небольшой амплитуды. Размеры структуры по изогипсе –1775 м отражающего горизонта КВ составляют 7×3 км с амплитудой не более 25 м.

Промышленная залежь газа приурочена к песчаникам ботубинского горизонта. Залежь пластового, сводового типа. Глубина залегания залежи 2031–2083 м. Среднее значение коэффициента открытой пористости 11,5%, газопроницаемости – 0,3 мкм². Эффективные мощности 8–10 м. Дебиты газа от 290 до 315 тыс. м³/сут на шайбах 12–15 мм. Пластовое давление 14,7 МПа, температура +10 °С. Небольшая залежь газа была также установлена в песчаниках улаханского горизонта.

Месторождение введено в опытно-промышленную эксплуатацию в 1987 г. и подключено к действующему газопроводу для газоснабжения г. Мирного. Проведенными в 1993 г. сейсморазведочными работами установлено более сложное строение залежи в ботубинском горизонте (отсутствие коллекторов в центральной части ранее оконтуренной залежи).

НЕЛБИНСКОЕ НЕФТЕГАЗОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено в северной части Мирнинского выступа, в 5–10 км южнее Северо-Нелбинского месторождения. Размеры структуры по замкнутой изогипсе –1725 м 22×7 км, ам-

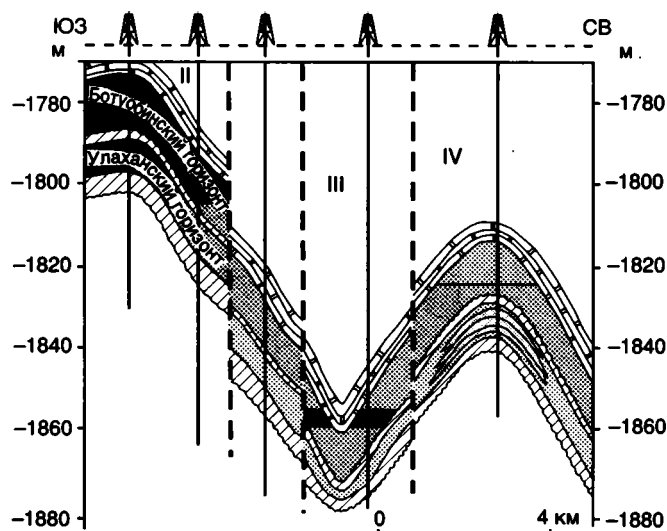


Рис. 16.8. Разрез продуктивных горизонтов Иреляхского газонефтяного месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4

плитуда – 60 м. Поисковой скв. 1241 установлена газоносность улаханского горизонта. Из интервала 1976–1982 м получен приток газа с дебитом 146 тыс. м³/сут на шайбе 9 мм. Пластовое давление аномально низкое – 14,4 МПа. Промышленная ценность залежи подтверждена ее пробной эксплуатацией. При опробовании в процессе бурения ботубинского горизонта и нижней части карбонатной толщи венда (скв. 1241, инт. 1920–1964 м) получен приток нефти дебитом 10 м³/сут при депрессии 1,3 МПа. При испытании ботубинского горизонта в процессе бурения (инт. 2001–2033 м) получен приток газа с дебитом 100 тыс. м³/сут на шайбе 9,25 мм. Месторождение недоразведано.

МАЧЧОБИНСКОЕ НЕФТЕГАЗОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено в северной части Мирнинского выступа, в 30 км юго-западнее Иреляхского месторождения, и приурочено к одноименной приразломной брахиантиклинальной северо-восточного простирания. С юго-востока структура ограничена Маччобинским разломом и осложнена разрывными нарушениями субдолготного простирания, делящими складку на несколько тектонических блоков. Амплитуды последних не превышают 20 м. Размеры структуры по изогипсе отражающего горизонта КВ –1775 м составляют 14,5×5 км при амплитуде 110 м. Залежи углеводородов установлены в отложениях ботубинского и улаханского горизонтов (рис. 16.9). Непромышленный приток газа получен из карбонатных пород осинского горизонта.

Породы-коллекторы обоих горизонтов представлены песчаниками. ФЕС песчаников ботубинского гори-

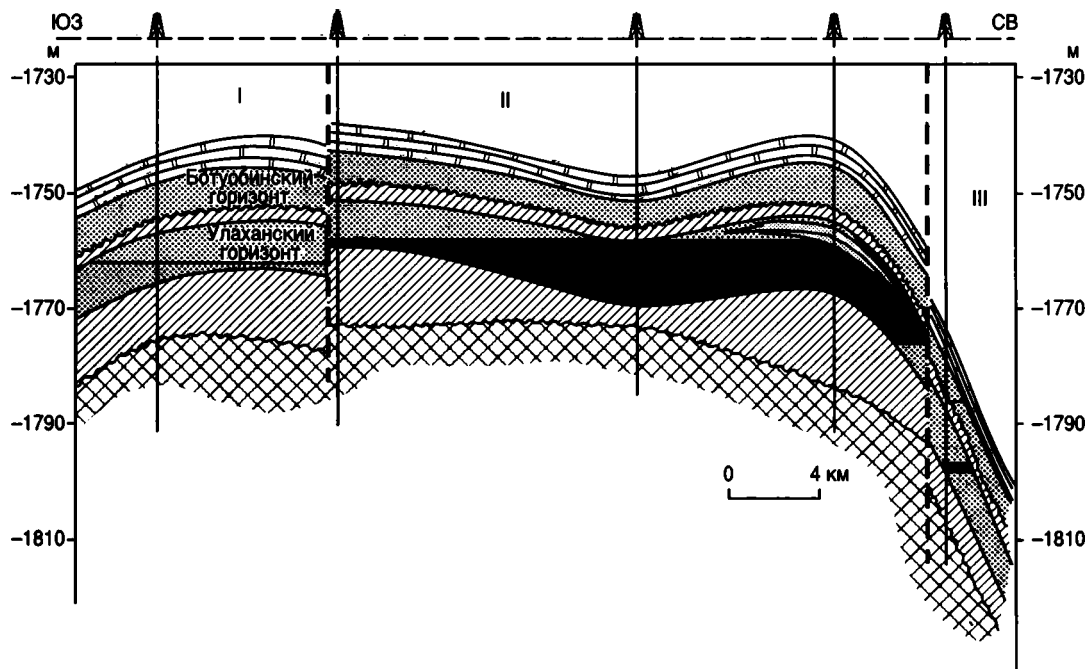


Рис. 16.9. Разрез продуктивных горизонтов Мачобинского нефтегазового месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4

зонта несколько выше, чем песчаников улаханского горизонта. Открытая пористость песчаников ботубинского горизонта в среднем составляет 16%, а песчаников улаханского – 12%. Газопроницаемость песчаников ботубинского горизонта достигает 1,24 мкм² (среднее 0,66 мкм²), а песчаников улаханского – 0,6 мкм² (среднее 0,28 мкм²).

Залежи, относящиеся к ботубинскому горизонту, установлены в трех тектонических блоках структуры. Основная залежь в ботубинском горизонте приурочена к наиболее приподнятому блоку (II). Залежь газонефтяная, пластовая, сводовая, тектонически экранированная. Размеры залежи 12×5 км, высота ее 47 м. Глубины залегания 2104–2155 м. Эффективная мощность газонасыщенных пород составляет 2–5,6 м, нефтенасыщенных – 2–4 м. Максимальный дебит газа 269 тыс. м³/сут, нефти – 46 м³/сут. Пластовое давление 15,4 МПа, пластовая температура +11 °С. Залежь в блоке I газонефтяная, в блоке III – газовая. Залежи недоразведаны.

Залежи улаханского горизонта также установлены в трех блоках. Основная залежь также приурочена к наиболее приподнятому блоку (II). Залежь газонефтяная, пластовая, сводовая, тектонически экранированная. Размеры залежи 12×5 км, высота ее 36 м, глубины залегания 2154–2190 м. Эффективная мощность газонасыщенных пород составляет 0,4–7,8 м, нефтенасыщенных – 1,2–9,2 м. Максимальный дебит газа 329 тыс. м³/сут, нефти – 70 м³/сут. Пластовое давление 15,3 МПа, пластовая температура +11 °С. Залежи в блоках I и III газонефтяные. Залежи недоразведаны.

ИКТЕХСКОЕ НЕФТЕГАЗОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено на восточном склоне Мирнинского выступа на границе с Вилючанской седловиной и приурочено к одноименной брахиантиклинали северо-восточного простирания. Структура осложнена малоампли-

тудными разрывными нарушениями. Размеры структуры по кровле отражающего горизонта II – 40×13 км, амплитуда – 100 м.

Промышленные залежи установлены в юрском горизонте, в составе которого выделяется три пласта (Ю-I, Ю-II, Ю-III), содержащих самостоятельные залежи. Эти пласты сложены кавернозно-поровыми доломитами и разделяются пачками плотных глинистых карбонатных пород. Залежь в пласте Ю-I пластовая, сводовая, с элементами тектонического и литологического контроля. Высота залежи 27 м, высота нефтяной ее части 17 м. В газонефтяной зоне залежи эффективная мощность достигает 7 м. Дебит газа до 504 тыс. м³/сут, нефти – 13 м³/сут. Давления в залежи 15,1–15,3 МПа. Залежь пласта Ю-II пластовая, сводовая, с элементами тектонического и литологического контроля. Дебиты газа незначительные. Давления в залежи 15,1–15,3 МПа. Залежь пласта Ю-III газовая пластовая, сводовая. Дебит газа до 113 тыс. м³/сут. Залежи недоразведаны.

В северо-западной части структуры в разрезе присутствуют песчаники ботубинского горизонта. В скв. 655 при опробовании из них был получен приток газа дебитом 150 тыс. м³/сут (шайба 9,25 мм). На большей части площади структуры мощность газонасыщенных песчаников ботубинского горизонта не превышает 1 м.

Месторождение в целом недоразведано – необходимо оценить промышленную ценность нефтяной оторочки в пласте Ю-I и уточнить строение залежи в пластах Ю-II и Ю-III.

ЧАЯНДИНСКОЕ НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено на северо-восточном склоне Непско-Пеледуйского свода и приурочено к ловушке неантиклинального типа.

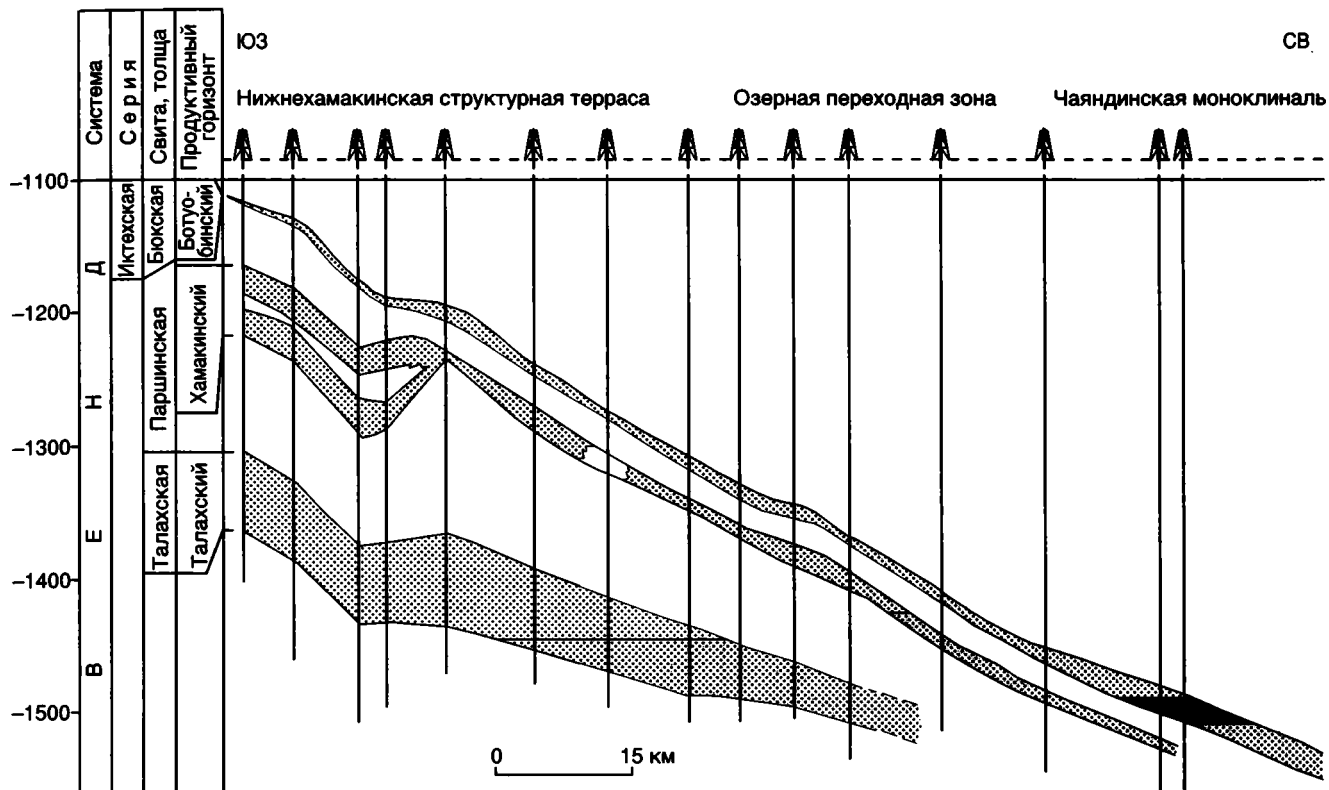


Рис. 16.10. Разрез продуктивных горизонтов Чаяндинского нефтегазоконденсатного месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4

Данная ловушка связана с зоной регионального выклинивания разновозрастных песчаников венда (ботубинский, хамакинский и талахский горизонты) в пределах наиболее приподнятой части Непско-Пеледуйского свода.

Месторождение имеет весьма интересную историю открытия. Первые промышленные притоки газа в пределах современного контура ловушки были получены в 1979 г. в скв. 751 из песчаников хамакинского и талахского горизонтов на Нижнехамакинской площади. В 1983 г. на Озерной площади, находящейся в 35–40 км севернее Нижнехамакинской, в скв. 761 был получен промышленный приток газа из песчаников ботубинского горизонта. Сейсморазведочными работами (Н.С. Бодатова, 1987–1988 гг.) была подготовлена к глубокому бурению Чаяндинская площадь, простиравшаяся от Нижнехамакинского месторождения на западе до Бюк-Танарской площади на востоке. Общая площадь по изогипсе –1525 м отражающего горизонта КВ оценивалась в 4500 км². В 1988 г. В.Д. Матвеевым и В.П. Шабалиным была намечена и оконтурена Чаяндинская неантиклинальная ловушка, для которой предполагалась весьма существенная нефтеносность (Матвеев и др., 1989).

Буровыми работами конца 80-х–начала 90-х годов были установлены основные черты строения этой неантиклинальной ловушки. В пределах

ее выделяются следующие структурные элементы (вверх по восстанию пластов): Чаяндинская моноклираль, Озерная переходная зона и Нижнехамакинская структурная терраса (рис. 16.10). Мощность осадочного чехла в пределах площади месторождения увеличивается от 1600 м на юго-западе до 2020 м на северо-востоке. В терригенно-карбонатном разрезе венда выделяются три горизонта, сложенных преимущественно песчаниками, содержащими прослойки алевролитов и аргиллитов, доля которых в разрезе горизонтов меняется по площади. Данные горизонты представляют собой кулисообразно расположенные в пространстве геологические тела.

Ботубинский горизонт в плане образует песчаную линзу весьма прихотливой формы, вытянутую в северо-восточном направлении. Мощность горизонта изменяется от 0 до 28 м. Наибольшие мощности фиксируются в пределах Чаяндинской моноклинали, наименьшие – в пределах Нижнехамакинской структурной террасы. Мощность резко сокращается в южном и северном направлениях и более постепенно по линии простирается в юго-западном направлении. Глубины залегания горизонта 1540–1970 м. К нему приурочена основная по размерам нефтегазовая залежь высотой 330 м. Эффективные мощности газонасыщенных коллекторов колеблются от 0,4 до 21,4 м, нефтенасыщенных – от 4,4 до 20,8 м. Нефтяная оторочка распространена только в пределах Чаяндинской моноклинали. Открытая пористость пород-коллекторов ботубинского горизонта 12–22%, газопроницаемость – 0,16–1,4 мкм². Максимальные дебиты газа

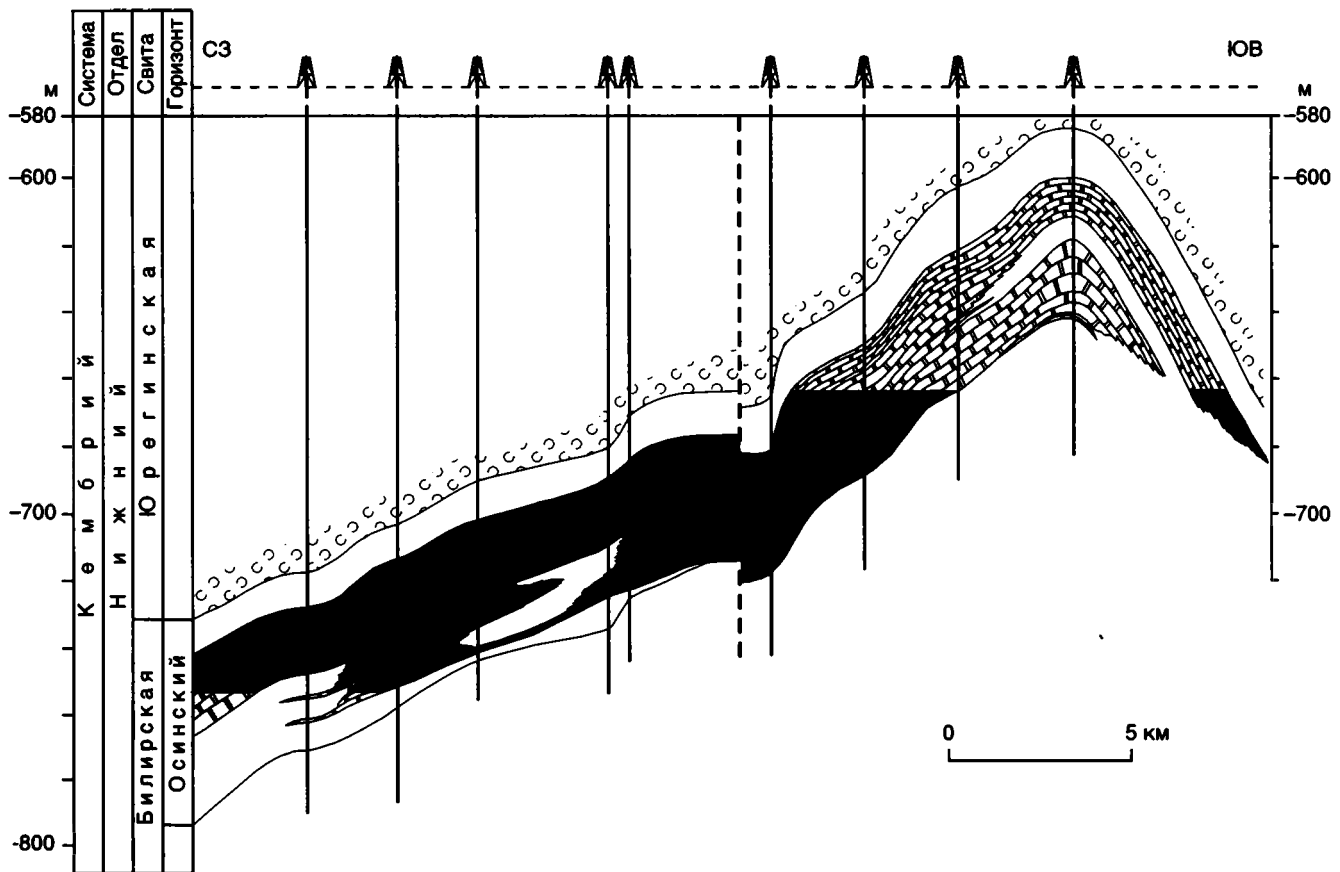


Рис. 16.11. Разрез продуктивных горизонтов Талаканского газонефтяного месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4

около 600 тыс. м³/сут, нефти – около 60 м³/сут. Пластовые давления: в пределах Озерной площади достигают 13,14 МПа, в пределах Чаядинской моноклинали – 13,9 МПа. Пластовая температура +9°C.

Хамакинский горизонт также представляет собой сложное по конфигурации геологическое тело. От ботубинского горизонта он отделяется пачкой (20–55 м) аргиллитов и алевролитов с тонкими прослоями доломитов. Глубины залегания горизонта в пределах месторождения 1370–1850 м. К нему приурочена газоконденсатная залежь литологического типа высотой около 430 м. Эффективные мощности в пределах месторождения изменяются от первых метров до 35 м, максимальные фиксируются на Нижнехамакинской структурной террасе. Залежь распространена в пределах Озерной переходной зоны и Нижнехамакинской структурной террасы. ФЕС пород-коллекторов хамакинского горизонта ниже, чем в ботубинском горизонте. Горизонт характеризуется невыдержанностью ФЕС пород-коллекторов по латерали, что обусловлено накоплением его осадков в условиях заметно расчлененного рельефа морского дна с различной гидродинамикой среды седиментации. Открытая пористость пород-коллекторов не превышает 21% (преобладают значения 8–12%), а газопроницаемость достигает 0,871 мкм². Максимальные дебиты газа около 400 тыс. м³/сут. Пластовые давления в хамакинском горизонте 11,95–13,33 МПа, пластовая температура не превышает +13°C.

Мощность талахского горизонта 29–73 м. Глубина его залегания в пределах ловушки 1620–1770 м. К горизонту приурочена газоконденсатная залежь литологиче-

ского типа высотой 120 м. Залежь распространена в пределах Озерной переходной зоны и Нижнехамакинской структурной террасы. Эффективные газонасыщенные мощности изменяются от 5 до 45 м. ФЕС пород-коллекторов заметно хуже, чем в вышележающих продуктивных горизонтах. Это обусловлено еще более резкой расчлененностью рельефа морского дна, чем для времени накопления осадков хамакинского горизонта (присутствие в разрезе горизонта хлидолитов), что обусловило более низкую степень сортированности обломочного материала, более высокое содержание глинистого цемента. Открытая пористость пород-коллекторов не превышает 20% (преобладают значения 8–11%), газопроницаемость не более 0,12 мкм². Максимальные дебиты газа – около 200 тыс. м³/сут. Пластовое давление 12 МПа, пластовая температура +15°C.

ТАЛАКАНСКОЕ ГАЗОНЕФТЯНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено в наиболее приподнятой части Непско-Пеледуйского свода и всей Непско-Ботубинской антеклизы и приурочено к Талаканскому поднятию. Это поднятие осложнено серией разрывных нарушений северо-западного простирания, делящих структуру на несколько тектонических блоков. В пределах этой зоны выделяются три блока (с запада на восток): Таранский, Центрально-Талаканский и

Восточный. Таранский и Центрально-Талаканский блоки разделены узким (не более 200 м) грабеном. Центрально-Талаканский блок отделяется от Восточного блока разрывным нарушением, амплитуда которого 25–30 м. Размеры Талаканского поднятия по замкнутой изогипсе –1100 м составляют 66 × (37–20) км. Амплитуда Таранского и Центрально-Талаканского блоков – 200 м, Восточного блока – 100 м. В пределах месторождения выявлено два продуктивных горизонта: хамакинский и осинский. Промышленная нефтегазоносность структуры установлена в 1984 г., когда в скв. 817 был получен приток газа из песчаников хамакинского горизонта.

Хамакинский горизонт распространен в северо-восточной части месторождения (Восточный блок). Горизонт сложен разнозернистыми песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов. ФЕС пород-коллекторов хамакинского горизонта крайне невыдержаны по площади. Общая мощность горизонта в пределах месторождения 28–46 м. Эффективные мощности изменяются от 3 до 10 м, увеличиваясь в северо-восточном направлении. В пределах Центрально-Талаканского блока породы-коллекторы этого горизонта отсутствуют. Эффективная мощность горизонта в пределах Таранского блока составляет 8,2 м (скв. 870) и имеет тенденцию к увеличению на юго-запад за пределы месторождения. Открытая пористость песчаников изменяется в пределах 5–17%, газопроницаемость достигает 0,255 мкм². Промышленные притоки газа получены в трех скважинах с дебитами от 56 до 197 тыс. м³/сут. Пластовое давление 12 МПа, пластовая температура +12 °С. Залежь хамакинского горизонта приурочена к голове крупной неантиклинальной ловушки, находящейся в зоне регионального выклинивания вендских песчаников, основная продуктивность которых установлена на Чайндинском месторождении.

Основной продуктивный горизонт в пределах месторождения – осинский; газонефтяная залежь приурочена к пласту О-I верхнебилярской подсвиты. Покрышкой является 250-метровая толща каменных солей с прослоями доломитов и аргиллитов юрегинской свиты. Породы-коллекторы представлены преимущественно разнозернистыми доломитами, кавернозно-поровыми, в разной степени трещиноватыми. Каверновая, поровая и трещинная составляющие емкости коллекторов меняются по площади и по разрезу, что обуславливает на отдельных участках существенную неоднородность продуктивного горизонта. Общая мощность горизонта 51–56 м. Эффективные мощности меняются от 0,8 до 44,9 м; при этом газонасыщенные мощности достигают 38,4 м, а нефтенасыщенные – 34,4 м. Коэффициент открытой пористости пород-коллекторов изменяется в пределах 6–27% (преобладающие значения 10–15%), газопроницаемость достигает 0,19 мкм².

Основная залежь в осинском горизонте (газонефтяная) приурочена к Центрально-Талаканскому блоку, размеры которого по отражающему горизонту II составляют 37×(10–13) км при амплитуде около 200 м. Разрывным нарушением северо-восточного простирания блок делится на две части: северную и южную (рис. 16.11). В каждой из этих частей бурением на разных уровнях установлены водонефтяные контакты. По этому признаку выделяются три залежи. К северной части блока приурочена нефтяная

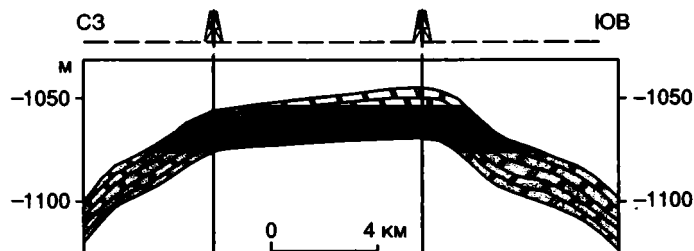


Рис. 16.12. Разрез Алинского газонефтяного месторождения

Усл. обозн. см. на рис. 16.4

залежь, практически по всему периметру контролируемая тектоническими нарушениями. На границе с Таранским блоком выделяется газонефтяная залежь с более высоким гипсометрическим положением ВНК, приуроченная к небольшому по площади клинообразному тектоническому блоку. В южной части блока находится газонефтяная залежь с четко выраженной газовой шапкой и наиболее высоким положением ВНК. Глубина залегания залежей 1062–1195 м. Дебиты газа 100–480 тыс. м³/сут, нефти – 50–120 м³/сут. В скв. 179-76 с горизонтальным стволом в продуктивном горизонте (длина горизонтальной части 109,5 м) дебит нефти достигал 400 м³/сут. Пластовые давления 9,8–9,9 МПа, пластовая температура +12 °С.

В Таранском блоке к осинскому горизонту приурочена газовая залежь. Притоки газа получены в пяти скважинах. Максимальный дебит 419 тыс. м³/сут (скв. 870) на шайбе 24 мм. В Восточно-Талаканском блоке в осинском горизонте установлена нефтегазовая залежь, которая остается еще слабоизученной. Контуры ее определяются достаточно уверенно – с севера и юга бурением установлена линия замещения пород-коллекторов плотными породами. С северо-запада и юго-востока блок ограничен разрывными нарушениями. Слабые притоки газа на Талаканском месторождении были также получены из песчаников ботубинского и хамакинского горизонтов.

АЛИНСКОЕ ГАЗОНЕФТЯНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено непосредственно юго-восточнее Таранского блока Талаканского месторождения и приурочено к одноименной брахиантиклинали. Размеры ее составляют 12×(4–5) км, амплитуда около 80 м (рис. 16.12). Установлена промышленная нефтегазоносность хамакинского горизонта. В пробуренных на площади двух скважинах получены притоки нефти (до 61,6 м³/сут) и газа (до 95 тыс. м³/сут). Открытая пористость коллекторов 12–15%. Пластовые давления 11,2–11,5 МПа.

ТЫМПУЧИКАНСКОЕ НЕФТЕГАЗОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено на северо-восточном склоне Верхнечонского куполовидного поднятия, осложняющего Непско-Пеледуйский

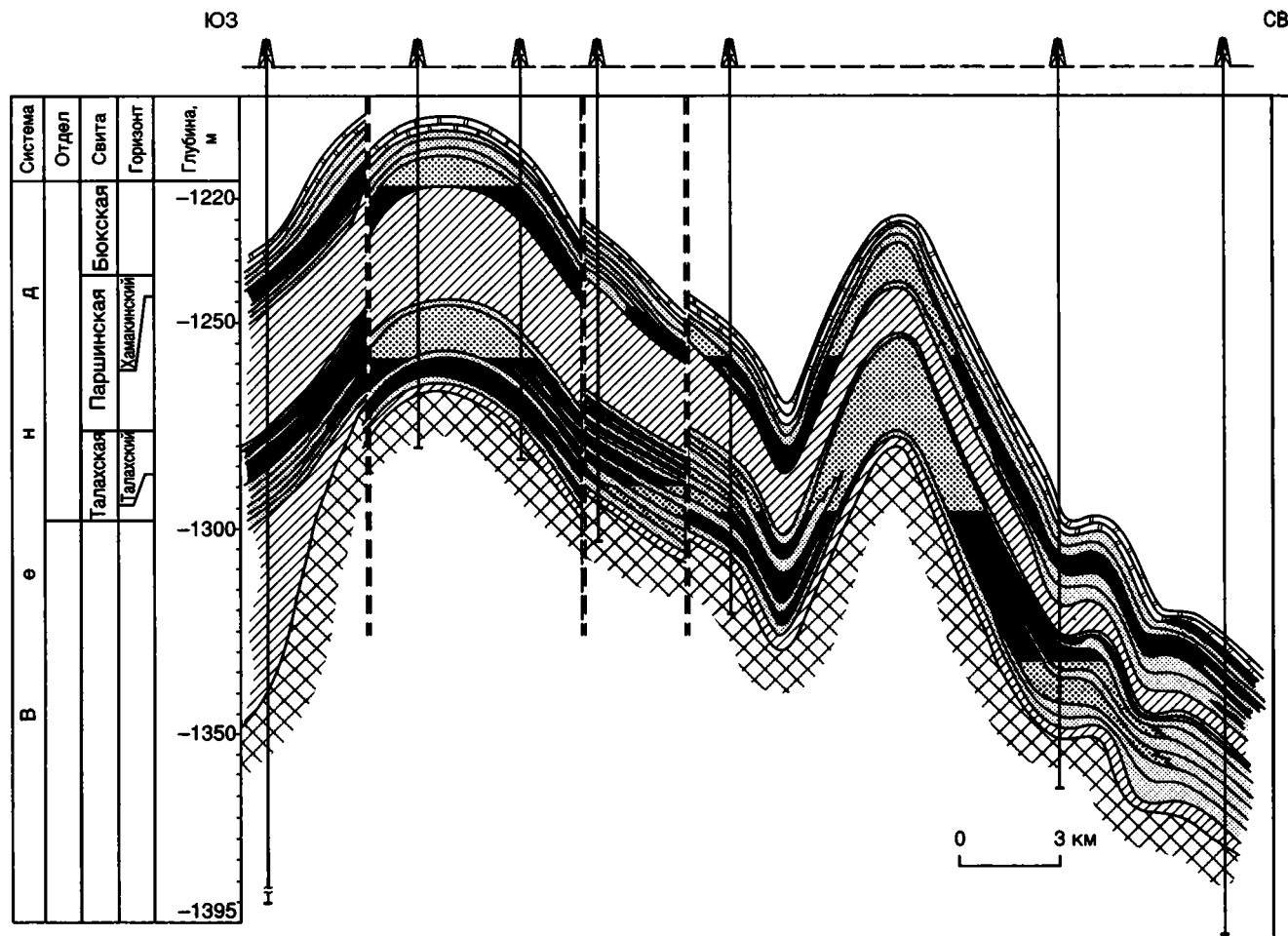


Рис. 16.13. Разрез продуктивных горизонтов Тымпучиканского нефтегазового месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4

свод, и приурочено к сложнопостроенной моноклинали, разбитой серией разрывных нарушений преимущественно северо-восточного простирания. Моноклираль резко погружается в северо-восточном направлении и более полого – в восточном. Погружение в северо-восточном направлении ступенчатое, обусловленное, скорее всего, блоковым строением структуры (рис. 16.13).

Открытые залежи нефти и газа приурочены к терригенным хамакинскому и талахскому горизонтам. Породы-коллекторы этих горизонтов, как и на других площадях Непско-Ботуобинской антеклизы, представлены разнотекстурными песчаниками с невысокой степенью сортированности обломочного материала и повышенным содержанием глинистого цемента. Мощности горизонтов в пределах площади изменяются в широких пределах. Коэффициенты открытой пористости, по данным ГИС, для песчаников хамакинского горизонта в среднем составляют 15%, а для талахского – 13%.

Залежи пластовые с элементами литологического и тектонического контроля. Дебиты газа изменяются от 11 до 500 тыс. м³/сут (талахский горизонт) и от 15 до

279 тыс. м³/сут (хамакинский горизонт). Дебиты нефти – 1,2–15,7 м³/сут (талахский горизонт) и 3–18,2 м³/сут (хамакинский горизонт).

Состав свободных газов месторождений Непско-Ботуобинской НГО характеризуется содержанием 78–89% метана, 5–17% его высокомолекулярных гомологов, 2–10% азота, от следов до 1,8% углекислого газа, до 0,6% водорода. Сероводород отсутствует. Отличительной особенностью этих газов является относительно высокое содержание гелия (0,135–0,74%). Потенциальное содержание конденсата в них составляет 20–30 г/м³.

Нефти во всех резервуарах Непско-Ботуобинской антеклизы генетически едины. Для них характерен широкий диапазон значений физико-химических параметров: плотность 830–900 кг/м³, содержание парафина 0,09–4,36%, серы 0,2–2,0%, выход бензиновых фракций 6–32%. В нефтях содержится 38–68% метаново-нафтеновых углеводородов, количество асфальто-смолистых веществ колеблется в пределах 10–37%. Нефти Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области характеризуются высокими товарными свойствами.

ми и пригодны для переработки как по топливно-му, так и по топливно-масляному варианту. Из них можно получать авиационный керосин (ТС-1), дизельное зимнее и летнее топливо. Нефти обладают также высоким потенциальным содержанием масел. Получение бензина менее эффективно, так как бензины нуждаются в повышении антидетонационных характеристик. Из остатков нефтей при перегонке могут быть получены мазуты и битумы различного назначения.

ПРЕДПАТОМСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ОБЛАСТЬ (ПНГО)

Предпатомская НГО соответствует Предпатомскому окраинному прогибу. Глубоким бурением изучена слабо. Вместе с тем установлено присутствие в разрезе аналогов практически всех продуктивных горизонтов, выявленных в разрезе Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области (НБНГО). В Предпатомской НГО аналоги продуктивных горизонтов НБНГО отличаются большими мощностями, ухудшенными ФЕС пород-коллекторов. Предполагается наличие продуктивных горизонтов в рифейской части разреза. В ее пределах открыты два месторождения в Нюйско-Джербинской впадине и одно месторождение – в Березовской впадине.

ХОТОГО-МУРБАЙСКОЕ ГАЗОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено в зоне сочленения НБНГО и Нюйско-Джербинской впадины Предпатомского прогиба и приурочено к одноименной структуре. По отражающему горизонту КВ размеры закартированной складки 52×6 км, амплитуда 150 м; она осложнена тремя куполами и тектоническим нарушением.

В скважине-первооткрывательнице (скв. 730) при испытании песчаников ботуобинского горизонта в процессе бурения (инт. 2009–2016 м) получен приток газа дебитом 92 тыс. м³/сут на шайбе 8 мм. По материалам второй поисковой скв. 733 и пробной эксплуатации горизонта в скв. 730 установлено, что залежь имеет ограниченные размеры.

ОТРАДНИНСКОЕ ГАЗОКОНДЕНСАТНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено в северо-западной части Нюйско-Джербинской впадины Предпатомского прогиба и приурочено к одноименной сложнопостроенной положительной структуре, находящейся в пределах Северо-Нюйской

чешуйчато-надвиговой зоны. По отражающему горизонту КВ размеры Отрадинской структуры составляют 87×5 км (по расчетной изогипсе –2150 м), амплитуда 310 м. Площадь структуры 454 км². Структура осложнена пятью брахиантиклиналями низшего порядка, амплитуда которых достигает 200 м. В пробуренных скважинах наблюдается трех-четырёхкратное повторение некоторых частей разреза нижнего кембрия. Это обусловлено тем, что Отрадинская структура образована системой тектонических чешуй, кинематически связанных с подошвенным срывом по торсальским солям верхнебюкской подсвиты (Гайдук, Прокопьев, 1999). Структура также осложнена поперечными и оперяющими разрывными нарушениями, зонами подземного выщелачивания солей и последующего проседания вышележащих карбонатных пород.

Газоконденсатная залежь приурочена к телгеспитской пачке карбонатных пород, залегающей в нижней части разреза верхнебюкской подсвиты. Телгеспитская пачка сложена микрозернистыми, иногда глинистыми доломитами, мелкозернистыми известковыми доломитами и доломитизированными известняками. Породы интенсивно трещиноваты и кавернозны. Общая мощность пачки в пределах изученной площади месторождения колеблется в пределах 5,8–11,8 м. Эффективная мощность изменяется в пределах 3,4–6,8 м. ФЕС телгеспитской пачки (средние значения коэффициента открытой пористости по скв. 314-2 – 7%, по скв. 242-2 – 4,2%, газопроницаемость абсолютного большинства образцов не более 0,001 мкм²) характеризуют низкопоровую матрицу пород. Вместе с тем данные гидродинамических исследований в скв. 314-2 (проницаемость пачки оценивается в диапазоне 0,114–1,4 мкм²) позволяют говорить о значительной макротрещиноватости пород, слагающих эту пачку.

Промышленный приток газа с конденсатом (дебит 324,6 тыс. м³/сут) был получен в скв. 314-2 (инт. 2483–2498 м). Выход дегазированного конденсата 47 г/см³. Пробной эксплуатацией скв. 314-2 установлена стабильная работа пласта с рабочим дебитом 200–220 тыс. м³/сут. Пластовое давление ниже условного гидростатического – 19,3 МПа, пластовая температура +15 °С. Газоводяной контакт принят условно на отметке –2148 м.

БЫСАХТАХСКОЕ ГАЗОКОНДЕНСАТНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено в зоне сочленения Березовской впадины с Джеюктинским выступом и приурочено к одноименной положительной структуре северо-восточного простирания. Бысахтахская структура представляет собой горст, ограниченный с запада и востока взбросами. Размеры горста по отражающему горизонту КВ (изогипса –3300 м) составляют 50×5 км. Амплитуда достигает 900 м (рис. 16.14). Протяженность взбросов около 50 км, амплитуда – от 200 до 1000 м. Падение плоскостей смещения юго-во-

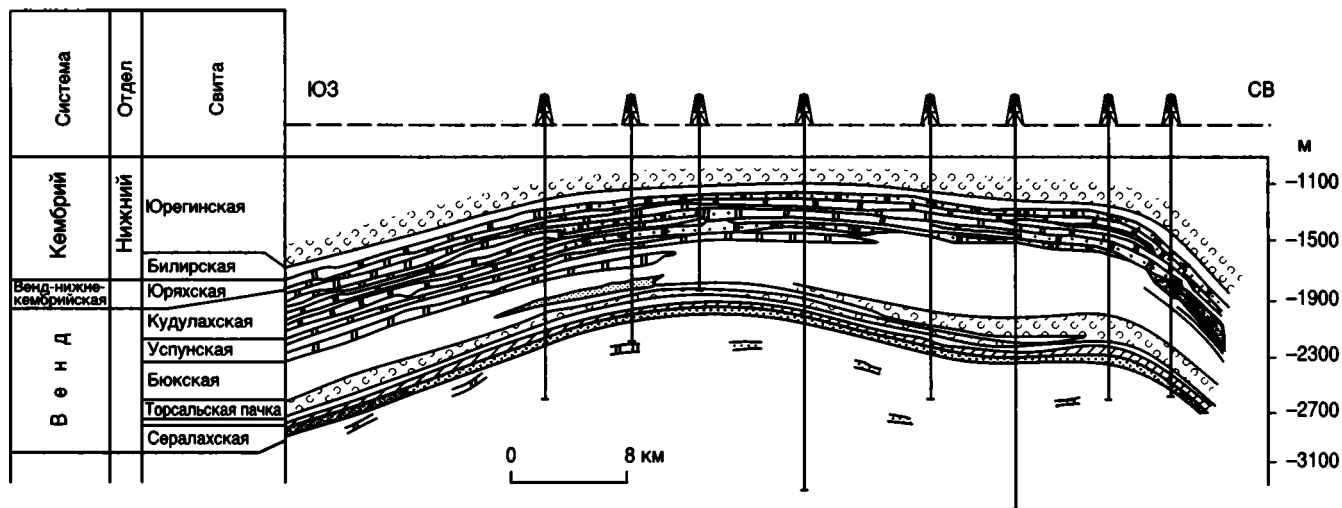


Рис. 16.14. Разрез продуктивных горизонтов Бысахтахского газоконденсатного месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4

сточное. Горст осложнен также серией поперечных разрывных нарушений. Выделяется четыре продуктивных горизонта: бысахтахский, кудулахский и успунский в вендской части разреза и юряхский – в венд-нижнекембрийской части.

Бысахтахский горизонт выделяется в разрезе сералахской свиты и сложен разномерными преимущественно кварцевыми, часто сливными песчаниками с прослоями аргиллитов, глинистых доломитов и гравелитов. Общая мощность горизонта достигает 35 м. Сочетание низких ФЕС песчаников и гравелитов (средние значения коэффициента открытой пористости 2–4%, газопроницаемость редко превышает 0,001 мкм²) с высокими дебитами газа и стабильностью притоков позволяют сделать предположение о том, что полезная емкость бысахтахского горизонта обусловлена приуроченностью залежи к своеобразной зоне дробления высококремнистых “компетентных” пород (Сафронов и др., 1993). Дебиты газа по скв. 187-2, 187-3 и 187-6 составляли соответственно 875, 139 и 170 тыс. м³/сут.

Успунский, кудулахский и юряхский горизонты сложены разномерными доломитами, известковистыми и глинистыми доломитами. Породы этих горизонтов интенсивно трещиноватые, неравномерно кавернозные. Сопоставление данных ГИС и лабораторных исследований керн позволяет говорить о существенном влиянии трещиноватости на емкость пород-коллекторов и о меняющемся соотношении поровой, каверновой и трещинной составляющих этой емкости по латерали и вертикали. Делается предположение о наличии гидродинамической связи между тремя упомянутыми продуктивными горизонтами и существовании единой массивно-слоистой залежи в карбонной части венд-нижнекембрийского комплекса. Дебит газа в скв.187-1 при управляемом фонтанировании достигал 945 тыс. м³/сут. Рабочие дебиты при пробной эксплуатации составляли 200–300 тыс. м³/сут.

В пределах Березовской впадины состав газов бысахтаского горизонта характеризуется содержанием метана до 90,77%, этана – 4,78%, пропана – 1,18%, бутана + *i*-бутана – 0,52%, CO₂ – 0,157%, азота – 1,32%, гелия – 0,13%.

Природные газы межсолевых отложений по составу очень однообразны: метана – 90,09–90,12%, этана – 5,01–5,78%, пропана – 1,25–1,58%, бутана + *i*-бутана – 0,59–0,714%, пентана + высших – 0,89–1,03%. Содержание углекислого газа и азота незначительное (соответственно 0,1–0,31 и 0,66–1,59%). Содержание гелия 0,07–0,1%.

Для терригенной части тирского (бюкского) резервуара состав газа характеризуется содержанием метана – 85%, этана – 4,26%, пропана – 1,31, бутана + *i*-бутана – 0,60%, пентана – 0,22%. Содержание углекислого газа – 0,32 и азота + редких – 3,29%. Для газов телгеспитского горизонта этого резервуара характерен состав: метан – 84,08%, этан – 3,07%, пропан – 0,93%, бутан + *i*-бутан – 0,27%, пентан + высшие – не обн., содержание углекислого газа и азота незначительное (соответственно 0,14 и 11,16%). Содержание гелия 0,35%.

ЛЕНО-ВИЛЮЙСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ (ЛВНГП)

Лено-Вилюйская НГП занимает территорию Приверхоянского краевого прогиба, Вилюйской синеклизы и Лено-Анабарского прогиба. Основные перспективы нефтегазоносности здесь связаны с отложениями верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, а также, возможно, среднего палеозоя. Практически все открытые к настоящему времени газовые и газоконденсатные месторождения приурочены к терригенным отложениям верхнепермского, нижнетриасового и нижнеюрского продуктивных комплексов (Конторович, Сурков, Трофимук, ред, 19816).

Верхнепермский продуктивный комплекс, представленный толщей сложного чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и пластов каменных углей, экранируется глинистой толщей неджелинской свиты нижнего триаса. Внутри комплекса и в покрывке выявлен ряд продуктивных горизонтов. В пределах Хапчагайского мегавала наиболее распространен горизонт P_2-I , содержащий газоконденсатные залежи, на многих структурах присутствует пласт T_1-IV^6 , залегающий в экранирующей толще неджелинской свиты. Более глубоко залегающие пласты-коллекторы горизонтов P_2-II и P_2-III контролируют небольшие самостоятельные залежи, приуроченные к сводовым частям локальных поднятий. Индексация продуктивных горизонтов на Среднетюнгском месторождении иная: P_2-A , P_2-B , P_2-B , $P_2-Г$ и $P_2-Д$. Продуктивные горизонты пермского комплекса характеризуются аномально высокими пластовыми давлениями, на 8,0–10,0 МПа превышающими гидростатические.

Получение в процессе разведочных работ притоков из пермских отложений, иногда переходящих в аварийное фонтанирование (в скв. 1 – дебит 1,5 млн м³/сут, в скв. 4 – дебит около 2,5 млн м³/сут на Средневилюйской площади и в скв. 6 – 1 млн м³/сут на Нежделинской площади), аномально высокие пластовые давления, отсутствие притоков воды позволили специалистам “Ленанефтегазгеологии” высказать предположение о наличии единого газового поля в пермских отложениях Мастахского, Соболоохского и Нежделинского месторождений. По представлениям других исследователей, это поле охватывает практически все структуры Хапчагайского мегавала, включая Бадаранскую, с расположением ГВК условно на отметке –(3800–3900) м. Позднее (Сафронов и др., 1997) было показано, что пермские отложения Хапчагайского мегавала до абсолютной отметки –(3800–3900) м представляют единую газонасыщенную зону, в пределах которой газ содержится как в низкопроницаемых песчаниках, так и в песчаниках, характеризующихся достаточными ФЭС. Последние слагают линзовидные тела, представленные средне-мелкозернистыми песчаниками с преобладанием кварца в составе обломочной части и содержащие не более 10% глинистого цемента преимущественно каолинитового состава. По-видимому, известные к настоящему времени залежи приурочены к этим линзовидным телам и характеризуются отсутствием подошвенных вод.

Нижнетриасовый продуктивный комплекс мощностью до 600 м представлен толщей преимущественно песчаного состава таганджинской свиты. Экраном этого комплекса является глинистая толща мономской свиты. В пределах Хапчагайского мегавала в составе комплекса выделяются продуктивные горизонты: T_1-III и T_1-X в разрезе таганджинской свиты и T_1-II и T_1-I в разрезе глинистой мономской свиты. В пределах Логлорского мегавала индексация нижнетриасовых продуктивных горизонтов иная: в разрезе таганджинской свиты выделяются три продуктивных горизонта T_1-A , T_1-B и T_1-B . Все продуктивные горизонты представлены песчаниками, содержащими редкие прослои алевролитов.

Нижнеюрский продуктивный комплекс мощностью до 400 м сложен преимущественно песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Он перекрыт наиболее выдержанной по площади глинистой толщей сунтарской свиты. Внутри этого комплекса выделяется до девяти продуктивных горизонтов и пластов.

Песчано-алевритовые отложения средней и верхней юры перекрыты регионально выдержанной глинисто-песчаной толщей марыкчанской свиты (верхняя юра). Из этих отложений получены промышленные притоки газа на ряде разведочных площадей. Нижнемеловые отложения представлены исключительно континентальными угленосными отложениями. Достаточно мощные и выдержанные по площади экранирующие толщи в этой части разреза отсутствуют. Небольшая газовая залежь в отложениях этого возраста установлена на Бадаранском месторождении.

На территории Лено-Вилюйской нефтегазодобывающей области к настоящему времени открыто девять месторождений.

СРЕДНЕВИЛЮЙСКОЕ ГАЗОКОНДЕНСАТНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение приурочено к одноименной локальной структуре на Средневилюйско-Толонском куполовидном поднятии, осложняющем западный склон Хапчагайского мегавала. По сейсмическому отражающему горизонту Ю₃, стратиграфически приуроченному к бергеинской свите (верхняя юра), Средневилюйская структура представляет собой брахиантиклинальную складку субширотного простирания размером 34×22 км и амплитудой около 350 м. Структурные планы брахиантиклинали по юрским и нижнетриасовым отложениям совпадают.

Месторождение относится к категории многозалежных. Промышленные притоки газа получены из пласта P_2-Ia тарагайской толщи, из пласта T_1-III таганджинской, из горизонтов T_1-II , T_1-I^a и T_1-I мономской; J_1-I кызылсырской; J_3-II нижневилюйской; J_3-I марыкчанской свит.

Залежь пласта P_2-Ia вскрыта в интервале 2921–3321 м. Продуктивный пласт мощностью от 8 до 16 м сложен литологически не выдержанными по простиранию песчаниками. Эффективная мощность достигает 13,8 м. Открытая пористость пород-коллекторов колеблется в пределах 10–16%, проницаемость не превышает 0,001 мкм². Дебиты газа от 21 до 135 тыс. м³/сут. Пластовое давление, составляющее 36,3 МПа, почти на 7,0 МПа превышает гидростатическое. Пластовая температура +66 °С. Положение газовой контактной не установлено и условно принято на абсолютной отметке –3052 м. Залежь относится к типу пластовых сводовых, с элементами литологического экранирования.

Залежь пласта T_1-III является основной по запасам и находится в интервале глубин 2430–2590 м (рис. 16.15). Продуктивный пласт мощностью от 64 до 87 м представлен песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Эффективная мощность пласта 30–63 м, открытая пористость пород-коллекторов 15–23%, проницаемость 0,217 мкм². Дебиты газа достигают 1543 тыс. м³/сут. Пластовое давление 24,8 МПа, температура +68 °С. Выход стабильного конденсата 62 г/см³. Газоводяной контакт

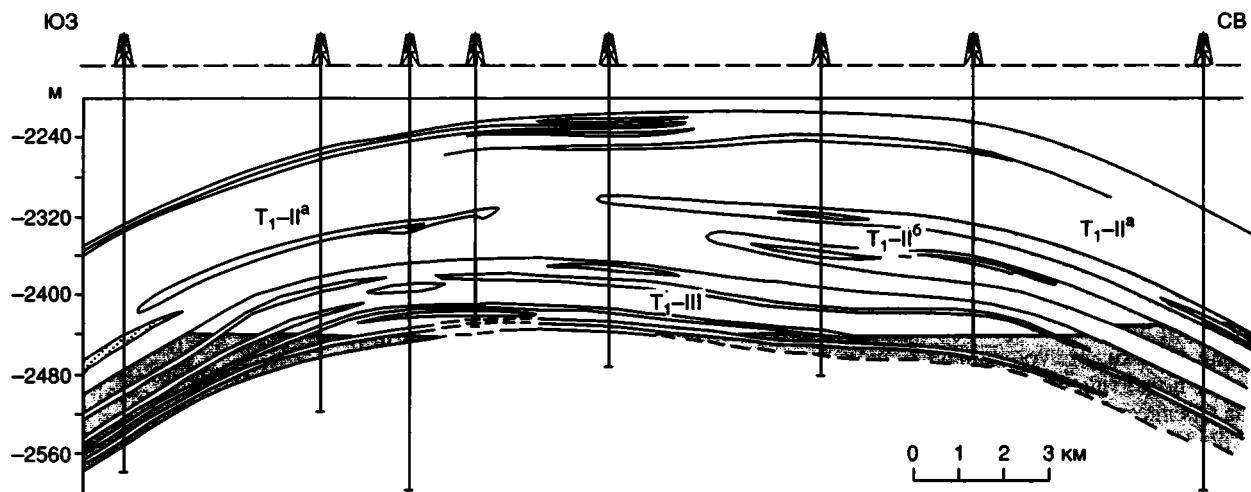


Рис. 16.15. Разрез продуктивных горизонтов Средневилуйского газоконденсатного месторождения
Усл. обозн. см. на рис. 16.4. Символами обозначены продуктивные пласты в нижнетриасовых отложениях

прослеживается в залежи на отметке -2438 м. Залежь относится к типу пластовых, сводовых.

Залежь горизонта T_1-II вскрыта в интервале $2373-2469$ м. Продуктивный горизонт мощностью от 0 до 30 м представлен песчано-алевролитовыми разностями пород и характеризуется литологической невыдержанностью по площади. Открытая пористость пород колеблется в довольно широких пределах – до 25% , проницаемость достигает $0,633$ мкм². Дебит газа через штуцер диаметром $22,2$ мм составил $1,3$ млн м³/сут; пластовое давление $24,6$ МПа, температура около $+52$ °С. Газоводяной контакт прослеживается на отметке -2420 м. Залежь относится к типу пластовых, сводовых, с элементами литологического экранирования.

Залежь пласта T_1-Ia находится в интервале глубин $2332-2369$ м. Продуктивный пласт мощностью от 0 до 9 м представлен не выдержанными по простиранию песчано-алевролитовыми породами, залегающими в верхней части аргиллитов мономской свиты. Открытая пористость пород-коллекторов колеблется в пределах $12-23\%$, максимальные значения проницаемости достигают $0,386$ мкм². Дебит газа через штуцер диаметром $6,6$ мм составил 100 тыс. м³/сут; пластовое давление $23,7$ МПа, температура порядка $+50$ °С. Залежь характеризуется небольшими размерами и относится к типу пластовых, сводовых, с элементами литологического экранирования.

Залежь продуктивного горизонта T_1-I залегают в инт. $2301-2336$ м. Продуктивный горизонт приурочен к линзе песчаников с прослоями алевролитов, залегающей в верхней части разреза мономской свиты. Мощность линзы изменяется от 0 до 10 м. Продуктивность пласта подтверждена испытанием в приконтурной скважине (№ 3) – дебит газа через штуцер диаметром $6,6$ мм составил 100 тыс. м³/сут. Залежь характеризуется небольшими размерами и подобно нижележащей, относится к типу пластовых, сводовых, с элементами литологического экранирования.

Залежь горизонта J_1-I вскрыта в инт. $1434-1473$ м. Залежь выявлена при опробовании пласта J_1-IB , который представляет собой песчаный коллектор с редкими прослоями алевролитовых разностей пород. В отдельных скважинах продуктивный пласт отсутствует. Открытая пористость пород изменяется от 17 до 26% , проницаемость достигает $0,3$ мкм². Максимальный дебит га-

за через штуцер диаметром $12,75$ мм составил 198 тыс. м³/сут, пластовое давление $14,2$ МПа, температура около $+30$ °С. Залежь характеризуется небольшими размерами и относится к типу пластовых, сводовых.

Залежь горизонта J_1-II находится в инт. $1047-1073$ м, является газовой и приурочена к песчаному пласту-коллектору общей мощностью 14 м. При испытании получен приток газа с водой. Дебит газа через штуцер диаметром $12,7$ мм составил 97 тыс. м³/сут, воды – 68 м³/сут. Залежь характеризуется небольшими размерами, является водоплавающей и относится к типу пластовых, сводовых.

Залежь продуктивного горизонта J_2-I вскрыта в инт. $1014-1051$ м. Продуктивный горизонт, приуроченный к нижней части разреза марыкчанской свиты, мощностью от 0 до 23 м представлен песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Коллекторы характеризуются резкой изменчивостью по простиранию вплоть до полного их выклинивания. Открытая пористость пород достигает 23% , проницаемость колеблется в довольно широких пределах – от $0,04$ до $0,1$ мкм². Дебит газа через штуцер диаметром $8,1$ мм составил 42 тыс. м³/сут; пластовое давление $8,8$ МПа, температура $+18$ °С. Газовая залежь характеризуется небольшими размерами и относится к типу пластовых, сводовых.

Месторождение находится в промышленной разработке с 1985 г.

ТОЛОН-МАСТАХСКОЕ ГАЗОКОНДЕНСАТНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено в центральной части Хапчагайского мегавала, в $10-15$ км к востоку от Средневилуйского месторождения. Оно приурочено к двум брахиантиклиналям (Толонской и Мастахской) и разделяющей их седловине. Структуры имеют субширотное простирание и относятся к восточной части Средневилуйско-Мастахского вала. Каждая из них, в свою очередь, осложнена поднятиями меньших размеров, некоторые из них контролируют отдельные за-

лежи. Размеры Толонской структуры, по данным бурения, 14×7 км с амплитудой 50–60 м; размеры Мастахской – 41×14 км с амплитудой 270–300 м. Общие размеры месторождения 70×(7–14) км. Оно в целом характеризуется совпадением структурных планов по всем основным горизонтам разреза перми и мезозоя.

Глубоким бурением изучен разрез мезозойских и верхнепермских отложений на глубину до 4,2 км. Выявлено и в разной степени разведано девять промышленных залежей. По материалам промысловой геофизики, в пределах месторождения предполагается наличие еще нескольких залежей.

Залежь горизонта P_2-II разведана в восточной части Толонской структуры и приурочена к пачке песчаников и алевролитов, залегающей непосредственно под неджелинской глинистой покрывкой нижнего триаса. ФЕС ухудшаются в западном направлении и на погружениях структуры, в связи с чем залежь относится к пластовому, сводовому, литологически экранированному типу. ГВК в залежах такого типа обычно установить не удается. Глубина залегания залежи 3160–3240 м. Эффективная мощность горизонта достигает 14 м. Открытая пористость колеблется в пределах 9–16% (в среднем 13%). Газопроницаемость не превышает 0,039 мкм². Промышленные притоки газа (с дебитом 52–64 тыс. м³/сут) получены из двух скважин. Пластовое давление 40,5 МПа, пластовая температура +70°C.

Залежь пласта P_2-I выявлена в пределах Мастахской структуры и приурочена к пачке песчаников с прослоями алевролитов и углистых аргиллитов, залегающей непосредственно под аргиллитами неджелинской свиты. Залежь относится к пластовому, сводовому типу, с элементами литологического экранирования на крыльях структуры. Глубина залегания залежи 3150–3450 м. Пластовое давление 40,5 МПа, пластовая температура +70 °С. Отнесение этой залежи к горизонту P_2-II в определенной степени условно из-за недостаточно уверенной корреляции разрезов верхней части пермских отложений Толонской и Мастахской структур.

Залежь пласта P_2-I выявлена в пределах Мастахской структуры и приурочена к пачке песчаников с прослоями алевролитов и углистых аргиллитов, залегающей в верхней части разреза пермских отложений непосредственно под аргиллитами неджелинской свиты нижнего триаса. Глубина залегания 3150–3450 м. Залежь также относится к пластовому, сводовому, литологически экранированному (на погружениях структуры) типу. Минимальные отметки газоносной части горизонта 3333 м. Высота залежи не менее 275 м. Эффективная мощность коллекторов в своде структуры (по скв. 11) 7 м. Их открытая пористость 8,4–15,2%, (в среднем 13%), газопроницаемость, по данным исследований образцов кернa, 0,0009 – 0,028 мкм² (в среднем 0,0092 мкм²).

Промышленные притоки газа получены в трех скважинах. Максимальные рабочие дебиты скважин изменяются от 38 до 162 тыс. м³/сут. Выход стабильного конденсата 65,9 г/м³, плотность конденсата 0,7655 г/см³. Пластовое давление 43,2 МПа, пластовая температура +73 °С.

Залежь пласта T_1-IV приурочена к песчано-алевролитовому пласту в нижней части неджелинской свиты нижнего триаса и наиболее широко распространена в

пределах Толон-Мастахского месторождения. Она также относится к пластовому, сводовому, литологически экранированному типу. Контур разведанности ее принят на отметке –3337 м. Глубина залегания 3115–3450 м. Эффективная мощность пласта непостоянна и достигает 5,6 м (скв. 8 Толонской площади). По данным исследования кернa, открытая пористость 11,1–18,9%, (в среднем 15%). Газопроницаемость не выше 0,0051 мкм² (в среднем 0,0022 мкм²). Промышленные притоки газа рабочими дебитами от 40 до 203 тыс. м³/сут получены в семи скважинах. Пластовое давление, среднее по залежи, 40,3 МПа, пластовая температура +72°C.

Залежь пласта T_1-I выявлена на западной периклинали Мастахской структуры и приурочена к пласту песчаников в верхней части неджелинской свиты нижнего триаса. Тип залежи определен условно как структурно-литологический. Глубина залегания 3270–3376 м. ГВК принят условно на отметке –3257 м. Высота залежи более 105 м. Залежь вскрыта одной скв. 28, эффективная мощность пласта 3,2 м. Пористость, по данным промысловой геофизики, 16%. При испытании пласта дебит газа составил 162 тыс. м³/сут на шайбе 15,1 мм. Пластовое давление 40,3 МПа, пластовая температура +73,5°C.

Залежь пласта T_1-IVB выявлена на восточной периклинали Мастахской структуры (скв. 19) и относится к структурно-литологическому типу. По стратиграфическому положению пласт залегае т в верхней части разреза неджелинской свиты. Глубина залегания 3120–3210 м. ГВК принят условно на отметке –3080 м. Высота залежи около 90 м. Эффективная мощность пласта 13 м. Значения открытой пористости для пластов T_1-IVA и T_1-IVB изменяются от 8,7 до 23,7%, составляя в среднем 18,1%, газопроницаемость до 0,0847 мкм² (в среднем 0,034 мкм²).

При испытании пласта T_1-IVB в скв. 19 дебит газа составил 321 тыс. м³/сут на диафрагме 18,5 мм. Пластовое давление 35,1 МПа, температура +68,5°C.

Залежи горизонта T_1-X приурочены к локальным куполам, осложняющим Мастахскую структуру, и экранируются пачкой гли и алевролитов в средней части таганджинской свиты нижнего триаса. Одна залежь разведана в пределах Западного купола. Глубина ее залегания 2880–2920 м. Залежь относится к сводовому водоплавающему типу. ГВК установлен на отметке –2797 м. Высота залежи 37 м. Максимальная эффективная газонасыщенная мощность горизонта 19,2 м (скв. 33). Горизонт представлен песчаниками и алевролитами, коллекторские свойства которых определены по данным промысловой геофизики. Среднее значение открытой пористости 19%. Испытание в эксплуатационной колонне проведено в одной приконтурной скв. 29. Дебит газа составил 95,2 тыс. м³/сут на шайбе 17,7 мм. Пластовое давление 29,4 МПа, пластовая температура +61,5°C.

На восточном куполе Мастахской структуры притоки газа из горизонта T_1-X получены при испытании скв. 30. Дебиты газа 669–704 тыс. м³/сут. При испытании нижней части залежи отмечено присутствие нефти (2–3 т/сут). Газоконденсатная залежь восточного купола имеет небольшую по высоте нефтяную оторочку и относится к сводовому водоплавающему типу. Максимальная эффективная газонасыщенная мощность горизонта составляет 27,9 м. Пластовое давление 29,2 МПа, пластовая температура +63,5°C.

Залежь горизонта T_1-III выявлена в пределах Толонской структуры и приурочена к пачке песчаников и алевролитов, залегающей в верхней части таганджинской

свиты под аргиллитами и глинами мономской свиты нижнего триаса. Подошва горизонта проведена по кровле незначительного по мощности алевролитоглинистого прослоя, который обеспечивает (в пределах свода Толонской структуры) некоторое экранирование продуктивной части верхнетагаджинской подсвиты от остальной водонасыщенной части разреза. В связи с этим залежь относится (хотя и не окончательно) к пластовому сводовому типу. ГВК в восточной части залежи установлен по данным промыслово-геофизических исследований в скв. 1 на абсолютной отметке –2593 м. В западной части структуры (скв. 16) при испытании горизонта Т₁-III на отметках – (2568–2584) м получен приток пластовой воды с пленками нефти и незначительными выделениями газа. Это послужило основанием для расчленения структуры на два купола.

Глубина залегания продуктивного горизонта Т₁-III на Толонской структуре 2650–2700 м, высота – 43 м. Эффективная мощность продуктивного горизонта 25,4 м (скв. 17). Открытая пористость 11,2–27,8% (в среднем 17,8%). Газопроницаемость по керну в среднем 0,0788 мкм², максимальные значения – 0,4011 мкм². В пределах залежи горизонт испытан в двух скважинах. Наибольшие рабочие дебиты газа (при поинтервальном испытании горизонта) достигают 158–507 тыс. м³/сут. Выход стабильного конденсата 62,6 г/м³, плотность его 0,7570 г/см³. Пластовое давление 27,2 МПа, температура +55,5 °С. Параметры пластовой газоконденсатной системы горизонта Т₁-III позволяют говорить о возможном наличии нефтяной оторочки непромышленного значения.

Залежи пласта Т₁-IIB выявлены в нижней части разреза мономской свиты, в 30–50 м выше залежи горизонта Т₁-III. Залежи относятся к пластовому, сводовому типу. Глубина залегания 2580–2640 м. ГВК принят на отметках – (2532–2522) м. Пласт представлен песчаниками и алевролитами эффективной мощностью до 13,3 м (скв. 16) с открытой пористостью 13,0–22,2% (среднее значение по образцам керна 16,6%). Газопроницаемость этих пород до 0,343 мкм², в среднем 0,026 мкм². Притоки газа получены из трех скважин с максимальными рабочими дебитами от 110 до 329 тыс. м³/сут. Выход стабильного конденсата 54,9 г/м³ при его плотности 0,7553 г/см³. Пластовое давление 26,3 МПа, пластовая температура +55 °С.

Залежь пласта Т₁-IIA выявлена в юго-восточной части Толонской структуры и отделяется от залежи Т₁-IIB пачкой глинистых песчаников и алевролитов. В пределах залежи (скв. 3) эти пласты сливаются в единый горизонт Т₁-II. Залежь в пласте Т₁-IIA относится к структурно-литологическому типу. Глубина ее залегания 2580–2650 м. ГВК установлен на отметке –2545 м. Высота залежи 61 м. Пласт представлен песчаниками и алевролитами эффективной толщиной до 8,9 м (скв. 9). Коллекторские свойства (по данным промысловой геофизики): открытая пористость 17%, газонасыщенность 54%. Притоки газа получены при совместном испытании пластов (скв. 1, 10). При испытании приконтурной скв. 7 получен приток газа с пластовой водой. Параметры пластовой газоконденсатной системы приняты по аналогии с залежью пласта Т₁-IIB. На Мастахской структуре в своде ее восточного купола, по материалам промысловой геофизики, в скв. 30 предполагается наличие в горизонте второй залежи Т₁-X. Эти данные свидетельствуют о возможности выявления еще целого ряда залежей в триасовых отложениях Толон-Мастахского месторождения.

Залежь горизонтов J₁-I+II приурочена к восточной части Мастахской структуры и контролируется сунтарской покрывкой. Залежь относится к сводовому водоплавающему типу. ГВК в восточной части достаточно уверенно устанавливается на отметке –1682 м. В западной части (скв. 20), по промыслово-геофизическим материалам, предполагаются более низкие отметки ГВК. Глубина залегания залежи 1750–1820 м, высота – 56 м. Продуктивными являются песчаники и алевролиты верхней части кызылсырской свиты нижней юры, которые переслаиваются с пластами глинистых алевролитов и реже глин. Максимальная эффективная газонасыщенная мощность достигает 26 м (скв. 30). Открытая пористость 14,7–24,1%, газопроницаемость до 0,406 мкм². Рабочие дебиты газа при испытании разведочных скважин изменялись от 162 до 906 тыс. м³/сут. Выход стабильного конденсата 2,2 г/м³ при его плотности 0,8318 г/см³. Начальное пластовое давление в залежи 17,7 МПа, пластовая температура +38 °С. В процессе эксплуатации скв. 53 выявлена небольшая по высоте нефтяная оторочка.

СОБОЛООХ-НЕДЖЕЛИНСКОЕ ГАЗОКОНДЕНСАТНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено примерно в 15 км к юго-востоку от Толон-Мастахского месторождения. В тектоническом отношении оно приурочено к западной части Собоолоох-Бадаранского вала и охватывает Собоолоохскую и Неджелинскую локальные структуры. Месторождение получило название в 1975 г., когда было доказано слияние контуров ранее открытых Неджелинского (1963 г.) и Собоолоохского (1972 г.) месторождений. В контур Собоолоох-Неджелинского месторождения входит также Люксюгунская площадь, где первый приток газа был получен в 1977 г. На Люксюгунской площади установлено наличие структурной террасы. Тем не менее все пробуренные скважины дали притоки газа.

Для месторождения характерно общее совпадение структурных планов по всем основным маркирующим горизонтам мезозойских и пермских отложений. Неджелинская структура по кровле пермских отложений представляет собой крупную брахиантиклиналь субширотного простирания с размерами по замкнутой изогипсе –3100 м 37×21 км, с амплитудой около 300 м. К западу от нее гипсометрически ниже на продолжении Собоолоох-Бадаранского вала расположена Собоолоохская структура, которая характеризуется относительно небольшими размерами (порядка 10×5 км) и амплитудой около 60–85 м.

На месторождении открыто 10 газовых и газоконденсатных залежей в юрских, триасовых и пермских отложениях (рис. 16.16).

Две залежи выявлены в горизонте Р₂-II, в пределах Собоолоохской и Неджелинской структур. Горизонт представлен пачкой песчаников и алевролитов (мощностью до 50 м), залегающей примерно в 35–50 м ниже кровли пермских отложений. Флюидоупорами являются пачки алевролитов и углистых аргиллитов мощностью

до 10–15 м. Залежь в районе Соболюхской структуры расположена на глубине 3470–3600 м. Абсолютная отметка ГВК –3453,6 м. Залежь пластовая, сводовая, в северной части структуры литологически экранированная. Высота залежи 130 м. Залежь на Неджелинской структуре находится на глубине 2970–3000 м и относится к пластовому типу. Абсолютная отметка ГВК –2857 м, высота залежи 18 м. Эффективная мощность горизонта в пределах Соболюхской залежи достигает 14,9 м (скв. 13), на Неджелинской структуре – 7,2 м. Пласты-коллекторы не выдержаны и по простиранию резко замещаются относительно плотными разностями пород. Открытая пористость коллекторов изменяется от 10,4 до 18,8% (в среднем 14,7%). Газопроницаемость в среднем составляет 0,011 мкм² при максимальном значении 0,085 мкм². При испытании горизонта P₂-II притоки газа получены в четырех скважинах с рабочими дебитами 56–395 тыс. м³/сут. Пластовое давление в Соболюхской залежи 46,1 МПа, в Неджелинской – 43,4 МПа. Температура соответственно +82°C и +64°C.

Залежь пласта P₂-I – одна из основных на месторождении. Она приурочена к пачке песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями аргиллитов, относящейся к верхней части разреза пермских отложений и частично, в некоторых скважинах, к основанию неджелинской свиты. Залежь пластовая, сводовая, литологически экранированная на погружениях структуры. Глубина залегания залежи 2900–3750 м. ГВК не установлен. Максимальная глубина, с которой получен приток газа (Соболюхская площадь, скв.7), – 3604 м. Высота залежи около 800 м. Максимальная газонасыщенная толщина коллекторов порового типа достигает 9,2 м (скв. 15). В некоторых скважинах выделяются коллекторы трещинно-порового типа мощностью до 12 м (скв. 16). Открытая пористость коллекторов обычно изменяется от 10,5 до 19,2% и в среднем составляет 14,6%. Открытая пористость трещиновато-поровых коллекторов 3,6–14,3%. Газопроницаемость поровых коллекторов 0,037 мкм² (средняя). Притоки газа получены в семи скважинах. Дебиты газа от 47 до 1002 тыс. м³/сут. Выход стабильного конденсата 65,6 г/м³. Плотность конденсата 0,778 г/см³. Пластовое давление, приведенное к середине залежи, 41,4 МПа, пластовая температура +76°C.

Залежь пласта T₁-IVB приурочена к пачке песчаников и алевролитов, залегающей в средней части разреза неджелинской свиты. Пласт характеризуется весьма сильной изменчивостью ФЕС пород. Породы-коллекторы отсутствуют как на погружениях крыльев, так и на сводах Неджелинской и Соболюхской структур. Учитывая, что ГВК залежи ни в одной из скважин не установлен, ее условно можно отнести к пластовому, сводовому, литологически ограниченному типу. Залежь литологически экранируется практически по всему контуру. Максимальная глубина, с которой получен промышленный приток газа (Люксюгунская площадь, скв. 3), – 3602 м. Высота залежи около 800 м. На значительной части площади залежи из-за недостаточной изученности и невыдержанности ФЕС пород промышленная газонасыщенность пласта пока не доказана. Глубина залегания залежи 2900–3750 м. Эффективная мощность пласта только на отдельных участках залежи превышает 5 м (Люксюгунская площадь, скв. 1, 27). Открытая пористость коллекторов 10,2–20,3% (в среднем 15,3%), газопроницаемость до 0,298 мкм², (в среднем 0,021 мкм²). Продуктивность пласта подтверждена испытанием в семи скважинах. Дебиты газа 50–545 тыс. м³/сут. Выход стабильного

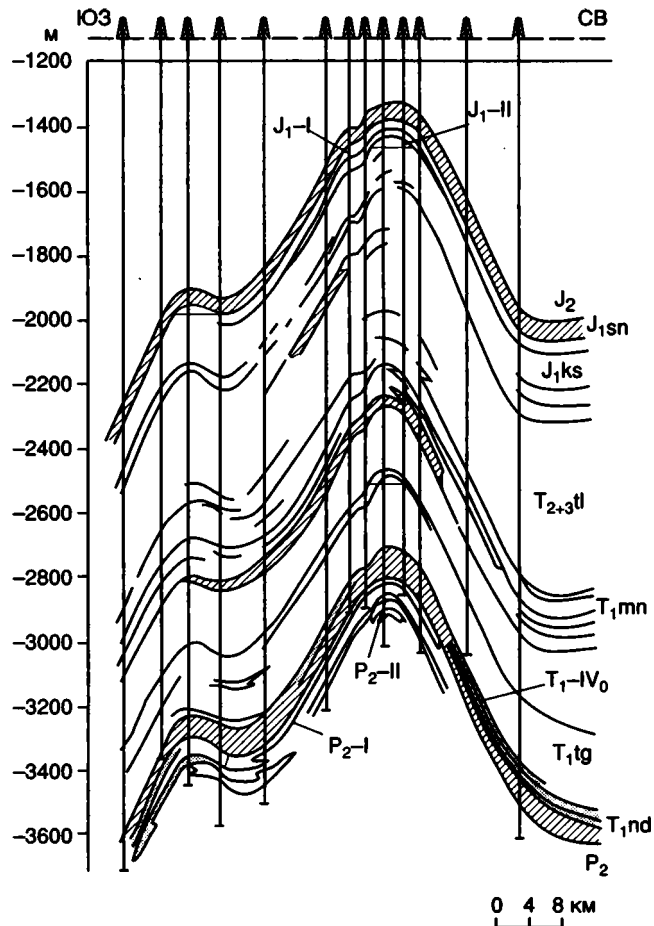


Рис. 16.16. Разрез продуктивных горизонтов Соболюх-Неджелинского газоконденсатного месторождения

Свиты: T₁nd – неджелинская, T₁tg – таганджинская, T₁mn – мономская, T₂₊₃tl – тулурская, J₁ks – кызылсырская, J₁sn – сунтарская. Индексами с римскими цифрами обозначены продуктивные горизонты. Остальные усл. обозн. см. на рис. 16.4

конденсата 53,6–55,2 г/м³. Пластовое давление, приведенное к середине залежи, 40,7 МПа, пластовая температура +77°C.

Залежи пластов P₂-I и T₁-IVB Соболюх-Неджелинского месторождения образуют единую термодинамическую систему и должны рассматриваться в составе единого пермо-триасового продуктивного горизонта, который является основным объектом для проектирования разработки этого месторождения.

Две залежи выявлены в продуктивном пласте T₁-IVA. Расположены они на северном крыле Неджелинской структуры. Продуктивный пласт залегаet непосредственно над аргиллитами неджелинской свиты и стратиграфически, может быть, даже принадлежит к верхней части ее разреза. Однако по гидродинамическим параметрам эти залежи следует относить скорее к нижнетриасовому продуктивному комплексу – они характеризуются пластовыми давлениями, близкими к условному гидростатическому. Залежи контролируются пачками глин мощностью 10–15 м.

Западная залежь вскрыта только на Люксюгунской площади (скв. 2, инт. 3405,6–3412 м). Восточная залежь вскрыта скв. 3, 10, 14 и 22 (Неджелинская площадь). Глубина залегания залежей 2900–3270 м. Газонасыщенная мощность пласта 4,6–6,8 м. Среднее значение коэффици-

ента открытой пористости 18,9%, газопроницаемости – 0,100 мкм². Дебиты газа колеблются в пределах 126–249 тыс. м³/сут. Пластовое давление в западной залежи 35,5 МПа, пластовая температура +76 °С; в восточной соответственно – 33,9 МПа и +69 °С. В целом строение залежей пласта Т₁-IVA изучено недостаточно.

При испытании сводовой скв. 25 (Неджелинская площадь) установлена продуктивность горизонта Т₁-Х. Из нижнего интервала (2622–2632 м) получен приток газа с нефтью: дебит газа 35–37 тыс. м³/сут, нефти – 8–10 м³/сут. Из верхнего интервала (2594–2616 м) получен приток газа с дебитом до 408 тыс. м³/сут на шайбе 15 мм. Залежь относится к сводовому водоплавающему типу и экранируется локальной алевритово-глинистой покрывшей, залегающей в средней части разреза таганджинской свиты.

Залежь продуктивного горизонта J-II, расположенного в средней части разреза кызылсырской свиты, выявлена на начальной стадии работ в своде Неджелинской структуры. Горизонт сложен песчаниками, открытая пористость которых составляет 20–25%, а газопроницаемость изменяется от 0,1 до 0,5 мкм². Залежь относится к сводовому водоплавающему типу. ГВК установлен на отметке –1464 м. Максимальная газонасыщенная мощность 16,2 м (скв. 2). Испытание проведено в одной скважине. Дебит газа 476 тыс. м³/сут на шайбе 22,5 мм. Пластовое давление 15,5 МПа, температура +37 °С.

Залежь горизонта J₁-I+II, приуроченная к песчаникам верхней части разреза кызылсырской свиты, выявлена на Соболюхой структуре. Залежь экранируется глинами сунтарской свиты и относится к сводовому водоплавающему типу. ГВК установлен на отметке –1998 м. Максимальная газонасыщенная мощность 26 м (скв. 6). Пористость коллекторов, по данным промысловой геофизики, в среднем 20%. Промышленные притоки газа получены в двух скважинах дебитами (при поинтервальном испытании) от 155 до 412 тыс. м³/сут. Выход стабильного конденсата 11,9 г/м³ при его плотности 0,7997 г/см³. Пластовое давление в залежи 21,5 МПа, пластовая температура +45 °С.

Залежь пласта J₁-I выявлена на начальной стадии проведения работ в западной части Неджелинской структуры. Приток газа получен из скв. 4 (инт. 1604–1620 м). Рабочий дебит газа 354,4 тыс. м³/сут на шайбе 22,6 мм; отмечена нефть. Залежь, по-видимому, относится к сводовому водоплавающему типу. ГВК установлен на абсолютной отметке –1500 м. Пластовое давление 15,9 МПа, пластовая температура +37 °С. В дальнейшем не следует исключать вероятность литологического или тектонического экранирования залежи, поскольку наличие локального структурного осложнения, контролирующего ее, не доказано и предполагается только на основании испытания скважин.

НИЖНЕВИЛЮЙСКОЕ ГАЗОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено на восточном склоне Хапчагайского мегавала и приурочено к одноименной локальной структуре. По сейсмическому отражающему горизонту в верхнеюрских отложениях имеет размеры 14×6 км и амплитуду около 170 м.

В присводовой части структуры выявлены две небольшие газовые залежи, приуроченные к горизонтам

J₁-I (нижняя юра) и Т₁-III (нижний триас). Продуктивный горизонт J₁-I залегают под аргиллитовой пачкой сунтарской свиты на глубине 2450 м и сложен песчаниками с прослоями аргиллитов. Общая мощность горизонта 46,8 м, эффективная – 7,2 м. Дебит газа в скв. 5 (инт. 2442–2450, 2470–2475 м) 369,7 тыс. м³/сут на шайбе 17 мм. Пластовое давление на глубине 2447 м 21,59 МПа. Продуктивный горизонт Т₁-III приурочен к верхней части разреза таганджинской свиты нижнего триаса и перекрывается аргиллитовой толщей мономской свиты. Залежь сводового типа, водоплавающая. Общая мощность горизонта в продуктивной скв. 5 – 34 м, эффективная – 12,9 м. По литологическому составу горизонт неоднороден: в скв. 7, удаленной от скв. 5 на расстояние 2,2 км, он практически полностью замещен плотными породами. При опробовании инт. 3630–3646 м в скв. 5 получен приток газа дебитом 206,8 тыс. м³/сут на шайбе 17 мм с пластовой водой дебитом 31 м³/сут. Пластовое давление 37,8 МПа.

БАДАРАНСКОЕ ГАЗОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение приурочено к одноименному локальному поднятию, расположенному в восточной части Хапчагайского мегавала. По верхнеюрским отложениям структура имеет размеры 21×13 км и амплитуду около 300 м. В ее пределах выявлены небольшие газовые залежи, приуроченные к продуктивным горизонтам Т₁-III, Т₁-Х таганджинской свиты нижнего триаса и К₁ нижнего мела. Ловушки, контролирующие залежи, недозаполнены: коэффициент заполнения основного горизонта Т₁-III равен 0,6, а горизонтов Т₁-Х и К₁ – еще меньше.

Залежь горизонта Т₁-III пластовая, сводового типа. Мощность горизонта, сложенного преимущественно песчаниками, 41–50 м, мощность газонасыщенной части 26–29 м. Среднее значение коэффициента открытой пористости пород-коллекторов 13%. Покрывшей служит аргиллитовая толща мономской свиты нижнего триаса. Рабочие дебиты скважин из залежи 54–121 тыс. м³/сут. Пластовое давление 30,7 МПа, температура +70 °С.

Горизонт Т₁-Х находится на 300 м ниже горизонта Т₁-III. Экраном для залежи горизонта Т₁-Х является плотная алевролитово-аргиллитовая пачка внутри песчанниковой толщи таганджинской свиты нижнего триаса. В пределах горизонта выявлены две небольшие залежи газа, разобценные 18-метровой пачкой алевритово-глинистых пород. Из этих залежей в процессе испытания получены притоки газа с дебитами 30 и 46 тыс. м³/сут.

Залежь горизонта К₁ установлена на глубине немногим более 700 м. Покрывшей для этой залежи служит, по-видимому, нижняя граница зоны многолетнемерзлых пород. Приток газа получен из инт. 715–722 м дебитом 111,7 тыс. м³/сут.

СРЕДНЕТЮНГСКОЕ ГАЗОКОНДЕНСАТНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение приурочено к одноименной антиклинали северо-восточного простирания, осложняющей западную часть Логлорского вала. По отражающему сейсмическому горизонту ТП

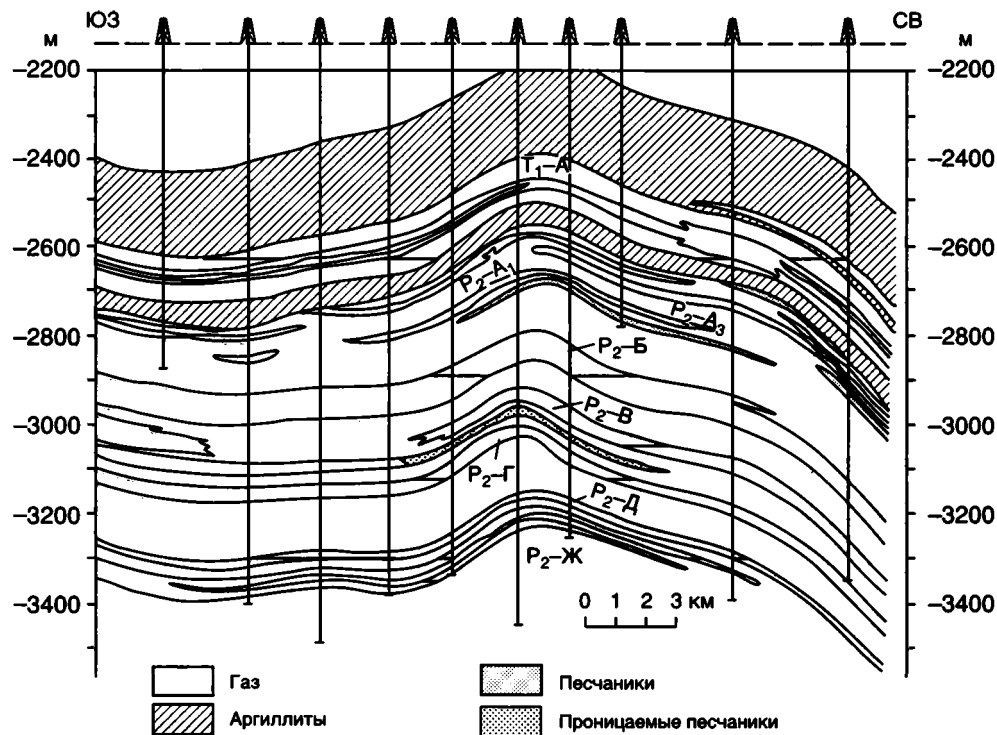


Рис. 16.17. Разрез продуктивных горизонтов Среднетюнгского газоконденсатного месторождения

Индексами обозначены продуктивные горизонты. Остальные усл. обозн. см. на рис. 16.4

(граница перми и триаса) размеры этой структуры 22×4 км, амплитуда около 200 м (рис. 16.17). Бурением вскрыт разрез мезозойских и верхнепалеозойских отложений на глубину 4 км (скв. 239). Установлена промышленная газоносность пород верхней перми и нижнего триаса. Нижнетриасовый продуктивный комплекс мощностью 120–130 м развит в объеме таганджинской свиты. В его составе выделяются три продуктивных горизонта: T_1 -А, T_1 -Б, T_1 -В, сложенных преимущественно песчаниками, разделенными пачками глин и алевролитов. Выше по разрезу залегает глинистая мюномская свита мощностью более 200 м.

Залежь горизонта T_1 -А пластовая, сводовая. Глубина залегания залежи 2600–2800 м. Мощность горизонта колеблется в пределах 33–60 м, сокращаясь в западном направлении. Максимальная эффективная мощность достигает 33 м. Породы этого горизонта характеризуются высокими ФЕС. Коэффициент открытой пористости равен 22% (среднее значение), газопроницаемость достигает $0,45 \text{ мкм}^2$. Рабочие дебиты разведочных скважин при испытании этого горизонта изменялись от 398 до 1200 тыс. $\text{м}^3/\text{сут}$. Выход стабильного конденсата $50,3 \text{ г}/\text{см}^3$. Пластовое давление 27,6 МПа, пластовая температура $+56 \text{ }^\circ\text{C}$. Эта залежь наибольшая по площади.

Залежь в горизонте T_1 -Б относится к структурно-литологическому типу. Мощность газонасыщенной части коллектора колеблется от 0 до 87 м. Коэффициент открытой пористости песчаников достигает 29%, составляя в среднем 20%. Газопроницаемость колеблется в очень широких пределах, достигая $2,6 \text{ мкм}^2$. Рабочие дебиты скважин, вскрывших данную залежь, составляли 232–618 тыс. $\text{м}^3/\text{сут}$.

Залежь в горизонте T_1 -В пластовая, сводовая. Общая мощность горизонта изменяется в пределах 28–50 м, эффективная мощность – от 12 до 32 м. Открытая пористость пород-коллекторов колеблется в пределах 14–25, составляя в среднем 20%. Газопроницаемость достигает $2,1 \text{ мкм}^2$. Для залежи характерно относительно низкое значение коэффициента газонасыщенности (в среднем 0,5). Пластовое давление 27,6 МПа, пластовая температура $+58 \text{ }^\circ\text{C}$. Рабочие дебиты скважин при испытании этого горизонта изменялись от 198 тыс. до 1,2 млн $\text{м}^3/\text{сут}$.

В пермских отложениях Среднетюнгского месторождения промышленные притоки газа были получены из целого ряда пластов, залегающих в интервале глубин 2700–3400 м и относящихся к пяти продуктивным горизонтам: P_2 -А, P_2 -Б, P_2 -В, P_2 -Г, P_2 -Д. Для пермских залежей характерны anomalously высокие пластовые давления, пластовые температуры колеблются в пределах $+(59–78)^\circ\text{C}$.

Природный газ газовых и газоконденсатных месторождений Вилуйской синеклизы характеризуется высоким содержанием метана (89,4–97,4%), присутствием гомологов метана: этана (до 6%), пропана (до 2%), бутана (до 0,65%), пентана+высших гомологов (до 0,28%). Природным газам пермского и нижнетриасового комплексов по сравнению с газами нижнеюрского комплекса в целом свойственны более высокие содержания гомологов метана и значительно более высокий выход стабильного конденсата (53,6–65,9 против 2–11,9 $\text{г}/\text{см}^3$).

НИЖНЕТЮКЯНСКОЕ ГАЗОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение приурочено к одноименной структуре, расположенной в пределах Тюкян-Чебыдинской моноклинали. Нижнетюкянская структура представляет собой брахиантиклиналь субширотного простирания размером 7×5 км по изогипсе –1750 м (отражающий горизонт Т-II) с амплитудой около 100 м.

Выявленная залежь приурочена к горизонту J₁-I, сложенному переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Экраном служит алевроито-глинистая толща сунтарской свиты. Глубина залегания залежи 1200–1300 м. Залежь вскрыта двумя скважинами. Эффективная мощность продуктивного горизонта 12–13 м. Дебиты газа составляли 254–299 тыс. м³/сут. На скв. 312 была проведена пробная эксплуатация с рабочими дебитами 184–188 тыс. м³/сут. Пластовое давление на глубине 1256 м после пробной эксплуатации несколько ниже условного гидростатического (12,24 МПа).

АНДЫЛАХСКОЕ ГАЗОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение приурочено к одноименной структуре, расположенной в пределах Логлорского мегавала. Здесь зафиксировано интенсивное газопроявление из пермских отложений (забой 4169 м), перешедшее в фонтанирование газом и пластовой водой. Максимальный дебит 133,7 тыс. м³/сут на шайбе 30 мм. На этой структуре выделяются аналоги продуктивных горизонтов Среднетюкянского месторождения.

Непромышленные притоки газа получены также в скважинах, пробуренных на ряде разведочных площадей в пределах Вилюйской синеклизы, в широком стратиграфическом диапазоне – от перми до нижнего мела. Так, на северо-западном борту Вилюйской синеклизы на Хорго-чумской площади в скв. 281 из инт. 1034–1077 м получен приток газа с дебитом 1 тыс. м³/сут. На Западно-Тюнгской площади в скв. 271 получен приток газа с дебитом 2,5 тыс. м³/сут из песчаника в подошве мономской свиты.

В Приверхоянском краевом прогибе открыто два газоконденсатных месторождения, расположенных в пределах Китчанской зоны надвиговых дислокаций, – Усть-Вилюйское и Собо-Хаинское.

УСТЬ-ВИЛЮЙСКОЕ ГАЗОКОНДЕНСАТНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение приурочено к одноименной структуре, расположенной во фронтальной части Китчанской зоны надвиговых дислокаций. Усть-Вилюйская структура представляет собой

двухкупольную брахиантиклиналь. По подошве сунтарской свиты размеры структуры 22×14 км с амплитудой около 150 м. Западный и восточный купола структуры разделены двумя надвигами с амплитудой перемещения около 100 м (западный надвиг) и более 200 м (восточный надвиг). Залежь приурочена к восточному куполу (Васильев, 1968).

Продуктивные горизонты (J₁-I, J₁-II и J₁-III) приурочены к отложениям нижнего и среднего лейаса, представленным толщей неравномерного переслаивания песчаников и пачек песчано-алеврито-глинистого состава.

Залежь продуктивного горизонта J₁-III залегает на глубине 1940–2030 м. Мощность пласта песчаников, к которому приурочена залежь, 16–24 м, мощность газонасыщенной части около 12 м. Открытая пористость достигает 18%, газопроницаемость – 0,237 мкм². Залежь пластовая, сводовая, высотой 43 м. Дебит газа достигает 2 млн м³/сут. Выход конденсата до 25 г/см³. Пластовое давление 19,9 МПа, пластовая температура +58 °С.

В продуктивном горизонте J₁-II, суммарная мощность которого достигает 140 м, выявлены четыре газовые залежи, приуроченные к пластам песчаников (глубины залегания 1850–1960 м). Мощность газонасыщенной части колеблется по разным пластам от 4 до 9 м. Породы-коллекторы характеризуются значительной изменчивостью ФЕС. Коэффициент открытой пористости не превышает 16%, а газопроницаемость не более 0,04 мкм². Залежи пластового, сводового типа. Максимальный дебит газа достигал 486 тыс. м³/сут. Выход конденсата низкий – 7–9 г/см³. Пластовые давления 19,3–20,2 МПа, пластовые температуры +(48–52)°С. В продуктивном горизонте J₁-I залежь приурочена к пласту песчаников мощностью 14–28 м. Эффективная мощность до 9 м. Залежь пластовая, сводовая. Открытая пористость песчаников не более 15%, а газопроницаемость до 0,012 мкм². Дебит газа 18 тыс. м³/сут. Пластовое давление 16,7 МПа, пластовая температура +44°С.

Установлена также промышленная газоносность верхнеюрских отложений (бергеинская свита). Выделяется два продуктивных горизонта J₃-а и J₃-II, эффективные газонасыщенные мощности которых составляют соответственно 2,2 и 2,8 м. Средние значения коэффициента открытой пористости 17%. Пластовые давления в залежах соответственно 5,8 и 10,9 МПа. Слабые притоки газа были получены при испытании пермских и нижнетриасовых отложений (скв. 50 и 52).

СОБО-ХАИНСКОЕ ГАЗОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение приурочено к одноименной куполовидной брахиантиклинали северо-западного простирания, представляющей собой фронтальную антиклиналь, более крутое юго-западное крыло которой срезано надвигом (рис. 16.18). Размеры складки по замкнутой изогипсе –700 м (кровля марыкчанской свиты верх-

ней юры) 5×4 км при амплитуде около 100 м (Васильев, 1968).

Промышленные притоки газа получены в сводовой скв. 1. Установлено четыре газоносных пласта, которые составляют продуктивный горизонт, соответствующий горизонту J₁-III Усть-Виллюйского месторождения. Две выявленные залежи горизонтов J₁-III и J₁-I связаны с мощными пластами песчаников (40 и 50 м соответственно). Дебиты газа в них 346 и 230 тыс. м³/сут.

Непромышленные притоки нефти получены из верхнеюрских отложений на Бергеинской и Олойской площадях; на последней небольшой приток нефти – и из отложений нижнего мела. Приток газа дебитом до 10 тыс. м³/сут получен из нижнеюрских отложений на Китчанской площади. Притоки пластовых вод с растворенным углеводородным газом получены на ряде опорных и гидрогеологических скважин, пробуренных на территории прогиба. В западной части Лено-Анабарского прогиба в конце 40-х годов было открыто четыре небольших нефтяных месторождения, два из которых (Южно-Тигянское и Ильинское) расположены на территории Якутии.

ЮЖНО-ТИГЯНСКОЕ НЕФТЯНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение приурочено к одноименной брахиантиклинали, осложняющей Тигяно-Анабарский вал в пределах Анабаро-Хатангской седловины. Южно-Тигянская структура представляет собой широкое пологое поднятие длиной 19 км и шириной 6–7 км (рис. 16.19). Шарнир складки, ундулируя, образует два поднятия: Западное и Восточное, разделенные неглубокой седловиной. Антиклиналь характеризуется широким развитием разрывных нарушений. По-видимому, складка имеет сложное строение, что выражается не только в наличии разрывных нарушений, но и в неравномерном размыве эффузивно-туфовой свиты верхней перми. Некоторое несовпадение структурных планов по мезозойским и верхнепалеозойским отложениям может быть обусловлено проявлением галогенеза на границе перми и триаса. Амплитуда складки около 850 м. Кровля верхнепалеозойских отложений на восточном куполе складки залегает на 150 м выше, чем на западном.

Нефтепроявления, по данным М.К. Калинко (1959), фиксируются по всему вскрытому бурением разрезу (70–1955 м). Интенсивность нефтенасыщенности разреза увеличивается вниз по разрезу: от пропитанных загустевшей нефтью прослоев мощностью в первые метры в юрской и триасовой частях разреза до нефтенасыщенных горизонтов в пермской части разреза. Наибольшее насыщение пород нефтью наблюдается в от-

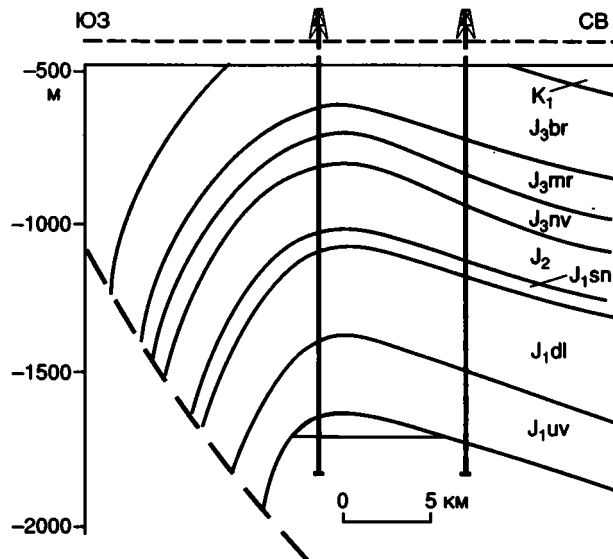


Рис. 16.18. Разрез продуктивных горизонтов Собо-Хаинского газового месторождения

J_{1uv} – устьвиллюйская свита, J_{1dl} – долгайская свита, J_{1sn} – сунтарская свита, J₂ – средняя юра, J_{3nv} – нижневиллюйская свита, J_{3mr} – марыкчанская свита, J_{3br} – бергеинская свита, K₁ – нижний мел. Остальные усл. обозн. см. на рис. 16.4

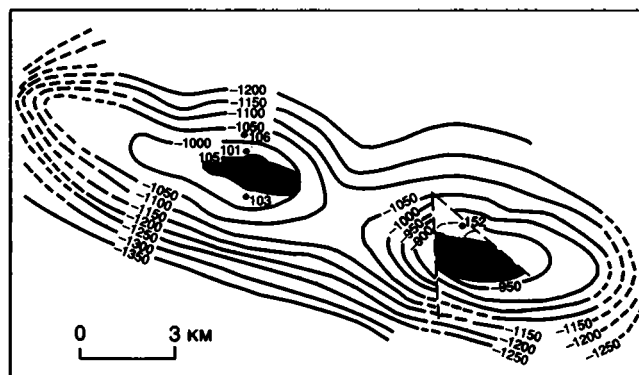


Рис. 16.19. Структурная карта Южно-Тигянского нефтяного месторождения (по материалам М.К. Калинко)

ложениях ниже- и верхнекожевниковской свит перми (глубины 1583–1670 м). Так, из песчаников горизонта XI нижнекожевниковской свиты, открытая пористость которых достигает 15%, а газопроницаемость – 0,025 мкм², дебит нефти в скв. 102-Р на западном куполе структуры 15 м³/сут. Залежь западного купола ограничена зоной (1,5×0,5 км) относительно повышенной проницаемости песчаников горизонта XI. Залежь, по-видимому, относится к типу пластовых, сводовых, с литологическим экранированием (Конторович, Сурков, Трофимук, 1981б).

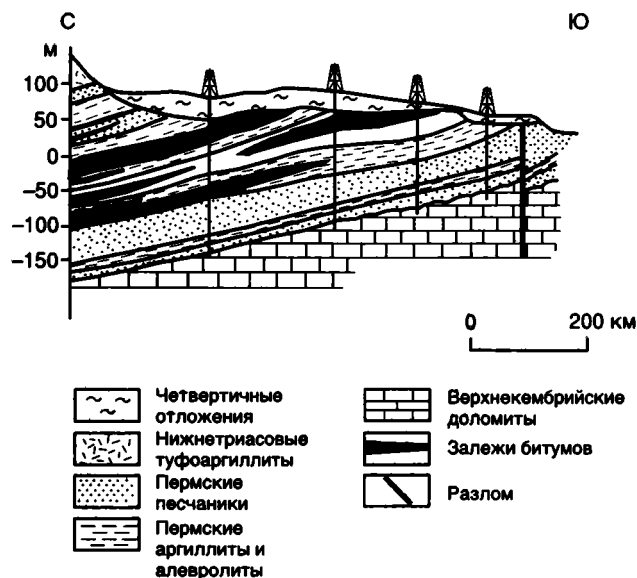


Рис. 16.20. Разрез Оленёкского месторождения битумов

Анализ проведенных работ по испытанию скв.102-Р позволяет предположить, что пластовое давление в нефтяной залежи несколько ниже условного гидростатического, а газовый фактор нефти не превышает $150\text{--}200 \text{ м}^3/\text{м}^3$.

ОЛЕНЁКСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПРИРОДНЫХ БИТУМОВ

Месторождение расположено на северном склоне Оленёкского поднятия и является одним из крупнейших в Российской Федерации. Оно приурочено к пермским отложениям и прослеживается на расстоянии около 120 км.

Пермские отложения, трансгрессивно налегающие на доломиты лапарской свиты верхнего кембрия, представлены континентальными и прибрежно-морскими разномерными песчаниками, чередующимися с пачками переслаивания мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В районе выходов на дневную поверхность пермские слои залегают почти горизонтально. Общая их мощность оценивается в $150\text{--}200 \text{ м}$ (рис. 16. 20) (Иванов, 1979). Мощность зоны сплошного битумонасыщения местами достигает 15 м. Наибольшая насыщенность битумом характерна для крупно- и среднезернистых песчаников с гидрослюдисто-каолинитовым цементом или практически нацело лишенных минерального цемента. Открытая пористость таких песчаников, как правило, $17\text{--}20\%$, а газопроницаемость – $0,1\text{--}3,0 \text{ мкм}^2$. Не содержат битума плотные средне- и мелкозернистые песчаники с базальным карбонатным цементом. Нередко в битумонасыщенных пластах песчаников наблюдаются крупные (до 2 м и более) шаровые стяже-

ния песчаников с базальным карбонатным цементом, не содержащие битума.

Содержание битума в песчаниках колеблется от десятых долей процента до 10%. Средние содержания битума по ряду залежей обычно $2,77\text{--}4,5\%$. По групповому составу оленёкские битумы относятся к продуктам гипергенного превращения нефти до уровня мальт, асфальтов и асфальтитов. К северу, к осевой части Лено-Анабарского прогиба, залежи битуминозных песчаников прослежены профилем девяти колонковых скважин. На северном окончании этого профиля в 50-х годах была пробурена роторная скв. Р-50 глубиной 1050 м, отстоящая от полосы выходов пермских отложений на 40 км. В разрезе скважины выделяется 13 пачек, из которых две нижние выклиниваются в южном направлении и в поперечном разрезе Оленёкского месторождения не присутствуют (Иванов, 1979). В интервале глубин $568\text{--}888 \text{ м}$ установлено девять горизонтов битумонасыщенных песчаников. В поднятом керне отмечалась капельно-жидкая нефть.

Оленёкское месторождение битумов представляет собой вскрытое современным эрозийным срезом и в значительной мере разрушенное многопластовое нефтяное месторождение, состоящее из литологически экранированных залежей, приуроченных к зоне замещения морских отложений прибрежно-морскими (Иванов, 1979).

ПЕРСПЕКТИВЫ И НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ПОИСКОВО- РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА НЕФТЬ И ГАЗ

В ближайшие 10–15 лет поисково-разведочные работы на нефть и газ должны быть сосредоточены в наиболее перспективных регионах Западной Якутии (Непско-Ботуобинская антеклиз, Предпатомский прогиб, Кемпендяйская впадина и Вилюйская синеклиза) для дальнейшего наращивания сырьевой базы углеводородов в районах, тяготеющих к уже созданным и планирующимся объектам добычи и переработки нефти и газа.

Непско-Ботуобинская НГО на современной стадии изученности является наиболее перспективной в нефтегазоносном отношении на территории Якутии. Направления дальнейших поисково-разведочных работ могут быть связаны с поисками залежей на северном и северо-восточном склонах Мирнинского выступа в зоне развития пород-коллекторов ботуобинского, улаханского и, возможно, талахского горизонтов, а также в зоне сочленения Непско-Ботуобинской антеклизы с Предпатомским прогибом, где развиты по-

роды-коллекторы вендского возраста. Важным объектом опоискования являются и отложения карбонатного осинского горизонта. Большинство специалистов делается вывод, что основная часть запасов нефти и газа в этом районе связана с ловушками неантиклинального типа. Приуроченные к ним месторождения будут характеризоваться, по-видимому, невысокой плотностью запасов в силу незначительной мощности продуктивных пластов, небольшим углом их воздымания и незначительной глубиной залегания (до 2,0–2,5 км).

В пределах Предпатомской НГО открыто три газовых и газоконденсатных месторождения (Хотого-Мурбайское, Отраднинское и Бысахтахское) и высоки перспективы открытия новых месторождений подобного типа. Вместе с тем поиски залежей нефти и газа здесь могут быть ориентированы не только на подобные структуры, но и на неантиклинальные ловушки на юго-восточном борту Березовской впадины (Сафронов, 1993) и в зоне сочленения Ньюско-Джербинской впадины с Сунтарским поднятием (Москвитин и др., 1989).

Западно-Вилюйская потенциально НГО включает Кемпендяйскую, Ыгыаттинскую впадины и Сунтарское поднятие, образованные терригенно-карбонатными отложениями рифея, нижнего и среднего палеозоя и в меньшей степени терригенными породами верхнего палеозоя и мезозоя. В отложениях девона и нижнего кембрия широко развиты соли. Суммарная мощность разреза достигает 10 км. На территории Кемпендяйской впадины известны выходы битуминозных девонских пород. В 1985 г. при бурении на Атыяхской структуре из подсолевых

отложений было получено аварийное проявление газа. В интервале глубин 3560–3582 м резко возросла скорость механического бурения, обнаружилось поступление газа в промысловую жидкость (содержание газа в жидкости достигало 30–40%). Состав газа отличается более высоким содержанием гомологов метана (C_2H_6 – 8,4%, C_3H_8 – 5,4%, C_3H_{10} – 2,3%) по сравнению с газами газонефтяных месторождений Непско-Ботуобинской антеклизы и соответствует составу газа газовой шапки нефтяного месторождения. Пластовое давление, рассчитанное в процессе задавки скважины с целью предотвращения аварийного выброса газа, составляло 50–52 МПа, что более чем на 15 МПа превышает условное гидростатическое давление. Потенциальный дебит из открытого ствола скважины, рассчитанный для пластового давления 52 МПа, равен 0,6–1,1 млн м³/сут. Все это позволяет высоко оценивать перспективы нефтегазосности подсолевых и более древних отложений на территории данной НГО.

Поисково-разведочные работы в Приверхо-янской НГО могут быть ориентированы на поиски залежей газа в ловушках неантиклинального типа на склонах древних поднятий (Якутское, Мунское) и в ловушках, связанных с чешуйчато-надвиговыми структурами.

В Лено-Анабарской НГО первоочередными являются работы в пределах Анабаро-Хатангской седловины, ориентированные на пермские и подсолевые среднепалеозойские отложения, и работы на склонах погребенного Сапыйского выступа, расположенного в приплатформенной части НГО, ориентированные на нижнепалеозойские и верхнедокембрийские отложения.

БАССЕЙНЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ УГЛЕЙ И ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ ЯКУТИИ

На территории Республики Саха (Якутия) широко распространены угленосные отложения разного возраста – от каменноугольного до неогенового. Здесь расположена восточная часть позднепалеозойского Тунгусского бассейна, мезозойские Ленский, Южно-Якутский и Зырянский бассейны (рис. 17.1). Кроме того, выделяются угленосные площади: Западно-Верхоянская позднепалеозойского, Лено-Анабарская пермского и Нижнеалданская неогенового угленакопления. На северо-востоке и востоке Якутии известны также разрозненные месторождения неогенового возраста. Степень изученности угленосных отложений низкая; из известных более 2000 углепроявлений разведаны и подсчитаны запасы только 41 месторождения.

Ресурсы углей Якутии до глубины 1800 м, по последнему подсчету, проведенному в 1968 г. (без Анабаро-Хатангского и Оленёкского угленосных районов, а также Лено-Анабарской площади), составили 2830 млрд т (Архипов, 1979). По оценке других исследователей, они достигают 3,2 и даже 12,5 трлн т только в Ленском бассейне (Игнатченко, 1966). Около 63% ресурсов углей Якутии приурочено к нижнемеловым отложениям и около 32% – к верхнеюрским. По степени углефикации наблюдается широкий диапазон изменений – от бурых углей до антрацитов. По площади распространения, запасам и ресурсам наиболее широко развиты бурые и переходные к каменным угли (около 1,7 трлн т). Каменные угли имеются во всех бассейнах, а особо ценные коксующиеся угли – в Южно-Якутском, Зырянском и Ленском бассейнах. Обстоятельная характеристика мезозойских бассейнов и месторождений Якутии дана в работе, посвященной рассмотрению угольных бассейнов и месторождений Дальнего Востока (Череповский, 1999).

В Якутии имеются громадные ресурсы разнообразных по качеству углей, которые на длительную перспективу послужат базой для развития угольной, металлургической и химической промышленности. Только значительная удален-

ность угленосных бассейнов от промышленно развитых регионов России, почти полное отсутствие удобных транспортных путей и суровые климатические условия сдерживают широкое освоение этих природных богатств.

ТУНГУССКИЙ УГОЛЬНЫЙ БАССЕЙН

В пределах территории республики расположена только крайняя восточная часть бассейна (см. рис. 17.1), в основном он находится западнее, на территории Красноярского края. Площадь развития угленосных отложений составляет примерно 80 тыс. км². Она расположена в основном в бассейне верхнего течения р. Вилюй и таких его крупных притоков, как Средний и Нижний Вилюйкан, Улахан-Вава, Могда, Лахарчана, Чирко и Чона. Все реки порожисты и непригодны для судоходства. Обнажения угленосных отложений встречаются только по долинам рек. Район практически не заселен, имеются лишь редкие населенные пункты в его восточной части. Он приурочен к Средне-Сибирскому плоскогорью, расчлененному узкими долинами многочисленных рек. Абсолютные отметки рельефа 250–500 м.

Первые сведения о наличии углей в восточной части Тунгусского бассейна относятся к XVIII в. Некоторые данные по геологии были получены в 1873 г. А.Л. Чекановским и С.В. Обручевым (1917–1924 гг.), совершившими маршрут по р. Нижняя Тунгуска. В 40–50-е годы проводятся геологическая съемка, поисковые и тематические исследования, направленные на поиск алмазоносных кимберлитовых тел. В процессе этих работ были выявлены ранее неизвестные выходы угольных пластов.

В геологическом строении восточной части Тунгусского бассейна принимают участие карбонатные и терригенные отложения кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми и триаса, перекрытые четвертичными образованиями. Угленосными являются катская свита (100–110 м) средне- и позднекаменноугольного возраста, бургу克林ская (90 м) и пеляткинская (40 м) сви-

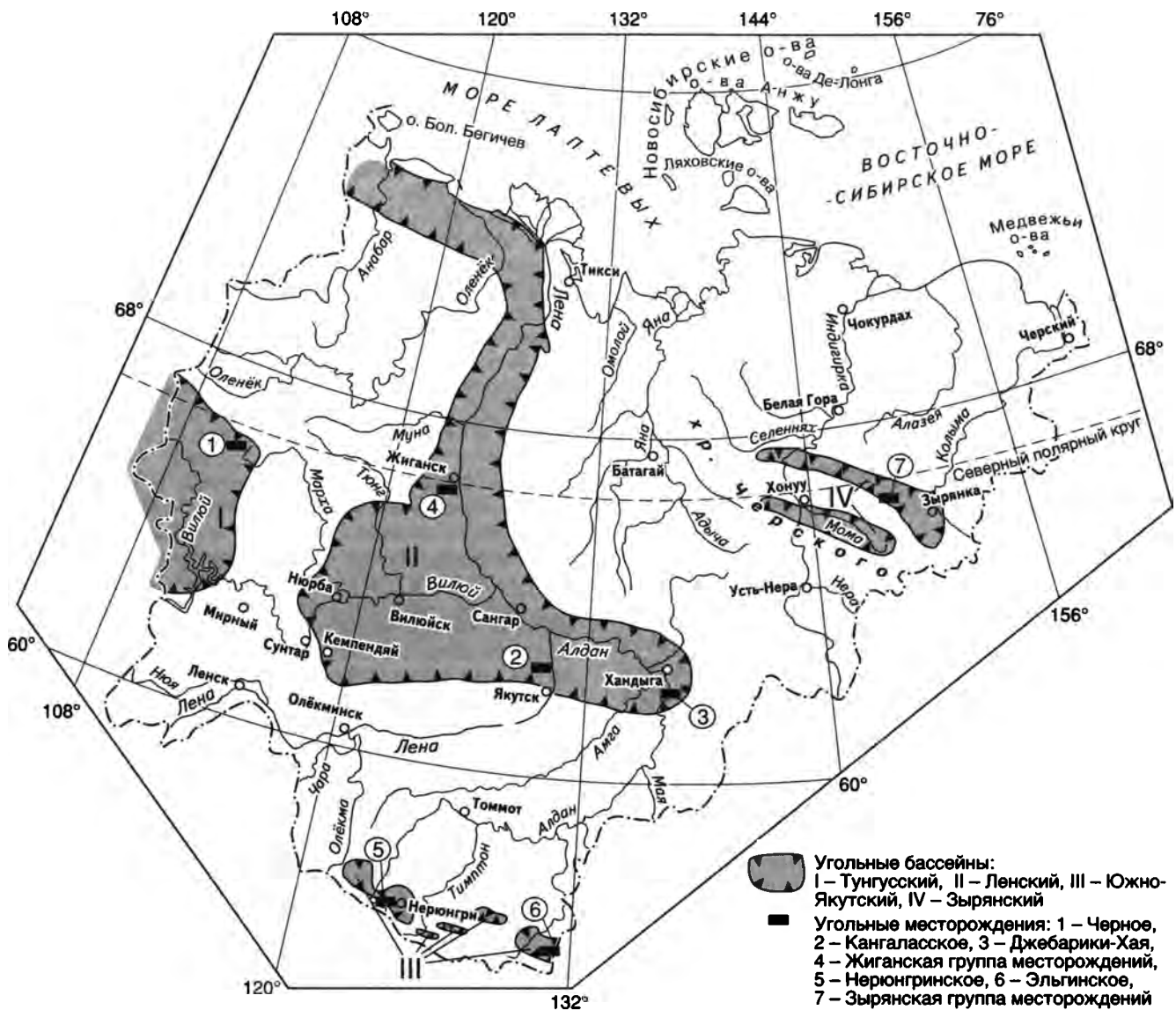


Рис. 17.1. Главные угольные бассейны и месторождения Якутии

ты пермского возраста. Они представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и пластами углей. Отмечены прослои и линзы конгломератов небольшой мощности. Угленосная толща перекрыта туфогенно-осадочными породами и туфолововыми образованиями верхней перми–нижнего триаса мощностью до 150–200 м. В тектоническом отношении рассматриваемая часть бассейна представляет восточную окраину Тунгусской синеклизы. Выполняющие ее каменноугольные и пермские угленосные отложения погружаются (1–5°) на запад, к центральной части синеклизы. Иногда такое простое строение осложняется мелкими куполовидными поднятиями, брахискладчатостью и разрывными нарушениями. Магматические образования представлены эффузивными, интрузивными и эксплозивными породами позднепалеозойской–раннемезозойской трапповой формации.

В катской свите выявлено от одного до восьми пластов угля мощностью от 0,1 до 2,4 м, из которых пять имеют мощность более 0,7 м. Суммарная мощность этих пластов 5,6 м. В бургуллинской свите наблюдается до шести пластов – три из них залегают в нижней части свиты, их мощность от 0,4 до 2,4 м, и три (мощностью от 0,1 до 1,4 м) – в верхней части. Суммарная мощность четырех пластов рабочей мощности 5,9 м. В пеляткинской свите по р. Улахан-Вава выявлено пять пластов (3,60; 0,20; 0,40; 0,70; 0,70 м); по р. Верхний Вавукан – один пласт мощностью до 5,0 м; в верховьях р. Мархи – один пласт мощностью 3,2 м. Всего в восточной части Тунгусского бассейна установлено до 20 пластов мощностью от 0,1 до 5,0 м. Примерно половина из них имеет мощность 0,7 м и более. Пласты преимущественно тонкие, обычно простого строения и характеризуются изменчивой мощностью. В целом угле-

носность понижается в направлении с запада на восток.

Угли относятся к гумусовым, редко в них наблюдается присутствие сапропелевого материала. По степени метаморфизма угли бурые и каменные (длиннопламенные), хотя встречается вся гамма – от газовых до тощих включительно. Последнее обусловлено наложением на региональный метаморфизм термального за счет недрения и излияния пород трапповой формации. Качественные показатели углей, отобранных из естественных обнажений, составляют: W^a – 5–8%; A^d – 11–15%; V^{daf} – 18–44%; Q_s^{daf} – 26,3–27,6 МДж/кг (катская свита); C^{daf} – 71–85%; H^{daf} – 3,4–6,4%; S^d – 0,3–2% (Александров, 1966). Большинство углей восточной части Тунгусского бассейна может служить энергетическим топливом. Геологические ресурсы углей оценены в 60–65 млрд т.

Разведочные работы в восточной части Тунгусского бассейна проводились только на *месторождении Черное*, расположенном в 42 км к северо-западу от пос. Айхал. Разведанные запасы по состоянию на 1 января 1995 г. составляют 893 тыс. т. Угли бурые, содержание золы составляет 26,6 %, серы 8 %, низшая теплота сгорания – 10,5 МДж/кг.

ЛЕНСКИЙ УГОЛЬНЫЙ БАСЕЙН

Ленский бассейн площадью около 400 тыс. км² расположен в западной части Республики Саха (Якутия) и лишь на крайнем северо-западе уходит в пределы Красноярского края. Он протягивается по берегам р. Лены от ее среднего течения до устья, затем вдоль побережья моря Лаптевых до Хатангского залива (см. рис. 17.1). Бассейн приурочен к восточной части обширной равнины, которая известна в литературе как Приленское плато или Сибирское плоскогорье. Абсолютные отметки большей части находятся в пределах от 150 до 500 м, возрастая к прилегающим горным сооружениям. Водораздельные пространства представляют собой слаборасчлененную равнину, изобилующую болотами и озерами, покрытую в южной части тайгой, в северной – тундрой. Повсеместно развита многолетняя мерзлота мощностью от 200–300 до 400–500 м. На основании различия геологического строения и угленосности бассейн расчленяется на северную и южную части. В каждой из них выделяются угленосные районы, в северной – Жиганский, Булунский, Оленёкский и Анабаро-Хатангский, в южной – Нижнеалданский, Хандыгский, Томпо-Тумаринский, Сангарский, Якутско-Кангаласский, Вилюйский, Синский, Кемпендяйско-Наманинский, Нюрбинский и Тюкяно-Линденский.

Первые сведения о наличии углей в Ленском бассейне принадлежат академику И.Г. Гмелину, который в 1736 г. описал угли, обнажающиеся на Сургуевом камне (Кангаласском мысу). Данные о выходах углей в бассейнах рек Лена или Вилюй имеются в материалах П.С. Палласа (1771–1776 гг.), П.Ф. Анжу (1823 г.), М. Злобина (1831 г.), Р.К. Маака (1853–1854 гг.), А.И. Павловского (1861 г.), П. Кларка (1864 г.), рек Лены и Оленёка – А.Л. Чекановского (1873–1875 гг.), в нижнем течении р. Лены – Ф.А. Метиссена (1904 г.). В 1915–1916 гг. Л. Либерман охарактеризовал качество и запасы углей на небольших участках Сангарского, Жиганского и Булунского месторождений. Наибольший интерес представляют исследования А.Г. Ржонсницкого (1913–1917 гг.), который выделил Лено-Вилюйскую синклинали и обосновал трехчленное деление выполняющих ее мезозойских отложений. С начала 50-х годов изучение геологического строения Якутии резко усилилось; проводится бурение глубоких опорных и нефтепоисковых скважин, геологическая съемка, разнообразные геофизические и тематические исследования, поисково-разведочные работы на угольных месторождениях. Результаты этих исследований лежат в основе современных представлений о геологическом строении и угленосности Ленского бассейна.

Первой попыткой разработки углей Ленского бассейна (и Якутии) можно считать добычу около 2000 пудов для экспедиции Билингса и Сарычева (1787–1791 гг.). Уголь был добыт на Кангаласском месторождении и по рекам Лене, Алдан и Майе, а далее волоком через хребет доставлен в г. Охотск. В 1898 г. “Комиссия промышленников” добыла здесь 22 тыс. пудов угля для Бодайбинских золотых приисков. В 1914–1915 гг. добыто 50 тыс. пудов угля для этих же приисков. Постоянная разработка углей началась на Сангарском месторождении в 1928 г., на Кангаласском – в 1930 г. и на Джебарики-Хая – в 1940 г. (Маландин, 1973; Чудинов, Готовцев, 1969).

Бассейн выделяется по отложениям юры и мела и расположен в пределах Приверхоанского краевого прогиба и Вилюйской синеклизы. Юрские отложения распространены повсеместно и представлены континентальными, реже морскими терригенными породами. Мощность их возрастает от нескольких сот метров в западной платформенной части Вилюйской синеклизы и Приверхоанского прогиба до 2,5–3,0 тыс. м в восточной части Приверхоанского краевого прогиба. Роль континентальных отложений в северном направлении постепенно сокращается, и в Жиганском угленосном районе они полностью замещаются породами морского генезиса.

Меловые отложения согласно залегают на юрских и представлены двумя отделами. Нижний отдел в южной части бассейна сложен преимущественно континентальными образованиями. Его мощность возрастает к прискладчатой части Приверхоанского прогиба и в отдельных впадинах достигает 3,5–4,0 тыс. м. Верхний отдел в южной части бассейна представлен песками и рыхлыми песчаниками с прослоями гравелитов, галечников, реже глин и линзовидных пластов угля. Их мощность изменяется от нескольких метров до 800 м в Линденской впадине. В северной

части бассейна осадконакопление в меловое время происходило в морских и континентальных условиях. Мощность этих отложений в Анабаро-Хатангском, Булунском и Оленёкском районах изменяется от 800 до 3000 м. Единая для бассейна стратификация юрских и меловых отложений не разработана, и в угленосных районах используются свои стратиграфические схемы, различающиеся по названиям и количеству свит.

Первые пласты и прослои угля встречаются в основании нижней юры в западной и южной частях Вилюйской синеклизы. Здесь насчитывается до 10 пластов и прослоев мощностью 0,1–0,5 м, только в одном случае мощность пласта достигает 2,5 м. В средней юре на западе синеклизы встречается до шести пластов и прослоев угля, из которых три-четыре имеют мощность 1–2 м. Основная промышленная угленосность связана с верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями. В наиболее полных разрезах верхней юры насчитывается до 30 пластов и прослоев угля, не менее 10 из них мощностью свыше 0,7 м. Средняя мощность пластов 1,5–3 м, максимальная 9,5 м на Кильдямском и до 31 м на Салкаанском месторождениях. В нижней части нижнемеловых отложений (батыльхская свита) в Приверхоьяне насчитывается до 50 пластов и прослоев угля, мощность 40 из них более 0,7 м, чаще 1,5–3 м, в южной и западной частях Вилюйской синеклизы – до 12 м. Средняя часть отложений нижнего мела (эксеняхская свита) является слабоугленосной и содержит редкие пласты угля рабочей мощности. В верхней части отложений нижнего мела (хатырьская свита) угленосность вновь возрастает, и в Нижнеалданском и Сангарском районах известно до 35 пластов и прослоев угля, более 10 из них мощностью от 0,7 до 8 м. В северной части бассейна угленосны только нижнемеловые отложения. В них насчитывается до 60 пластов и прослоев угля, из которых 15–20 имеют мощность 0,7–5 м. В неогеновых отложениях Нижнеалданской впадины выявлено 19 пластов и прослоев угля, 10 мощностью свыше 1 м. Мощность многих из них от 6 до 10 м, максимальная – 18 м. Таким образом, в отложениях юры, мела и неогена насчитывается около 150 пластов и прослоев угля, примерно половина из которых имеет мощность свыше 0,7 м. Площадь развития промышленно угленосных средне-верхнеюрских и нижнемеловых отложений составляет около 360 тыс. км² (Игнатченко, 1966).

Угленосность по площади и стратиграфическому разрезу не остается постоянной. Количество пластов возрастает, а их мощности уменьшаются от бортовых к центральной части синеклизы и к Приверхоьяню. В этом же направлении увеличивается роль пластов простого строения. Стратиграфически угленосность повышается к

верхним частям свит и достигает максимума в верхней части верхней юры и низах нижнего мела. Именно к этой части разреза угленосной толщи приурочены все разрабатываемые месторождения (кроме Белогорского) Ленского бассейна. В северной части бассейна угленосность повышается в направлении с юга на север к Приверхоьянскому прогибу и вверх по стратиграфическому разрезу.

Угли Ленского бассейна преимущественно гумусовые. Сапропелевые угли (богхеды) имеются только в Оленёкском и Анабаро-Хатангском угленосных районах. Химические показатели углей тесно связаны со степенью их метаморфизма, который характеризуется зональностью по площади и стратиграфическому разрезу. Степень метаморфизма увеличивается при приближении к фронтальной части Верхояно-Колымской орогенной области и вниз по стратиграфическому разрезу. Наиболее широкие зоны распространения по площади характерны для бурых и длиннопламенных углей, самые узкие – для коксовых. Площадь развития бурых и переходных к каменным углей совпадает с контуром Вилюйской синеклизы и захватывает часть Приверхоьянского краевого прогиба, расположенную по левым берегам рек Лены и Алдана. Длиннопламенные и газовые угли полосой шириной в несколько десятков километров протягиваются с востока на запад вдоль нижнего течения Алдана, затем правобережья Лены. На севере бассейна она проходит от приустьевой части Лены до устья р. Анабар. На юге бассейна с этой зоной на востоке граничит узкая полоса углей коксующихся марок, непосредственно примыкающая к Верхоянскому складчато-надвиговому поясу (Сюндюков, Фролов, 1986). Изучение изменения степени метаморфизма углей в разрезе скв. СВ-27 (глубиной 6519 м), расположенной в центральной части Вилюйской синеклизы, показало, что каменные длиннопламенные угли начинаются с глубины 1400–1500 м, газовые угли – с 2800–2900 м. Жирные, коксовые и отощенно-спекающиеся угли залегают в интервале от 2800–2900 до 4700 м, и антрациты появляются с глубины 5900 м (Фролов и др., 1987).

Качественные показатели выходящих на дневную поверхность бурых углей чаще всего составляют: W_t^r – 30%; A^d – 15%; V^{daf} – 40–47%; Q_s^{daf} – 28 МДж/кг; C^{daf} – 68–73%; H^{daf} – 6%; S^d – 0,3%; каменных углей: W_t^r – 5–10%; A^d – 12–15%; V^{daf} – 34–45%; Q_t^r – 24 МДж/кг; S^d – 0,3% (Сюндюков и др., 1990). Угли всех разрабатываемых месторождений склонны к самовозгоранию.

Добыча углей в 1994 г. составила 1,4 млн т и осуществлялась шестью разрезами (Кангаласский, Вилюйский, Кировский, Харбалахский, Белогорский и Джебарики-Хая) и двумя шахтами

Система	Отдел	Свита	Мощность, м	Пласты угля	Мощность пластов, м	Названия и индексы пластов
Меловая	Нижний	Батылгыская	350		4,7	XV
					3,1	XIV
					4,1	XIII
					7,7	XII
					3,0	XI
					5,0	X
					7,8	IX
					3,6	VIII
					1,5	Рудничный
					5,0	Верхний Нижний
Юрская	Верхний	Бергелюкская	80-160		4,2	Новый
					10,6	Намский
					9,1	Кильдямский
					2,7	Тулагинский
					2,0	Подтулагинский
Юрская	Верхний	Марыкчанская	90-260		7,1	Мощный
					2,0	Голубевский

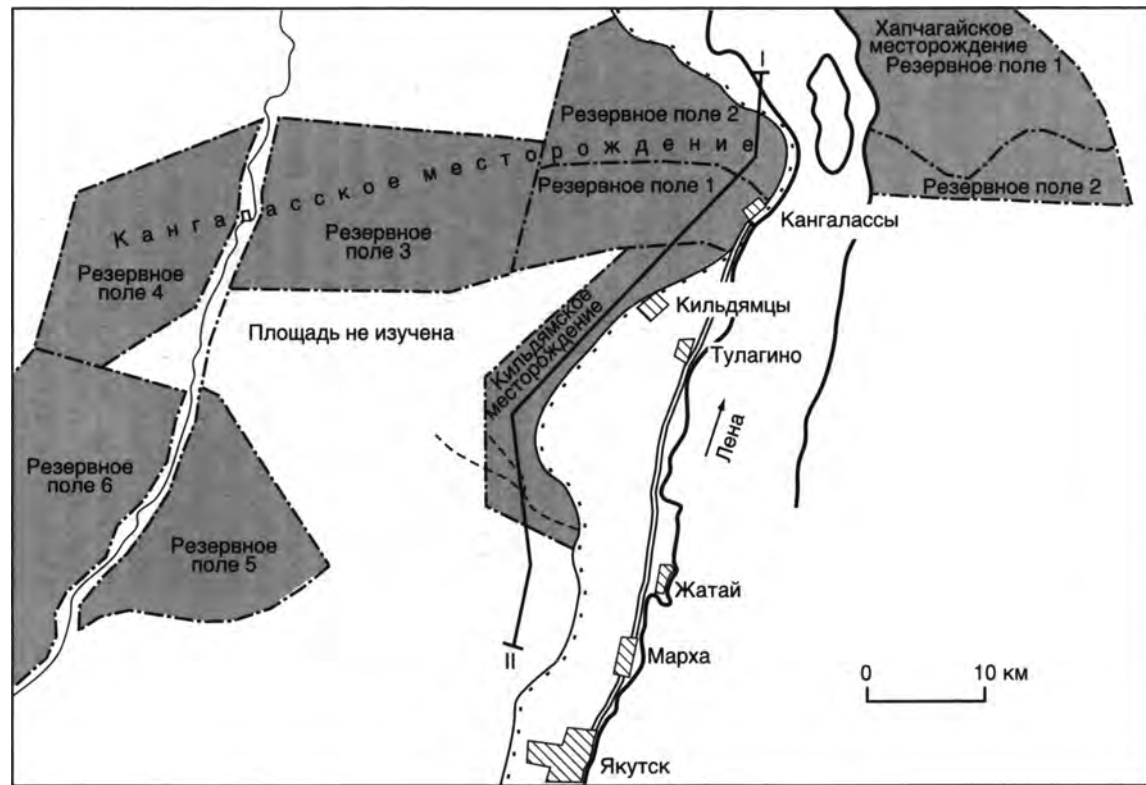


Рис. 17.2. Обзорная карта и стратиграфическое положение угольных пластов Кангаласского месторождения

(Сангарская, Джебарики-Хая). В настоящее время шахта Сангарская закрыта. Разведанные запасы углей Ленского бассейна составляют 4,995 млрд т, из них 88,3 % – бурые и 8,9% – каменные (длиннопламенные и газовые). Пригодны для разработки открытым способом 4,3 млрд т. Общие геологические ресурсы углей Ленского бассейна, подсчитанные в 1988 г. и принятые Межведомственной комиссией по запасам, составляют 1647 млрд т, по подсчетам других геологов, они достигают 10–12 трлн т (Игнатченко, 1966).

По изученности, запасам, условиям разработки и другим показателям угольные месторождения бассейна существенно различаются. Наиболее интересны Кангаласское, Джебарики-Хая и Жиганские месторождения.

Кангаласское месторождение, разрабатываемое с 1930 г., расположено на левом берегу р. Лены, в 40 км к северу от г. Якутск, с которым оно связано асфальтированной дорогой (рис. 17.2). Геолого-разведочные работы и подсчет запасов Кангаласского месторождения в первой половине 50-х годов проводились Якутским геологическим управлением. Результаты этих работ изложены в геологических отчетах и опубликованы (Игнатченко, 1961, 1966). С 1975 г. разведка осуществлялась Якутской ГРП треста “Дальвостуглеразведка” (Ю.П. Алексеев, Н.С. и Л.М. Демченко, М.Ф. Лобов, С.В. Шароварин и др.). Материалы этих исследователей лежат в основе современных представлений по геологическому строению и угленосности месторождения.

В геологическом строении месторождения принимают участие залегающие на эродированной поверхности кембрийских образований терригенные породы юрского, мелового и кайнозойского возраста. Промышленная угленосность мезозойских отложений в основном связана с отложениями верхней юры (марыкчанская и бергеинская свиты) и нижнего мела (батыльхская свита). Кайнозойские отложения покоятся на размытой поверхности различных горизонтов юры и нижнего мела и представлены неогеновыми (до 60 м) и четвертичными образованиями (до 20 м). Породы мезозоя залегают моноклиально, погружаясь на север под углами 1–2°. Иногда наблюдаются небольшие (0,8×1,5 км) куполовидные поднятия с амплитудой до 20 м, а также единичные мелкие складки и разрывные нарушения с амплитудой вертикального смещения до 1 м.

Марыкчанская и бергеинская свиты заключают семь пластов угля мощностью от 1,5 до 10 м и несколько пластов нерабочей мощности. Суммарный рабочий пласт в верхнеюрских отложениях имеет мощность 37 м, коэффициент рабочей угленосности – 14%. Во вскрытой части батыльхской свиты нижнего мела установлено 15 пластов мощностью от 1,5 до 15 м. Суммарный рабочий пласт составляет 55 м, коэффициент рабочей угленосности – 17,3% (Игнатченко, 1961). Все рабочие пласты угля верхней юры и нижнего мела имеют преимущественно простое строение и характеризуются широким площадным распространением. Несколько меняя мощность и строение, они прослеживаются на площади от десятков до первых сотен км². Генетические границы пластов не установлены. Мощности пластов угля, а также пород, слагающих междупластья, изменчивы, что приводит к слиянию или расщеплению пластов. Так, на участке За-

падный за счет слияния пластов Нижний и Верхний образуются угольная залежь мощностью 19 м, а пластов от VIII до X – 22 м.


Угли Кангаласского месторождения по вещественному составу гумусовые, гелитолитовые, по степени метаморфизма – бурые. Отражательная способность витринита (R^0) 0,4–0,5%. Основная масса углей относится к марке ЗБВ. Качественные их показатели находятся в следующих пределах: w_r^r – 28–30%, A^d – 13,5–16,0%, S_r^d – 0,3–0,6%, V^{daf} – 46–49%, C^{daf} – 70,2–72,0%, H^{daf} – 5,4%, Q_i – 14,4–15,1 МДж/кг. При хранении на воздухе угли быстро теряют влагу и склонны к самовозгоранию.

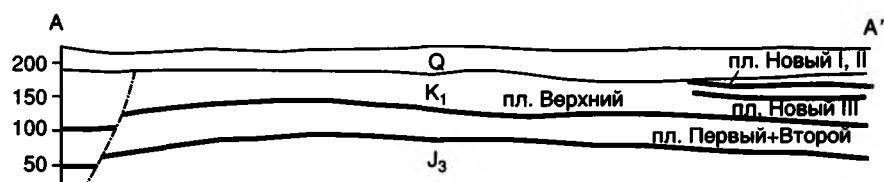
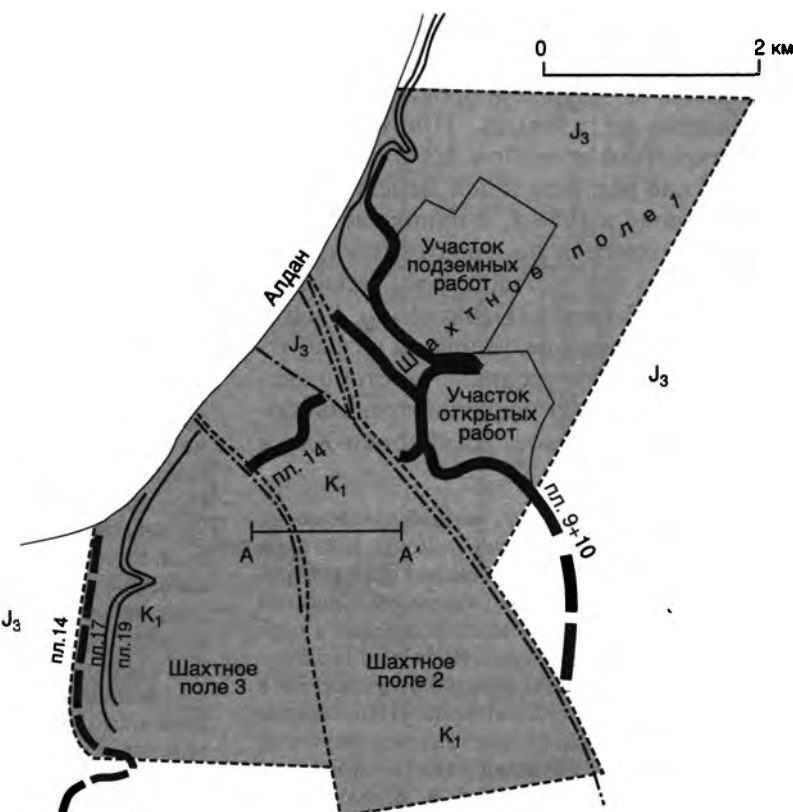
На месторождении детально разведаны и утверждены балансовые запасы поля углеразаза Кангаласский и участка Восточный резервного поля 1. На 1 января 1996 г. для углеразаза они составляют 192 млн т, что при добыче 400–450 тыс. т в год достаточно на 350 лет. По участку Восточному запасы утверждены в количестве 1055 млн т. При добыче угля 20 млн т в год этих запасов хватит на 50 лет. Весьма перспективным является участок Западный, запасы которого определены в 2,2 млрд т. Предполагается, что суммарные запасы месторождения составляют не менее 24 млрд т и все они могут разрабатываться открытым способом. Горно-геологические условия для открытой разработки благоприятны.

Месторождение Джебарики-Хая расположено в юго-восточной части Нижнеалданского угленосного района, в 60 км вверх по р. Алдан от районного центра пос. Хандыга (рис. 17.3). Месторождение находится в зоне распространения многолетней мерзлоты, мощность которой достигает 400 м. Первые сведения о геологическом строении и угленосности бассейна нижнего течения р. Алдан принадлежат В.Н. Звереву, который в 1913–1914 гг. угольные пласты, обнажающиеся ниже устья р. Майя, выделил как нижнеалданские. Вмещающие их отложения он отнес к юре, расчленив их на три свиты. Важное значение для уточнения геологического строения, угленосности и условий осадконакопления бассейна нижнего течения р. Алдан имели работы Н.П. Хераскова и Л.М. Колосова (1938 г.), Н.В. Иванова, П.П. Дубаря, Г.Л. Сцепинской, З.И. Вербицкой (Лавров, Погребницкий, 1963). Вопросы угленосности и качества углей, их запасы, газоносность углей и гидрогеологию месторождения рассмотрел И.К. Яковлев (Петровский, 1973). Геолого-разведочные работы на месторождении проводились с 1930 г. Добыча углей началась в 1940 г. с 4 тыс. т. Она постоянно возрастала и в период с 1994 по 1997 гг. в среднем составляла 687 тыс. т ежегодно, из которых 160 тыс. т разрабатывалось открытым способом.

В геологическом строении месторождения принимают участие толщи пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Палеозойские отложения представлены карбонатными породами нижнего кембрия, вскрытыми на месторождении опорной скв. Глубокая 1 на отметке 917 м. Мезозойские образования представлены юрскими (около 800 м) и нижнемеловыми (200 м) песчаниками различного гранулометрического состава с редкими линзами и прослоями конгломератов, алевролитами и пластами угля. Юрские и меловые породы на большей части месторождения перекрыты неогеновыми (60 м) и четвертичными (10–40 м) образованиями. Угленосные отложения характеризуются моноклиальным пологоволнистым погружением (до 3–5°) в северо-восточном направлении. В юго-западной части месторождения наблюдаются ступенчатые сбросы северо-западного простирания (см. рис. 17.3). Падение

Система		Отдел		Свита		Ярус		Мощность, м		Литологический состав		Индексы пластов	
Меловая		Нижний		Батыльская		Валанжин-баррем		200		[Литологический состав]		19 17	
Юрская		Верхний		Сытолинская		Киммеридж-волжский		50-70		[Литологический состав]		14 11	
				Бергинская		100		[Литологический состав]		9+10 7 6			
				Марькчанская		110		[Литологический состав]		5 3 1			
				Оксфорд		110		[Литологический состав]					
				Нижне-вилдойская		130		[Литологический состав]					
Средний		Келловей		190		[Литологический состав]							
Сугджинская		Аален-ба		190		[Литологический состав]							

 Угольные пласты и прослои
 Конгломераты



 Аргиллиты
 Алевролиты
 Песчаники
 Разрывные нарушения
 Границы шахтных полей

Рис. 17.3. Обзорная карта и стратиграфический разрез угольного месторождения Джебарики-Хая

сбросов южное, под углом 60°, амплитуда вертикального смещения от 20 до 170 м.

Первые обугленные древесные остатки и тонкие линзы угля отмечаются в основании нижней юры. Затем линзы и пласты угля появляются в породах верхней юры и нижнего мела. В верхней части марькчанской свиты встречаются линзовидные пласты мощностью до 1 м. Основная промышленная угленосность связана с бергинской свитой, в которой насчитывается до 5 пластов угля мощностью от 0,1 до 4,2 м. Угленосность возрастает вверх по разрезу, и свита завершается пластом Д-10 мощностью 4,2 м. Этот пласт и пласт Д-9 обычно сближены или сливаются в угольную залежь Д-9+Д-10. Они прослеживаются в пределах всего месторождения и служат объектом добычи. Распределение пластов в разрезе свиты неравномерное. Они образуют две группы сближенных пластов: Д-1–Д-5 и Д-6–Д-10. Большинство пластов характеризуются неустойчивой мощностью, и с рабочими значениями они развиты лишь на локальных участках. В сытогинской свите встречается до четырех

пластов, рабочую мощность имеет лишь пласт Д-14. В батыльской свите вскрыто до 30 пластов (Д-15–Д-44), из которых примерно половина часто имеют мощность от 0,7 до 2,5 м.

По петрографическому составу угли относятся к классу гелитолитов, преимущественно гумусовые с незначительным развитием сапропелито-гумусовых и липтобиолитовых углей. Угли месторождения Джебарики-Хая каменные, марки Д. Качественные показатели чаще всего находятся в пределах: W^a – 0,5–9,2%; A^d – 7–15%, V^{daf} – 40–42%; C^{daf} – 76,0–77,0%; H^{daf} – 4,5–6,0%; $(N+O)^{daf}$ – 14,8–19,8%; S_1^d – 0,340%; d^r – 1,15–1,55 т/м³; Q_s^{daf} – 31,0 МДж/кг; R^0 – 0,55%. Запасы углей месторождения 9617 тыс. т, что при существующих темпах добычи достаточно на 13 лет.

Жиганская группа месторождений включает Жиганское и Ынгырское месторождения, расположенные на левом берегу р. Лены, в районе пос. Жиганск. Жиганское месторождение (с юга на север) расчленяется на Уоттахский, Мавринский и Стрекаловский участки,

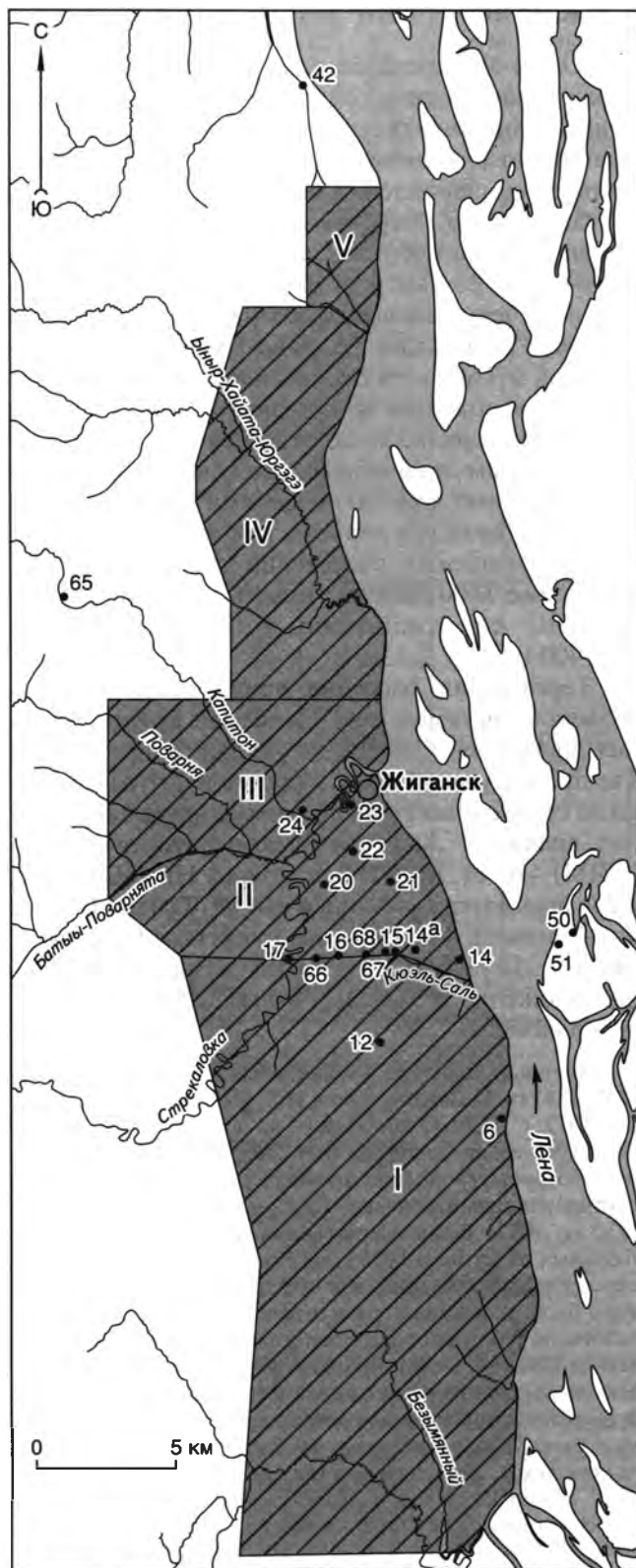
Ынгырское месторождение – на Ынгырский и Джаскойский участки (рис. 17.4). Некоторыми исследователями эти участки рассматриваются как самостоятельные месторождения. Повышенный интерес к ним объясняется не только их выгодным для промышленного освоения географо-экономическим положением, но и выявлением в последние годы в их углях аномально высоких концентраций редких и редкоземельных элементов (Каширцев и др., 1997а, 1999).

Первые письменные указания о наличии углей в районе пос. Жиганск принадлежат А.Л. Чекановскому (1873–1875 гг.). В 1914–1915 гг. разведку месторождения провел Л. Либерман. Опробованием углей занимались В.Н. Кузнецов и Н.М. Сафронов (1929 г.). В 1950–1951 гг. геологическое строение, угленосность и запасы углей Жиганской группы изучали Е.А. Кононова и В.Я. Сычев. В 1952 г. В.В. Пановым в бассейне р. Стрекаловки проводилась геологическая съемка масштаба 1:100 000, а Г.А. Падвой в 1954–1955 гг., в районе пос. Жиганска, осуществлялось структурно-картировочное бурение. В 1962 г. А.А. Абросовым и Е.С. Бартошинской изучалось содержание в углях РЭ и РЗЭ. Они отметили, что в отдельных пластах наличие германия и ряда других элементов наблюдается в 20% проб.

В строении месторождений Жиганской группы принимают участие отложения джаскойской (келловей–кимеридж, видимая мощность около 60 м), чонокской (волжский ярус, мощность 40–50 м) и дьянгыйской (берриас–валанжин, мощность 340 м) свит. Они сложены мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, к которым приурочены линзы и пласты углей. Эта группа расположена на крыле Приверхоянского краевого прогиба. Угленосные отложения волнисто погружаются на юго-восток (1–3°), осложняясь южнее пос. Жиганска куполовидной Кюель-Сальской антиклинальной складкой и рядом сбросов северо-западного простирания (Игнатченко, 1960; Петровский, 1973). Вертикальная амплитуда смещения по сбросам – до 200 м.

В верхней части разреза джаскойской свиты установлено четыре пласта угля и несколько тонких прослоев. Промышленный интерес на локальных участках может представлять лишь самый верхний по разрезу пласт сложного строения мощностью 1,00–2,68 м. Чонокская свита формировалась преимущественно в морских условиях и является безугольной. В отложениях нижнего мела содержится около 30 пластов угля мощностью от 0,1 до 3,5 м, 8–10 из них имеют рабочую мощность. По мощности они тонкие (до 1,3 м), реже – средние (1,3–3,5 м). Строение пластов простое, иногда – сложное. Наиболее мощные из них выдерживаются на расстоянии от 3 до 5 км и характеризуются относительным постоянством мощности.

Угли Жиганского и Ынгырского месторождений бурые, гумусовые, относятся к классу гелитолитов, в них наблюдается незначительное содержание водорослей. Сведения о качестве углей приводятся Г.П. Дубарем и Н.В. Ивановым (Лавров, Погребидский, 1963), Н.А. Игнатченко (1960), М.М. Маландиным (Петровский, 1973). Качественные показатели углей из обнажений преимущественно составляют: W^a – 13,0–18,2%; A^d – 8,4–13,9%; S_r^d – 0,3%; V_{daf} – 40,9–45,5%; Q_s^{daf} 26,9–27,5 МДж/кг; R^0 – 0,46–0,50%; d_r – 1,50–1,60 г/см³. По степени преобразованности угли относятся к бурым (ЗБВ). Ресурсы углей Жиганской группы месторождений составляют не менее 2,6 млрд т.



□ Участки Жиганского (I-III) и Ынгырского (IV-V) месторождений: I - Уоттахский, II - Мавринский, III - Стрекаловский, IV - Ынгырский, V - Джаскойский
• 14 Скважины структурно-картировочного бурения

Рис. 17.4. Обзорная карта Жиганской группы угольных месторождений

ЮЖНО-ЯКУТСКИЙ УГОЛЬНЫЙ БАССЕЙН

Южно-Якутский бассейн расположен в пределах Южно-Алданской системы впадин, выполненных континентальными юрскими и нижнемеловыми отложениями. Бассейн протягивается в широтном направлении на 750 км от р. Олёкмы на западе до р. Учур на востоке (см. рис. 17.1). Площадь развития угленосных отложений составляет около 25 тыс. км². В составе бассейна выделяется четыре угленосных района (с запада на восток): Усмунский, Алдано-Чульманский, Гонамский и Токинский. Слагающие бассейн мезозойские отложения, как правило, приурочены к понижениям рельефа по отношению к окружающим горным поднятиям, сложенным раннедокембрийскими кристаллическими породами. Абсолютные отметки рельефа районов распространения угленосных отложений составляют 700–1000, реже 1100–1300 м. Долины крупных рек углублены по отношению к водоразделам на 150–400 м.

Территория бассейна дренируется хорошо развитой системой рек. Наиболее крупными из них являются Олёкма и Алдан с притоками Тимптон, Сутам, Гонам, Алгома и Учур. Все реки не судоходны. Транспортными артериями района являются Амуро-Якутская автомагистраль (АЯМ) – от ст. Бол. Невер до пос. Ниж. Бестях и железная дорога – Малый БАМ (Тында–Беркамит–Томмот). Населенные пункты – г. Нерюнгри, пос. Беркамит, Серебряный Бор, Чульман – расположены в Алдано-Чульманском угленосном районе.

Впервые выходы углей были обнаружены в 1849–1851 гг. И.В. Кованько и Н.Г. Меглицким на западе, а в 1912 г. П.В. Лениным – на востоке бассейна. В 1912–1913 гг. экспедицией В.Н. Зверева установлен юрский возраст угленосных отложений и их пресноводноконтинентальный генезис. При строительстве в 1927–1930 гг. АЯМ были вскрыты многочисленные выходы угольных пластов. В 1936 г. на участке Пионер (Чульманское месторождение) для обеспечения углем местных нужд была заложена первая штольня. Общие поисковые работы на уголь в полосе, прилегающей к АЯМ, были начаты в 1941 г. С 1950 г. проводятся систематические комплексные геолого-разведочные и научно-исследовательские работы по изучению бассейна как возможной сырьевой базы угольно-металлургического производственного комплекса. Координацию всех исследований осуществляла Южно-Якутская комплексная экспедиция Министерства геологии РСФСР, созданная в 1952 г.

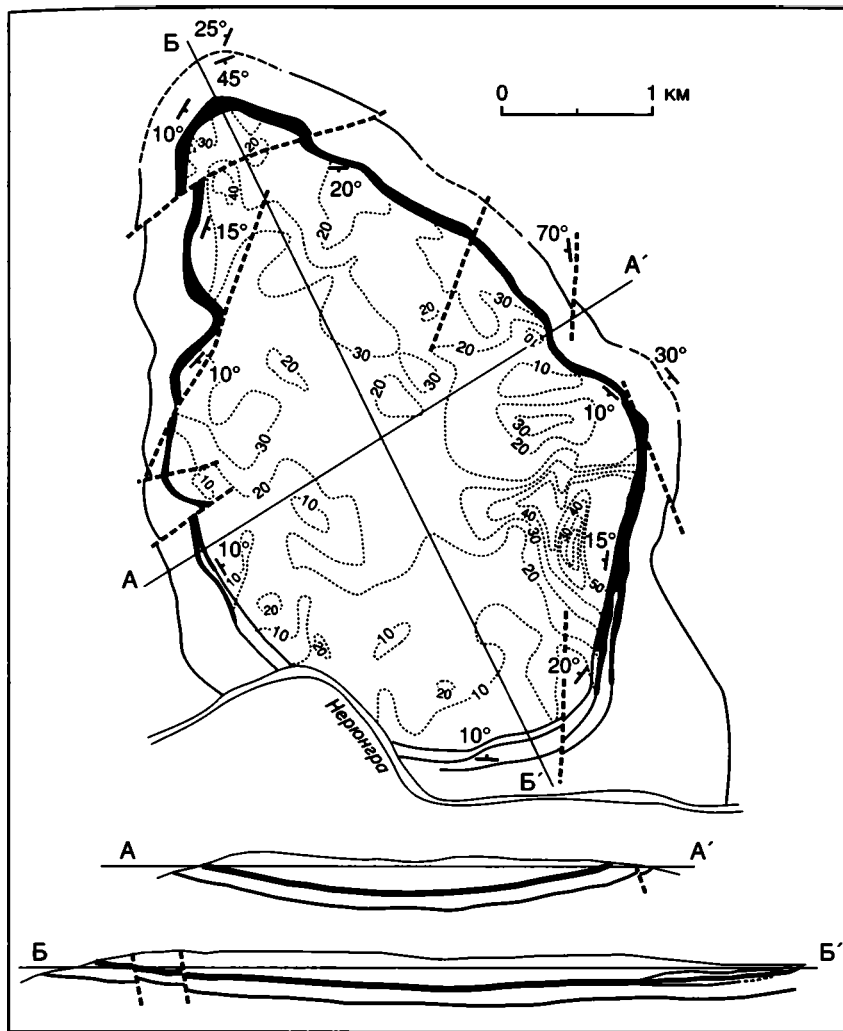
Юрско-меловые отложения бассейна разделяются на ряд свит (снизу вверх): юхтинскую (нижняя юра), дурайскую (средняя юра), кабактинскую, беркакитскую, нерюнгриканскую (верхняя юра) и нижнемеловые холодниканскую (в восточных районах аналог – ундытканская) и нагорнинскую свиты. Общая мощность отложений угленосной формации около 4000 м (Сюндю-

ков и др., 1979; Желинский и др., 1979; Маркович, 1979, 1985; Шабаров, 1981).

Структурные особенности бассейна обусловлены блоковым строением фундамента. Все крупные впадины представляют собой асимметричные синклинали с широкими пологими (1–8°) северными и узкими крутыми (40–80°) южными крыльями. На юге впадин отмечены надвиги кристаллических пород докембрия на угленосные отложения. По мнению отдельных исследователей, Южно-Якутский бассейн в значительной степени перекрыт пластиной аллохтона кристаллического докембрия Станового хребта и прослеживается фрагментарно (Кулаков, 1982).

В пределах бассейна пласты и прослои углей встречаются почти по всему разрезу мезозойских отложений, но распространены они неравномерно. Промышленно значимые пласты сосредоточены в верхних горизонтах дурайской, беркакитской, нерюнгриканской, в нижней и верхней частях кабактинской свит в Алдано-Чульманском районе, в верхах дурайской и низах кабактинской свит в Усмунском районе, в верхах дурайской, нерюнгриканской, а также по всему разрезу кабактинской и ундытканской свит в Токинском районе. В целом по бассейну угленосность возрастает вверх по разрезу, а на площади – в южном направлении. В разрезе угленосной формации выявлено более 100 пластов и пропластков углей, из них около 40 на площадях от 5 до 20 км² и более являются рабочими пластами с мощностью, превышающей 0,7 м. Строение пластов дурайской и кабактинской свит преимущественно простое, нерюнгриканской и ундытканской – сложное.

Угли бассейна каменные, относятся к группе гумолитов, иногда встречаются прослои сапропелитов и сапрогелитов. Из микрокомпонентов преобладает витринит, обычно слагающий до 90–100% органической массы углей. Содержание минералов группы инертинита, как правило, не превышает 2–5%, и только в верхних частях разреза угленосной толщи в Алдано-Чульманском (Нерюнгринское месторождение), Гонамском и Токинском (Эльгинское месторождение) районах увеличивается до 30% и более. Минералы группы липтинита обычно отмечаются в небольших количествах – до 5%, лишь в углях Усмунского и в отдельных частях мощных пластов Токинского районов их содержание достигает 15–20% и более (Фролов, 1968; Богданова, 1982; Стукалова, 1987; Митронов, 1994а). При высокой однородности вещественного состава углей их качество определяется в основном степенью метаморфизма и восстановленности. Петрографические исследования углей Нерюнгринского и Эльгинского месторождений выявили неоднородность состава витринита по степени восстанов-



Система	Отдел	Свита, мощность	Литологическая колонка	Угольные пласты	
				Мощность, м	Название
Меловая	Нижний	Холодниканская, 320 м	[Литологическая колонка]	0,4	
				0,5	
Юрская	Верхний	Нерюнгринская, 380 м	[Литологическая колонка]	10-50	Мощный
				1,0	
				5,0	Пятиметровый
				1,8	
				1,0	

- Пласты угля
- Алевролиты
- Разнозернистые песчаники
- Конгломераты
- 20 - Изопахиты пласта Мощного (м)
- 15° - Элементы залегания пород
- Разрывные нарушения

Рис. 17.5. Схематическая карта и стратиграфический разрез Нерюнгринского угольного месторождения

ленности. Более темные разности витринита являются восстановленными, а светлые с анизотропными свойствами – менее восстановленными. Последние при прочих равных условиях значительно ухудшают спекаемость и коксуюемость углей (Прилуцкий, Фролов, 1974; Митронов, 1994а). По степени метаморфизма угли бассейна изменяются от газовых (Г) до тощих (Т), наиболее распространены жирные (Ж) и коксовые (К) разности. В целом угли бассейна малосернистые, малофосфористые, с высокими спекающими и коксующими свойствами. Минеральные примеси представлены карбонатами, глинистыми минералами, кварцем и обломочными зернами других минералов, иногда сульфидами железа. В углях,

особенно в восточной части бассейна, присутствует вулканогенный материал, который тесно срастается с органической частью (Погребницкий, 1961; Митронов, 1990; 1994а). При этом угли нередко становятся высокозольными, а их обогащенность трудной и очень трудной.

Качественные показатели углей, по данным геолого-разведочных работ, составляют: W_t^i – 0,33–3,4%; A^d – 7,8–35%; V^{daf} – 11–37%; $Q_{S, daf}$ – 31,5–36,8 МДж/кг; C^{daf} – 78–93%; H^{daf} – 3,9–6%; S^d – 0,1–0,6%; P^d – 0,002–0,01%; Y – 9–35 мм.

Общие ресурсы углей бассейна оцениваются в 44–57,3 млрд т (Матвеев, 1990; Хворостина и др., 1996). По состоянию на 1 января 1995 г. запасы составляют 4164,0 млн т, по категории C_2 –

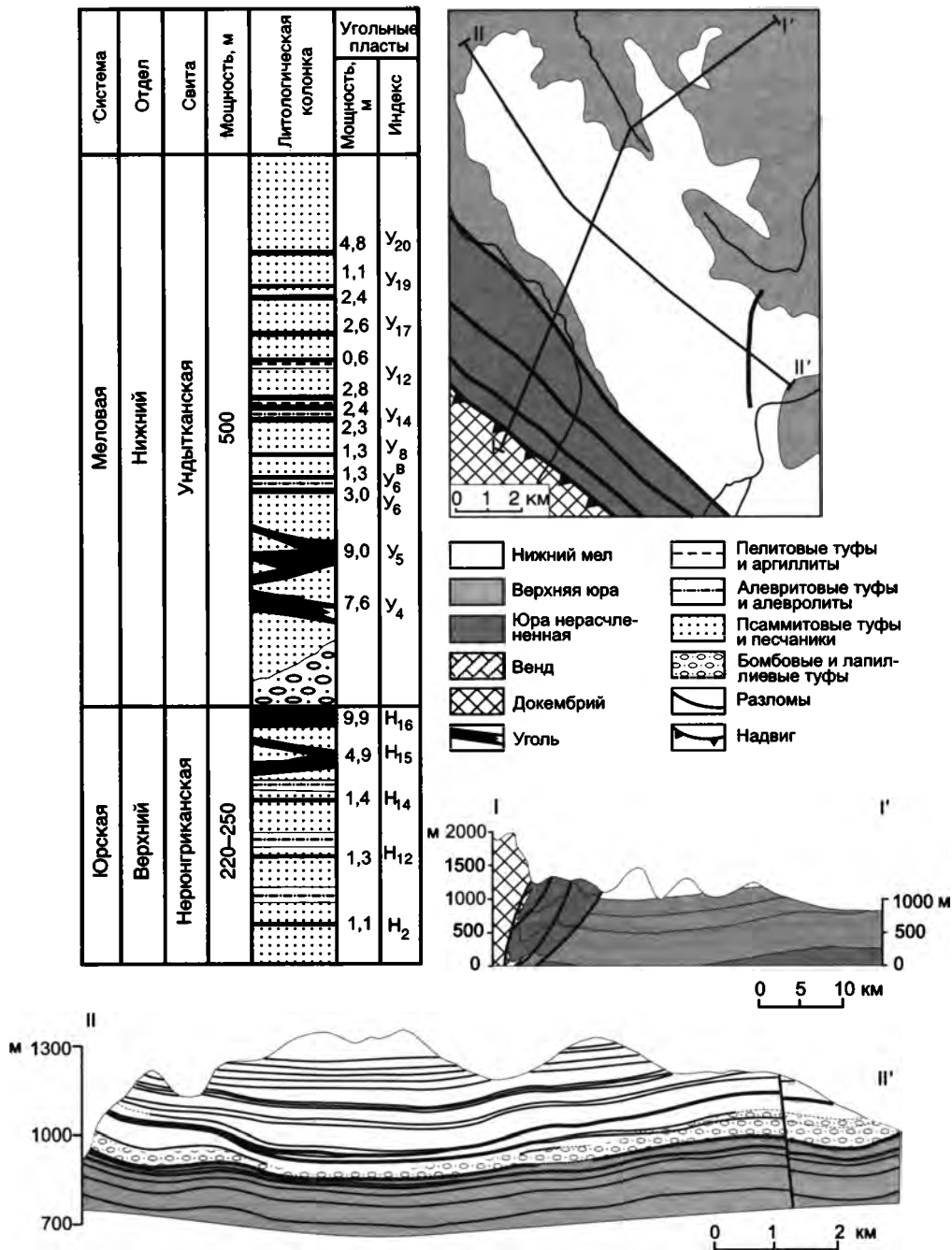


Рис. 17.6. Схематическая геологическая карта и стратиграфический разрез Эльгинского угольного месторождения

3720,5 млн. т. Добыча угля в 1994 г. достигла 9906 тыс. т. Значительная часть запасов углей приурочена к месторождениям с мощными пластами – Нерюнгринскому и Эльгинскому.

Нерюнгринское месторождение расположено в юго-восточной части Алдано-Чульманского района в междуречье нижних течений рек Нерюнгра, Холодникан, Нерюнгрикан. Вблизи месторождения построен г. Нерюнгри. Границы месторождения определяются выходами угольного пласта Пятиметровый. Его площадь составляет около 40 км², а в контуре пласта Мощный – 16 км². Оно разведывалось в 1953–1958 гг. Добыча углей

осуществляется с 1963 г., а наиболее интенсивно – после окончания строительства БАМ. Месторождение образовано отложениями нерюнгранской и холодниканской свит (см. рис. 17.5), которые представлены преимущественно разнозернистыми песчаниками с плохой сортировкой и слабой окатанностью обломочного материала. Характерны прослои гравелитов и алевролитов, а в верхней части разреза – конгломератов.

Нерюнгринское месторождение имеет простое строение. Оно приурочено к одноименной брахисинклинальной складке, ориентированной с северо-запада на юго-восток (см. рис. 17.5). Углы падения крыльев складки изменяются от 10 до 30°, к центральной части они выпола-

живаются. Строение месторождения осложняется рядом разрывных нарушений, а также внутрипластовыми деформациями в угольных пластах и горизонтах тонкозернистых пород. В разрезе нерюнгриканской свиты насчитывается до 15 пластов и пропластков угля, холодниканской – до 7. Промышленная угленосность связана с пластами Мощный, Пятиметровый и Неожиданный. Основным из них является пласт Мощный, который на севере имеет простое строение, а на юге расщепляется на две, затем на три пачки. Мощность пласта изменяется от 8 до 60 м, составляя в среднем 24 м.

Угли месторождения являются ценным сырьем для коксохимической промышленности. Угли пласта Мощный, по данным геолого-разведочных работ, имеют следующие качественные показатели: W^a – 0,1–0,5%; A^d – 18,5%; V^{daf} – 18–25%; Q_s^{daf} – 36,2–37,4 МДж/кг; C^{daf} – 87–91%; H^{daf} – 4,1–5,0%; S^d – 0,3–0,5%; P^d – 0,004–0,006%; Y – 9–20 мм. Подсчитанные запасы составляют 527 млн т.

Эльгинское месторождение расположено на юге Токинского угленосного района, вблизи оз. Бол. Токо, на водоразделе рек Ундыткан, Укикиткан, Укикит, Эльга. Границы месторождения условно приняты по контуру распространения нижнемеловых отложений ундытканской свиты. Общая площадь месторождения около 200 км². Наличие угольных пластов рабочей мощности, в том числе и мощных (до 24 м), в районе месторождения было установлено в 1961–1962 гг. В.А. Ильиным. В конце 70–начале 80-х годов в результате ширококомасштабных поисковых работ на уголь были уточнены геологическое строение и угленосность южной части Токинского района. В 1986–1997 гг. проведены предварительная и детальная разведки месторождения. Оно сразу привлекло к себе внимание уникальными запасами и своеобразной структурой.

В геологическом строении месторождения принимают участие отложения нерюнгриканской и ундытканской свит (рис. 17.6). Они представлены туфами, туффитами и в меньшей степени осадочными породами с плохой сортировкой и окатанностью обломочного материала псаммитовой, алевроитовой и реже пелитовой размерности. К последним приурочены прослой и пласты угля. Встречаются пачки (мощностью до 20 м) бомбово-лапиллиевых туфов (Желинский, Корнет, 1988), приуроченные к кровле угольных пластов или к нижним частям межпластий. Ранее они выделялись как полимиктовые конгломераты (Гольденберг, Самозванцева, 1961). Общая мощность отложений 750 м. Эльгинское месторождение представляет собой пологую асимметричную брахисинклиналь со срезанным разломом южным крылом (см. рис. 17.6). Углы падения пород на крыльях обычно не превышают 8–10°. Разлом, ограничивающий месторождение с юга, является взбросом, амплитуда смещения по нему превышает 200 м, плоскость сместителя падает на юго-запад под углом 80°.

Нерюнгриканская свита содержит пять пластов рабочей мощности, из которых H_{15} и H_{16} относятся к мощным. В ундытканской свите 18 рабочих пластов мощностью 1–17 м (см. рис. 17.6). Строение пластов преимущественно сложное. В мощных пластах часто отмечаются Z-образные расщепления (Митронов, 1994, 1995). Угли месторождения могут использоваться в коксохимической промышленности. В петрографическом составе отмечено повышенное содержание отощающих компонентов и минеральных примесей (глинистые минералы, кварц, полевые шпаты и др.). Степень обогатимости углей – трудная. Качественные показатели, по данным геолого-

разведочных работ, составляют: W^a – 0,5–1,4%; A^d – 15–30%; V^{daf} – 33–41%; Q_s^{daf} – 34–36 МДж/кг; C^{daf} – 86–89%; H^{daf} – 1,7–6%; S^d – 0,1–0,3%; P^d – 0,001–0,028%; Y – 18–36 мм; RI – 78–88.

Ресурсы углей оценены в 2,8 млрд т, из них 2,2 млрд т пригодны для открытой добычи.

ЗЫРЯНСКИЙ УГОЛЬНЫЙ БАССЕЙН

Зырянский угольный бассейн, иногда выделяемый как Колымо-Индибирский, расположен на северо-востоке республики в междуречье Индибирки и Колымы, в их среднем течении (см. рис. 17.1). Он протягивается на 500 км с юго-востока от р. Рассохи (левый приток р. Колымы) на северо-запад до р. Селеннях (левый приток р. Индибирки) и приурочен к Зырянскому и Момскому прогибам, разделенным Илинью-Тасским антиклинорием. В пределах Зырянского прогиба выделяются Индигиро-Селенняхский, Мятисский и Зыряно-Сияльский угленосные районы, а в пределах Момского прогиба – Момский угленосный район.

Первые сведения о геологическом строении бассейна приводятся И.Д. Черским в 1891 г. и В.Ф. Поповым в 1913 г. (Попов, 1962). В 1931 г. Б.В. Зонов и С.Г. Павлов установили широкое распространение здесь угленосных отложений и впервые высказали мысль, что они непрерывно протягиваются от р. Колымы до р. Индибирки (Попов, 1962). Поисковые и разведочные работы начались в 1933 г. экспедицией Дальстроя под руководством В.А. Цареградского. В результате работ П.Н. Ушакова, А.В. Зимкина и В.А. Зимина была составлена геологическая карта Зырянского месторождения и в 1935 г. началась его эксплуатация на участке Эрозионный. В 1935–1936 гг. геологическое изучение Мятисского и Индигиро-Селенняхского угленосных районов, проводилось отрядом Индигирской экспедиции Главсевморпути под руководством В.А. Федорцева, в 1940–1942 гг. – Б.И. Дранниковым. Изучение угленосных отложений в Момском районе было начато в 1938–1939 гг. Н.Д. Соколовым и В.А. Зиминым, а в 1946 г. продолжено П.Г. Тугановым. В 1949–1950 гг. А.И. Семейкин в среднем течении р. Индибирки описал мощные пласты по ее притоку р. Красной (Краснореченское месторождение), и в 1951 г. здесь были организованы разведочные работы. В 1957 г. Г.Г. Попов и В.А. Самылина провели геологические исследования в Зыряно-Сияльском районе и уточнили стратиграфию и возраст угленосных отложений, а А.Г. Лапшинов, Н.К. Московченко и Г.Г. Попов подсчитали запасы углей бассейна.

Геологическое строение, угленосность и качество углей Зырянского бассейна до сих пор изучены слабо. Несколько лучше исследован Зыряно-Сияльский район, где в большем объеме проводились разведочные работы. Зырянский прогиб, в пределах которого расположены наиболее изученные угленосные районы и месторождения бассейна, выполнен верхнеюрскими, меловыми и кайнозойскими образованиями. На морских верхнеюрских породах согласно залега-

ют нижнемеловые угленосные отложения зырянской серии общей мощностью около 5000 м. Они расчленяются на ожогинскую (берриас–баррем), силяпскую (апт) и буоркемюсскую (альб) свиты, сложенные конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, пластами и пропластками углей осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса. Зырянская серия перекрыта континентальными слабоугленосными отложениями встречнинской свиты верхнего мела (около 400 м) и мятисской серии палеоген-неогена (около 500 м). В Кынрайдах-Силяпском междуречье (южный склон Алазейского поднятия) мощность последней увеличивается и достигает 2500 м (Гайдук и др., 1989). Серия сложена конгломератами, галечниками, слабосцементированными песками и глинами с пластами бурых углей. Четвертичные образования имеют мощность до 40–50 м.

Зырянский прогиб имеет асимметричное строение в поперечном разрезе. Наиболее прогнут его юго-западный борт, примыкающий к Илинь-Тасскому антиклинорию. Суммарная мощность выполняющих его отложений здесь достигает 10 000 м. Характерны чешуйчатые надвиги, по которым верхнеюрские сложно деформированные толщи антиклинория налегают на меловые отложения прогиба. Возраст надвига определяется как позднемиоценовый (Гайдук и др., 1988; 1989). В северо-восточном направлении, при приближении к Алазейскому поднятию, мощность выполняющих прогиб отложений сокращается до нескольких сот метров. Момский прогиб, отделенный от Зырянского прогиба Илинь-Тасским антиклинорием, изучен слабо. В его пределах выделяются деформированные континентальные отложения, которые сопоставляются с зырянской серией Зырянского прогиба.

Угленосность зырянской серии возрастает с северо-запада на юго-восток бассейна. В этом направлении увеличиваются мощность угленосной формации и количество угольных пластов. Повышение угленосности происходит и вверх по разрезу. Наименьшая она в ожогинской свите, где встречено около 10 пластов угля (0,10–1,40 м), в силяпской свите выявлено уже около 45 пластов угля мощностью от 0,4 до 13,6 м. В буоркемюсской свите встречено более 100 пластов и пропластков угля, из которых около 50 достигают рабочей мощности (от 0,7 до 12 м). Строение пластов и сложное, и простое (Попов, 1962; Иванов, Тараканов, 1985).

Угли бассейна преимущественно каменные, гумусовые, сложенные остатками высших растений, в которых иногда встречаются маломощные линзы сапропелево-гумусовых и гумусово-сапропелевых разностей (Фролов, 1966). По вещественному составу в них преобладает витринит

(60–90%), часто встречается инертинит (5–40%), иногда липтинит (0–5%). Вверх по разрезу отмечается незначительное снижение содержания витринита и увеличение – инертинита. Степень метаморфизма углей увеличивается с северо-запада от Д, Г (Индигино-Селенняхский район) на юго-восток до Ж, К и ОС (Зыряно-Силяпский район), а в каждом районе повышается вблизи Илинь-Тасского антиклинория. Изменение степени метаморфизма по разрезу подчиняется правилу Хильта. Угли ожогинской свиты изменены до марки А, силяпские – от Г до А, буоркемюссские – от Д, Г до Т.

По состоянию на 1 января 1994 г. запасы углей бассейна составляют 172 млн т (Бычев и др., 1996). Ресурсы бассейна оцениваются от 50 млрд т (Матвеев, 1990) до 102,6 млрд т (Попов, 1962). В бассейне на разных стадиях разведаны Буор-Кемюсское, Надеждинское, Сибик-1, Сибик-2, Харангское, Эрозионное (Зыряно-Силяпский район), Чукчанское (Мятисский район), Краснореченское, Селенняхское (Индигино-Селенняхский район) и Тихонское (Момский район) месторождения. Наиболее хорошо изучена Зырянская группа месторождений.

Зырянская группа месторождений расположена в Зыряно-Силяпском угленосном районе, примерно в 48–65 км к западу от пос. Зырянка. Первое время она включала Эрозионный и Буор-Кемюсский участки, которые затем были переведены в ранг самостоятельных месторождений. В 1998 г. из состава Буор-Кемюсского месторождения в ранг самостоятельного месторождения переведен расположенный примерно в 6 км восточнее Надеждинский участок (рис. 17.7). Разведочные работы в этом районе были начаты в 1935 г. и с некоторыми перерывами продолжают по настоящее время. Эксплуатация месторождений также проводится с 1935 г., а с 1957 г. осуществляется только открытым способом.

В геологическом строении района месторождений принимают участие породы бастакской свиты верхней юры, которые перекрыты отложениями нижнего (ожогинская, силяпская, буоркемюсская свиты), верхнего (встречнинская свита) мела и кайнозоя. Непосредственно район месторождений сложен породами буоркемюсской свиты (см. рис. 17.7), представленной переслаиванием алевролитов, аргиллитов, песчаников и пластами угля. В нижней части свиты широко развиты конгломераты (Фролов, 1966; Иванов, Тараканов, 1985; Пензин, Воропаява, 1987).

Месторождения расположены в зоне сочленения Зырянского прогиба и Илинь-Тасского антиклинория в юго-восточной части Зыряно-Силяпской брахисинклинальной складки, в пределах которой угленосные отложения в целом моноклинально погружаются в западно-западном направлении. Углы падения пород на Эрозионном месторождении в среднем составляют 25–30°, на Буор-Кемюсском – 20–30°, на Надеждинском – 10–20°. Широко развиты разрывные нарушения различной амплитуды, в том числе надвиги (Гайдук и др., 1989). Наиболее крупные из них надвиги – Горелый, расположенный между Надеждинским и Буор-Кемюсским месторождениями, и Встречный, ограничивающий с востока

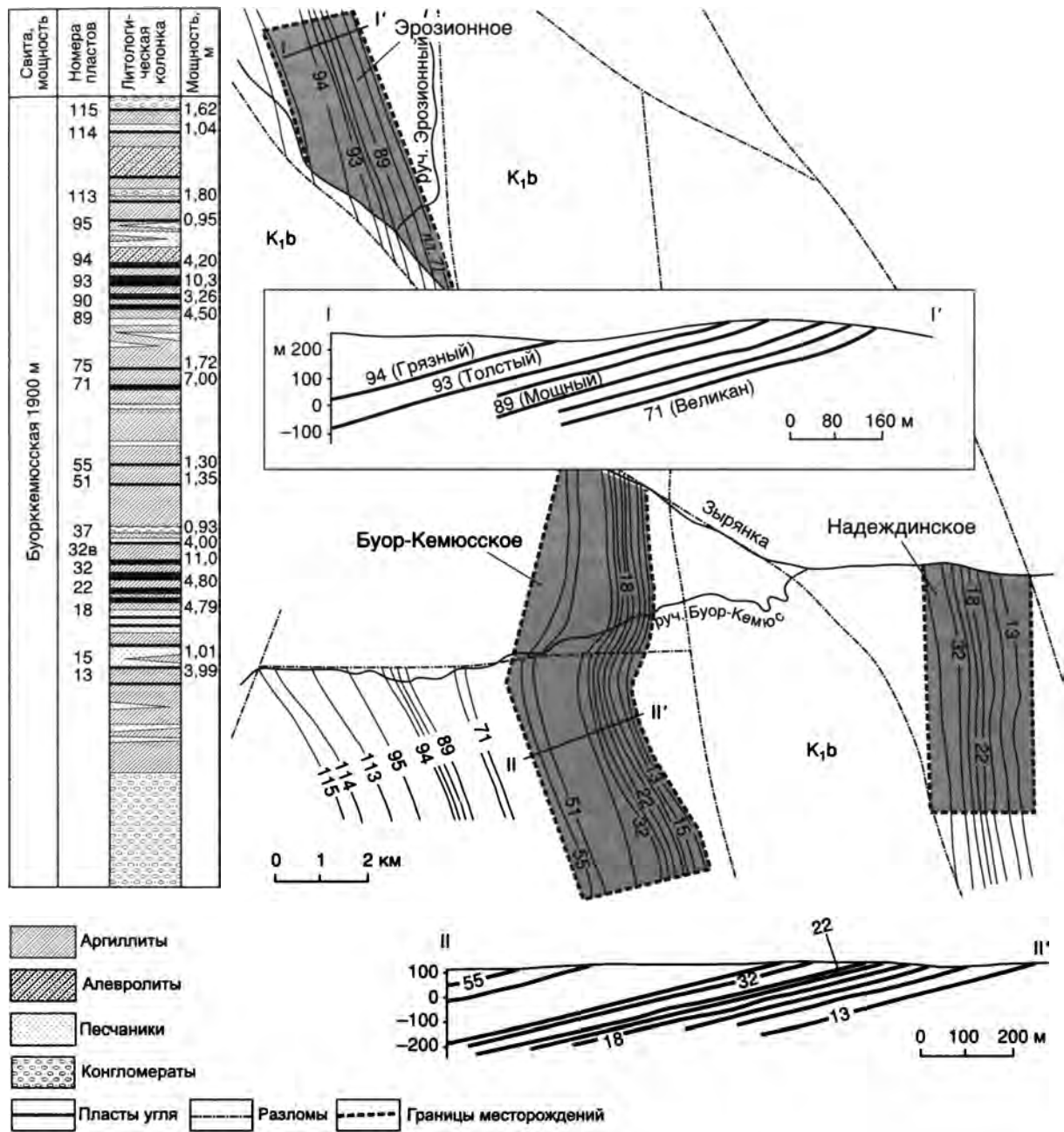


Рис. 17.7. Обзорная карта и стратиграфический разрез Зырянской группы угольных месторождений

Надеждинское месторождение. Амплитуда горизонтального смещения по надвигу Горелый составляет около 6 км. По надвигу происходит сдавливание разреза, в результате чего на Буор-Кемюсском и Надеждинском месторождениях повторяются одни и те же отложения и угольные пласты.

Промышленная угленосность связана с отложениями нижней (Буор-Кемюсское и Надеждинское месторождения) и верхней (Эрозионное месторождение) частей буор-кемюсской свиты, полный разрез которой содержит около 115 пластов и прослоев угля, из которых 41 достигает рабочей мощности. На Эрозионном месторождении объектами разведки являлись четыре пласта: пласт 71 – Великан, 89 – Мощный, 93 – Толстый и 94 – Грязный с мощностями от 3,5 до 10,2 м. На Буор-Кемюсском месторождении разведывалось девять пластов (13,

15, 16, 18–20, 22, 25, 32), но вследствие широких колебаний мощности (от 0,5 до 11 м) и невыдержанного строения только два из них – 22 и 32 – представляют промышленный интерес. На Надеждинском месторождении, по данным детальной разведки (В.В. Номинханов), основными рабочими пластами являются 13, 18, 22, 32_н и 32_в со средней мощностью соответственно 3,99, 4,79, 3,37, 8,38 и 2,06 м. Строение пластов в основном сложное, реже простое. В них встречается от одного до семи и более породных прослоев мощностью 0,01–0,20 м, иногда мощность прослоев увеличивается до 8–10 м и наблюдается расщепление угольных пластов (Попов, 1962; Иванов, Тараканов, 1985).

Угли Зырянской группы месторождений каменные, гумусовые, с повышенным содержанием компонентов группы витринита (65–95%), пониженным – липтинита

(0–10%) и переменным – инертнита (10–30%). По степени метаморфизма угли относятся к стадии Ж, их зольность средняя и высокая, обогатимость трудная и очень трудная. Качественные показатели углей из естественных обнажений обычно составляют: $W_r' - 3,4-11,9\%$; $A^d - 6,5-24,6\%$; $V^{daf} - 31-34,5\%$; $Q_i' - 25-36$ МДж/кг; $C^{daf} - 81-86\%$; $H^{daf} - 5,1-5,6\%$; $S^d - 0,1-0,3\%$; $P^d - 0,02-0,08\%$; $Y - 13-14$ мм. Угли являются хорошим энергетическим топливом и сырьем для коксохимической промышленности. Запасы месторождений составляют: Эрозионное – 25 млн т; Буор-Кемюсское – 98,8 млн т; Надеждинское – 44,8 млн т.

КЕМБРИЙСКИЙ ГОРЮЧЕСЛАНЦЕВЫЙ БАСЕЙН СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Черносланцевые осадочные комплексы, обогащенные органическим веществом, всегда привлекали внимание геологов своим специфическим обликом и характерным комплексом полезных ископаемых. На платформах и в пограничных с орогенными поясами структурах эти комплексы рассматриваются в качестве нефтематеринских отложений (формация Грин-Ривер в США, свита Ирати в Бразилии, доманик на Русской платформе, баженовская свита в Западной Сибири). С ними обычно связаны повышенные концентрации V, Mo, Co, U, иногда Au и Pt. Характерны фосфатоносные горизонты.

На востоке Сибирской платформы в разрезе кембрийской части осадочного чехла установлена куонамская (название по р. Малая Куонамка) формация битуминозных отложений глинисто-карбонатного и кремнисто-карбонатно-глинистого состава. Куонамская формация распространена в пределах так называемой Юдомо-Оленёкской фациальной области, которая простирается от бассейнов рек Оленёк и Анабар в юго-восточном направлении до бассейнов рек Мая и Юдома (рис. 17.8). С запада и севера эта фациальная область открытого морского бассейна ограничивается полосой рифовых массивов. На западе, за полосой рифовых массивов, формировались лагунные эвапоритовые отложения (Савицкий др., 1972).

В Юдомо-Оленёкской фациальной зоне в течение позднеботомского, тойонского и амгинского веков кембрийского периода сформировалась маломощная (25–60 м) толща доманикоидных осадков с выдержанными на обширной площади характерными литологическими особенностями. Куонамская формация сложена преимущественно черными и коричневыми тонкослоистыми битуминозными аргиллитами, кремнистыми аргиллитами, мергелями и известняками. Повсеместно породы формации обогащены органическим веществом, количество которого достигает 30 мас.% породы. Характерная темная окраска пород отличает формацию как от подстилающих, так и от перекрывающих отложений.

В Оленёкском районе формация носит название собственно куонамской свиты, в составе которой устанавливаются отложения ботомского, тойонского и амгинского

ярусов (рис. 17.9, 17.10). К ботомскому ярусу относится нижняя часть свиты (бороулахский горизонт) мощностью от 1 до 4 м преимущественно горючих сланцев с фосфатоносными конкрециями, заключающими фауну зоны *Bergeroniellus*. К тойонскому ярусу относятся слои глинисто-карбонатного состава (6–15 м) с фауной зон *Lermontovia* и *Anabaraspis*. Амгинский ярус сложен карбонатно-кремнистыми отложениями в бассейне р. Муны и глинисто-карбонатными на востоке Анабарского щита и содержит фауну трилобитов *Oryctocephalus*, *Kuonamkites*, *Triplagnostus gibbus*, *Tomagnostus fissus*. Вблизи кровли куонамской формации выделяется маркирующий пласт светлых кристаллических известняков (малокуонамский горизонт), прослеживающийся практически на всей территории Оленёкского района. Перекрывающие куонамскую формацию светлые известняки оленёкского горизонта в нижней своей части (10–15 м) также относятся к амгинскому ярусу. Общая мощность куонамской формации изменяется от 25–30 м в центральной части Оленёкского района до 55–60 м в краевых его частях. На западе в зоне рифовых построек мощность отложений, синхронных куонамской формации, возрастает в 10 раз.

В Синско-Ботомском районе стратиграфическими аналогами куонамской свиты являются синская и куторгиновья свиты (Переладов, 1988). Синская свита сложена темными битуминозными и серыми биокластическими известняками, а куторгиновья свита – тонкозернистыми коричневыми известняками с прослоями калькаренинов. Общая мощность куонамской формации оценивается в 220–230 м.

В Юдомо-Майском районе, расположенном юго-восточнее Синско-Ботомского, отложения формации выделяются в иниканскую свиту, которая согласно перекрывает глауконитовые известняки пестроцветной свиты нижнего кембрия. В разрезе иниканской свиты устанавливаются отложения ботомского, тойонского и амгинского ярусов. Ботомский ярус (1,1 м) сложен сланцеватыми аргиллитами (горючими сланцами) с конкрециями фосфоритов, тойонский ярус (12 м) представлен темными битуминозными известняками и кремнистыми аргиллитами, амгинский ярус – чередованием черных мергелей с темными и серыми известняками, прослоями и линзами кремнистых пород. Мощность формации изменяется от 20 до 200 м.

В смежном с Юдомо-Майским районом южном секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса мощность иниканской свиты возрастает до 400 м. В составе формации здесь преобладают глинисто-известковистые окремненные породы, которые переслаиваются с черными известняками и карбонатно-глинистыми породами.

“Внутрибассейновый” набор пород куонамской формации представлен преимущественно насыщенными органическим веществом карбонатно-кремнисто-глинистыми отложениями. Главными из них являются черные тонкослоистые аргиллиты и кремни, чередующиеся с темно-серыми глинистыми известняками, доломитами и мергелями, реже встречаются светлые биокластические известняки (малокуонамский горизонт).

Горючие сланцы (сапропелитовые аргиллиты) тонкоплитчатые, листоватые или мелкощебенчатые в зависимости от типа слоистости и содержания карбонатной и

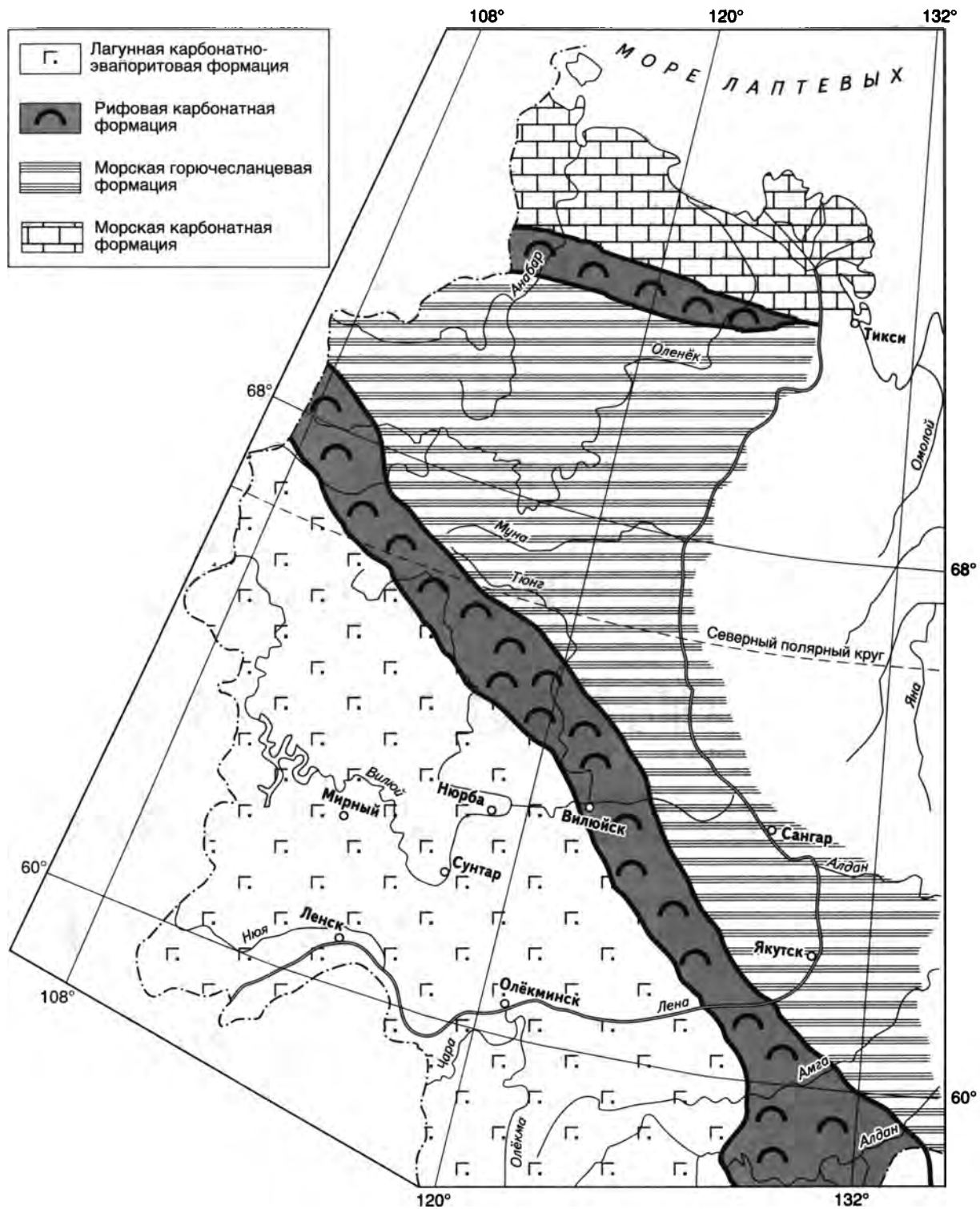


Рис. 17.8. Типы ниже-среднекембрийских (куонамское время) отложений на востоке Сибирской платформы (Савицкий и др., 1972)

кремнистой составляющих. При содержании органического вещества более 10% аргиллиты становятся тонколистоватыми, “легкими”, т.е. типичными горючими сланцами или, как их еще называют, сапропелитовыми аргиллитами. Качество их как энергетического сырья невысокое. По данным технических анализов, подавляющее количество сланцев низкосортное – они высокозольны, теплотворная способность не превышает

7500 кДж/кг. При изменении количества карбонатного и кремнистого материала образуются все разности пород, переходные к известнякам или силицитам. В аргиллитах в качестве включений отмечаются кристаллики пирита.

Силициты содержат до 90% SiO₂. Это черные толсто плитчатые с раковистым изломом и острыми краями породы с отчетливо выраженной тонкой горизонталь-

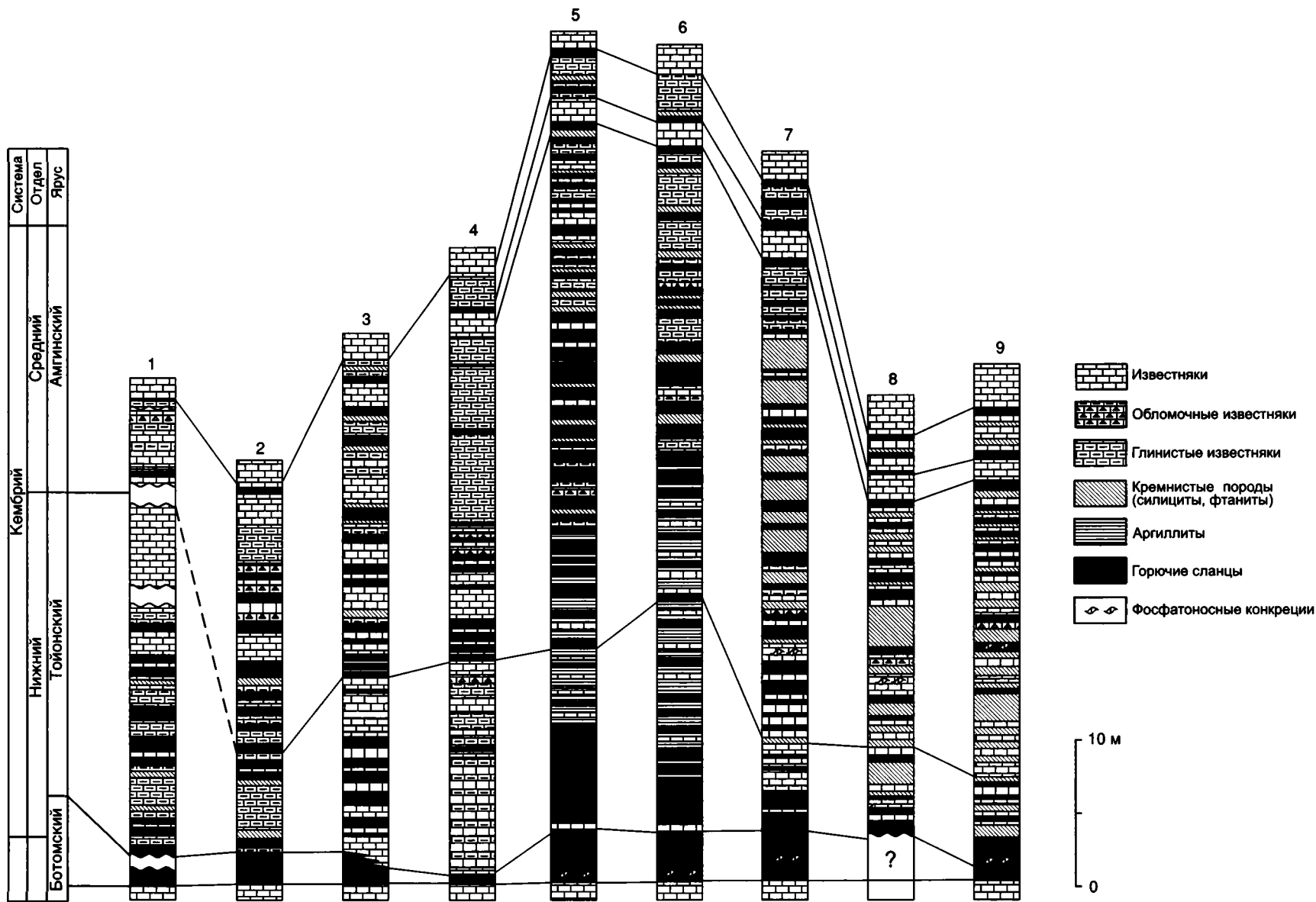


Рис. 17.9. Схема сопоставления основных разрезов куонамского горючсланцевого комплекса Оленёцкого района
Местоположение разрезов см. на рис. 17.10

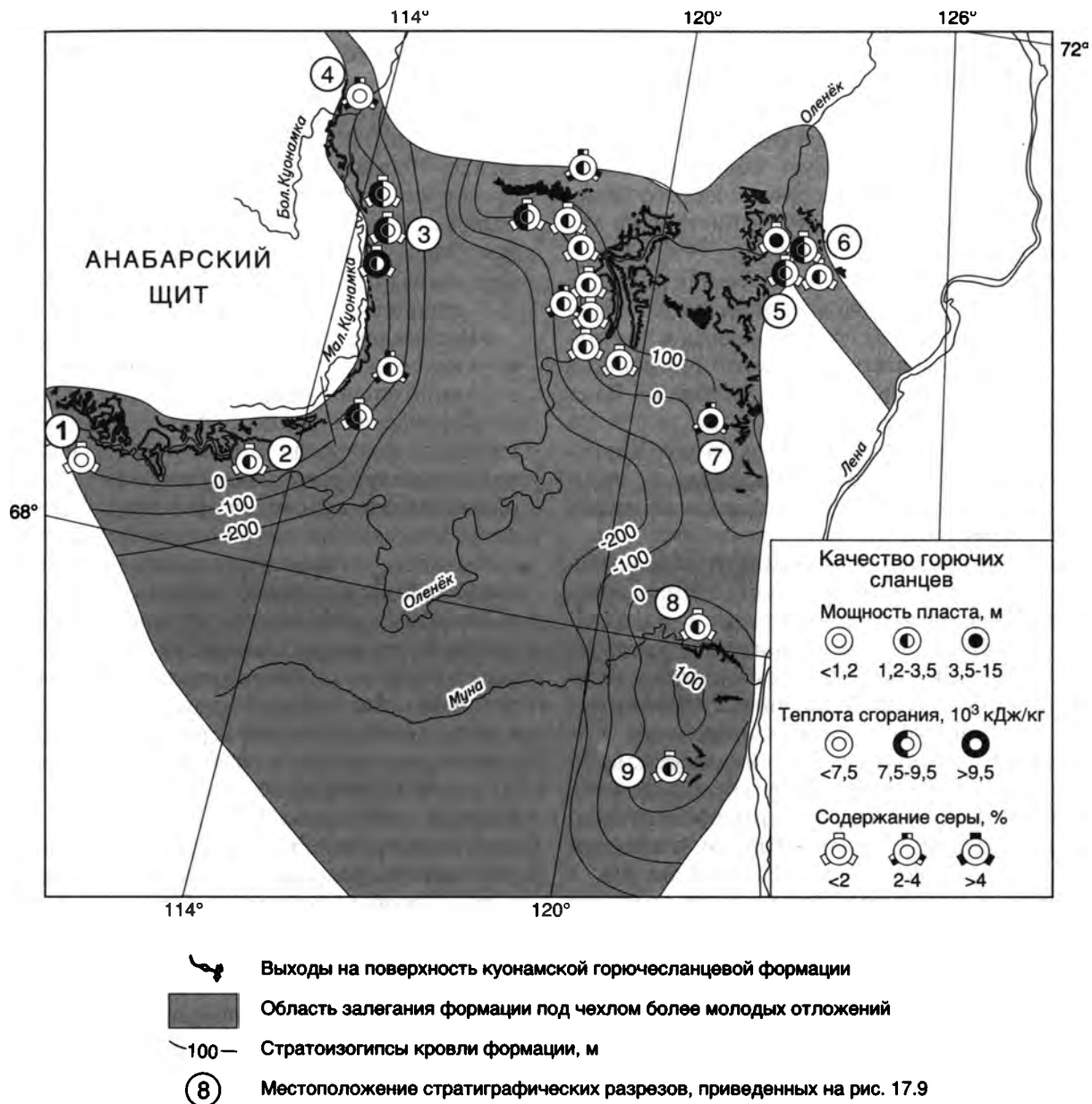


Рис. 17.10. Куонамская горючесланцевая формация (нижний–средний кембрий) на северо-востоке Сибирской платформы (Оленёкский район)

ной слоистостью. Нередко по слоистости присутствуют вкрапления пирита. По содержанию глинистой примеси выделяются относительно чистые силициты и переходные разности пород с различной примесью глинисто-карбонатного материала.

Известняки и доломиты в качестве чистых разновидностей пород весьма редки. В них обычно присутствует существенная примесь кремнисто-глинистого материала. Они, как правило, окрашены в темные цвета, при ударе издают характерный битуминозный запах. Выделяются комковатые известняки с существенной примесью органического и глинистого материала, слагающего местами основную массу породы. Редко встречаются кристаллические известняки, значительно чаще – биогенные разности. В амгинском ярусе распространены агностидовые известняки и мергели, сложенные массовыми остатками панцирей трилобитов.

Фосфатоносные породы в куонамской формации имеют определенную стратиграфическую приуроченность, причем некоторые уровни, обогащенные фосфатами, имеют региональный характер (Бахтуров и др., 1988; Переладов, 1988). В начале трансгрессивных ритмов ботомского и амгинского ярусов фосфатонакопление локализуется во внутренних частях бассейна, в период регрессии оно смещается на склоны рифовых массивов. Наиболее концентрированное фосфатонакопление связано с породами ботомского яруса, с бороулахским горизонтом и подстилающими его слоями. В основном это стяжения фосфоритов разнообразной формы, большей частью уплощенно-линзовидные и сферические, с содержанием P_2O_5 до 31%. Наряду с фосфатами в конкрециях присутствуют глинистые минералы, а также кальцит, доломит, полевые шпаты, кварц и пирит.

В горючих сланцах и аргиллитах куонамской формации отмечаются повышенные концентрации V, Ni, Mo, Co, U, Cr, Cu. Обогащение пород этими элементами происходит преимущественно во “внутрибассейновых” участках развития формации, обнаруживая прямую корреляционную зависимость от содержания органического вещества (Гавшин, Гурари, 1984, 1987; Бахтуров и др., 1988; Переладов, 1988; Зуева и др., 1992). Средние концентрации V, Ni и Mo в бассейне р. Муны, по оценкам В.С. Переладова, достигают соответственно 1500, 230 и 100 г/т, повышаясь в “металлоносном” бороулахском горизонте примерно в полтора раза. В краевой части бассейна (р. Джелинда) средние концентрации этих же металлов соответственно равны 811, 123 и 96 г/т. Карбонатные породы комплекса, как правило, не несут сколько-нибудь повышенных содержаний малых и редких элементов.

В составе fossilized органического вещества куонамской формации существенно преобладает коллоальгинит с незначительной примесью талломоальгинита (сине-зеленые водоросли рода *Gloeosporosamoerpha*, зеленые водоросли типа *Tasmanites*, акритархи). Содержание псевдовитринита, обусловленное присутствием донных бурых водорослей, в ряде случаев достигает 9%. В битумоидах карбонатных пород куонамской формации установлены значительные концентрации ванадиловых (несколько сот миллиграммов на 100 г экстракта) и никелевых (несколько десятков миллиграммов на 100 г экстракта) порфиринов (Зуева и др., 1992). Изотопный состав углерода битумоидов характеризуется “облегченным” составом ($\delta^{13}\text{C}$ – от -31 до -32‰).

Судя по показателю преломления коллоальгинита, а также химическим данным, породы ку-

онамской формации, обнажающиеся по периферии Анабарского щита, испытали катагенетические преобразования, соответствующие начальному мезокатагенезу (МК_1) или длиннопламенной стадии (Д) метаморфизма по углемарочной шкале. Несколько больший катагенез испытало органическое вещество горючесланцевой формации в области современного Мунского поднятия. Здесь степень катагенеза оценивается как переходная от МК_1 к МК_2 , т.е. соответствующая Д–Г стадии по углемарочной шкале.

Все исследователи куонамской формации отмечают ее высокий нефтематеринский потенциал, значительно превышающий остальные стратиграфические уровни палеозоя и мезозоя Сибирской платформы. Вместе с тем до последнего времени не открыто ни одного нефтяного месторождения, которое могло бы быть генетически напрямую связано с куонамской формацией. Исключением, по всей вероятности, является нефтяная залежь в среднекембрийских известняках, вскрытая на небольшой глубине гидрогеологическими скважинами на северном склоне Алданской антеклизы в бассейне р. Амги у пос. Бологур. Нефть, полученная из двух скважин, по комплексу молекул-биомаркеров весьма близка к битумоидам куонамской формации и существенно отличается от древних нефтей Непско-Ботуобинской антеклизы (Каширцев и др., 1997б). Этот пример свидетельствует о возможности реализации куонамской формацией своего нефтематеринского потенциала. Представляется, что при целенаправленных поисково-разведочных работах на востоке Сибирской платформы будут открыты принципиально новые нефтяные и газовые месторождения, сформированные за счет нефтематеринского потенциала куонамской формации.

ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Выяснение генезиса эндогенного оруденения в различных геодинамических обстановках требует знания происхождения магматических и метаморфических пород, с которыми ассоциирует оруденение, механизма формирования в них высокорудоносных гидротерм, природы магомгенирующихся и рудоконтролирующих структур, а также генезиса мантии и земной коры. В настоящее время благодаря развитию теории тектоники литосферных плит наибольшие успехи достигнуты в изучении происхождения крупных тектонических структур. Генетические проблемы петрологии и металлогении до сих пор не имеют однозначного решения. В особенности это относится к раннедокембрийским образованиям (с возрастом более 2 млрд лет), время формирования которых охватывает более половины истории Земли. С позиций принципа актуализма не ясны причины специфичности оруденения раннедокембрийских высокотемпературных метаморфических комплексов, природа ареального распространения в них высокотемпературных минеральных парагенезисов, происхождение региональной гранитизации. При господствующих представлениях о формировании магм путем обособления выплавок в первозданных породах Земли не находит обоснованного решения проблема генезиса широко распространенных кислых и средних магм, поскольку, по экспериментальным данным, ортопироксеновый барьер препятствует выплавлению кварц-нормативных расплавов в мантийных перидотитах. Высокая магнезиальность последних является причиной невозможности выплавления в них толеитовых расплавов (Богатиков и др., 1987). Очень большая вязкость слабо подплавленных пород противоречит возможности магомобразования в них путем отделения выплавок, что согласуется с автохтонностью анатектического жильного материала в парагнейсах даже при содержании его 30–40 % (Шкодзинский, 1976; 1985).

С появлением данных о сильном импактном разогреве планет земной группы при аккреции и

о существовании на ранних этапах их формирования процессов глобального магматического фракционирования (Шкодзинский, 1995, 1997) стало очевидным, что нерешенность генетических проблем петрологии не случайна. Она обусловлена ошибочностью лежавшего в основе подходов к их решению постулата об образовании Земли в результате холодной гомогенной аккреции и вытекающих из него положений об однотипности докембрийских и фанерозойских процессов и о формировании магм путем выплавления. Учет процессов глобального магматического фракционирования на раннем этапе развития Земли позволяет разработать принципиально новую единую систему моделей породо- и рудообразующих процессов в каждой геодинамической обстановке.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАНТИИ, ЗЕМНОЙ КОРЫ И РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Первые однозначные доказательства глобального магматического фракционирования при формировании планет земной группы были получены в 60–70-е годы в результате полетов на Луну. Установление анортозитового состава коры лунных континентов привело к появлению (Wood et al., 1970) и широкому распространению представлений о формировании коры и мантии Луны в результате фракционирования океана магмы на ранней стадии ее развития. Выполненные затем теоретические расчеты (Сафронов, Козловская, 1977) показали сильный импактный разогрев и начало процессов плавления на растущих планетах уже при достижении ими 10% массы Земли. Плавлению подвергались планеты в примыкающей к Солнцу высокотемпературной части протопланетного облака, включая астероидный пояс (Рузмайкина, 1991). Распад короткоживущих изотопов также способствовал плавлению тел размером 100 км через 1–2 млн лет пос-

ле их формирования (Макалкин, Дорофеева, 1991). Многочисленные изотопные исследования уже к началу 90-х годов привели к представлениям об очень ранней дифференциации Земли, вероятно, непосредственно в ходе аккреции (Толстихин, 1991), и магматической природе этой дифференциации.

Доказательствами горячего образования Земли являются: 1) отсутствие в земной коре пород древнее 4 млрд лет и следов завершавшей аккрецию массовой метеоритной бомбардировки, что может быть связано с длительным расплавленным состоянием ее поверхности; 2) превышение современного теплового потока над величиной радиогенного тепловыделения на континентах в 5 раз, в океанах в 10 раз (Смыслов, 1993), указывающее на очень большие запасы первичного тепла в земных недрах; 3) признаки существования высокой температуры и пластичности земной коры в раннем докембрии; 4) отсутствие следов оледенения в породах этого возраста, несмотря на низкую светимость Солнца в это время; 5) высокая, до 100 °С, температура архейских водных бассейнов, судя по изотопному составу кислорода осадочных минералов (Минц, 1999); 6) термофильность предков всех современных видов бактерий, по результатам расшифровки их генетического кода (Заварзин, 1990).

Для выяснения роли магматического океана в геологической эволюции Земли важно оценить длительность его кристаллизации. Анортозиты лунных континентов, возникшие в результате всплывания плагиоклаза в магматическом океане, обычно имеют возраст 4,45–4,2 млрд лет, а образовавшиеся из остаточных расплавов комплексные им KREEP-базальты – 4–3,8 млрд лет (Molinarioli, Vasu, 1994). При возрасте Луны 4,56 млрд лет ее поверхность была покрыта расплавом в течение $4,56 - 4,45 = 0,11$ млрд лет, а длительность существования глубинных расплавов магматического океана составляла $4,56 - 3,8 = 0,76$ млрд лет. На Земле самые древние породы коры имеют возраст, видимо, около 4 млрд лет, поэтому поверхность ее была покрыта расплавом в течение примерно $4,56 - 4 = 0,56$ млрд лет или в $0,56 : 0,11 = 5,1$ раза дольше, чем на Луне, что согласуется с 3,85 раза большим радиусом нашей планеты. При сохранении той же пропорции, что и для времени существования расплава на поверхности, глубинные части магматического океана на Земле должны были существовать в течение $0,76 \cdot 5,1 = 3,88$ млрд лет и исчезнуть $4,56 - 3,88 = 0,68$ млрд лет назад, т.е. в конце протерозоя. Признаки появления лишь в фанерозое мощной и жесткой литосферы, глубоких океанов, мощных толщ конгломератов, высоких гор и рассмотренные ниже другие данные подтверждают этот вывод.

Было разработано множество моделей фракционирования однородного земного магматического океана, различающихся в основном по его первичной глубине и температуре. Однако они не учитывают неизбежного изменения его состава по мере образования и новейшие представления о гетерогенности аккреции Земли и поэтому плохо согласуются с природными данными. В соответствии с разработанной моделью образования Земли в результате гетерогенной аккреции (Шкодзинский, 1995, 1997), резкая химическая неравновесность мантийных пород с металлическим железом, данные о примерно в $2 \cdot 10^4$ раз большей скорости слипания магнитных частиц в протопланетном облаке по сравнению с немагнитными (Войткевич, 1979) и иногда получаемые данные о более древнем возрасте металлического материала (до 4,865 млрд лет) (Esat, Bennett, 1993) по сравнению с силикатным (обычно 4,56 млрд лет и меньше) в метеоритах свидетельствуют о раннем быстром формировании земного ядра в результате аккреции намагниченных в магнитном поле Солнца частиц металлического железа, никеля и отчасти троилита и магнетита. Быстрая аккреция обусловила сильный импактный разогрев ядра и его намного более высокую первичную температуру по сравнению с позже формировавшейся мантией. Последующий разогрев мантии ядром является причиной возникновения в ней конвективных потоков и процессов тектоники плит. Значительно меньшие массы ядер других планет земной группы обусловили намного меньшую их температуру, незначительное проявление конвекции и отсутствие на них отчетливых признаков действия тектоники литосферных плит в настоящее время. Раннее образование ядра объясняет отсутствие деплетированности земной мантии хорошо растворимыми в металлическом железе высокосидерофильными элементами, которые были бы вынесены в ядро в случае обычно предполагающегося образования последнего путем гравитационного разделения в недрах Земли совместно выпадавшего каменного и металлического материала.

При образовании мантии аккрецирующийся материал плавился под влиянием импактного тепловыделения и формировал на поверхности растущей Земли силикатный магматический океан. Нижняя его часть постоянно кристаллизовалась и фракционировала под влиянием роста давления нагрузки новообразованных верхних частей. Осаждавшиеся кристаллы формировали вещество мантии. Остаточный расплав всплывал, частично смешиваясь с главным объемом магмы, а частично формируя в его верхней части более кислый слой. Небольшая доля остаточного расплава сохранялась между кристаллами в кумулатах и компрессионно затвердевала. При

падении особенно крупных планетезималей на дне магматического океана возникали импактные углубления. Заполнявшая их в различной степени дифференцированная магма находилась в условиях повышенного давления и быстро компрессионно затвердевала, формируя среди кумулатов линзовидные тела пород, обогащенных литофильными компонентами.

Импактный разогрев прямо пропорционален квадрату среднего радиуса падавших тел (Витязев, 1983), поэтому на ранней стадии аккреции силикатного материала, когда падали в основном мелкие частицы, температура была минимальной, что обусловило относительно небольшие температуру и глубину раннего силикатного магматического океана и низкое давление в его фракционировавшем придонном слое. В этот период происходило повышенное выпадение магнетита, частицы которого вследствие магнитности обладали большой скоростью слипания, но не успели полностью войти в состав ядра из-за низкой температуры и поздней конденсации этого минерала в протопланетном облаке. Вследствие еще незначительных темпов приращения скорости аккреции большая часть образовавшихся импактных расплавов компрессионно затвердевала. Низкое давление, повышенный окислительный потенциал и высокая степень кристаллизации при фракционировании были благоприятными для формирования кварц-нормативных остаточных расплавов. Содержание в них кремнекислоты повышалось при повторном вовлечении их во фракционирование на различных стадиях аккреции. Как показали расчеты (Шкодзинский, 1995), для образования исходного вещества кислой коры вся нижняя мантия должна была сформироваться при давлении в магматическом океане менее 0,5 ГПа.

По мере увеличения размера падавших частиц и скорости аккреции возрастала температура и глубина магматического океана, уменьшалась степень компрессионной кристаллизации возникших импактных магм и состав образующегося остаточного расплава эволюционировал до субщелочного пикритового. Это привело к образованию расслоенного магматического океана.

Состав мантии закономерно изменялся по мере ее формирования. Нижняя мантия образовалась при небольшом давлении в магматическом океане, поэтому продукты кристаллизации захороненных в ней остаточных расплавов имели толеитовый тренд дифференциации. Они и кумулаты содержали минимальное количество литофильных компонентов вследствие еще небольшого накопления их в фракционировавшем магматическом океане. С повышением давления толеитовый тренд дифференциации изменялся на известково-щелочной, а затем субщелочной, ку-

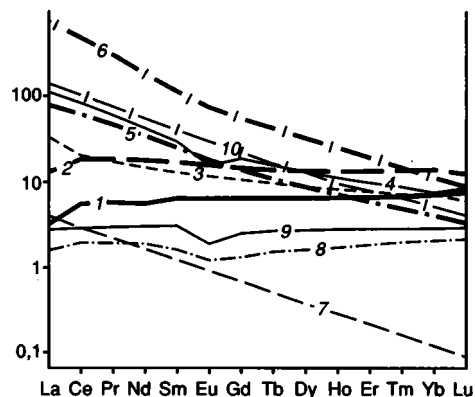


Рис. 18.1. Нормированные по хондриту средние содержания редкоземельных элементов в коматитовых базальтах (1), базальтах СОХ (2), андезитах Тихого океана (3), тоналитах Норвегии (4), субщелочных (5) и щелочных (6) породах, в мантийных ксенолитах истощенных (7) и неистощенных (8) перидотитов, в коматитах Барбертона (9) и в меймечитах (10) (Богатиков и др., 1987)

мулаты и захороненные в них расплавы в среднем обогащались расплавофильными крупноионными компонентами. Однако наряду с обогащенными, по-видимому, в большом количестве возникали и бедные этими компонентами породы, так как в придонное фракционирование могли вовлекаться новообразованные импактные расплавы, не смешавшиеся с остаточными. В современной верхней мантии, видимо, широко распространены также крупные тела бедного литофильными компонентами вещества всплывавших нижнемантийных плюмов. Это согласуется с присутствием в щелочных базальтах и кимберлитах двух геохимических типов ксенолитов — богатых (неистощенных) и бедных (истощенных) литофильными компонентами.

Вещество мантии формировалось в процессе глобального магматического фракционирования и должно быть сложено кумулатами и продуктами затвердевания захороненных в них расплавов. Это подтверждается существованием двух главных типов пород среди мантийных ксенолитов — ультраосновных (кумулятов) и эклогитов (затвердевших расплавов), и очень древним абсолютным возрастом, устанавливаемым для эклогитов, — до 4,3 млрд лет (Богатиков и др., 1987). Судя по ксенолитам, тела, сложенные продуктами затвердевания захороненных расплавов, имеют состав от пикритов до андезито-базальтов. Чаще всего встречаются малощелочные, реже субщелочные и щелочные разности этих пород (Шкодзинский, 1985), сформировавшиеся соответственно из новообразованных импактных расплавов и из магм, обогащенных литофильными компонентами при предшествующем фракционировании. Формирование мантийных ультраосновных пород в процессе глобального магма-

тического фракционирования подтверждается повышенным количеством легких и пониженным тяжелых РЗЭ в большинстве ксенолитов верхнемантийных перидотитов (кривая 7 на рис. 18.1), связанным с образованием этих пород из кумулатов магм, обогащенных легкими элементами при предшествующей дифференциации.

Мантия была изначально глобально неоднородной. Нижняя ее часть была бедна литофильными компонентами, особенно калием и рубидием, и имела толеитовый тренд дифференциации. В более верхних частях содержание этих компонентов в среднем увеличивалось вплоть до появления субщелочных и щелочных разностей пород. Этими положениями рассматриваемая модель кардинально отличается от модели холодной гомогенной аккреции, в которой предполагается существование первично однородной неистощенной мантии и более позднее частичное преобразование ее в обогащенную и истощенную мантию в результате соответственно проявления процессов метасоматоза и удаления базальтовых выплавок. Модель фракционирования не предполагает малореальных метасоматического привноса литофильных компонентов и удаления выплавок из мантии. Способные обеспечить широкомасштабный метасоматоз значительные инфильтрационные перемещения компонентов в мантии невозможны в связи с бедностью ее летучими и отсутствием в ней из-за высокого давления открытых трещин и каналов, необходимых для крупномасштабного перемещения флюидов. Вопрос об источнике метасоматизирующих нелетучих компонентов также не имеет убедительного решения. В рассматриваемой модели фиксируемая по глубинным ксенолитам неравномерность распределения в мантии крупноионных компонентов, послужившая основой для представлений о метасоматозе, является естественным следствием присутствия в кумулатах продуктов затвердевания захороненных расплавов магматического океана. Это подтверждается приуроченностью повышенных концентраций таких компонентов обычно к интерстициям крупных зерен породообразующих минералов в ксенолитах. Невозможность удаления выплавок в слабоподплавленных породах отмечалась выше.

Возрастание содержания литофильных компонентов в первичной мантии снизу вверх подтверждается зарождением наиболее бедных ими толеитовых магм в самом глубинном веществе поднимающихся нижнемантийных плюмов, а богатых ими щелочных базальтовых магм, судя по P - T параметрам минеральных равновесий в выносимых ксенолитах, – в гораздо менее глубинном веществе верхней мантии. Вещество нижней мантии, по современным представлениям, начинает подниматься от границы с ядром, поэтому в

магмах, зарождавшихся в нижнемантийных плюмах, можно ожидать присутствие иногда вещества, идентичного сформировавшему земное ядро. Это объясняет находки желваков никелистого железа именно в базитах с толеитовой тенденцией дифференциации.

При последовавшей после прекращения аккреции кристаллизации магматического океана остывавшие его верхние части опускались лишь до границы идентичного им по плотности слоя. Затвердевание верхней части кислого слоя должно было привести к возникновению наиболее древних пород кислой коры, представленных серыми гнейсами. Нетипичность для серогнейсовых комплексов парапород обусловлена химической равновесностью высокотемпературной газо-паровой оболочки с мигмами и в связи с этим отсутствием процессов осадкообразования в этот период.

Вследствие повышения температуры в процессе аккреции к концу образования мантии верхние ее части первоначально были более высокотемпературными и менее плотными, чем нижние. Поэтому мантия была очень гравитационно устойчивой и в ней не могла происходить конвекция. Однако под влиянием горячего ядра (более высокотемпературного, чем современное) нижние части мантии постепенно сильно разогрелись и приобрели способность к всплыванию. Массовое образование коматитов зеленокаменных поясов 3,6–3,5 млрд лет назад, видимо, отражает появление мощных конвективных потоков в мантии. Особенностью древнейшей конвекции было отсутствие в верхних частях мантии четко выраженных нисходящих конвективных струй, так как всплывший высокотемпературный материал растекался под магматическим океаном и поэтому остывал очень медленно.

Большая часть сформировавшихся в мантийных плюмах мафических магм вследствие их высокой плотности должна была размещаться под кислым слоем магматического океана и после затвердевания и дифференциации сформировала базитовый (существенно анортозитовый) слой континентальной коры. Длительный подогрев высокотемпературными мафическими магмами нижних частей кислой коры приводил к их всплыванию и растеканию. Последнее обуславливало разрыв полузатвердевших зеленокаменно-серогнейсовых протократонов и формирование гранулитовых подвижных зон, где глубинные высокотемпературные кислые мигмы выходили на земную поверхность. Это согласуется с иногда устанавливаемыми признаками внедрения гранулитовых мигм в гранит-зеленокаменные комплексы с метаморфизмом последних до гранулитовой фации (Синицын, 1990), с обычно большей мощностью базитового слоя под гранулитовыми зо-

нами, с повышенными значениями силы тяжести и с отсутствием в них зеленокаменных поясов, с почти всегда более молодым абсолютным возрастом гранулитовых гнейсов по сравнению с серыми.

После возникновения на земной поверхности зон гранулитовых мигм полуостывшая газопаровая оболочка должна была разогреваться над ними и остывать в результате теплового излучения над более холодными серогнейсовыми протократонами. Большая разница температур над протократонами и зонами выхода гранулитовых мигм приводила к возникновению интенсивной циркуляции с перемещением нижних частей газопаровой оболочки от протократонов к гранулитовым зонам. Потоки переносили мелкообломочный материал серых гнейсов, выщелоченных под влиянием кислотных эманаций магматического океана, с образованием эоловых осадков в зонах выхода гранулитовых мигм. При дальнейшем остывании Земли в первых горячих водоемах на затвердевавшей коре гранулитов формировались хемогенные кремнистые, а затем карбонатные осадки. После метаморфизма и уплотнения они периодически тонули в мигме и нисходящими струями конвективных потоков погружались в более глубинные ее части. Это объясняет залегание парапород в гранулитовых комплексах чаще всего в виде изолированных тел, невозможность выделения в них протяженных маркирующих горизонтов и обычно субвертикальные углы падения тел.

После затвердевания гранулитовых мигм в прогибах на них накапливались разнообразные осадки. Нижние их части постепенно метаморфизовались под влиянием еще горячего основания с образованием типичных для протерозоя зонально-метаморфических комплексов.

ГЕНЕЗИС МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ГЛАВНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Специфичность геодинамических обстановок раннего докембрия определяется протеканием процессов сжатия и растяжения в условиях высокой текучести вещества земной коры и верхней мантии и постепенным повышением их жесткости по мере остывания Земли.

В течение первых примерно 560 млн лет (4,56–4 млрд лет) земная поверхность была покрыта расслоенным магматическим океаном глубиной около 240 км (Шкодзинский, 1995). Этот период можно назвать *панмагматической*

стадией эволюции земной коры. С началом затвердевания серых гнейсов началась длительная (4–1,9 млрд лет) *стадия* кристаллизации кислой коры или, в терминах геодинамики, – *зарождения тонких пластичных коровых плит в океане мигмы*. Эта стадия включает подстадии образования серогнейсовых (~4–3,1 млрд лет) + зеленокаменных (~3,6–3,0 млрд лет) и гранулитовых (обычно 3,2–1,9 млрд лет) комплексов. Зеленокаменные комплексы формировались в результате маловязкого спрединга полузатвердевших серогнейсовых плит без их разрыва, а гранулитовые комплексы – в зонах разрыва этих плит и растекания незатвердевших частей слоя кислого расплава над мантийными плюмами. Образование гранулитовых подвижных зон сопровождалось маловязкой коллизией и термальной переработкой серогнейсовых протократонов и формированием гранитных куполов и интрузий в результате фрикционного разогрева и мобилизации нижних частей серогнейсовых плит и подстилающих мигм. В участках повышенной температуры и пластичности серогнейсовых плит происходило их растяжение под влиянием конвективного подъема и растекания кислого расплава в подстилающем слое и формировались прогибы, выполненные осадочными и вулканогенно-осадочными комплексами.

Зеленокаменные и гранулитовые области, таким образом, являются раннедокембрийскими аналогами современных зон спрединга, сформировавшимися в специфических условиях полурасплавленного состояния кислой коры Земли. Размещение большей части мафических магм в основании слоя кристаллизовавшегося кислого расплава объясняет нетипичность для древних комплексов больших объемов магматических пород, идентичных образующимся в современных океанах. В этот период, видимо, не было зон субдукции, так как отсутствовали океанические плиты, резко отличающиеся по своей высокой плотности от континентальных плит. Коллизия пластичных серогнейсовых протократонов приводила к их широкомасштабным деформациям и увеличению мощности. Отсутствие субдукции является причиной незначительного распространения андезитов в ранних зеленокаменных поясах. Полурасплавленное состояние вещества кислой коры обуславливало растекание его по всей поверхности Земли и объясняет существование в этот период охватывавшей весь земной шар единой полужидкой Протопангеи.

На позднем этапе образования кислой кристаллической коры сначала формировались тоналитовые, гранитные, гранодиоритовые и диоритовые плутоны, позже внедрялись калиевые, субщелочные и щелочные граниты и сиениты. Такая последовательность связана с углублением

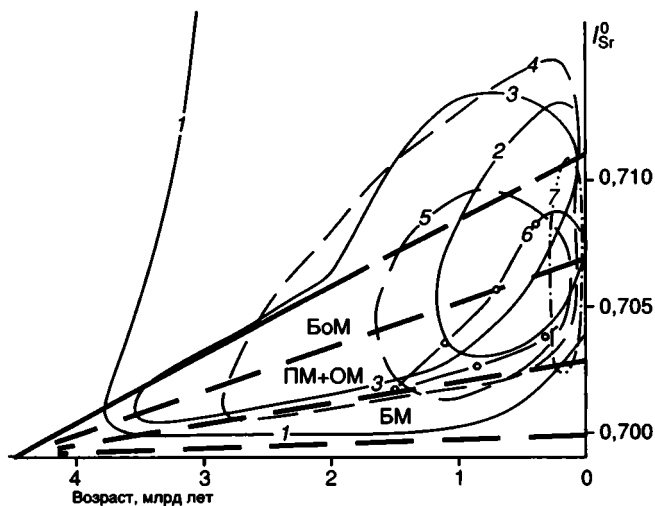


Рис. 18.2. Соотношение возраст— I_{Sr}^0 (начальное отношение изотопов стронция) в кислых магматических породах (1), трапбах (2), основных дайках континентов (3), сиенитах (4), нефелиновых сиенитах (5), карбонатитах (6) и кимберлитах (7) (Балашов, 1985)

БМ — бедная мантия; ПМ + ОМ — переходная и обогащенная мантия; БоМ — богатая мантия

фронта кристаллизации магматического океана, с образованием в его глубинных мафических слоях все более щелочных остаточных расплавов и объясняет относительно молодой возраст (менее 2,5 млрд лет) большинства щелочных магматических пород (рис. 18.2). Относительно невысокая первичная температура этих магм обуславливала их декомпрессионное затвердевание на малоглубинной стадии подъема. Это является причиной формирования ими в основном плутонов и нетипичности для рассматриваемой стадии процессов вулканизма. Последние проявлялись лишь в наиболее консолидированных серогнейсовых протократонах, где поднимались более глубокие и поэтому высокотемпературные магмы и формировались кислые вулканы зеленокаменных поясов.

После завершения кристаллизации кислого слоя сформировалась сплошная пластичная кора и в истории Земли началась *стадия пластичных коровых плит* (1,9–0,57 млрд лет). Кора приобрела способность разрываться в зонах спрединга под влиянием растекания под ней вещества мантийных плюмов. Разрывы сначала происходили в небольших, наиболее остывших участках и приводили, видимо, к образованию внутриплитных некрупных мелководных океанов с широко распространенным толеитовым магматизмом. Их последующее закрытие обусловило возникновение аккреционных комплексов и первых офиолитов.

Происходившее на этой стадии массовое формирование автономных анортозитов, большинство которых имеет возраст 2,6–1,5 млрд

лет (Богатиков и др., 1987), может быть связано с выжиманием при процессах коллизии еще пластичных плагиоклазовых кумулатов, возникших при кристаллизации гранулит-базитового слоя. Раньше такие кумулаты отсутствовали, а позже они затвердели и потеряли способность к внедрению. Ареальный рассеянный характер магматизма на этой стадии сменяется поясовым, что связано с началом возникновения магмопроводящих тектонических сколов в консолидировавшейся коре. Различия в скорости консолидации обусловили несовпадение возраста однотипных процессов в различных участках образующейся коры.

По мере дальнейшего остывания увеличивались размеры океанов и уменьшалась площадь Протопангеи за счет увеличения мощности ее коры при тектонических деформациях сжатия. К рубежу окончательной консолидации примерно 0,57 млрд лет назад Протопангея подверглась обширным расколам и раздвигам, возникли крупные глубокие океаны и относительно небольшие континенты. Началась *фанерозойская стадия* (0,57–0 млрд лет) *толстых жестких мантийно-коровых плит*.

ФАНЕРОЗОЙСКИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

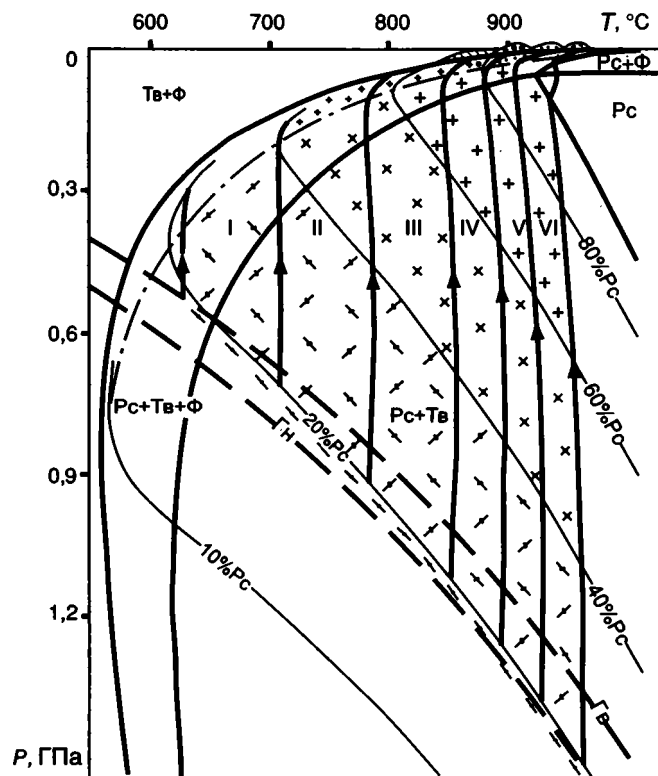
Из модели глобального магматического фракционирования следует вывод о присутствии в мантии и коре пород, идентичных по составу главным типам существующих магм. Это согласуется с разнообразием состава мантийных ксенолитов и кристаллических пород коры. В связи с этим для объяснения генезиса магм нет необходимости предполагать малореальные процессы обособления выплавки в первозданных глубинных субстратах.

Наблюдения свидетельствуют, что в единственном доступном непосредственному изучению примере магнообразования, в зонах ультраметаморфизма, всплывали не мелкие капли расплава, а крупные массы наименее плотных и наиболее подплавленных гранито-гнейсов с формированием куполов и диапиров (Шкодзинский, 1985). В соответствии с формулой Стокса это обусловлено пропорциональностью скорости подъема квадрату радиуса всплывающих тел, поэтому для тел гранито-гнейсов поперечником в десятки километров она во многие миллиарды раз выше, чем для капель расплава размером в миллиметры. По мере подъема гранито-гнейсы становились все более однородными и по облику приближались к магматическим породам, что связано с их плавлением под влиянием декомпрессии и выделения тепла трения вязкого течения.

Этот вывод подтверждается результатами анализа фазовых P – T диаграмм для различных

магм (Шкодзинский, 1985). Как иллюстрирует, например, соотношение линий эволюции при подъеме с изоконцентрами расплава на фазовой $P-T$ диаграмме для кислых магм (рис. 18.3), с увеличением давления в неперегретых в приповерхностных условиях магмах резко уменьшается содержание расплава, и они переходят в идентичные им по составу слабоподплавленные породы. Подниматься начинают эти породы, а не капли расплава. Они переплавляются под влиянием декомпрессии и фрикционного тепловыделения при подъеме. Последнее обусловлено преобразованием потенциальной энергии в тепловую при всплывании мигм и магм в среде более плотных пород и для наиболее глубоких магм может превосходить по величине энергию, необходимую для полного плавления их исходных субстратов. Зарождающиеся в мантии и коре первичные магмы, таким образом, имеют декомпрессионно-фрикционное происхождение. В общем случае фрикционное плавление начинается в глубинных стрессовых зонах и продолжается при выжимании и всплывании подплавленных пород в верхние части земной коры. Некоторое исключение составляют магмы мантийных плюмов, которые зарождались под влиянием очень сильной декомпрессии и выделения тепла трения вязкого течения при подъеме без участия процесса фрикционного плавления в зонах стресса.

Декомпрессионно-фрикционный генезис рассматриваемых магм подтверждается: 1) постоянной связью процессов магмообразования с тектоническими деформациями; 2) явлениями плавления пород в зонах тектонических разломов с образованием псевдотрахитов; 3) результатами расчетов, свидетельствующими об огромных масштабах фрикционного тепловыделения в зонах тектонических разломов при значительных перемещениях по ним тектонических блоков (Шкодзинский и др., 1994); 4) явлениями обратной зональности в центральных частях некоторых вкрапленников, отражающими процессы декомпрессионно-фрикционного плавления при магмообразовании; 5) присутствием в ядрах таких вкрапленников резорбированных зерен минералов, типичных для вмещающих магматитов (например, кислого плагиоклаза и железистого биотита во вкрапленниках в гранитах, а не пироксена или оливина), связанным с формированием магм из идентичных им по составу субстратов; 6) неоседанием плотных глубинных ксенолитов во многих магмах, обусловленным большим содержанием в них твердых фаз и поэтому большой их вязкостью в глубинных условиях; 7) относительно невысокой температурой глубинных равновесий в минералах магматических пород, связанной с преимущественно твердофазным, а не расплавленным состоянием большинства магм при высоком



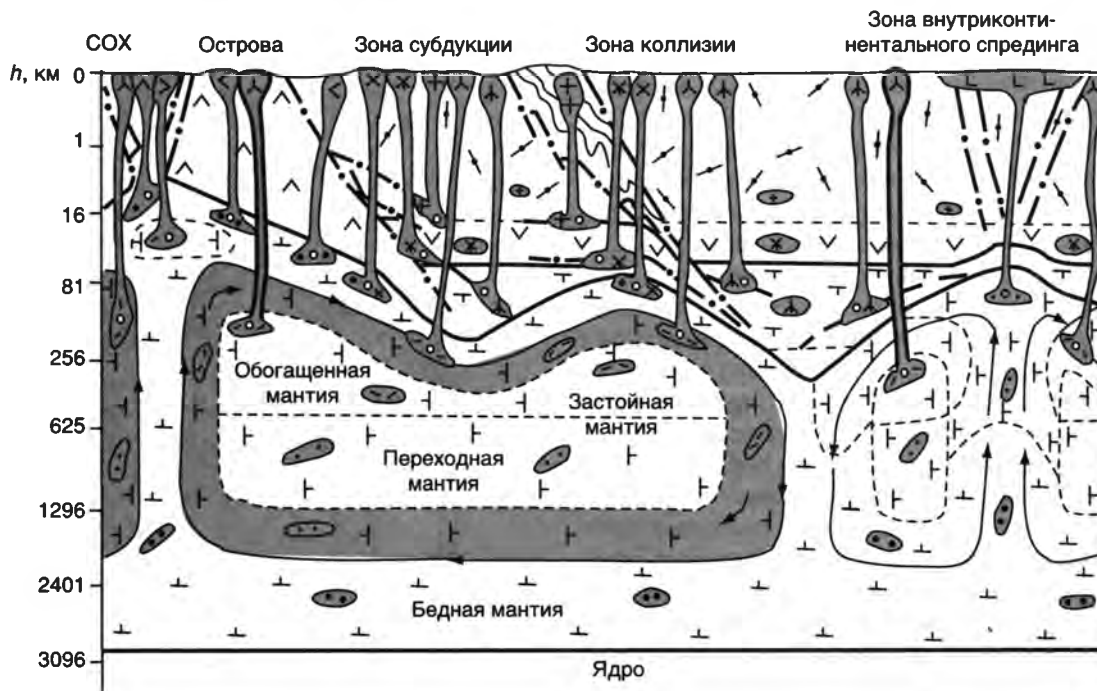
$P-T$ условия образования характерных кислых магматитов:

- Магматических брекчий
- Субвулканических пород
- Игнимбритов
- Вулканических риолитов
- Гранит-порфиров апикальной части массива
- Гранитоидов маловязких магм
- Гранитоидов вязких магм
- Реоморфических мигматит-гранитов
- Метаморфических гранито-гнейсов
- Линии высоко- (Γ_B) и низкотемпературного (Γ_H) геотермических градиентов
- Линия начала декомпрессионного затвердевания расплава при подъеме

Рис. 18.3. $P-T$ диаграмма фазового состава кислых магм (Шкодзинский, 1985)

Линии со стрелками – эволюция магм при подъеме: I – низкотемпературные вязкие мигмы гнейсо- и мигматит-гранитов; II – умеренно низкотемпературные вязкие гранитные магмы; III – среднетемпературные маловязкие гранитные магмы; IV – умеренно высокотемпературные гранит-субвулканические магмы; V – высокотемпературные гранит-игнимбритовые магмы; VI – высокотемпературные гранит-риолитовые магмы. Pс – расплав, Tв – твердые фазы, Ф – флюид

давлению. Последнее особенно проявлено в кимберлитовых магмах, поскольку они очень глубокие. Температура их ликвидуса при 4–6 ГПа составляет 1500–1750 °С. Между тем для генетически близких к кимберлитам фенокристаллов обычно устанавливается температура кристаллизации всего 890 – 1320 °С, а для включений в алмазе – 850 – 1200 °С, что точно совпадает с суб-



Кумулаты (а) и продукты компрессионного затвердевания расплавов (б) магматического океана в мантии:

- Бедная мантия
- Переходная мантия
- Обогащенная мантия
- Богатая мантия
- Основные породы (а) и продукты фракционирования основных магм (б) в базитовом слое континентальной коры
- Гнейсы (а) и гранитные по составу породы коры: неподплавленные (б) и фрикционно подплавленные (в)
- Океаническая литосфера
- Аккреционный клин
- Зона механического смешения различных по составу частей мантии

Недифференцированные (а), умеренно- (б) и сильнодифференцированные (в) очаги магм в мантии:

- Бедная мантия
- Переходная мантия
- Богатая мантия
- Недифференцированные (а) и умереннодифференцированные (б) бедные толеитовые магмы
- Магмы траппов (а) и малодифференцированных субщелочных пород (б)
- Астеносферные (а) и нижнекоровые (б) известково-щелочные и коровые гранитные (в) магмы
- Дифференцированные субщелочные (а) и щелочные (б) магмы
- Субщелочные магмы "горячих точек"
- Разломы (а), интрузивные границы (б), постепенные переходы (в)
- Границы Мохо, литосферы и ядра

Рис. 18.4. Модели формирования магм в фанерозойских геодинамических обстановках

солидусной температурой кимберлитов при этом давлении – 850–1200 °С (Шкодзинский, 1995) и подтверждает декомпрессионно-фрикционный генезис их магм.

В свете модели глобального магматического фракционирования при образовании Земли два главных процесса – декомпрессионное и фрикционное плавление продуктов затвердевания расплавов магматического океана – обуславливают формирование первичных магм в коре и мантии. Фракционирование первичных магм может приводить к возникновению вторичных остаточных расплавов. Эти механизмы образования расплавов позволяют объяснить особенности магматизма в различных фанерозойских геодинамических обстановках.

Как иллюстрирует рис. 18.4, в зонах *внутриконтинентального рифтогенеза* начало всплытия нижнемантийного материала обуславливает подъем под его влиянием вещества выше расположенной обогащенной мантии, содержащей тела компрессионно затвердевших расплавов магматического океана. В условиях высокой температуры спад давления при подъеме мантийных плюмов приводит к плавлению тел относительно легкоплавких эклогитов и близких к ним по составу пород и к формированию мафических расплавов. В обогащенной мантии многие эклогиты должны иметь субщелочной состав, поэтому их декомпрессионное плавление и подъем из них расплавов являются причиной образования субщелочных и щелочных магматитов.

Фрикционное подплавление в глубинных стрессовых зонах континентальной литосферы субщелочных и щелочных дифференциатов глубинных слоев постагрегационного магматического океана приводит к образованию кимберлитов и щелочных базальтов (Шкодзинский, 1995), типичных для обрамления континентальных рифтов. Их магмы зарождаются в относительно холодной литосфере, и поэтому являются более низкотемпературными, чем те, которые возникают в астеносфере. По этой причине в них обычно происходит быстрое декомпрессионное затвердевание расплава на заключительной стадии подъема и эксплозивная дезинтеграция верхних частей магматических колонн под влиянием законсервированного затвердеванием избыточного внутреннего давления газовой фазы. Высокая вязкость таких магм на глубинной стадии подъема, связанная с большим содержанием твердых фаз при высоком давлении, обуславливает вынос ими большого количества мантийных ксенолитов. Характерные для большинства таких магм повышенные значения I_{Sr}^0 (см. рис. 18.2) являются следствием значительного содержания рубидия в их исходных идентичных им по составу субстрахах.

При последующем подъеме к литосфере более глубинных бедных литофильными компонентами частей мантии в декомпрессионное переплавление вовлекаются эклогиты с толеитовой тенденцией дифференциации. Это обуславливает быстрое образование огромных объемов траппов на поздней стадии развития континентальных рифтов. Толеитовая тенденция дифференциации траппов и океанических базальтов, по рассматриваемой модели, является следствием формирования их исходного вещества на низкобарической стадии фракционирования магматического океана при аккреции нижних частей мантии, а не связана с малоглубинными (менее 2 ГПа) условиями выплавления, как обычно предполагается. Присутствие в большинстве алмазных кимберлитовых полей Сибири близких к ним по возрасту толеитов особенно ярко подтверждает этот вывод, так как алмазоносные кимберлиты могут формироваться только в случае мощности литосферы более 200 км и, следовательно, толеиты кимберлитовых полей никак не могли выплавляться на глубине менее 60 км.

Последующее всплытие мантийных плюмов могло приводить к раздвигу континентальной литосферы и образованию *зон океанического спрединга*. В это время на малоглубинный уровень обычно поднимаются самые глубокие части нижней мантии, наиболее бедные литофильными компонентами (см. рис. 18.4). Скорости их подъема и связанного с ним спрединга являются максимальными, поскольку всплывает наиболее высокотемпературное и поэтому наименее плотное вещество. Это объясняет формирование наиболее бедных литофильными компонентами N-толеитов обычно в быстросрединговых срединно-океанических хребтах (СОХ). После образования в результате декомпрессионного плавления магмы этих толеитов сразу же изливаются на дно океана, что является причиной чаще всего незначительной степени их фракционированности. Обусловленная формированием в наиболее глубинном веществе мантии высокая первичная температура таких магм объясняет образование ими в основном афировых базальтов. Магматиты повышенной щелочности не характерны для осевых частей срединно-океанических хребтов, поскольку последние часто располагаются над центральными струями поднимающихся плюмов, полностью состоящими из нижнемантийного вещества с толеитовым трендом дифференциации.

По мере растекания вещества мантийных плюмов образовавшиеся в них очаги мафических магм начинают кристаллизоваться и фракционировать под влиянием остывания и некоторого увеличения давления при погружении астеносферных струй под более мощную лито-

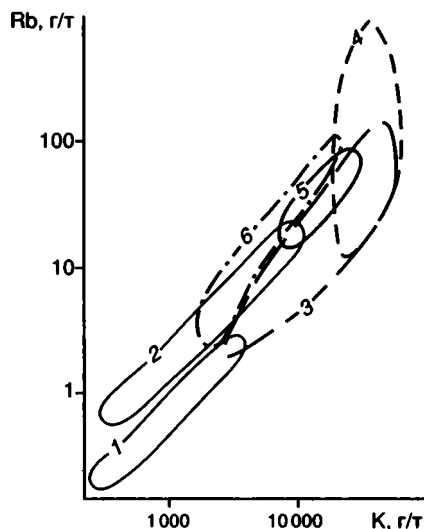


Рис. 18.5. Диаграмма Rb–K для N-толеитов (1), E-толеитов (2), известково-щелочных пород островных дуг (3) и активных континентальных окраин (4), субщелочных пород океанических островов (5) и траппов (6) (построено по данным работ: Балашов, 1985; Богатиков и др., 1987)

сферу абиссальных океанических равнин. Это приводит к формированию на удаленных от СОХ океанических островах более дифференцированных толеитовых (базальт-исландит-риолитовых) серий. Подъем магм из более глубокой обогащенной мантии является причиной образования субщелочных и иногда щелочных магматитов.

Ниже зоны субгоризонтального растекания астеносферы должны располагаться малоподвижные участки мантии, верхние части которых обогащены литофильными компонентами. Присутствующие в них тела эклогитов и близких к ним пород могли постепенно подплавляться вследствие подогрева высокотемпературным веществом плюмов, всплывать и преобразовываться в магмы под влиянием декомпрессии. Очевидно, что магмы, длительно всплывавшие из одних и тех же крупных очагов, внедрялись во все новые участки “проплывавших” над ними литосферных плит и формировали на них цепь магматических тел с закономерным омоложением возраста. Это явление объясняет природу магматизма “горячих точек”. Такой магматизм обычно связывают с подъемом от границы с ядром гипотетических небольших по сечению струй очень горячего вещества. Однако подъем очень небольших струй в твердофазном веществе нижней и переходной мантии очень трудно объяснить с точки зрения законов физики, поскольку скорость всплывания примерно пропорциональна квадрату радиуса тел. Поэтому для струй поперечником в десятки километров она должна быть

намного меньшей, чем для реальных плюмов зон спрединга диаметром в сотни–тысячи километров. Кроме того, магмы “горячих точек” не имеют признаков большей высокотемпературности, чем, например, магмы СОХ, так как в отличие от последних они часто богаты вкрапленниками и иногда декомпрессионно затвердевали на заключительных стадиях подъема с формированием игнимбритов (поле V на рис. 18.3). Эти магмы обычно имеют субщелочной состав и поэтому не могли возникнуть в бедном литофильными компонентами веществе нижней мантии. Рассматриваемая модель объясняет их чаще всего субщелочной состав и невысокую первичную температуру.

На ранней стадии формирования юных островных дуг с мало мощной литосферой условия магмообразования мало отличались от таковых в СОХ, поэтому в это время здесь в основном возникали слабодифференцированные толеитовые серии. По мере погружения океанической плиты очаги толеитовой магмы, расположенные в вынужденных обтекать эту плиту астеносферных струях, погружались на все большую глубину, кристаллизовались и фракционировали под влиянием роста давления. Увеличение последнего обусловило возникновение в очагах толеитовой магмы известково-щелочного тренда дифференциации вследствие осаждения феррофильного граната. Оно ликвидировало избыток железа в остаточном расплаве, характерный для поздних стадий толеитовой тенденции. Одновременно увеличивались лейкократность и кремнекислотность остаточных расплавов и содержание в них воды. Это является причиной появления известково-щелочных андезитов и дацитов на поздней стадии развития юных островных дуг. С магматическими очагами обогащенной мантии, видимо, связано образование присутствующих в этих дугах субщелочных и щелочных магматитов.

Более широкое развитие известково-щелочной магматизм получает в зрелых островных дугах и на активных континентальных окраинах, что определяется большей мощностью литосферы и более высокой степенью компрессионной кристаллизации и фракционирования очагов толеитовой магмы. Тем же обусловлено и более широкое развитие в этих областях кислых разностей пород данной серии. Рассматриваемый механизм образования магм известково-щелочной субдукционной серии подтверждается положением поля ее составов на продолжении поля обедненных литофильными компонентами N-толеитов СОХ на диаграмме соотношений Rb и K (рис. 18.5), близостью средней кривой распределения РЗЭ в андезитах к таковой для толеитов СОХ (соответ-

ПРОИСХОЖДЕНИЕ РУДОНОСНЫХ ГИДРОТЕРМ

ственно линии 3 и 2 на рис. 18.1) и ее немного более крутым наклоном, связанным с участием в формировании андезитовых расплавов процессов отсадки граната, имеющего высокое сродство к тяжелым РЗЭ. Сопоставляется это и с часто очень низкой величиной I_{Sr}^0 в известково-щелочных магматических породах (см. рис. 18.2), отражающей формирование их магм в результате фракционирования бедных рубидием магм океанических толеитов. Такой генезис известково-щелочной серии объясняет отсутствие ее на континентальных окраинах при погружении океанической плиты на глубину менее 70 км и прекращение известково-щелочного магматизма в случае завершения процессов субдукции (Богатиков и др., 1987). Отсутствие в архее и раннем протерозое мощной литосферы и процессов субдукции является причиной незначительного распространения средних по составу вулканитов в древних комплексах.

По мере еще большего погружения астеносферных струй в их фракционирующих магматических очагах возникают субщелочные и щелочные остаточные расплавы с низким I_{Sr}^0 которые формируют породы повышенной щелочности в тыловых зонах островных дуг и активных континентальных окраин. Магматиты с повышенной величиной I_{Sr}^0 образуются здесь в результате фрикционного подплавления субщелочных и щелочных дифференциатов постагрегационного магматического океана в зонах глубинных тектонических сколов в континентальной литосфере (Шкодзинский, 1995).

В областях коллизии континентальных блоков широко распространены гранитоиды, сформировавшиеся в результате фрикционного подплавления кислой кристаллической коры в глубинных стрессовых зонах. Последние особенно часто возникали на границе относительно неподвижной сгущивающейся кристаллической коры и погружающейся мантийной литосферы. Как показали расчеты (Шкодзинский и др., 1994), в Верхояно-Колымской орогенной области мощность фрикционно подплавленного слоя в передовой зоне столкновения достигала 10 км, что обусловило формирование трассирующего эту зону пояса гранитоидных батолитов. Относительно небольшая глубина зарождения магм является причиной сравнительно небольшой их температуры (поля II и III на рис. 18.3), декомпрессионного затвердевания на поздних стадиях подъема, формирования ими в основном плутонов и редкости кислых вулканитов в этой области. После ослабления коллизионного сжатия из фракционирующих глубинных астеносферных очагов иногда внедрялись субщелочные и щелочные магмы.

Наиболее распространенными и обоснованными являются представления об отделении гидротерм от кристаллизующихся в земной коре магм в основном кислого состава. Однако в этих представлениях недостаточно ясны причины разнометальности и различной рудоносности гидротерм одних и тех же интрузивов, стадийности образования и зональности размещения оруденения. На основании этого, с учетом огромных размеров отдельных металлогенических зон и гигантского содержания в них рудных компонентов, некоторые исследователи считают источником рудоносных растворов мантию, хотя с физико-химической точки зрения бедность летучими породами мантии и высокие значения в ней T и P исключают возможность зарождения здесь гидротерм. Другие исследователи на основании большой удаленности некоторых месторождений от вскрытых на современном срезе интрузивов и заметных различий их в возрасте считают эти месторождения метаморфогенными, сформировавшимися в результате мобилизации летучих и рудных компонентов в осадочных толщах. Несмотря на принципиальную возможность такого генезиса, большинство месторождений, относимых обычно к метаморфогенным, обладают ясными признаками образования из магматогенных гидротерм – снижением температуры в процессе формирования, стадийностью минералообразования и элементами-примесями, типичными для связанных с магмами месторождений.

Для решения проблемы генезиса рудоносных гидротерм и выяснения закономерностей гидротермального рудообразования в областях распространения магматических пород необходима разработка количественной модели поведения летучих и рудных компонентов в магмах. Такая модель была рассчитана на основании опубликованных экспериментальных и петрологических данных (рис. 18.6) (Шкодзинский и др., 1992).

На диаграмме толстые пунктирные линии $2,5\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^\Phi$ и $0,1\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^\Phi$ разграничивают поля разного фазового состава магм и отражают соответственно первое появление флюидной фазы при кристаллизации с массовым отношением в ней CO_2 к H_2O , равным 2,5, и полное затвердевание магм при отношении CO_2 к H_2O во флюиде 0,1, равном исходному отношению этих компонентов в магме. Тонкими сплошными и пунктирными линиями показаны изоконцентраты флюида (0,2%Ф, 0,4%Ф) и расплава (5%Рс, 10%Рс и 20%Рс), линии равных содержаний рудных и летучих компонентов и равных отношений CO_2 к H_2O во флюиде (5 моль Cl^Φ , 1 г/т Au^Φ , 1 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^\Phi$ и др.), изоконцентраты летучих и рудных ком-

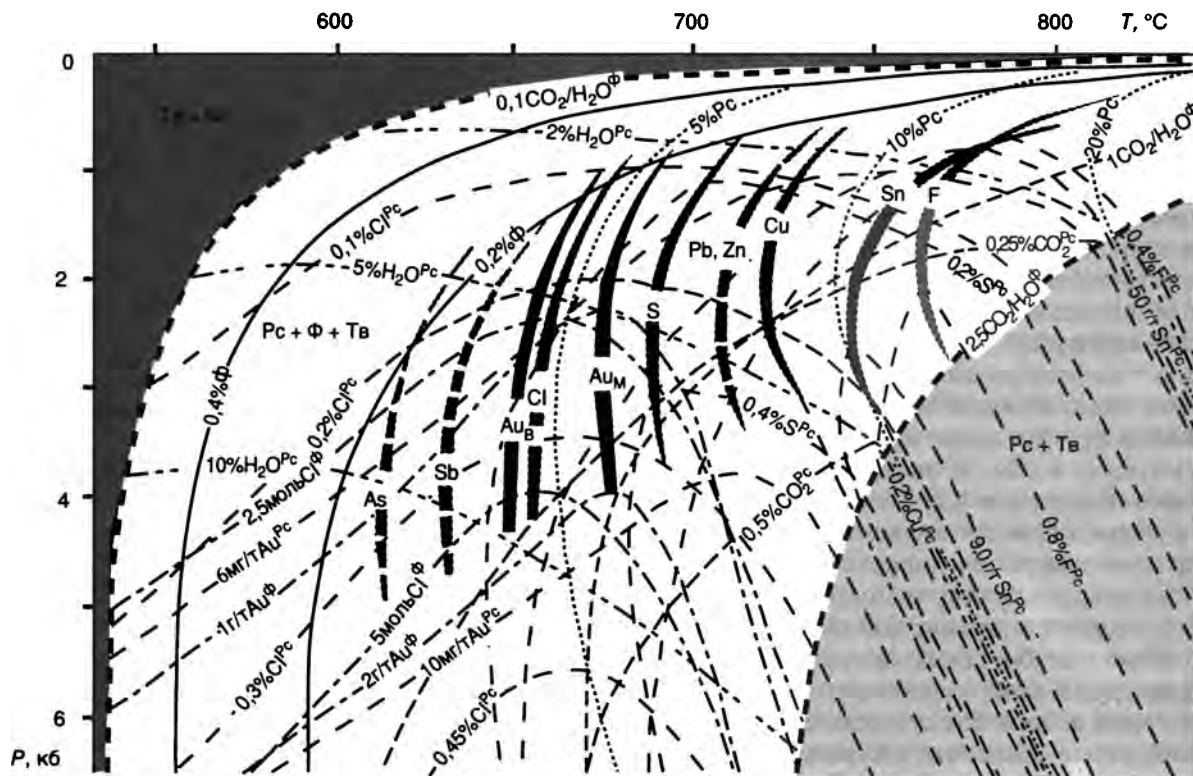


Рис. 18.6. *P-T* диаграмма распределения рудных и летучих компонентов в фракционирующих высокотемпературных кислых магмах с исходным содержанием H_2O – 1%, CO_2 и F по 0,1%, Cl – 0,03%, S – 0,05%, Sn – 10 г/т, Au – 0,002 г/т, Cu – 2 г/т, Pb – 2 г/т, Zn – 6 г/т, Sb – 0,2 г/т, As – 0,15 г/т при коэффициентах разделения этих компонентов между расплавом и твердыми фазами соответственно 2, 2, 10, 2, 4, 5, 1,5, 2, 2, 2, 5, 5 (Антипин и др., 1984)

Толстые части изогнутых линий – условия отделения наиболее рудоносных гидротерм, толстые сплошные линии $2,5 CO_2/H_2O^\Phi$ и $0,1 CO_2/H_2O^\Phi$ разграничивают поля разного фазового состава магм и отражают соответственно первое появление флюидной фазы (Φ) при кристаллизации с массовым отношением в ней углекислоты к воде, равным 2,5, и полное затвердевание магмы при отношении этих компонентов во флюиде 0,1. Тонкими сплошными и пунктирными линиями показаны изоконцентраты флюида (0,2% Φ , 0,4% Φ) и расплава (5% Pс и др.), линии равных содержаний рудных и летучих компонентов и равных отношений углекислоты к воде во флюиде (5 моль Cl $^\Phi$, 1 г/т Au $^\Phi$, 1 CO_2/H_2O^Φ и др.), изоконцентраты летучих и рудных компонентов в расплаве (0,45 Cl Pc , 10 мг/т Au Pc и др.). Tв – твердая фаза

понентов в расплаве (0,45 Cl Pc , 10 мг/т Au Pc и др.).

Толстые изогнутые линии – *P-T* условия максимумов содержаний рудных и некоторых летучих компонентов во флюиде при субизобарической кристаллизации магм, показывающие области зарождения наиболее высокорудоносных гидротерм. Толщина их пропорциональна величине максимума, толстые пунктирные линии рассчитаны приближенно в связи с недостатком экспериментальных данных. Существование этих максимумов установлено впервые. Оно обусловлено наличием двух противоположных тенденций в магмах (Шкодзинский и др., 1992). При высокой температуре и низком содержании твердых фаз кристаллизация магм приводит к увеличению в остаточном расплаве концентраций большинства рудных компонентов, поскольку коэффициент их распределения между расплавом и твердыми фазами значительно больше единицы (Антипин и др., 1984). При достижении некоторых высоких величин концентраций начи-

нается выделение фаз, содержащих рудные или летучие компоненты в большом количестве, например касситерита, вольфрамит, сульфидов, топаза. При дальнейшей кристаллизации содержание этих компонентов в расплаве начинает уменьшаться, так как емкость данных фаз в отношении соответствующих компонентов несравненно выше, чем у расплава. Следовательно, максимумы концентраций рудных и некоторых летучих компонентов во флюиде совпадают с областями первого появления фаз, содержащих эти компоненты в большом количестве.

Существование данных максимумов позволяет объяснить многие ранее непонятные явления в гидротермальном рудообразовании. Как частично иллюстрирует диаграмма, изливающиеся на земную поверхность высокотемпературные магмы с незначительным содержанием твердых фаз потеряют летучие при низкой концентрации рудных компонентов в расплаве и флюиде, и в них не смогут возникнуть высокорудоносные гидротермы. Это объясняет обычно незначи-

тельное распространение автохтонного оруденения в лавовых толщах. Если же медленная кристаллизация сопровождается отсадкой твердых фаз и происходит, например, при 0,4 ГПа, то при содержании остаточного расплава 4% концентрации золота и хлора в нем будут соответственно в 5 и в 10 раз выше, чем в исходной магме (см. рис. 18.6). Хлор сильно повышает растворимость золота и многих других рудных компонентов во флюиде (рис. 18.7). Так, при высоком окислительном потенциале (буфер $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{--Fe}_3\text{O}_4$) повышение его концентрации в этой фазе с 0,2 до 5 моль (см. рис. 18.6) приведет к увеличению содержания золота в ней при неизменной концентрации его в расплаве в 100 раз (см. рис. 18.7), а с учетом повышения этой концентрации – в $5 \cdot 100 = 500$ раз. Несмотря на упрощенность этого расчета, он наглядно иллюстрирует существование тенденции резкого повышения рудоносности гидротерм с увеличением глубины их отделения от кристаллизующихся магм.

Эта тенденция объясняет обычно наблюдающуюся небольшую рудоносность малоглубинных частей интрузивов и связь богатого оруденения с глубинными их частями. Л.В. Таусон (1977) сформулировал это следующим образом: "...как показывает геологическая практика, максимальный промышленный эффект связан с рудными телами, возникшими за счет гидротермальных растворов, генерируемых в нижних камерах низкотемпературных расплавов" (с. 248). Такое явление различные исследователи объясняли отжиманием растворов вниз по мере кристаллизации верхних частей интрузивов или притоком в нижние части интрузивов богатых рудными компонентами флюидов из мантии. Однако в этих предположениях все же нет убедительного объяснения высокой рудоносности глубинных гидротерм. Кроме того, отжимание легкого флюида в магмах вниз и зарождение гидротерм в сухой высокотемпературной мантии с физико-химической точки зрения нереально (Шкодзинский и др., 1992). Рассчитанная диаграмма свидетельствует о том, что высокая рудоносность глубинных гидротерм вполне закономерна и связана с появлением и отделением флюида в остывающих при высоком давлении кислых магмах на поздней стадии кристаллизации, когда в последних остаточных расплавах достигаются высокие концентрации рудных и выносящих их летучих компонентов.

Положение максимумов для различных компонентов на диаграмме различно. С увеличением глубины отделения гидротерм должна закономерно изменяться их рудная специализация за счет возрастания роли компонентов с низкими исходными содержаниями в магме, с малыми коэффициентами их накопления в остаточных рас-

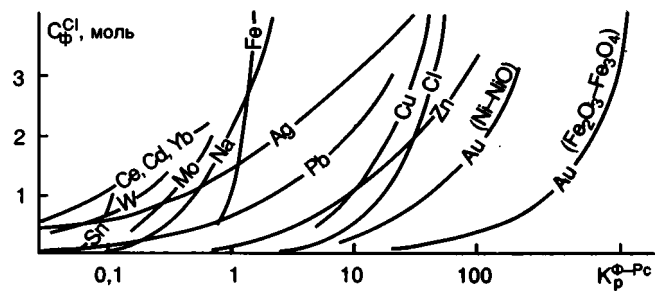


Рис. 18.7. Влияние содержания хлора во флюиде ($C_{\text{Ф}}^{\text{Cl}}$, моль) на коэффициент распределения рудных компонентов между расплавом и флюидом ($K_p^{\text{Ф+Pc}}$) (по опубликованным экспериментальным и расчетным данным, Шкодзинский, 1992)

плавах и с высокими концентрациями насыщения последних. Будет расти средняя удаленность сформированного ими оруденения от вскрытых частей гранитных интрузий, что вместе с изменяющейся их рудной специализацией приведет к формированию рудной зональности рудно-магматических узлов; должен уменьшаться возраст оруденения вследствие повышенной длительности кристаллизации магм в глубинных условиях и понижаться температура его образования вследствие остывания гидротерм при длительном подьеме. Эти явления должны иметь среднестатистический характер и не исключают реже встречающиеся противоположные случаи, поскольку, кроме глубинности отделения гидротерм, на них оказывают влияние и другие факторы – структура и проницаемость вмещающих пород, особенности залегания и морфологии интрузивов и др. Названные явления действительно характерны для рудно-магматических узлов и давно служат предметом дискуссии. Так, в первой половине текущего столетия широко была распространена гипотеза В.Х. Эммонса о связи рудной зональности с изменением состава остывающих растворов по мере удаления их от интрузива. Однако постепенно накопились противоречащие этой гипотезе данные о существенно более молодом возрасте оруденения внешних зон по сравнению с внутренними. Поэтому С.С. Смирнов (1965) выдвинул пульсационную гипотезу происхождения рудной зональности и стадийности рудообразования, связывая их с периодическим отделением из магм гидротерм разного состава при открытии рудопроводящих трещин в процессе тектонических движений. Однако причина изменения состава гидротерм была недостаточно ясной. Полученные результаты свидетельствуют о том, что эти изменения состава гидротерм являются следствием существования различных по T и P максимумов концентраций рудных компонентов во флюиде кристаллизующихся магм.

Диаграмма на рис. 18.6 показывает, что при субизобарической кристаллизации магм состав отделяющихся гидротерм должен последовательно проходить через максимумы концентраций олова (и вольфрама), меди, свинца и цинка, золота, сурьмы и мышьяка. Очевидно, что просачивание гидротерм по одним и тем же каналам приведет к стадийному отложению этих компонентов. Рассчитанная последовательность рудоотложения соответствует природной и поэтому хорошо объясняет ее происхождение. При разных изобарических сечениях диаграммы последовательность достижения максимумов концентраций во флюиде при кристаллизации магм остается примерно одинаковой, хотя величины этих максимумов различаются. Это является причиной отмеченного Б.Л. Флеровым (1976), казалось бы, парадоксального факта близости стадий рудообразования на связанных с гранитоидами разнометальных месторождениях – вольфрамовых, оловянных, полиметаллических, золоторудных.

Отделение разнометальных гидротерм от фракционирующей гранитной магмы с образованием хорошо выраженной рудной зональности возможно в основном в случае пологого залегания плутонов и является редко встречающимся вариантом. Чаще всего главная масса гидротерм должна отделяться на уровне существующих в кровле интрузивов куполов и выступов, куда всплывал остаточный расплав и где происходило отделение от него флюида. Состав и рудная специализация формирующихся гидротерм определяются значениями изоконцентрат рудных компонентов во флюиде на диаграмме на уровне глубинности куполов, а их объем и количество вынесенных компонентов – объемом магм, расположенных ниже купола. Видимо, это является главной причиной неполноты проявления зональности гидротермального оруденения вокруг большинства интрузивов и широкого развития лишь отдельных типов оруденения. Вследствие всплывания остаточного расплава во фракционирующих магмах в крупных субвертикальных интрузивах с четко выраженной куполообразной формой кровли летучие всего огромного объема магмы должны отделяться на уровне этой кровли с формированием уникально крупных месторождений. Для таких интрузивов не характерны мелкие месторождения и рудопроявления. В локализации оруденения большую роль играют структура вмещающих пород и положение геохимических и структурных барьеров.

Температурно-вязкостные свойства магм оказывают существенное влияние на процессы формирования в них гидротерм (Шкодзинский, 1985). В наиболее низкотемпературных и глубин-

ных мигмах реоморфических гнейсо- и мигматит-гранитов (поле I на рис. 18.3) вследствие их высокой вязкости почти не происходили процессы эманационной и кристаллизационной дифференциации, что объясняет безрудность огромных полей ультраметаморфических гранитоидов. В несколько менее вязких низкотемпературных гранитных магмах (поле II) могли протекать процессы эманационной дифференциации, но не происходило магматическое фракционирование. В них по мере кристаллизации во флюиде преимущественно увеличивались концентрации компонентов, не входивших в твердые фазы, главным образом хлора. Вследствие высокой экстрагирующей способности высокохлорные гидротермы могли выносить значительные количества хлорофильных компонентов, в первую очередь золота, из магм (максимум Au_m на рис. 18.6) и из вмещающих пород (Au_b).

Возрастание первичной температуры, глубины зарождения и средней основности магм с уменьшением геотермических градиентов (см. рис. 18.3) при переходе от подвижных орогенных зон с тонкой литосферой к устойчивым жестким областям приводят в соответствии с рассмотренными выше закономерностями к увеличению разнообразия гидротермального оруденения, к уменьшению в среднем глубинности его зарождения, к возрастанию содержания в нем серы и халькофильных компонентов. Обычно выдержанность величин геотермических градиентов и магмогенерирующих тектонических деформаций в земной коре на больших площадях является причиной огромной протяженности многих однотипных по составу и фаціальности магматических поясов и связанных с ними металлогенических зон. Большие размеры последних не указывают на мантийную природу оруденения, как это иногда предполагается.

ПРИРОДА ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ГЛАВНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ЯКУТИИ

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Ранний докембрий является временем формирования древней коры кислого состава в результате кристаллизации слоя такого состава в глобальном магматическом океане. Поэтому процессы образования магматических и осадочных пород в тот период существенно отличались от современных, а оруденение, типичное для фанерозойских комплексов, было не характерно для раннедокембрийских гнейсов. Ареальный характер распространения в них высокотемпературных мине-

ральных парагенезисов отражает образование наиболее широко распространенных ортогнейсов в результате кристаллизации кислого расплава, а обычно устанавливаемая температура минералообразования в этих гнейсах (650–850°C) соответствует температуре затвердевания данного расплава при 0,3–1 ГПа и низком содержании воды (Шкодзинский, 1995).

Формирование ортогнейсов путем кристаллизации слоя кислого состава в магматическом океане, а не в результате метаморфизма вулканитов, определяет отсутствие в мигматирующем их гранитном материале признаков дегидратационного плавления и наличие признаков образования его в результате обособления и затвердевания остаточного расплава родоначальных магм. Такими признаками являются повышенные натриевость плагиоклаза и железистость темноцветных минералов в гранитном материале, его более кислый по сравнению с субстратом состав, повышенная доля гидроксилсодержащих в темноцветной составляющей и др. Более высокотемпературные глубинные части слоя кислого расплава в магматическом океане должны были затвердевать, как правило, позже, чем малоглубинные. Это объясняет обычно более молодой абсолютный возраст гранулитогнейсовых комплексов по сравнению с серогнейсовыми.

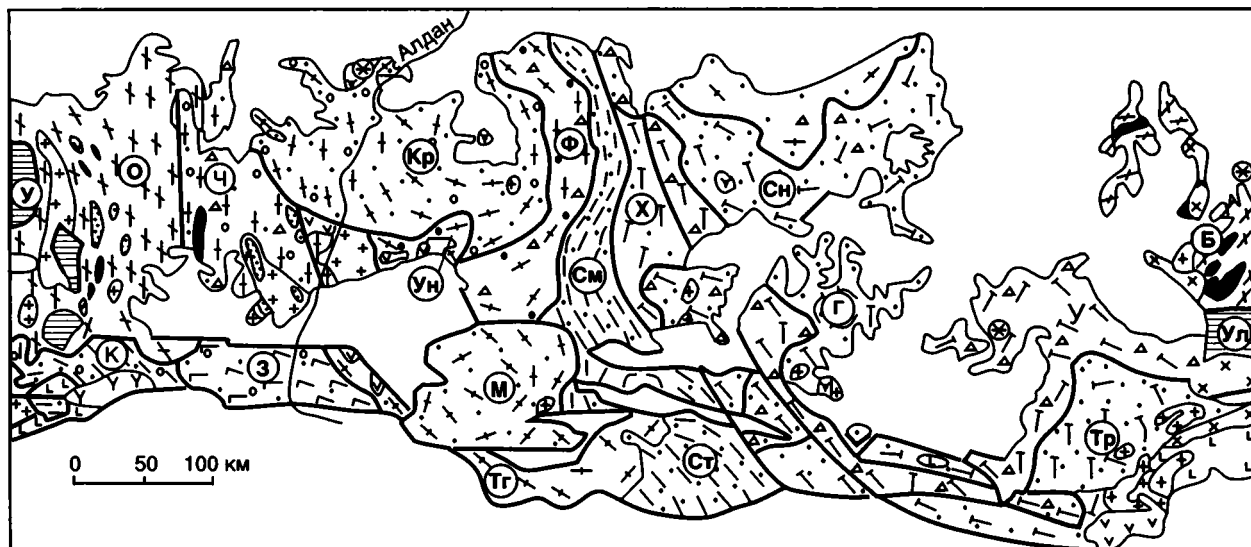
Парапороды в гранулитогнейсовых комплексах образовались в результате погружения возникавших на поверхности мигм эоловых и хемогенных осадков под влиянием их повышенной плотности и нисходящих струй конвективных потоков. Это служило причиной появления парагнейсов в гранулитогнейсовых комплексах в виде изолированных тел среди ортогнейсов. Кварциты, видимо, формировались двумя путями: в результате длительного эолового переноса песчаной фракции в условиях существования интенсивно конвектируемой горячей газовой оболочки с постепенным оглиниванием полевых шпатов и выдуванием глинистого материала, а также путем отложения кремнистых осадков в первых периодически испаряющихся горячих водоемах. Огромные тела безрудных кварцитов, типичные для иенгрской серии Алдано-Станового щита, скорее всего, имеют эоловое происхождение. Это согласуется с их ассоциацией с глиноземистыми и высокоглиноземистыми гнейсами, иногда с постепенными переходами в эти гнейсы, с высоким содержанием в них акцессорных минералов, устойчивых к химическому выветриванию. Хемогенный генезис, видимо, имеют железистые кварциты.

Особенностями эолового переноса является разделение в нем песчаной и пылевидной фракций, поскольку они транспортировались соответственно путем волочения, сальтации и в виде пы-

ли (Гразинский и др., 1976), а также невозможность значительных перемещений гальки, валунов и крупного гравия и формирования их скоплений среди эоловых отложений. Это объясняет широкое развитие двух главных разновидностей парагнейсов в гранулитовых комплексах: гранатовых глиноземистых (апопсаммитовых) и силлиманит-, кордиеритсодержащих высокоглиноземистых (апопелитовых), и нетипичность для этих комплексов метаконгломератов и метагравелитов. Образование раннедокембрийских гнейсовых комплексов в результате кристаллизации слоя кислого расплава в магматическом океане является причиной отсутствия в них признаков региональных размывов и несогласий.

Всплывание и затвердевание горячего расплава кислого состава при формировании древней коры могли происходить многократно и должны определять многие особенности строения докембрийских щитов. Анализ имеющихся геохронологических данных и состава ортогнейсов и парапород различных районов позволил выделить четыре крупных этапа консолидации северной части Алдано-Станового щита. В этап раннеархейской консолидации сформировались серые гнейсы Западно-Алданской и Батомгской областей (рис. 18.8). Наиболее распространенный их абсолютный возраст 3,1–2,9 млрд лет (рис. 18.9). Относительно невысокая амфиболитовая фация метаморфизма этих гнейсов связана с образованием их из остывавших приповерхностных частей слоя кислого расплава. Процессами кристаллизационной дифференциации обусловлено слоистоподобное строение серых гнейсов. Перекристаллизация при вязком течении вызвала появление в них гнейсовидных текстур и метаморфических структур. Региональная гранитизация этих пород вызвана процессами частичного отделения и кристаллизации остаточного расплава. Бедность их калием и рубидием и обогащенность никелем, хромом и ванадием (рис. 18.10) обусловлены протеканием процессов деплетирования и контаминации исходных расплавов мафическими импактными магмами, возникавшими при аккреции средней и верхней мантии и тонувшими в слое кислого состава.

На позднеархейском этапе консолидации сформировались преимущественно эндербитовые комплексы Курультинского, Зверевского, Сеймского и Сутамского блоков (см. рис. 18.8), содержащие гранатовые гнейсы и кварциты. Наиболее распространенный возраст эндербитов 2,7–2,5 млрд лет (см. рис. 18.9). Более древние датировки могут быть связаны с присутствием метаморфизованных до гранулитовой фации ксенолитов серых гнейсов. Такие ксенолиты описаны в гранулитах Африки (Синицын, 1990). Эндербиты также деплетированы в отношении гранито-



Перекрывающие отложения

- Верхнепротерозойские и более молодые отложения
- Нижнепротерозойские образования Удского (У) и Улканского (Ул) прогибов
- Зеленокаменные образования**
- Вулканогенные
- Терригенные

Породы гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма

Комплексы поздней стадии раннепротерозойской консолидации магматического океана

- Карбонатно-эндербитовый
- Карбонатно-эндербит-гранат-гнейсовый
- Эндербит-гранат-гнейсовый
- Гранат-гнейсово-эндербитовый
- Комплексы ранней стадии раннепротерозойской консолидации**
- Сланцево-карбонатно-гранито-гнейсовый
- Кварцит-карбонатно-сланцево-гранито-гнейсовый
- Сланцево-гранито(чарнокито)гнейсовый
- Гранат-гнейсово-кварцит-гранито-гнейсовый
- Гранат-гнейсово-гранито(чарнокито)-гнейсовый
- Гранито(чарнокито)-гнейсовый

Комплексы позднеархейской консолидации

- Эндербит-гранат-гнейсовый
- Кварцит-гранат-гнейсово-эндербитовый
- Кварцит-гранат-гнейсово-диорит-эндербитовый
- Комплексы раннеархейской консолидации**
- Серогнейсовый тоналит-тронджемитовый

Магматические породы

Позднеметаморфические интрузивы магм и мигм малоглубинных слоев магматического океана

- Граниты и чарнокиты
- Диориты, габбро-диориты

Постметаморфические интрузии глубинных продуктов дифференциации магматического океана

- Анортозиты
- Мангериты, рапакиви
- Сиениты
- Щелочно-ультраосновные породы

Продукты декомпрессионного переплавления и фракционирования дифференциатов магматического океана

- Мезозойские граниты
- Мезозойские сиениты

- Разломы

Рис. 18.8. Раннедокембрийские комплексы северной части Алдано-Станового щита согласно модели глобального магматического фракционирования на ранней стадии развития Земли (Шкоджинский и др., 1998)

Тектонические блоки: Б – Батомгский, Г – Гонамский, З – Зверевский, К – Курультинский, Кр – Курумканский, М – Мелемкенский, О – Олёмминский, См – Сеймский, Сн – Суннагинский, Ст – Сутамский, Т – Тыркандинский, Тг – Тангракский, Тр – Тыркандинский, У – Учурский, Ун – Унгринский, Ф – Федоровский, Х – Холболохский, Ч – Чугинский

фильных компонентов и контаминированы компонентами мафических магм (см. рис. 18.10). Эти породы в среднем содержат несколько меньше кремнекислоты, чем серые гнейсы, что связано с их формированием из более глубинных частей слоя кислого расплава.

В начале раннепротерозойского этапа консолидации (2,5–2,3 млрд лет) сформировались преимущественно гранито-гнейсовые комплексы Центрально-Алданской области (см. рис. 18.8). Гранито- и чарнокито-гнейсы не деплетированы в отношении гранитофильных компонентов и не

контаминированы компонентами мафических магм (см. рис. 18.10), что свидетельствует о возникновении их магм в результате кристаллизационной дифференциации глубинных частей слоя кислого расплава. Эти комплексы в среднем содержат значительно больше парапород, особенно кварцитов, чем более ранние, что связано с большей степенью конденсации воды и более широким развитием осадочных процессов при их образовании.

В конце раннепротерозойского этапа консолидации (2,3–2,1 млрд лет) сформировались комплексы Восточно-Алданской гранулитовой области (см. рис. 18.8, 18.9). Они содержат максимальное (до 80%) количество парапород, образующих наиболее крупные и наименее фрагментированные тела. В них широко распространены мраморы. Это обусловлено дальнейшим снижением температуры газовой оболочки, большей степенью конденсации воды, увеличением количества и размера водоемов с невысокой температурой, благоприятной для карбонатообразования, более быстрым затвердеванием мигм в зонах выхода их на земную поверхность и согласуется с наиболее молодым возрастом ортогнейсов области.

В Африке, Канаде и других регионах в осевых частях гранулитовых поясов известны зонально метаморфизованные под влиянием еще горячего основания верхнепротерозойские и палеозойские осадочно-вулканогенные толщи (Синицын, 1990). Такой метаморфизм может быть объяснен сохра-

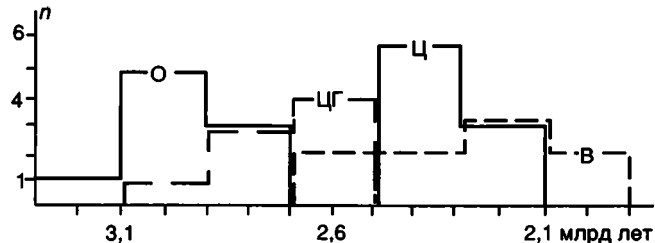


Рис. 18.9. Гистограмма абсолютных возрастов ортогнейсов Олёкминской серогнейсовой области (О), Сеймского, Курультинского, Зверевского и Сутамского блоков (ЦГ), Центрально-Алданской гранито-гнейсовой области (Ц) и Восточно-Алданской гранулитовой области (В) по опубликованным данным (Шкодзинский и др., 1998)

нением высокой температуры, пластичности и подвижности гранулитовых поясов длительное время после затвердевания в них главного объема мигм и возникновением в них в связи с этим различных прогибов. На Алдано-Становом и Анабарском щитах в гранулитовых поясах отсутствуют перекрывающие их зонально-метаморфические комплексы. Это, видимо, вызвано их более глубинным эрозионным срезом, что согласуется с небольшим распространением в северной части Алдано-Станового щита серогнейсово-зеленокаменных комплексов и их отсутствием на Анабарском щите и с высокими давлениями при образовании минералов в древних комплексах, устанавливаемыми для обоих щитов.

Выделенные в пределах Алдано-Станового и Анабарского щитов территории могут соответ-

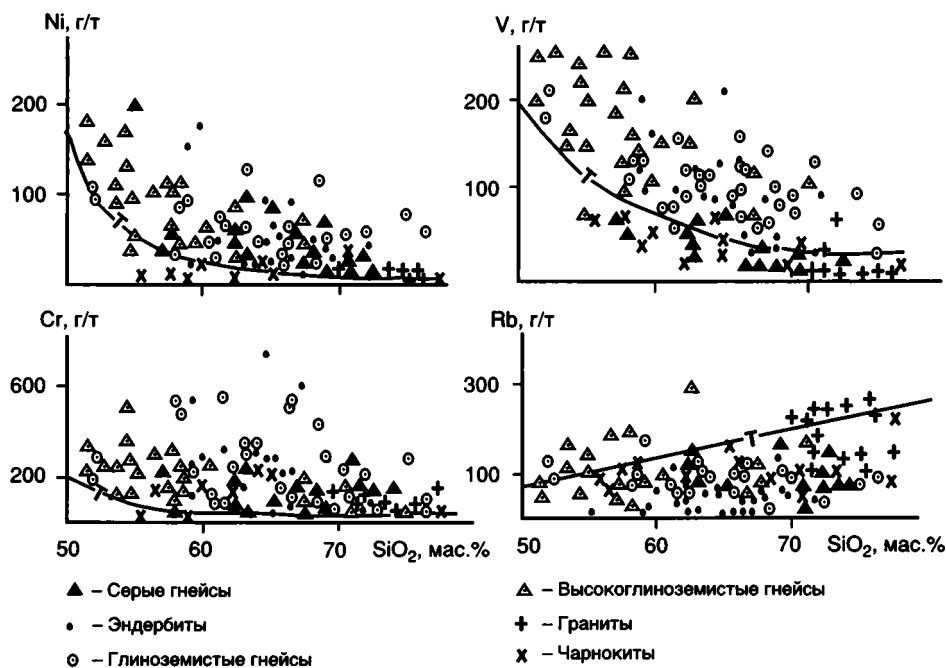


Рис. 18.10. Соотношение содержаний Ni, Cr, V, Rb и SiO₂ в докембрийских породах Алдано-Станового щита (Шкодзинский и др., 1998)

Линия Т – тренд соотношений этих компонентов в фанерозойских магматитах

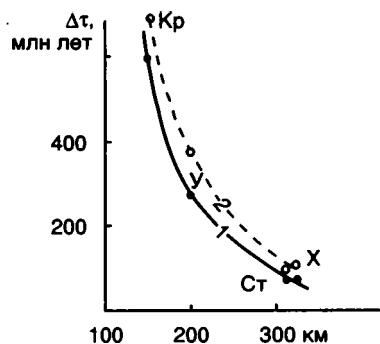


Рис. 18.11. Обратная зависимость разницы между средними Sm/Nd возрастными глиноземистых (1) и высокоглиноземистых (2) гнейсов и средними Sm/Nd возрастными вмещающих гранулитовых ортогнейсов ($\Delta t = T_{\text{глиноземистый (высокоглиноземистый) гнейс}} - T_{\text{вмещающий ортогнейс}}$) от современного расстояния их до серогнейсовых областей. Пробы отобраны в тектонических блоках (см. рис. 18.8): Кр – Курультинском, Ст – Сутамском, У – Учурском, Х – Холбохском

воват отдельным магматическим фазам или группам фаз, границы между которыми были осложнены тектоническими разломами при последующих деформациях. Тектонические перемещения террейнов могли быть незначительными. Это подтверждается отсутствием офиолитов и чуждых террейнам пород аккреционного клина на их границах. Такой вывод согласуется с палеомагнитными данными для Африки, Канады и Австралии, которые свидетельствуют о том, что в течение протерозоя архейские массивы обычно перемещались на расстояния не более нескольких сот километров (Богатиков и др., 1987), тогда как в фанерозое, несмотря на его более чем в 3 раза меньшую длительность, эти перемещения чаще всего составляли тысячи километров. Небольшие масштабы перемещений в раннем докембрии закономерны и обусловлены небольшим сцеплением высокопластичных коровых плит с мантией. В результате растекание мантийных плюмов приводило к смещениям и деформациям нижних частей плит и незначительно отражалось на положении их верхних частей.

Этот вывод подтверждает рис. 18.11. Он построен исходя из следующих соображений. В зонах выхода затвердевавших мигм на земную поверхность эоловые осадки должны были формироваться за счет обломочного материала удаленных, более древних участков земной коры и за счет материала местных затвердевших участков мигм, что, возможно, обусловило более древний средний возраст вещества парагнейсов по сравнению с вмещающими ортогнейсами. Величина удревнения должна уменьшаться с удалением от наиболее древних серогнейсовых областей и для высокоглиноземистых гнейсов может быть больше, чем для глиноземистых, вследствие большей транспортабельности пылевого мате-

риала по сравнению с псаммитовым. Рис. 18.11 действительно демонстрирует большее удревнение самарий-неодимовых возрастов (датирующего вещества источников сноса) высокоглиноземистых гнейсов по сравнению с глиноземистыми и зависимость этого удревнения от расстояния до современных Западно-Алданской и Батомгской серогнейсовых областей. Следовательно, в протерозое относительное положение Западно-Алданской и Батомгской серогнейсовых областей на Алдано-Становом щите, видимо, не сильно отличалось от современного.

Крутые углы падения пород, характерные для гранулитогнейсовых комплексов щита, не противоречат этому выводу, так как при рассматриваемом механизме формирования комплексов в результате затвердевания слоя кислого расплава крутое залегание пород должно быть в значительной мере первичным. Оно обусловлено процессами субвертикального опускания фрагментов эоловых и хемогенных осадков, накапливавшихся на поверхности этого слоя, и существованием субвертикальных конвективных течений в остывающих мигмах. Следовательно, крутое залегание может быть не связано с интенсивным сжатием этих комплексов, с сильным сокращением площади их распространения и с увеличением мощности кристаллической коры (Зедгенизов, Шкодзинский, 1999).

Неповторимость геологических процессов в раннем докембрии определяет специфичность его полезных ископаемых. При формировании серогнейсовых комплексов температура в магматическом океане была еще высокой. Отделяющиеся из расплава флюиды почти не остывали, а рассеивались в газовой оболочке, что явилось причиной безрудности серогнейсовых комплексов. После появления первых серогнейсовых протократонов подъем нижнемантийных плюмов приводил к излияниям мафических магм и образованию вулканитов зеленокаменных поясов. Широкое развитие в них ультраосновных лав (коматиитов) связано с более высокой температурой внешнего ядра Земли в архее по сравнению с фанерозоем, более интенсивным подогревом нижней мантии и широким проявлением процессов декомпрессионного плавления ультраосновных пород в поднимающихся нижнемантийных плюмах. Высокая температура обусловила излияние на поверхность коматиитовых магм, для которых нетипичны вкрапленники. Примитивность состава коматиитов, выражающаяся в очень низком содержании в них калия, рубидия, легких редкоземельных и других крупноионных элементов, связана с их образованием из самых ранних дифференциатов магматического океана. Широкое распространение ультраосновных и основных пород в зеленокаменных поясах обуслов-

ливают присутствие в них медно-никелевого, хромитового и платинового оруденения. Повышенные содержания платины, меди и никеля установлены в мафических породах Олондинского зеленокаменного пояса Алдано-Станового щита.

Для зеленокаменных поясов всего мира характерно широкое распространение золотого оруденения. На Алдано-Становом щите оно установлено в Темулякит-Тунгурчинском и Токко-Ханинском рудных районах. Наиболее убедительной представляется предложенная Ж. Филлипсом и Д. Гровсом (Phillips, Groves, 1983) метаморфогенно-гидротермальная гипотеза его формирования в результате переотложения золота при метаморфической перекристаллизации золотоносных сульфидов мафических вулканитов.

Вследствие незначительной прозрачности газовой оболочки для солнечного излучения температура земной поверхности в раннем докембрии почти не зависела от широты местности, а в основном определялась потоками эндогенного тепла, что объясняет однотипность парапород в метаморфических комплексах различных континентов. По этой причине с появлением относительно холодных серогнейсовых протократонов температура газовой оболочки над ними сильно понижалась под влиянием теплового излучения, и в формировавшихся зеленокаменных поясах в результате конденсации пара возникли первые периодически испаряющиеся горячие водоемы. Стекавшая в них вода вследствие ее очень высокой температуры (300–400°C при 0,2 кбар (Шкодзинский, Зедгенизов, 1998)) и повышенного содержания в ней эманаций магматического океана растворяла большое количество кремнекислоты в приповерхностных породах. При периодическом усилении процессов испарения водоемов она откладывалась на их дне. Это является одной из причин исключительно широкого распространения кварцитов в докембрийских супракрустальных комплексах.

Интенсивные процессы испарения и конденсации воды над протократонами обусловили массовые гроззовые разряды в газовой оболочке. Эти разряды, высокие температура и минерализация вод ранних водоемов, а также присутствие в них глинистых, по современным данным, были благоприятны для возникновения органических соединений и первых организмов. Это согласуется с полученными к настоящему времени результатами расшифровки генетического кода, свидетельствующими, что предки всех видов бактерий были термофильными (Заварзин, 1990), как бактерии современных “черных курильщиков” на дне океанов. Остатки наиболее ранних водорослей обнаружены в кремнях зеленокаменного пояса Барбертон (Южная Африка) с возрастом около 3,4 млрд лет (Синицын, 1990). Вследствие недостатка солнечного света под мощной

газово-паровой оболочкой в докембрийских водоемах были широко распространены железобактерии, получавшие энергию за счет каталитического окисления железа. Остатки их обнаружены при детальном исследовании железистых кварцитов. Их деятельностью объясняется высокоокисленное состояние железа в кварцитах при небольшом еще содержании кислорода в ранней газовой оболочке. Такое происхождение, по-видимому, имеют крупные месторождения железа в зеленокаменных поясах Ималыкского и Соктокутско-Тасмиелинского железорудных районов Алдано-Станового щита.

Для Алдано-Станового щита характерны флогопитовые месторождения, которые обычно рассматриваются как глубинные магнезиальные скарны. От малоглубинных скарнов они отличаются отсутствием четкой генетической связи с гранитами, типичного для гранитов оруденения (Sn, W, Au, Cu и др.) и обычно постгранитным генезисом (флогопитовые жилы секут гранитные тела). Это обусловлено спецификой глубинного минералообразования. Большое давление в мраморно-гнейсовых толщах (0,3–0,5 ГПа) приводило к высокой растворимости летучих компонентов в расплавах и препятствовало их отделению, что является причиной отсутствия в магнезиальных скарнах связанного с гранитами оруденения. Большая пластичность пород на высокотемпературном этапе метаморфизма препятствовала удалению из системы углекислоты, выделявшейся при реакциях скарнообразования. Поэтому такие реакции почти не протекали. Они происходили в основном после кристаллизации последних анатектических расплавов, когда углекислота могла удаляться по возникавшим трещинам хрупких деформаций. Это объясняет постгранитный генезис флогопитовых месторождений и связь их с зонами тектонических нарушений (Черкасов, 1979). Последние, видимо, возникали при протерозойских коллизионных деформациях. Небольшое давление и мощность перекрывающих толщ благоприятствовали удалению углекислоты из системы, что стало причиной максимального распространения флогопитовых месторождений в федоровской серии с относительно малобарическими парагенезисами (0,3–0,4 ГПа).

Результатом скарнирования при метаморфизме богатых железом карбонатных осадков, видимо, являются месторождения Южно-Алданского железорудного района. Об этом свидетельствуют согласное слоеобразное залегание рудных тел, большая их протяженность (до 20 км на Десовском месторождении), широкие вариации содержания магнетита в телах. Первичная обогащенность некоторых прослоев бором, видимо, является причиной присутствия в них людовгита и ашарита.

К сланцево-карбонатно-гранито-гнейсовому комплексу Центрального Алдана приурочены месторождения и проявления апатита селигдарского типа. К настоящему времени предложено множество гипотез их образования, главными из которых являются первично-осадочная, скарновая и карбонатитовая. Имеющиеся данные о слоистой складчатой структуре Селигдарского месторождения, о переслаивании в нем апатитосодержащих пород с гнейсами и основными кристаллическими сланцами, о существенных отличиях изотопного состава минералов и пород месторождения от типичных карбонатитов (Гулий, 1993), о широком развитии в рудах кварца, никогда не встречающегося в карбонатитах, об отсутствии на месторождениях характерной для карбонатитов ассоциации с недосыщенными кремнекислотой щелочными–ультраосновными и основными породами не согласуются с карбонатитовой гипотезой образования этих руд. Брекчии, которые рассматриваются как взрывные, доказывающие магматический генезис месторождения, судя по резкому отличию состава цемента (гематитовый, гематит-кварцевый) от состава обломков (apatит, хлорит, калиевый полевой шпат, магнетит, карбонат) (Зайцев и др., 1992), скорее всего, являются более поздними осадочными, возникшими при размыве верхней части месторождения. Это согласуется с перекрытием его юго-восточной части вендскими отложениями. Отсутствие процессов гранитизации руд также не доказывает карбонатитовый генезис. Оно, как и на флогопитовых месторождениях, связано с тугоплавкостью пород и невозможностью протекания в них процессов анатексиса.

Высокие концентрации фосфора в рудах, видимо, имеют первично-осадочное происхождение. Руды возникли в результате метаморфизма и частичного скарнирования фосфоритсодержащих богатых карбонатами осадков ранних водоемов. Перераспределение компонентов при скарнировании привело к образованию иногда встречающихся апатитсодержащих секущих жил. Такой генезис месторождения подтверждается практически одинаковым Rb-Sr возрастом его и флогопитовых магнезиальных скарнов (соответственно 1856 и 1800–2000 млн лет) (Гулий, 1993).

Для раннепротерозойских осадочных толщ, сформировавшихся в рифтоподобных прогибах после образования зеленокаменных комплексов, характерны стратиформные месторождения железа, меди и урана. Угуйско-Удоканская меденосная металлогеническая зона является типичным их представителем. Наиболее непонятным казался источник оруденения в таких толщах. С позиций концепции глобального магматического фракционирования источником металлов была горячая газово-паровая оболочка, обогащенная

эманациями магматического океана. Происшедшее в этот период остывание ее и ранних водоемов приводило к уменьшению растворимости в воде различных металлов, к их выпадению в осадок и обогащению ими различных терригенных и хемогенных образований. Это объясняет обычно значительные масштабы оруденения и неустановленность проявления подобных массовых процессов в более поздние эпохи.

Расположенные в кварцитах гнейсово-кварцито-гранито-гнейсового комплекса хрусталеносные месторождения Верхнеалданского района образовались в результате переотложения кремнекислоты в зонах дробления, возникавших под влиянием процессов коллизии на Алдано-Становом щите после затвердевания гранулитовых магм в стадию пластичных коровых плит. Хрусталеобразованию способствовала все еще повышенная температура не успевших полностью остыть пород, которая обуславливала высокую растворимость кремнекислоты. Это согласуется со значительной древностью процессов хрусталеобразования (1,83–1,75 млрд лет).

С процессами коллизии связано образование золотого оруденения в Каларо-Учурском металлогеническом поясе, видимо, путем мобилизации золота при замещении высокотемпературных минералов низкотемпературными в базитах зон диафтореза, т.е. по гипотезе Ж. Филлипса и Д. Гровса, разработанной для зеленокаменных поясов. Это согласуется с развитием золотого оруденения преимущественно в участках диафтореза основных и ультраосновных метаморфизованных пород, для которых характерен высокий кларк золота. При процессах коллизии происходило также образование анортозитов путем выжимания еще полностью не затвердевших плагиоклазовых кумулатов базитового слоя континентальной коры. Связанная с алданскими и анабарскими анортозитами апатит-титан-железорудная минерализация имеет кумулятивно-магматический генезис.

Таким образом, формирование главных полезных ископаемых раннедокембрийских обстановок (железо, флогопит, апатит, хрусталь, глиноземистое сырье, золото) обусловлено вытекающими из специфики этих обстановок преимущественно хемогенными и эоловыми процессами образования первых осадков и процессами их метаморфогенного преобразования. Отсутствие характерных для малоглубинных гранитоидов типов оруденения, несмотря на массовое развитие гранит-мигматитов и гнейсо-гранитов, может быть объяснено высоким давлением при их кристаллизации. Как отмечалось, оно резко повышало растворимость летучих компонентов в расплаве и препятствовало их удалению при затвердевании.

ОБСТАНОВКА ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

С этой обстановкой связано образование важнейшего полезного ископаемого Якутии – алмазодносных кимберлитов. Согласно декомпрессионно-фрикционной модели (Шкодзинский, 1995), кимберлитовые магмы формировались в результате фрикционного подплавления идентичных им по составу высокбарических остаточных дифференциатов магматического океана вдоль глубинных сколов, возникших в мантийной литосфере при раздвижении нижнелитосферных блоков под влиянием растекания вещества нижнемантийного плюма (рис. 18.12). Подплавленные кимберлитовые субстраты выжимались вдоль зон тектонических разрывов и преобразовывались в кимберлитовые магмы под влиянием декомпрессионного переплавления.

Декомпрессионно-фрикционный генезис этих магм подтверждается субсолидусной (обычно 900–1200 °С), а не субликвидусной (1500–1700 °С) температурой глубинных минеральных равновесий в родственниках кимберлитам вкрапленниках и во включениях в алмазе; присутствием в кимберлитах значительного количества мантийных ксенолитов, которые не оседали в кимберлитовых магмах вследствие высокого содержания в них твердых фаз и поэтому большой их вязкости в глубинных условиях; наличием обратной зональности в некоторых глубинных вкрапленниках в кимберлитах, обусловленной протеканием процессов фрикционного и декомпрессионного плавления при магмообразовании; присутствием включений карбонатов, флогопита и других богатых некогерентными компонентами минералов в алмазе благодаря формированию этого минерала и магм в кимберлитовых по

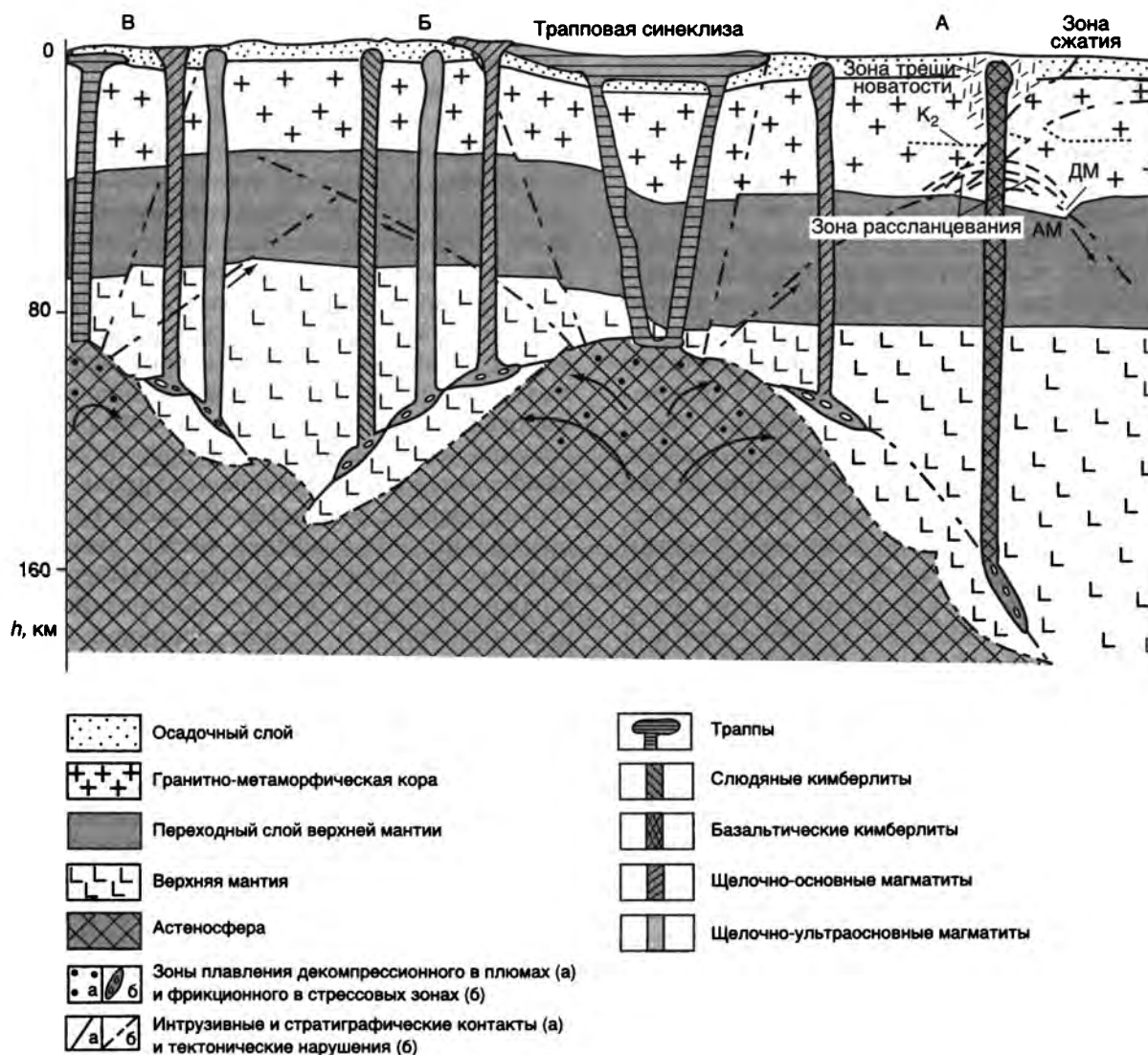


Рис. 18.12. Геодинамическая модель формирования кимберлитовых и основных магм в условиях значительной (А), умеренной (Б) и малой (В) мощности континентальной литосферы (Шкодзинский, 1995)

K_2 – промежуточная отражающая граница коры, АМ – аномальная мантия, ДМ – депрессия на поверхности Мохо

составу субстратах, и другими данными (Шкодзинский, 1995).

Выводившие кимберлитовые магмы в верхние горизонты коры тектонические сколы возникли в первую очередь по уже существовавшим ослабленным тектоническим зонам, что является причиной расположения трубок различного возраста в одних и тех же полях и приуроченности последних к линейным зонам большой протяженности. Зарождение кимберлитовых магм в зонах фрикционного разогрева подтверждается выносом ими ксенолитов деформированных перидотитов, температура минеральных равновесий в которых на 200–300 °С выше, чем в недеформированных, а также признаками подплавления перидотитов в процессе деформаций. Повышенная температура выносимых ксенолитов обуславливает существование излома на реконструируемых по ним линиях геотермических палеоградиентов. Прямая корреляция глубинности этого излома с алмазонасностью кимберлитов (Шкодзинский, 1995) свидетельствует о том, что кимберлитовые магмы формировались в родоначальных для кимберлитов зонах тектонических деформаций, а не пересекали их при подъеме.

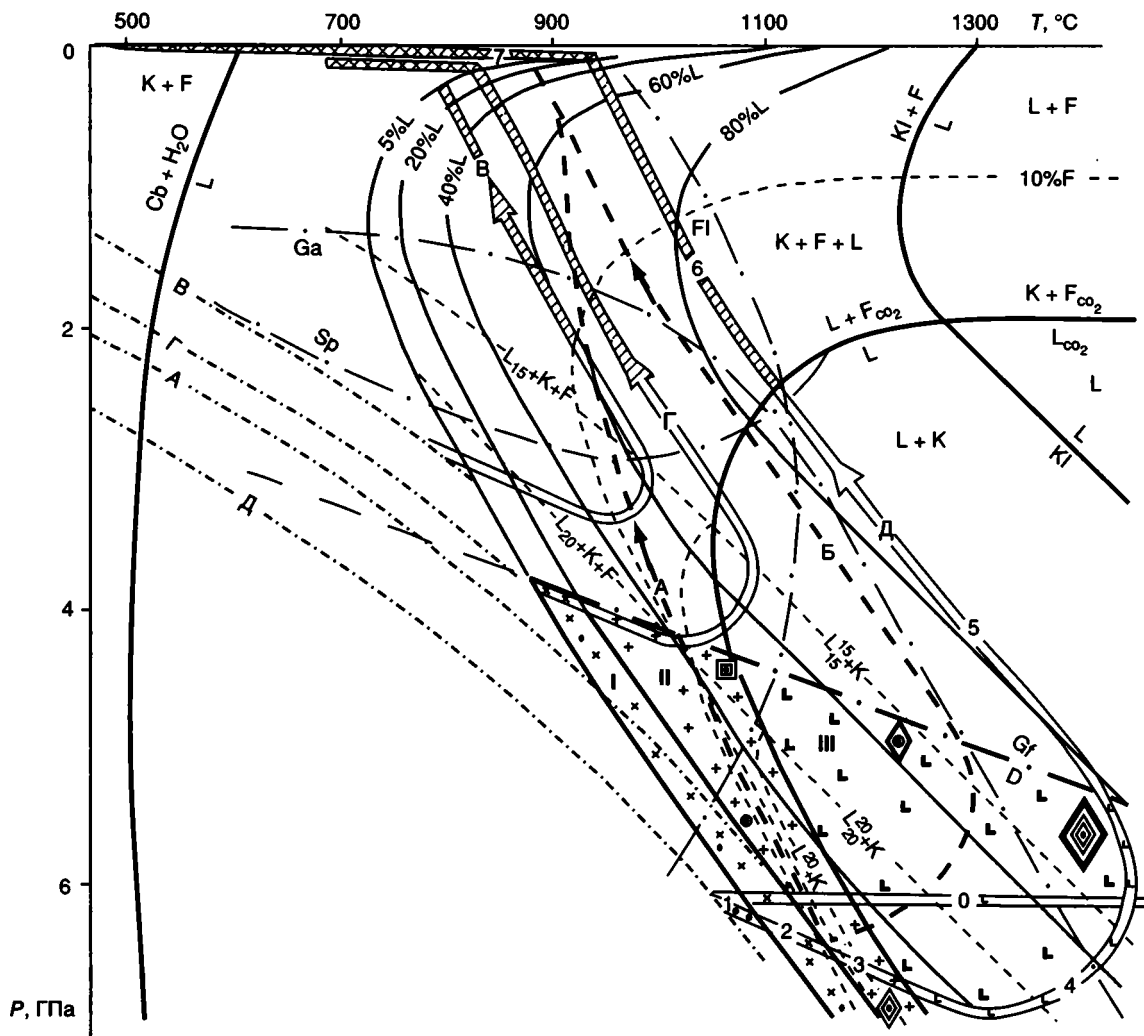
Как иллюстрирует рис. 18.12, при характерной для древних платформ большой мощности литосферы глубинные сколы в ней должны иметь значительную протяженность и в связи с этим пересекать разноглубинные части континентальной литосферы с содержащимися в них различными дифференциатами магматического океана – от наиболее глубоких бедных щелочами кимберлитовых до последовательно менее глубоких щелочно-ультраосновных и различных щелочно-основных. В связи с этим наименее глубокие щелочно-базальтовые магмы должны были зарождаться в непосредственной близости от формировавшихся над центром плюма отрицательных структур. С удалением от них должны были возникать щелочно-ультраосновные и далее кимберлитовые магмы. Последние могли не формироваться, если континентальная литосфера имела пониженную мощность и в ней не сохранились наиболее глубокие дифференциаты постаккреционного магматического океана. Под отрицательными структурами должны были формироваться большие объемы толеитовых магм в результате декомпрессионного плавления нижнемантийного вещества плюма. Именно такая среднестатистическая зональность распределения названных магматических пород установлена Ю.А. Караваевым и В.И. Поспеевым (1990) для Сибирской платформы.

На рассчитанной по опубликованным экспериментальным данным фазовой P – T диаграмме (рис. 18.13) (Шкодзинский, 1995) показаны главные свойства кимберлитовых магм при различ-

ных P – T условиях: положение солидуса и ликвидуса, содержания расплава и флюида, концентрации воды и углекислоты в расплаве, поля устойчивости граната, шпинели, флогопита, графита и алмаза. Двойные линии со стрелками отражают рассчитанную эволюцию кимберлитовых магм при фрикционном (участки 1–3) и декомпрессионном (участки 4, 5) плавлении и затвердевании (участки 6, 7).

Положение линий эволюции показывает резкое возрастание содержания твердых фаз в кимберлитовых магмах при высоком давлении и переход их вещества в преимущественно твердофазное состояние, что подтверждает декомпрессионно-фрикционное происхождение этих магм. На малоглубинной стадии подъема (участки 6 на линиях эволюции) содержание твердых фаз в этих магмах также возрастало в результате снижения давления летучих после вскипания расплава при декомпрессии. Декомпрессионная кристаллизация сначала происходила медленно и приводила к образованию вкрапленников. На поздних стадиях подъема скорость ее резко увеличивалась, кристаллы не успевали зарождаться и кристаллизоваться и происходило остеклование расплава. Вязкость магм резко возрастала, они не могли течь по узким трещинным магмоводам и начинали подниматься в виде вязких диапиров. Под влиянием нарастания разницы между законсервированным высоким внутренним давлением газовой фазы и понижающимся внешним литостатическим давлением происходила эксплозивная дезинтеграция этих диапиров с формированием эксплозивных диатрем и различных брекчий, что объясняет залегание большинства кимберлитов в виде брекчиевых трубок. Автолитовые брекчии возникали из наименее декомпрессионно затвердевших частей кимберлитовых магм. В глубоких условиях кимберлитовые магмы могли кристаллизоваться без эксплозивных явлений, что служит причиной перехода кимберлитовых брекчий с глубиной в массивные кристаллические кимберлиты. Большинство некимберлитовых магм относительно более высокотемпературные, их подъем происходил в правой части поля твердые фазы+расплав+флюид и поэтому не сопровождался декомпрессионным затвердеванием и эксплозивной дезинтеграцией. Это объясняет специфику текстуры и условий залегания кимберлитов, отличающую их от других магматических пород.

В процессе эксплозий температура кимберлитового материала почти мгновенно уменьшалась на несколько сот градусов за счет адиабатического расширения газов и теплоотдачи в ксенолиты более холодных вмещающих пород. Химически высокоактивное распыленное стекло при пониженной температуре вступало в реакцию с H_2O и



- Границы полей разного фазового состава магм и формирования в них центральной (I), промежуточной (II) и периферийной (III) областей зональных кристаллов алмаза (D)
- Изоконцентраты расплава (L)
- — — Изоконцентраты флюидной фазы (10%F) и H₂O (L₁₀ и др.) и CO₂ (L¹⁵) в расплаве
- · — — Границы устойчивости шпинели (Sp), граната (Ga) и флогопита (Fl)
- - - - - Линии различных геотермических градиентов (обозначены прописными буквами)
- Маловероятные линии эволюции магм при подъеме и затвердевании
- ↔ Вероятные линии эволюции магм при подъеме и затвердевании

Рис. 18.13. P-T диаграмма фазового состава и эволюции кимберлитовых магм с 10% H₂O и 10% CO₂ (Шкодзинский, 1995)

На линиях эволюции: 0-2 – этапы образования преимущественно центральных областей зональных кристаллов алмаза [дофрикционный, связанный с остыванием мантии (0), предфрикционный, обусловленный небольшими вариациями P и T в субстратах (1), раннефрикционный, связанный с зарождением кимберлитовых мигм (2)], 3 – позднефрикционный этап формирования промежуточных областей; 4 – раннемагматический этап образования периферийных областей; 5, 6, 7 – этапы соответственно завершения образования, декомпрессионного затвердевания и эксплозивной дезинтеграции кимберлитовых магм. Рисунки кристаллов примерно отражают морфологию и размер зерен алмаза, наиболее часто формирующихся на различных этапах генерации кимберлитовых магм. Gf – графит, Cb – твердые фазы карбоната в солидусных условиях, Kf и K – твердые фазы кимберлита в ликвидусных и в промежуточных условиях

CO₂ и замещалось серпентином и карбонатом, что является причиной широкого развития этих минералов в якутских кимберлитах.

В первых научных гипотезах прошлого века предполагалось, что алмаз в кимберлитах, по-

добно другим минералам, образовался в результате процессов внутрикамерной магматической кристаллизации (Lewis, 1887). С появлением данных Россини и др. о высокобаричности равновесия графит-алмаз широкое распространение по-

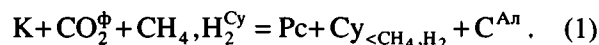
лучили представления о кристаллизации алмаза на глубинных этапах остывания магмы (Williams, 1932; Соболев, 1960). Однако детальные исследования показали, что включения минералов в алмазе отличаются по составу и возрасту от минералов кимберлитов (Boyd et al., 1985), алмазы были найдены в ксенолитах эклогитов и перидотитов (Vonpeu, 1899; Соболев и др., 1966, 1969). Поэтому в настоящее время наиболее распространены представления о кристаллизации алмаза в мантийных породах и о механическом захвате его кристаллов поднимающимися кимберлитовыми магмами, т.е. о ксеногенности алмаза в кимберлитах (Сардасских, Ровша, 1960; Prinz et al., 1975).

Все эти представления тем не менее не объясняют имеющихся данных. Не ясно, почему алмаз образуется не в богатой углеродом (в виде CO_2) кимберлитовой магме, а в бедных им эклогитах и перидотитах и почему он сохраняется в магме при длительном подъеме. Ксеногенному происхождению алмазов противоречат значительно более устойчивое содержание алмаза в однотипных по петрографическому составу кимберлитах одной и той же трубки (по Зольникову и др., (1990) от 0,01 до 0,05 усл. ед. в автолитовых брекчиях трубки Юбилейная) по сравнению с мантийными ксенолитами (от 0 до 5 об. %); более широкое распространение перидотитового парагенезиса включений по сравнению с эклогитовым в алмазах, тогда как ксенолиты алмазоносных эклогитов встречаются намного чаще, чем таковые перидотитов; специфичность кристаллографических форм и размера алмазов в каждой трубке и корреляция их с составом кимберлитов; тонкие структуры роста во многих алмазах, свидетельствующие о кристаллизации их в жидкой среде; различия внутренней структуры, минеральных включений и температуры их образования в алмазах кимберлитов и ксенолитов и некоторые другие данные (Шкодзинский, 1995).

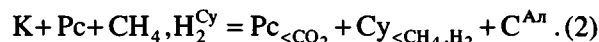
Разработанные модели формирования кимберлитовых магм и их исходных субстратов в новом свете представляют генезис алмаза в кимберлитах. Положительный наклон линии графит–алмаз на диаграмме P – T свидетельствует о том, что небольшое количество алмаза должно было сформироваться при остывании кимберлитовых субстратов за счет графита, выделявшегося из остаточного расплава магматического океана (участок 0 на линии эволюции). Это объясняет присутствие иногда в центрах роста алмаза включений графита, очень древний (до 3,5 млрд лет) возраст некоторых минеральных включений в алмазе и ксеноморфную округлую форму центральных частей некоторых кристаллов, возникшую за счет их роста в твердой среде.

Фрикционное подплавление кимберлитовых

по составу субстратов в зонах нижнелитосферных сколов приводило к резкому снижению фугитивности воды в системе вследствие растворения ее в расплаве, к протеканию реакции образования воды за счет метана и водорода, растворенных в основном в сульфидах (Cu), и углекислоты флюида ($\text{CO}_2^{\text{ф}}$). С учетом вхождения воды в расплав эта реакция имеет вид:



Выделившийся свободный углерод кристаллизовался в виде алмаза. С растворением флюида в расплаве при дальнейшем плавлении (поле $L + K$ на рис. 18.13) необходимая для реакции углекислота заимствовалась из расплава:



Реальность этих реакций алмазообразования подтверждается их обратным течением при кристаллизации кимберлитовых магм с формированием на поверхности кристаллов матировки, сахаровидности, шагрени и каналов травления за счет окисления их водой, выделившейся из расплава (Хайдаров и др., 1986).

Небольшая часть алмазов в зонах фрикционного разогрева могла формироваться еще до начала зарождения в них кимберлитовых магм (участок 1 на линии эволюции), часть их возникла при преимущественно твердофазном состоянии кимберлитовых субстратов (до 20 % расплава, участок 2), а часть – после значительного фрикционного плавления (участок 3). Предположение об образовании части алмазного вещества на фрикционном этапе зарождения кимберлитовых магм объясняет: 1) признаки пластических деформаций, обламывания и последующей регенерации центральных областей многих кристаллов алмаза; 2) тонкозональное строение внутренних и промежуточных областей некоторых кристаллов, связанное с неравномерностью тектонических перемещений и процессов фрикционного плавления в зонах сколов; 3) обилие включений минералов в центральных частях кристаллов, обусловленное быстрым ростом этих частей в преимущественно твердофазной среде; 4) присутствие среди включений фаз, типичных для кимберлитовых субстратов (карбонатов, флогопита, богатого летучими и калием стекла) и не характерных для перидотитов и эклогитов, обусловленное зарождением магм в этих субстратах; 5) широкое распространение во включениях сульфидов, связанное с зарождением алмаза в кимберлитовых субстратах на поверхности зерен этих минералов, выделявших необходимые для алмазообразования CH_4 и H_2 ; 6) присутствие во включениях самородных металлов и карбидов, обусловленное возникновением их также в окрестностях кристаллов сульфидов вследствие восстановления некото-

рых оксидов металлов метаном и водородом при плавлении; 7) широкое развитие кубической и ромбододекаэдрической огранки центральных областей многих октаэдрических кристаллов, связанное с пониженной температурой образования этих частей (см. рис. 18.13) (Шкодзинский, 1995).

После фрикционного подплавления кимберлитовые субстраты выжимались в верхние части литосферы, плавилась и преобразовывались в кимберлитовые магмы. При высоких степенях плавления кристаллы алмаза росли в относительно свободных условиях расплава при повышенной температуре (часть 4 линий эволюции). Это является причиной совершенства огранки и внутренней структуры периферических областей большинства кристаллов алмаза, редкого присутствия в них включений минералов и чаще всего октаэдрической их огранки.

Большая часть алмазного вещества в кимберлитах является твердофазным продуктом инконгруэнтного плавления при формировании кимберлитовых магм, т.е. имеет магматическое происхождение. Это согласуется с результатами экспериментов М. Аримы с коллегами (Arima et al., 1993), получивших алмазы, морфологически идентичные кимберлитовым, при нагревании кимберлита до 1800–2000 °С при давлении 7,0–7,7 ГПа. Подтверждается это и приуроченностью кристаллов алмаза в эклогитовых ксенолитах к межзерновому пространству, выполненному продуктами частичного плавления (Тальникова, Павлова, 1993).

На малоглубинных стадиях подъема алмаз подвергался процессам окисления водой, выделявшейся при кристаллизации расплава, тем в большей степени, чем медленнее протекали процессы этой кристаллизации. Это объясняет обычно низкую алмазоносность глубинных интрузивных кимберлитов, небольшие размеры и резорбированность в них кристаллов алмаза. Эксплозивная дезинтеграция верхних декомпрессионно затвердевших частей кимберлитовых магматических колонн обуславливала почти мгновенное снижение температуры кимберлитового материала на 500–600 °С за счет адиабатического расширения газов и теплоотдачи в ксенолиты холодных вмещающих пород (Шкодзинский, 1995). Это редуцировало процесс позднемагматического окисления алмазов и служило причиной обычно хорошей их сохранности и повышенного содержания в кимберлитовых брекчиях по сравнению с массивными кимберлитами.

В связи с образованием алмазов на глубинной стадии формирования кимберлитовых магм наиболее алмазоносны самые глубинные из них, возникшие в областях с наиболее мощной и низкотемпературной литосферой (низкотемпературный геотермический градиент D на рис. 18.13). Это определяет высокую алмазоносность ким-

берлитов областей, наиболее удаленных от зон поздней тектонической активизации (синеклиз, рифтов). С минимальным проявлением такой активизации в метаморфических комплексах, имеющих очень древний абсолютный возраст, связана приуроченность к ним алмазоносных кимберлитов, известная как правило Клиффорда. Зависимость температуры и глубины формирования кимберлитовых магм от величины геотермического градиента является причиной специфичности содержания, размеров, огранки и качества кристаллов алмаза в большинстве трубок.

С обстановкой внутриконтинентального рифтогенеза связано также формирование карбонатитосодержащих щелочно-ультраосновных плутонов. Наиболее крупным из них в Якутии является плутон Томтор, образование которого, как и других плутонов такого состава в Уджинской металлогенической зоне, видимо, было обусловлено процессами рифтогенеза при возникновении одноименного рифейского авлакогена. Богатство щелочно-ультраосновных карбонатитосодержащих магматических пород щелочами, углекислотой, танталом, ниобием и РЗЭ связано с глобальными процессами магматического фракционирования глубинных мафических частей постаккреционного магматического океана при формировании исходных субстратов щелочно-ультраосновных магм. Последующие процессы внутрикамерного фракционирования последних приводили к увеличению содержания этих элементов в остаточных расплавах. Плавление начиналось в результате фрикционного тепловыделения в глубинных тектонических зонах и завершалось под влиянием декомпрессии при подъеме магмы. Большая длительность формирования плутона Томтор (от 810 до 240 млн лет) и значительные его размеры свидетельствуют о существовании в мантии крупных объемов щелочно-ультраосновных пород и их периодическом преобразовании в магмы в результате возобновления тектонических движений в глубинных стрессовых зонах. Это согласуется с находками в якутских кимберлитах мантийных ксенолитов карбонатитового состава. С девонским рифтогенезом связано формирование карбонатсодержащих щелочно-ультраосновных плутонов Сетте-Дабанский металлогенической зоны. Наиболее крупный из них Горноозерский плутон содержит месторождение тантала и ниобия.

КОЛЛИЗИОННАЯ ОБСТАНОВКА

Коллизионная обстановка в Якутии существовала с конца юры до начала неокома в обширной области между восточной окраиной Сибирской платформы и приключенным к ней с восто-

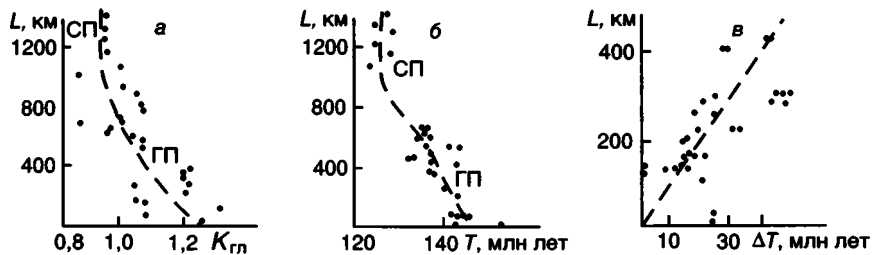


Рис. 18.14. Изменение вдоль простираия Главного (ГП) и Северного (СП) батолитовых поясов в направлении с юго-востока на северо-запад коэффициента глиноземистости $K_{гп}$ (а) и ^{40}Ar – ^{39}Ar возраста гранитоидов (б), а также “омоложение” возраста пород поперечных гранитных поясов (ΔT , млн л) с удалением от сопряженных с ними батолитовых поясов (в)

ка Колымо-Омолонским супертеррейном. Столкновение сопровождалось образованием интенсивной складчатости, надвигов, гранитных плутонов и разнообразного оруденения. Первоначально предполагалось (Парфенов, 1984; Шкодзинский и др., 1994), что крупные гранитные пояса региона (Главный, Северный, Южно-Верхоянский и поперечные пояса) имеют коллизионный генезис, а различия в их возрасте отражают более позднее проявление магмогенерирующих деформаций в удаленных от передовой зоны столкновения районах.

Впоследствии на основании полученных ^{40}Ar – ^{39}Ar определений возраста и оценки геодинамической принадлежности гранитоидов по диаграмме Пирса были высказаны представления (Lauer et al., 2001) о том, что коллизионный генезис имеет только Главный батолитовый пояс (время формирования 145–140 млн лет). Северный пояс (135–120 млн лет) образовался при процессах субдукции в связи с закрытием гипотетического остаточного океана к югу от него. С этим же событием, вероятно, сопряжено формирование западных поперечных поясов (130–123 млн лет). Образование северных поперечных поясов (106–92 млн лет) связано с растяжением земной коры. Южно-Верхоянский пояс (123–122 млн лет) также является субдукционным и синхронен образованию и развитию Удско-Мургальской магматической дуги (Парфенов и др., 1999б).

Однако эти представления находятся в противоречии с рядом данных. Главный, Северный и поперечные пояса не секут друг друга и не разобщены между собой, как должно было быть в случае их различной геодинамической природы, а плавно переходят друг в друга и являются единым магматическим “ожерельем”, окаймляющим Колымо-Омолонский супертеррейн со стороны Сибирской платформы и северных террейнов. Состав гранитоидов и их абсолютный возраст при переходе от одного пояса к другому изменяются постепенно, а не скачкообразно. Это иллюстрирует рис. 18.14, где показано из-

менение нормированного по кремнекислоте отношения $(\text{Al} - 2\text{Ca})/(\text{Na} + \text{K}) = K_{гп}$ в гранитоидах (исключая остаточно-магматические мусковитовые граниты) Главного и Северного поясов начиная с плутона Чьорго (см. рис. 18.14а) и такие же изменения возрастов гранитов начиная с плутона Капризный (см. рис. 18.14б). Рис. 18.14в отражает уменьшение возрастов плутонов вдоль всех поперечных зон начиная от центральной оси Главного и Северного поясов. Коэффициент $K_{гп}$ является петрохимическим показателем щелочности условий образования гранитоидов (Шкодзинский и др., 1992), а его нормированная по кремнекислоте величина (Зеленова, 1994) позволяет избежать зависимости этого коэффициента от основности пород и сопоставлять гранитоиды, различающиеся по составу. Пространственное единство рассматриваемых поясов и иллюстрируемая рис. 18.14 плавность изменений состава и возраста гранитоидов при переходе от Главного к Северному и к поперечным поясам указывают на их единую геодинамическую природу.

На диаграмме Пирса (рис. 18.15) гранитоиды Главного, Северного и Южно-Верхоянского поясов (по аналитическим данным Н.А. Горячева (1998)) попадают в район сочленения полей коллизионных, островодужных и внутриплитных магматитов. При этом составы пород “субдукционных” Северного и Южно-Верхоянского поясов размещаются в областях коллизионных и внутриплитных гранитоидов даже в большей мере, чем коллизионного Главного пояса. Точно так же на отражающих геодинамическую природу магматитов диаграммах Л.С. Бородина (см. рис. 7.23) и Бачелора, Боудена (см. рис. 7.13) составы гранитоидов Главного, Северного и поперечных поясов попадают практически на одни и те же участки, удаленные от полей типичных субдукционных магматитов и перекрывающие поля коллизионных пород. Поэтому особенности состава гранитоидов не доказывают субдукционную природу Северного и Южно-Верхоянского

поясов, а подтверждают их единое происхождение с Главным поясом – коллизионное.

Судя по геодинамической карте Якутии (Парфенов, 1994), Северный батолитовый пояс расположен в основном в пределах преддугового осадочного комплекса, на другой схеме (Парфенов и др., 1999б) – в пределах аккреционного комплекса. Выделение в таких комплексах субдукционного гранитоидного пояса означает, что он сформировался в районе зоны Бенъофа. Данные по современным субдукционным областям опровергают возможность образования здесь гранитоидов. В таких комплексах гранитоиды могут быть только коллизионными, возникшими в результате деформаций и фрикционного плавления кристаллической коры в зоне столкновения плит.

В современных геодинамических обстановках субдукционные магматические пояса расположены около краев плит параллельно им, что обусловлено рассмотренным ранее механизмом образования здесь магм. Поэтому отнесение к субдукционным Южно-Верхоянского и поперечных поясов, ориентированных поперек краев плит и на большом удалении от них (особенно для западных поперечных поясов), противоречит закономерностям распространения и образования магматических пород в субдукционных обстановках. Представляется неправомерным связывать процессы формирования коровых магматических поясов с очень удаленными от них процессами движения плит на основании их синхронности, так как магмогенерирующие тектонические деформации (ввиду их неупругого разрушающего характера), в отличие от сейсмогенных упругих, распространяются медленно (соизмеримо со скоростью движения плит). Северный и Южно-Верхоянский гранитоидные пояса расположены конформно простиранию складчатости вмещающих толщ, которая, несомненно, имеет коллизионное происхождение. В районах распространения этих поясов не выделяются тектонические деформации или осадочные толщи, образование которых связано с процессами субдукции. Следовательно, существуют только признаки коллизионного образования этих поясов и отсутствуют признаки их субдукционного генезиса.

Все рассматриваемые гранитоидные пояса имеют коллизионное происхождение. Уменьшение их возраста с удалением от передовой зоны коллизии является естественным следствием меньшей скорости распространения тектонических деформаций в земной коре. При современной ширине зоны коллизионного магматизма в среднем около 500 км, сокращении ее в результате деформаций в 1,7 раза и разнице возрастов гранитоидов в 40 млн лет (см. рис. 18.14а) скорость распространения деформаций состав-



Рис. 18.15. Положение составов гранитоидов Главного (ГП), Северного (СП) и Южно-Верхоянского (ЮВП) поясов на диаграмме Пирса (Pearce et al., 1984a) (использованы аналитические данные из работы: Горячев, 1998)

ляла $5 \cdot 10^7$ см · $1,7 \cdot 4 \cdot 10^7$ лет $\approx 2,1$ см/год. Это соответствует скорости современных движений плит (обычно первые см/год) и согласуется с моделью коллизионного генезиса всех гранитоидных поясов.

В свете рассмотренной ранее декомпрессионно-фрикционной модели магмообразования формирования Главного батолитового и сопряженных с ним поперечных поясов представляется следующим (рис. 18.16) (Шкодзинский, 1992). При столкновении Колымо-Омолонского супертеррейна с Верхоянской пассивной окраиной фундамент последней вследствие его относительно небольшой плотности не мог глубоко затягиваться совместно с мантийной литосферой под супертеррейн. Поэтому он скучивался, между субдуцируемой мантийной литосферой и относительно неподвижным кристаллическим фундаментом возникал тектонический срыв, происходило интенсивное фрикционное тепловыделение и плавление кислых ортоogneйсов. При выжимании в верхние части земной коры подплавленные породы перерабатывались под влиянием декомпрессии и преобразовывались в гранитоидные магмы. Максимальное фрикционное подплавление происходило в передовой зоне столкновения. Как показали расчеты (Шкодзинский и др., 1994), мощность подплавленного нижнекорового слоя здесь превосходила 10 км. Это обусловило возникновение трассирующей передовую зону Главного батолитового пояса. С удалением от этой зоны масштабы смещения мантийной литосферы по отношению к коре и фрикционного тепловыделения сокращались примерно пропорционально относительному расстоянию до супертеррейна, что явилось причиной соответствующего уменьшения количества и размеров гранитоидных интрузий. В этом же напра-

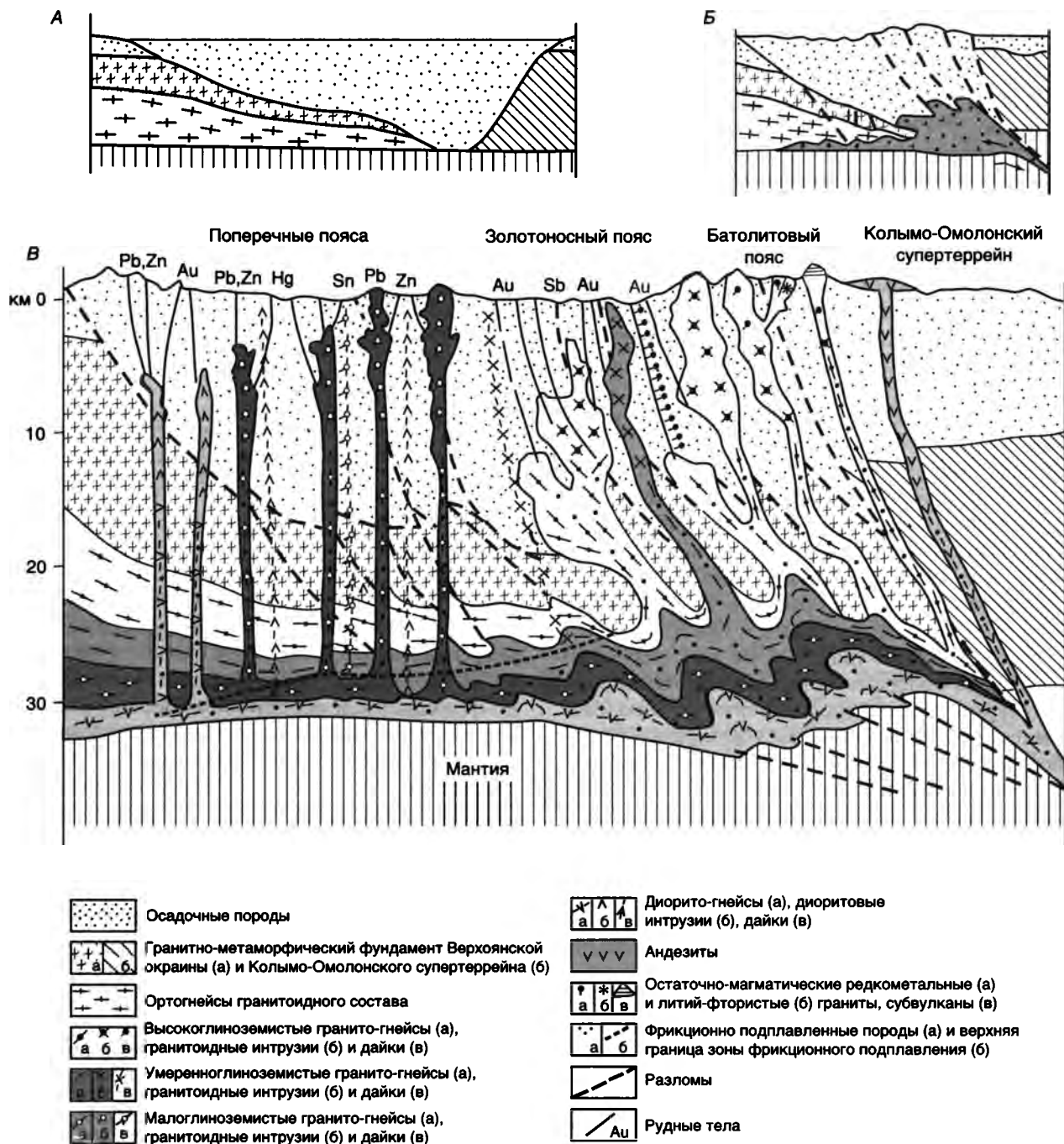


Рис. 18.16. Петролого-геодинамическая модель образования гранитоидов Главного батолитового пояса, поперечных гранитных поясов и связанного с ними оруденения (Шкодзинский, 1992)

Этапы: А – предколлизийный, Б – синколлизийный, В – постколлизийный

влении снижалась сила тектонического выдавливания подплавленных пород, что обусловило уменьшение высоты подъема интрузий и присутствие по юго-западной периферии пояса цепи нескрытых гранитных батолитов. С последними связаны отрицательные гравитационные аномалии, ореолы низко- и среднетемпературного метаморфизма и рудные месторождения. Плавлению сначала подвергались породы нижней коры, имеющие в среднем повышенную основность, а

затем, по мере дальнейшего разогрева, – расположенные выше более кислые. Это является причиной гомодромной эволюции магматизма от малых интрузий среднего и основного состава к гранитоидному батолитовому.

Как иллюстрирует рис. 18.3, верхних уровней земной коры, соответствующих современному эрозионному срезу, могли достигать лишь относительно высокотемпературные разновидности магм, формировавшиеся на поздних стадиях кол-

лизи, когда фрикционный разогрев был максимальным. Это служило причиной поздней или посткладчатого возраста интрузий региона, выражающегося в некоторой конформности их по отношению к складчатым структурам или полной независимости от них (особенно в поперечных поясах), в отсутствии в гранитоидах массовых проявлений разгнейсования, милонитизации и катаклаза. Более низкотемпературные ранние и синколлизийные магмы декомпрессионно затвердевали при подъеме в глубинных условиях (поля I и II на рис. 18.3) и не достигали уровня современного эрозионного среза. С этими ранними гранитоидами по всем признакам (несколько более древний возраст, ассоциация с отрицательными гравитационными аномалиями и др.) связаны широко распространенные в районе поля “догранитного” метаморфизма и оруденения.

Если вдоль Главного батолитового пояса произошла сильная деструкция кристаллического фундамента в результате деформации и плавления, то к юго-западу он был менее разрушен и раскалывался на микроплиты. Поперечные пояса интрузий, видимо, образовались на границах коровых микроплит, расходившихся под влиянием расклинивающего давления супертеррейна. Относительная постепенность изменения простираций поперечных поясов с юго-западного на юго до субдолготного на севере при сохранении субперпендикулярности к краю супертеррейна подтверждает возможность такого их генезиса. Согласуется с ним и максимальное развитие этих рядов (Южно-Тирехтяхский, Северно-Тирехтяхский, Эге-Хайский) в центральной части коллизийной области, где давление супертеррейна было наибольшим и где он соприкасался с краем пассивной окраины заостренным выступом своей границы.

Тас-Кыстабытский пояс гранитоидов, видимо, возник вдоль юго-западной границы корового клина, выдавливавшегося на юго-восток из зоны коллизийного сжатия. Это согласуется с его сочленением с трассируемой сгущением поперечных поясов областью максимального сжатия. Относительно древний возраст его гранитоидов (144–141 млн лет) обусловлен началом столкновения супертеррейна с пассивной окраиной в области северной оконечности этого пояса и выдавливанием клина на самой ранней стадии коллизии.

В передовой зоне столкновения вследствие большей мощности зоны фрикционного разогрева (см. рис. 18.16) подплавлялись относительно малоглубинные малощелочные кислые дифференциаты глобального магматического океана. Это стало причиной широкого распространения мезо- и лейкократовых высокоглиноземистых гранитоидов в Главном батолитовом поясе. При-

сутствующие в этом поясе интрузивы умеренно-глиноземистых гранитоидов возникли при подъеме более глубинных дифференциатов. Вследствие небольшой глубины зарождения (25–28 км) формировавшиеся магмы были чаще всего относительно низкотемпературными (поля II и III на рис. 18.3), вязкими, декомпрессионно затвердевали при подъеме на глубине 2–4 км и не изливались на земную поверхность, что является причиной незначительного распространения кислых вулканитов в этом поясе. Самые глубинные и высокотемпературные их разности слагают субвулканы.

Высокая вязкость препятствовала широкому проявлению в этих магмах процессов внутрикамерного фракционирования, с чем связано относительно небольшое распространение в Главном поясе редкометальных лейкогранитов и ассоциирующего с ними кварц-касситеритового и кварц-вольфрамитового оруденения. Редкометальные граниты и субвулканы распространены в основном по окраинам пояса (Чыбагалахская металлогеническая зона), где увеличивались глубина зарождения (см. рис. 18.16) и температура магм.

Повышенное давление препятствовало выкипанию хлора и углекислоты при кристаллизации магм и приводило к достижению их высоких концентраций в остаточных расплаве и флюиде (см. рис. 18.6). В результате происходило интенсивное растворение и вынос из магм и глубинных вмещающих пород золота, имеющего высокое химическое сродство к этим летучим, и формирование большого количества золоторудных месторождений вдоль юго-западной периферии Главного пояса, где расположена цепь нескрытых глубинных интрузивов. Так возник Главный золотоносный пояс Северо-Востока России (Адыча-Нерская и другие металлогенические зоны за пределами Якутии). Для этого оруденения характерно низкое содержание сульфидов, поскольку исходные магмы лейкократового состава были слабосернистыми. Зарождение золотоносных гидротерм в наиболее глубинных магматических телах объясняет удаленность большинства золото-кварцевых месторождений от вскрытых на современном срезе плутонов.

Связь многих гидротерм с наиболее глубинными ранне- и синколлизийными гранитоидами, относительно низкотемпературные магмы которых не могли подниматься на верхние уровни земной коры, привела к формированию ранних золото-кварцевых жил, которые метаморфизованы обнажающимися на современном срезе позднеколлизийными гранитоидами. Для состоящих из таких жил месторождений обычно предполагается метаморфогенный генезис. Однако такое предположение не согласуется с многими данными. При метаморфизме осадоч-

ных пород, как правило, с незначительным содержанием золота и выносящих его летучих не существует эффективного механизма концентрирования этих летучих, подобного магматической кристаллизации и фракционированию. “Метаморфогенные” месторождения имеют те же элементы-примеси и стадии минералообразования, что и несомненно связанные с гранитами. Особенно противоречит такому генезису уменьшение температуры при формировании жил, так как при этом вода должна поглощаться в метаморфических породах в результате образования гидроксилсодержащих минералов, что препятствует зарождению гидротерм. Например, в самых типичных “метаморфогенных” хрусталеносных жилах Верхоянья максимальная температура декрипитации кварца от ранних жил к поздним понижается от 510 до 370 °C (Аплонов, 1976). Все это указывает на связь “метаморфогенных” жил с ранними глубинными гранитоидными интрузивами.

Родоначальные гидротермы расположенных в золотоносном поясе сурьмяных месторождений являются более глубинными, чем таковые золоторудных месторождений (см. рис. 18.6). Длительность кристаллизации гранитоидов в глубинных условиях (десятки млн лет) значительно больше, чем в малоглубинных. Это может быть одним из объяснений более молодого возраста сурьмяного оруденения по сравнению с золотым.

В зонах развития поперечных поясов глубина зарождения магм была повышенной (см. рис. 18.16) вследствие уменьшения мощности подплавления слоя, что приводило к погружению его кровли. Это является причиной в среднем несколько повышенной основности, щелочности, температуры формировавшихся там магм и пониженной их вязкости. Понижение вязкости способствовало внутрикамерному фракционированию в этих магмах с накоплением олова в остаточных расплавах и флюидах и образованием характерных для этих поясов оловянных месторождений (Яно-Адычанская металлогеническая зона). Повышенная основность магм является также причиной богатства этих месторождений сульфидами. Уменьшение силы выдавливания магм, вызывавшее увеличение глубины их размещения по направлению к Сибирской платформе в соответствии с рис. 18.6, могло быть причиной развития в юго-западных частях поперечных поясов полиметаллического, сурьмяного, ртутного, а иногда и золотого оруденения.

На окончании трассирующей зону максимального сжатия Северо-Тирехтяжского и Эге-Хайского поперечных поясов расположены крупные месторождения серебра Западно-Верхоянской металлогенической зоны. В последнее время на основании сходства изотопного состава

свинца из руд этих месторождений с таковым базальтов и описанного случая пересечения серебряной жилы дайкой кварцевых порфиров высказаны представления (Костин и др., 1997б) о формировании наиболее ранних руд в результате выноса серебра морской водой из девонских рифтогенных базальтовых покровов и силлов, подобно образованию “черных курильщиков” в современных океанах. В связи с этим месторождения рассматриваются как образовавшиеся в обстановке пассивной окраины.

Однако эти представления не согласуются с некоторыми данными. Размещение рассматриваемых месторождений на окончании трассирующей зону максимального сжатия крупных поперечных поясов, закономерное положение их на периферии описанной коллизионной региональной рудной зоны, аналогичное таковому в других районах коллизионной области, размещение рудных тел в участках нарушения сплошности пород при складкообразовании между пластами различной жесткости и в зонах тектонических нарушений (в том числе и в надвигах явно коллизионного происхождения), нехарактерность для рудных тел интенсивных процессов будинажа и катаклаза, наложенность развитых в районе гидротермальных процессов березитизации на мезозойские магматические породы противоречат доколлизионному генезису оруденения и указывают на его позднеколлизионное происхождение, подобно другому оруденению рассматриваемой области. Описанный случай пересечения оруденения дайкой кварцевого порфира свидетельствует лишь о связи части рудных гидротерм с более ранними глубинными гранитоидами (как в случае “метаморфогенного” золотого оруденения) и не противоречит сделанному выводу. Поведение изотопов свинца пока еще слишком плохо изучено, поскольку ни одна из предложенных Pb изотопных моделей не учитывает существования процессов глобального магматического фракционирования при образовании Земли. Поэтому данные по изотопам свинца не могут быть главными при определении генезиса месторождений.

При корреляции процесса образования серебряных месторождений с развитием коллизии положение их на окончании поперечных поясов лучше всего увязывается с уменьшением силы тектонического выдавливания магм на удалении от передовой зоны столкновения и большой глубиной размещения здесь гранитных тел, которая, видимо, была благоприятной для зарождения богатых серебром гидротерм, поскольку химические свойства его достаточно близки к таковым золота.

Интенсивная складчатость Южно-Верхоянской части Яно-Колымской области свидетельст-

вует о сближении Охотского террейна с Сибирской платформой под влиянием приращения Колымо-Омолонского супертеррейна и о закрытии существовавшего здесь морского бассейна с континентальной корой. Особенностью этого процесса было проявление синхронных с ним деформаций кристаллических пород, которые происходили одновременно с субдукцией мантийной литосферы под Охотский террейн. Движение последнего было обусловлено давлением Колымо-Омолонского супертеррейна и, по-видимому, не вызывалось растеканием и погружением астеносферных потоков, как это происходит в зонах субдукции вдоль окраин современных океанов (см. рис. 18.4). Поэтому субдукция здесь не приводила к образованию известково-щелочных вулканитов, что объясняет отсутствие их на западной окраине Охотского террейна.

Коллизионные деформации обусловили образование Аллах-Юньского пояса гранитоидов по механизму, аналогичному таковому для Главного пояса (см. рис. 18.16). Окончание рассматриваемого пояса в районе северного края Охотского террейна и субсогласное со складчатыми структурами простирающиеся подтверждают его коллизионное происхождение. Отличия от Главного пояса заключаются в том, что ширина Южно-Верхоянской части складчатой области сокращалась примерно в 2 раза меньше, чем Яно-Колымской, что является причиной меньших масштабов фрикционного тепловыделения между ссучивавшейся корой и погружавшейся мантийной литосферой. Это обусловило относительно небольшой размер Аллах-Юньского пояса, меньшую среднюю температуру его магм, более глубокие условия их размещения и повышенную роль в этом поясе синскладчатых глубинных гранитоидов. Последнее является причиной широкого развития здесь золотого оруденения, особенно западнее Аллах-Юньского пояса, где расположена главная масса нескрытых интрузивов (Аллах-Юньская металлогеническая зона), большой роли среди месторождений “метаморфогенных”, несколько более древних, чем вскрытые на современном срезе батолиты, и широкого распространения полей дислокационно-термального метаморфизма. Повышенная мощность коры обусловила большую в среднем щелочность и основность гранитоидов. Последняя является причиной более высокой сульфидности золотого оруденения.

Северная часть Яно-Полоусной металлогенической зоны перекрыта более поздними отложениями, что затрудняет восстановление ее истории и генезиса. Большая в среднем щелочность и основность гранитоидов Северного пояса по сравнению с Главным и более широкое развитие здесь вулканитов указывают на зарождение его магм в более глубоких условиях, что согласует-

ся с большей в среднем современной мощностью коры под этим поясом. Такие магмы были более высокотемпературными, менее вязкими и размещались на более верхних уровнях коры (см. рис. 18.3). Они интенсивнее фракционировали в магматических камерах и в соответствии с рис. 18.6 должны были в повышенных количествах генерировать оловоносные гидротермы. Это объясняет более широкое развитие здесь, по сравнению с Главным поясом, оловянного и относительно меньшее – золотого оруденения. Особенно благоприятные условия для формирования оловянного оруденения существовали в западной части зоны, где вследствие уменьшения силы тектонического выжимания магм с удалением от Колымо-Омолонского супертеррейна интрузии располагались на все более глубоких уровнях. Это было благоприятным также для сохранения месторождений от эрозии и объясняет присутствие здесь крупных оловянных месторождений (Депутатский рудный район). Повышенная в среднем основность магм является причиной высокого содержания сульфидов в рудах.

Еще большая в среднем глубинность размещения интрузивов в земной коре на крайнем западе Яно-Полоусной зоны объясняет широкое развитие здесь золотого и сурьмяного оруденения (Куларская металлогеническая зона). С повышением глубинности отделения гидротерм на удалении от гранитоидных плутонов связано появление полиметаллического оруденения на флангах оловоносных районов и ртутного – на периферии Яно-Полоусной металлогенической зоны.

Анализ генезиса оруденения Верхояно-Колымской области позволяет выделить в ней две зоны коллизии – передовую и тыловую. К передовой зоне относятся Главный, Аллах-Юньский и Северный гранитоидные пояса. Для нее характерно касситерит-кварцевое, золото-кварцевое, иногда сурьмяное оруденение. К тыловой зоне принадлежат области развития поперечных поясов гранитоидов. Для них типичны касситерит-сульфидное, полиметаллическое и серебряное оруденение. Различия между этими зонами в конечном счете обусловлены разной интенсивностью проявления в них мамогенерирующих коллизионных деформаций.

СУБДУКЦИОННАЯ ОБСТАНОВКА

Проявления этой геодинамической обстановки широко распространены в Якутии. Островодужные магматические комплексы известны в Алазейском, Олойском и Хетачанском террейнах (Parfenov, 1994). В пределах Колымо-Омолонского супертеррейна выделяется позднеюрский Уяндино-Ясачненский субдукционный вул-

канический пояс. Альб-позднемиловый Охотско-Чукотский окраинно-континентальный магматический пояс протягивается вдоль восточной границы Азиатского континента.

Как показано выше (см. рис. 18.4), образование известково-щелочной серии окраинных субдукционных магматических поясов обусловлено процессами фракционирования астеносферных очагов толеитовой магмы, компрессионно кристаллизовавшихся в погружавшемся астеносферном веществе. Связанная с большой глубиной образования высокая первичная температура магм является причиной преобладания в этих поясах вулканических пород над интрузивами. Раскислением остаточных расплавов в фракционирующих астеносферных магматических очагах по мере их погружения под опускающуюся океаническую плиту обусловлено преобладание кислых вулкаников в тыловых, а основных – в передовых частях магматических поясов.

Богатство родоначальных для магматитов толеитовых магм халькофильными элементами является причиной широкого распространения халькофильного оруденения в таких поясах (свинцово-цинковое и медное оруденение Уяндино-Ясачненского и Охотско-Чукотского поясов). В наиболее кислых остаточных дифференциатах магматических поясов возрастало содержание олова и хлора. Это обусловило связь оловянного, золотого и серебряного оруденения с кислыми магматитами (оруденение Куйдусунской впадины). Для образования высокорудноносных гидротерм благоприятно повышенное давление при кристаллизации магм (см. рис. 18.6), поэтому оруденение чаще всего ассоциирует с интрузивными телами и значительно реже – с вулканиками. Различная основность, большое количество и преимущественно небольшой размер интрузивных тел объясняют многочисленность, разнометальность и обычно небольшие параметры рудных тел.

К тыловой зоне южной активной континентальной окраины Северной Азии относятся многофазные мезозойские щелочные интрузии Алдано-Станового щита на юге Якутии. Гранитоидные батолиты Станового пояса и вулканиды Удского пояса, расположенные к югу от Якутии, представляют собой магматическую дугу этой активной континентальной окраины (Парфенов, 1984). Щелочные магматиты тыловых зон таких окраин могут быть связаны как с процессами фрикционного подплавления глубинных частей континентальной литосферы, так и с фракционированием компрессионно кристаллизующихся магматических очагов в опускающихся астеносферных потоках (см. рис. 18.4). Многофазность мезозойских интрузивов Алдано-Станового щита и преобладание в них гомодромной тенденции указывают скорее на связь их с астеносферными очагами.

Установленное геофизическими данными присутствие нескрытых на современном срезе плутонов (Черкасов, 1979) свидетельствует о кристаллизации значительных объемов магмы при высоком давлении, благоприятном для образования золотоносных гидротерм (см. рис. 18.6). Этим, по-видимому, объясняется широкое распространение золотого оруденения, ассоциирующего со щелочными интрузивами (Южно-Якутский металлогенический пояс).

Приведенные в этой главе данные свидетельствуют о существовании четкой связи между тектоническими, магматическими и рудообразующими процессами в каждой геодинамической обстановке при основополагающем влиянии глобальных тектонических движений. Механизм такой связи выясняется при учете роли процессов глобального магматического фракционирования на ранней стадии эволюции Земли в образовании мантии, коры и исходных субстратов магм.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЯКУТИИ В КОНТЕКСТЕ ГЕОДИНАМИКИ СЕВЕРА ТИХООКЕАНСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Тектоника литосферных плит, являющаяся теоретической основой современной геологии, показывает, что тектоническая эволюция региона и геодинамические процессы, которые привели к формированию его земной коры, не могут быть правильно поняты вне связи со смежными территориями и тектоническими структурами. Это особенно касается Якутии, многие тектонические структуры которой продолжают далеко за ее пределы, а на ее территории мы подчас обнаруживаем результаты геодинамических процессов, имевших место за сотни и даже тысячи километров от ее границ. Тектоническая эволюция Якутии рассматривается в контексте тектонической эволюции всего севера тихоокеанского обрамления, которое являлось местом взаимодействия Северной Азии, северо-запада Северной Америки, тихоокеанских и арктических плит начиная с раннего докембрия и вплоть до настоящего времени. В основу рассмотрения фанерозойской истории региона положены результаты многолетних (начиная с 1989 г.) работ по международному проекту по тектонике и металлогении российского Дальнего Востока, Аляски, Канадских Кордильер и севера Японии, в которых Л.М. Парфенов принимал участие в качестве одного из авторов. В рамках данного проекта были составлены и опубликованы карта террейнов севера тихоокеанского обрамления, серия металлогенических карт и объяснительные записки к ним (Nokleberg et al., 1994b; 1996; 1997a, b; 1998a), а также электронный вариант карт, составленный с использованием GIS технологий (Nokleberg et al., 1998b). Информация о результатах работ по проекту доступна в Internet/Web (<http://minerals.er.usgs.gov/wr/majdeps.html> и <http://wrgis.wr.usgs.gov/>).

ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

В конце раннего докембрия, согласно современным представлениям, Северо-Азиатский кратон был частью гигантского суперконтинента

Родиния (от русск. “родить, рожать”) (Mooges, Twiss, 1995), который включал также Северную Америку, Европу, Южный и Северный Китай, Австралию, Антарктиду и другие континенты (Mooges, 1991; Pelechaty, 1996). Главными тектоническими единицами суперконтинента являлись протократоны, сложенные архейскими гранит-зеленокаменными образованиями с возрастом более 2600 млн лет, и окаймляющие их протяженные протерозойские орогенные пояса нескольких возрастных генераций (от 2000 до 1000 млн лет). Примечательной особенностью восточной части Северо-Азиатского кратона является то, что в его пределах раннепротерозойские орогенные структуры представлены исключительно гранулитовыми поясами с возрастом метаморфизма около 2000 млн лет.

Изотопные данные по более изученному Северо-Американскому кратону свидетельствуют о том, что большая часть его земной коры (55%) была сформирована в архее (до 2500 млн лет), в том числе и в пределах протерозойских орогенных поясов, и только 45% коры – в протерозое (от 2300 до 1200 млн лет), преимущественно на юго-восточной и западной окраинах кратона за счет аккреции к его архейскому ядру террейнов с протерозойским возрастом коры (Hoffman, 1989).

Механизм формирования огромных объемов континентальной коры в архее во многом остается загадочным, и существует несколько альтернативных гипотез. Многие, в первую очередь американские, авторы интерпретируют архейские гранит-зеленокаменные области в терминах моделей тектоники литосферных плит и обнаруживают в их составе аналоги вулканических островных дуг и аккреционных клиньев (Hoffman, 1989). Гранулитовые комплексы, которые известны среди части гранит-зеленокаменных образований, рассматриваются как глубоко эродированные срезы тех же геологических комплексов. Вместе с тем ряд данных заставляет сомневаться в правомерности таких прямых аналогий. В частности, обращает на себя внимание отсутствие в архее офиолитов – реликтов архейской

океанической коры, своеобразный стиль тектоники гранит-зеленокаменных террейнов, который определяется амебообразными зеленокаменными поясами, разделенными куполами тоналитов и тоналито-гнейсов. Характерны коматиты – древние ультраосновные и базальтовые лавы с высокими содержаниями Mg, Ni и Cr, неизвестные в протерозойских и фанерозойских толщах. Упомянутые выше изотопные данные свидетельствуют о том, что формирование континентальной коры в архее происходило не только на площади протократонов, сложенных гранит-зеленокаменными образованиями, но и на большей площади разделяющих их протерозойских орогенных поясов, т.е. охватывало пространства в миллионы квадратных километров, превосходящие по своим размерам поля распространения фанерозойских траппов. Оригинальная модель формирования архейской континентальной коры разрабатывается В.С. Шкодзинским (она была изложена в главе 18).

Протерозойские орогенные пояса во многом сходны с фанерозойскими, особенно те, которые известны в составе Северо-Американского кратона (Hoffman, 1989). Как и фанерозойские пояса, они протягиваются на тысячи километров при ширине до нескольких сот километров между обрамляющими их более древними континентальными блоками – протократонами. Для протерозойских орогенных поясов Северной Америки характерен зональный метаморфизм от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Во многих из них хорошо выражены осадочные призмы пассивных континентальных окраин, представленные фронтальными складчато-надвиговыми поясами. В зоне хинтерланда устанавливаются окраинно-континентальные доколлизийные магматические дуги и синколлизийные проявления магматизма и метаморфизма. В Северной Америке и на Балтийском щите известны офиолиты с возрастом около 2000 млн лет.

Сибирские гранулитовые пояса раннепротерозойского возраста, возможно, следует рассматривать в качестве аналогов примерно синхронных с ними орогенных поясов Северной Америки. Они также расположены между протократонами и имеют линейную форму, а их глубокий метаморфизм, возможно, определяется не столько спецификой формирования земной коры в раннем протерозое, сколько глубокой эрозией. Вместе с тем нельзя исключать и возможность их формирования в связи с фракционированием раннедокембрийского магматического океана, как это предполагается гипотезой В.С. Шкодзинского (см. главу 18).

Амальгамация протократонов Северной Америки произошла в интервале 1980–1650 млн лет, и примерно в это же время началась аккре-

ция террейнов к юго-восточной и западной окраинам континента, которая завершилась около 1000 млн лет назад (Hoffman, 1989).

Формирование Северо-Азиатского кратона ранее датировалось предрифейским временем, т.е. примерно в 1600–1700 млн лет (Косыгин и др., 1964), поскольку в пределах складчато-надвиговых поясов, расположенных по его периферии, устанавливаются мощные толщи рифейского возраста миогеоклинального типа (Сетте-Дабан, Туора-Сис, Патомское нагорье, Енисейский кряж), а во внутренних районах кратона известны пологозалегающие платформенные рифейские отложения. Вместе с тем, согласно имеющимся палеомагнитным данным, кратон как единое целое возник лишь в венде, поскольку только вендские отложения характеризуются однородной ориентировкой векторов остаточной намагниченности горных пород на большей его площади. Для рифейских отложений намечаются по крайней мере три блока: Анабарский, Алданский и Ангарский с различной ориентировкой векторов остаточной намагниченности горных пород (Khranov et al., 1985). Согласно палеомагнитным данным, все эти блоки в предвендское время находились в районе экватора, но недалеко друг от друга, и их взаимная ориентировка отличалась от современной. На основе палеомагнитных данных предполагалось существование в пределах кратона линейных орогенных поясов рифейского возраста, спаявших Анабарский, Алданский и Ангарский блоки (Pargenov, 1991, 1994). Как было показано в главе 4, в настоящее время имеются данные, позволяющие наметить такой пояс (с возрастом около 1400 млн лет), расположенный между Анабарским и Алданским блоками и сливающийся к востоку с более широкой орогенной структурой в основании Верхоянского складчато-надвигового пояса.

РАСПАД ПРОТЕРОЗОЙСКОГО СУПЕРКОНТИНЕНТА И ФОРМИРОВАНИЕ СЕВЕРО- АЗИАТСКОГО КРАТОНА

Формирование Северо-Азиатского кратона, так же как и Северо-Американского, принято связывать с распадом протерозойского суперконтинента Родиния, который произошел, скорее всего, в результате рифтогенеза и сопровождался последующим термальным опусканием и формированием по его периферии пассивных континентальных окраин, как предполагается в классических моделях тектоники литосферных плит (Burke, Dewey, 1973). Время отчленения Северной Америки от суперконтинента и фор-

мирования ее западной окраины (в современных координатах) оценивалось в 1500 млн лет (Sears, Price, 1978), в 850–820 млн лет (Stewart, 1976) и 750 млн лет (Mooge, 1991; Pelechaty, 1996). На основе изучения скоростей накопления палеозойских отложений Кордильерской миогеоклинали время раскола определяется в интервале 625–555 млн лет (Bond et al., 1984). Возраст северной границы континента во Франклинском орогенном поясе оценивается в интервале 750–630 млн лет (Trettin, 1989).

Образование восточной границы Северо-Азиатского кратона и откол Сибири от протерозойского суперконтинента, по-видимому, следует датировать концом позднего рифея – самым началом венда, т.е. около 650 млн лет. Начиная с венда здесь идет устойчивое термальное опускание, которое продолжалось и в раннем палеозое до раннего девона включительно. Рифейские авлакогены (см. главу 5) представляют собой недоразвитые ветви тройных рифтовых систем, определивших начало раскола суперконтинента, согласно классической модели К. Берка и Дж. Дьюи (Burke, Dewey, 1973), но полный раскол Родинии произошел, по-видимому, позднее, в самом конце рифея – начале венда.

Восточная окраина Северо-Азиатского кратона является погруженной с полно развитым на ней клином осадочных горных пород, сформированным на пассивной окраине Сибирского континента. В отличие от нее южная окраина кратона является поднятой и представлена Алдано-Становым щитом, который на юге граничит с Монголо-Охотским орогенным поясом, представляющим собой, по существу, офиолитовую шовную зону (Парфенов и др., 1999в). Такие поднятые окраины кратонов было предложено называть трансформными (Парфенов и др., 1996а). Их образование не связано с рифтогенезом, а представляет собой результат скольжения океанической плиты вдоль окраины континента по трансформному разлому или крупному сдвигу. Возраст этой границы неясен. В пределах Монголо-Охотского орогенного пояса наиболее древние породы океанического происхождения фаунистически датируются силуром и девонем. Рифейский возраст, который приписывается широко представленным здесь образованиям океанического типа, не доказан и вызывает сомнение (Парфенов и др., 1999в).

РИФТОГЕНЕЗ И АККРЕЦИЯ ТЕРРЕЙНОВ В ФАНОРОЗОЕ

Тектоническая эволюция земной коры Якутии рассматривается в контексте эволюции всего севера тихоокеанского обрамления. На

рис. 19.1–19.8 представлена серия палеотектонических схем, которые составлены на основе ранее опубликованных карт с некоторыми исправлениями и дополнениями (Парфенов и др., 1999б; Nokleberg et al., 1998а). Взаимное положение Северной Азии и Северной Америки, показанные на этих схемах для интервала ранний мел–современная эпоха, основывается на данных о спрединге в Северной Атлантике (Srivastava, Tapscott, 1986), а для более раннего времени – на палеомагнитных данных по Северной Америке и Русской платформе (Van der Voo, 1990) и Сибири (Khramov et al., 1985; Didenko, Pechersky, 1993). При определении положения террейнов относительно континентов в различные геологические эпохи предпочтение отдавалось стратиграфическим, структурным и палеобиогеографическим данным, которые по возможности корректировались палеомагнитными (Nokleberg et al., 1998а). На представленных схемах аббревиатурами обозначены некоторые террейны, магматические пояса и разломы. Их собственные названия приведены в условных обозначениях к схемам, а описание и местоположение опубликованы ранее (Парфенов и др., 1993; Parfenov et al., 1993; Nokleberg et al., 1994b, 1997b, 1998а, b, 1999). На схемы нанесены также металлогенические пояса, которые для территории Якутии соответствуют охарактеризованным в данной работе (см. главы 9–12). Металлогенические пояса за пределами территории республики намечены путем объединения металлогенических единиц, показанных на опубликованных ранее картах (Nokleberg et al., 1997а). Описание входящих в их состав месторождений представлено в (Nokleberg et al., 1996).

ВЕНД–РАННИЙ ДЕВОН (650–380 МЛН ЛЕТ)

После раскола протерозойского суперконтинента Родиния, который произошел в конце позднего рифея–начале венда, Сибирский, Северо-Американский и Европейский континенты начинают удаляться друг от друга, и по их периферии формируются последовательно разрастающиеся пассивные континентальные окраины. Сибирский континент этого времени можно сравнить с современной Антарктидой, которая большей частью окаймляется пассивными континентальными окраинами. Обращает на себя внимание заметное сходство в строении осадочных комплексов Верхоянской и Кордильерской пассивных окраин. В обоих регионах эти комплексы имеют близкий возраст (от конца докембрия до раннего девона включительно) и представлены преимущественно карбонатными шельфовы-

ми отложениями, включающими характерные образования “карбонатной платформы”. Такое сходство объясняется их положением на периферии единого палео-Тихого океана.

В венде–раннем девоне Приколымский, Омолонский и Охотский террейны, а также некоторые террейны Аляски были частью Верхоянской пассивной континентальной окраины. В конце кембрия к Верхоянской пассивной континентальной окраине, возможно, была аккретирована островная дуга, фрагменты которой устанавливаются в основании Омулевского террейна. Аккреция этой дуги объясняет наличие мощной толщи конгломератов в основании ордовикских отложений террейна. Начиная с этого времени Омулеский террейн становится частью Верхоянской пассивной континентальной окраины.

В конце силура–начале девона Северная Америка сталкивается с Европой, закрывается разделявший их океан Япетус, и на его месте формируется каледонский орогенный пояс Скандинавии, Восточной Гренландии и Шпицбергена. В результате возникает новый континент Евразия (Зоненшайн и др., 1990а, б). Эта коллизия, по-видимому, сопровождалась также кратковременным столкновением Северной Америки с Северной Азией, которое имело место в раннем девоне. Такое предположение может быть одним из объяснений наличия углового несогласия и конгломератов в основании девонских отложений ряда террейнов Верхояно-Колымской орогенной области (Омолонский, Охотский, Приколымский террейны, северо-восточная окраина Омулевского террейна).

СРЕДНИЙ ДЕВОН– НАЧАЛО РАННЕГО КАРБОНА (380–350 МЛН ЛЕТ)

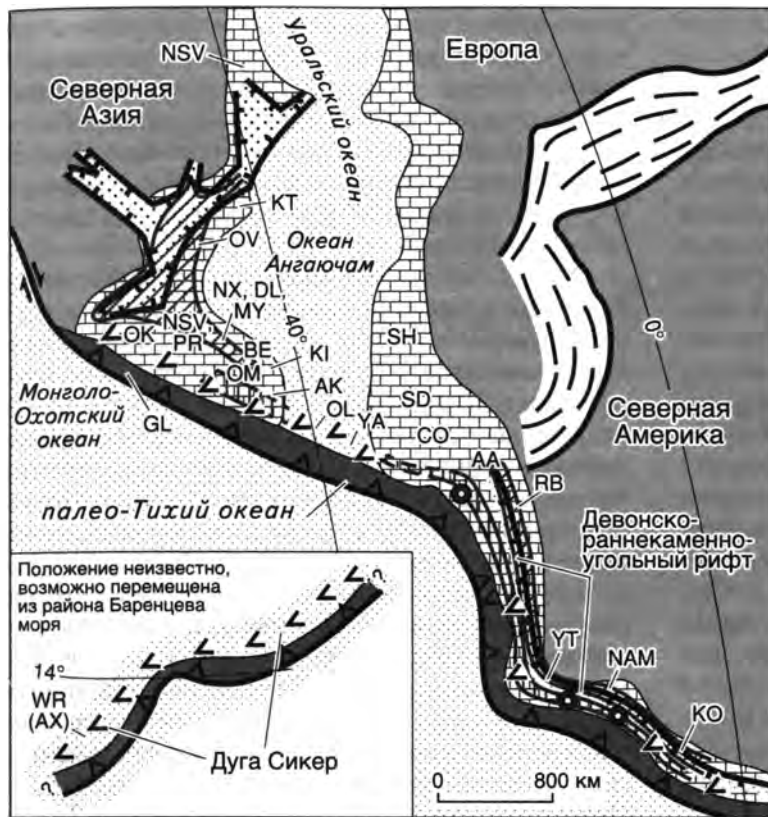
В среднем–позднем девоне Сибирский и Евразийский континенты располагались по периферии палео-Тихого океана и были разделены Уральским океаном, который протягивался через районы Западной Сибири, к северу от Таймыра (в современных координатах) и далее к востоку соединялся с океаном Ангаючам (рис. 19.1).

На окраине Северной Азии устанавливается окраинно-континентальная магматическая дуга (Parfenov, 1994; Sengör, Natal'in, 1996), фрагменты которой известны в пределах Охотского (ОК), Авековского (АК) и Омолонского (ОМ) кратонных террейнов. По простиранию она переходит в островную дугу, представленную Олойским (ОЛ) и Яракваамским (YA) островодужными террейнами. Аккреционный клин, сопряженный с окраинно-континентальной дугой, известен в Галамском террейне (GL).





На окраине Северной Америки расположена окраинно-континентальная магматическая дуга, протягивающаяся от Арктической Аляски до Калифорнии (Rubin et al., 1991; Plafker, Berg, 1994). Фрагменты этой дуги представлены морскими вулканическими породами и субдукционными гранитоидами в террейнах Арктической Аляски (AA), Колдфут (CO), Руби (RB), Сьюард (SD), Юкон-Танана (YT) и Кутени (КО). Позиция позднедевонской островной дуги Сикер, которая образует террейн Александер (AX) в составе супертеррейна Врангелия (WR), недостаточно ясна. Согласно палеомагнитным, геологическим, геохронологическим и палеонтологическим данным, допускается, что она находилась в это время в районе Скандинавии (Butler et al., 1997). Вместе с тем не исключается, что дуга передвинулась в результате дрейфа от Австралии (Butler et al., 1997).




В среднем девоне–начале карбона на обращенных навстречу друг другу окраинах Северной Азии и Северной Америки широко проявился рифтогенез, который наиболее обстоятельно изучен на востоке Северо-Азиатского кратона, в пределах территории Якутии и был охарактеризован в главе 5.

Выделяются два типа металлогенических поясов среднедевонско–раннекаменноугольного возраста. Вдоль границы Северной Америки с палео-Тихим океаном протягивается металлогенический пояс, связанный с окраинно-континентальной магматической дугой. Для него характерны массивные сульфидные руды типа Куроко, Си порфиновые, Си-Pb скарновые и полиметаллические жильные месторождения. На продолжении пояса, на окраине Северной Азии, в пределах Омолонского террейна известны Au-Ag эпитермальные жилы, Мо порфиновые и Fe скарновые проявления. В тылу активной континентальной окраины как в Северной Азии, так и в Северной Америке устанавливаются металлогенические пояса, связанные с процессами рифтогенеза, проявившимися на обращенных друг к другу окраинах континентов. Металлогенический пояс Северной Азии (см. рис. 19.1) включает связанные с девонско–раннекаменноугольным рифтогенезом металлогенические зоны Приленского металлогенического пояса (см. главу 10) и доаккреционные металлогенические зоны в составе террейнов Верхояно-Колымской орогенной области. Для рифтогенного металлогенического пояса Северной Америки наряду с Zn-Pb стратиформными и гипсовыми проявлениями того же типа, что и на окраине Северной Азии, характерны осадочно-эксплятивные Zn-Pb и Zn-Pb-Ag месторождения, в том числе такие гигантские, как Ред Дог в Арктической Аляске.





Металлогенические пояса:

-  связанные с рифтогенезом на окраинах континентов
-  связанные с надсубдукционными магматическими дугами островных дуг и активных континентальных окраин
-  коллизионные
-  связанные с зонами растяжения земной коры
-  Надвиги
-  Сдвиги: DE – Денали, FS – Фрейзер Стрейт Крик, KA – Калтаг, TI – Тинтина
-  Зоны субдукции
-  Направление взаимного перемещения океанических и континентальных плит

-  Кратоны
-  Каледонский орогенный пояс
-  Погруженные окраины кратонов (пассивные континентальные окраины и сформированные на их месте складчато-надвиговые пояса): NSV – Верхоянская, NAM – Кордильерская

Связанные с субдукцией окраинно-континентальные и островные магматические дуги:

-  преимущественно вулканические
-  преимущественно плутонические: по – Северный батолитовый пояс










-  Аккреционные клинья
-  Океанические бассейны
-  Срединно-океанические хребты
-  Континентальный склон и его подножие
-  Внутриокеанические поднятия различного происхождения
-  Коллаж аккрезированных территорий
-  Пояса коллизионных гранитоидов: та – Главный батолитовый пояс, ом – пояс Оминька-Селвин
-  Внутриконтинентальные рифты
-  Пояса гранитоидов, связанные с растяжением земной коры: tr – поперечные пояса гранитоидов Верхояно-Колымской орогенной области

Рис. 19.1. Палеотектоническая реконструкция для среднего девона–начала раннего карбона

Террейны: AA – Арктической Аляски, AG – Арга-Тасский, АК – Авековский, AL – Алазейский, AM – Амурский супертеррейн, AX – Александер, BE – Березовский, CA – Кассиар, CC – Каш Крик, CH – Чукотский, CO – Колдфут, DL – Дилингер, GL – Галамский, KI – Килбук-Айдахо, KH – Хетачанский, KK – Кенкельдинский, KL – Колымо-Омолонский супертеррейн, KN – Кулар-Нерский, KO – Кутени, KT – Котельный, MY – Мистик, NG – Нагонджинский, NX – Никсон-Форк, OK – Охотский, OL – Олойский, OM – Омолонский, OV – Омудевский, PR – Приколымский, QN – Куиснелия, RB – Руби, SD – Сьюард, SM – Слайд Маунтин, ST – Стикия, SV – Севентимайл, WR – Врангелия, YA – Яракваамский, YU – Юкон-Танана, ZL – Золотогорский

КАРБОН–РАННИЙ ТРИАС (350–240 МЛН ЛЕТ)

В результате девонского рифтогенеза от Северной Азии и Северной Америки в начале карбона были отчленены протяженные линейные фрагменты с образованием малых океанических бассейнов (рис. 19.2). Вблизи окраин Азии формируются Оймяконский океан и Омуревский хребет, включающий Омуревский (OV), Приколымский (PR), Омолонский (OM) и Березовский (BE) террейны. В качестве современного аналога Омуревского хребта может рассматриваться хребет Ломоносова в Арктике, если принять представление о его былой принадлежности к окраине Сибири и образовании в результате рифтогенеза при раскрытии Евразийского бассейна в кайнозое (Зоненшайн и др., 1990а,б). Вблизи Северной Америки возникают океанические бассейны Севентимайл и Слайд Маунтин, отделенные от океана Каш Крик хребтом, включающим отчлененные от Северной Америки террейны Юкон-Танана (YT) и Кутени (КО). На южной окраине этого хребта в конце карбона–перми формируется дуга Стикиния-Куиснелия (Monger, Nokleberg, 1996).

Котельный (КТ) и Золотогорский (ZL) террейны, террейны Никсон-Форк (NX), Диллингер (DL), Мистик (MY) и Килбук-Айдахо (KI),

ранее принадлежавшие пассивной окраине Азии, в результате рифтогенеза были отчленены от нее и в процессе продолжающегося спрединга в океане Ангаючам оказались рассеянными в его пределах. Девонская фауна террейна Никсон-Форк Аляски вплоть до видов сходна с одновозрастной фауной Приколымского террейна (Blodgett, 1998).

Могут быть высказаны две альтернативные гипотезы о природе девонского рифтогенеза и последующего откола от континентов крупных континентальных блоков. Рифтогенез мог быть результатом задугового спрединга, новообразованные малые океанические бассейны (Оймяконский и др.) возникли, подобно современному Японскому морю, в тылу островных дуг. Другое объяснение связано с более глобальными причинами. В девоне начинается закрытие Уральского океана, продолжавшееся до конца палеозоя, как результат сближения Сибири и Евразии путем их вращения вокруг полюса, располагавшегося примерно в районе п-ва Таймыр. С закрытием Уральского океана завершается формирование суперконтинента Пангея. Одновременно со сближением континентов и формированием Пангеи на северной периферии палео-Тихого океана активно проявляется противоположный процесс – от окраин Сибири и Северной Америки отчленяются разновеликие блоки, и формиру-

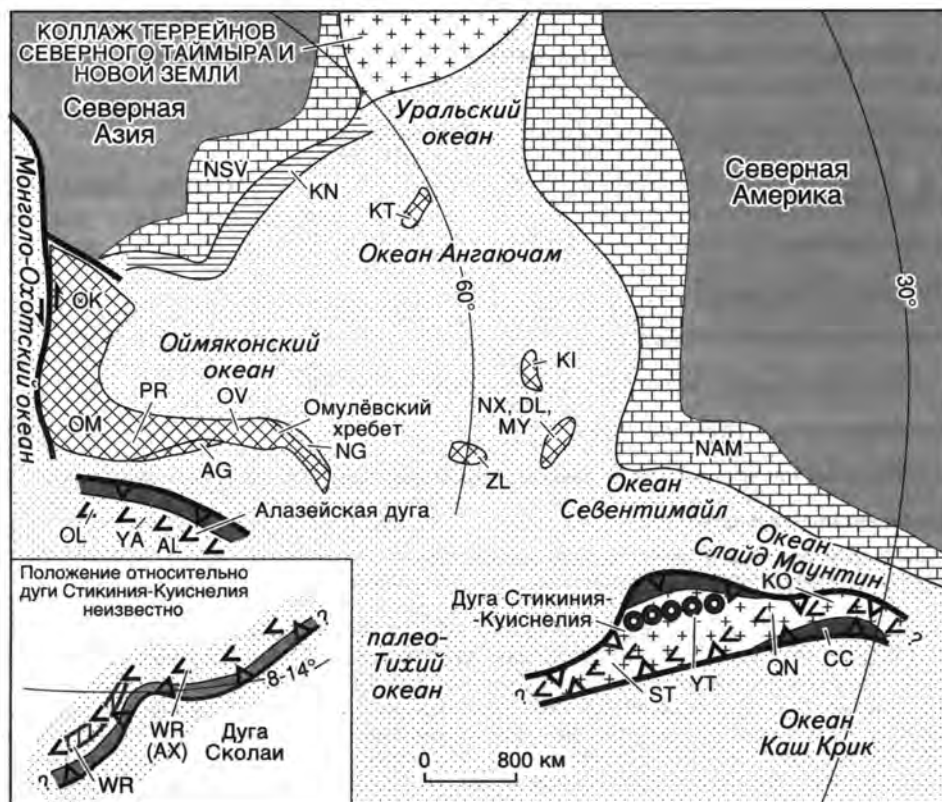


Рис. 19.2. Палеотектоническая реконструкция для карбона–раннего триаса
Усл. обозн. см. на рис. 19.1

ются малые океанические бассейны. Нельзя не обратить внимание, что раскрытие малых океанических бассейнов здесь происходило одновременно с закрытием Уральского океана и имело место к востоку от полюса вращения Сибири и Евразии. Если к западу от полюса эти континенты сближались, то по периферии севера тихоокеанского обрамления они расходились, что приводило к расширению располагавшегося между ними океанического пространства и могло сопровождаться отколом континентальных блоков и формированием малых океанических бассейнов (Pafenov, 1994). Имеющиеся палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что отчлененные континентальные блоки были наиболее удалены от материнских континентов в поздней перми–раннем триасе, т.е. в период заключительных деформаций в Уральском орогенном поясе и на Таймыре.

Металлогенические пояса каменноугольно-раннетриасового возраста в пределах рассматриваемого региона наметить не удастся. Известны отдельные месторождения и рудопроявления хромитов и асбеста в офиолитах данного возраста, слагающих тектонические пластины в ряде мезозойских аккреционных клиньев. Исключение представляет Cu скарновое, Cu порфирировое и полиметаллическое жильное оруденение островной дуги Сколаи, которая, судя по имеющимся палеомагнитным данным, находилась далеко к югу от рассматриваемого региона (см. рис. 19.2). Дискуссионен генезис Мангазейского стратифицированного Ag месторождения, описанного выше в составе Приленского металлогенического пояса Верхоянской пассивной континентальной окраины (см. главу 10). А.В. Костин (Костин и др., 1997а, б), изучивший данное месторождение, полагает, что оно формировалось в процессе накопления осадков на пассивной окраине континента за счет выноса Ag из базальтов, подобно современным рудам хребта Хуан-де-Фука в Тихом океане. Вместе с тем большинство авторов книги не разделяют данное представление, считая, что Мангазейское месторождение является гидротермальным и относится к тому же типу, что и хорошо известные в регионе Ag и Ag полиметаллические позднемезозойские жильные месторождения.

ПОЗДНИЙ ТРИАС–РАННЯЯ ЮРА (235–180 МЛН ЛЕТ)

В позднем триасе происходит существенное изменение в движении плит на севере палео-Тихого океана (рис. 19.3). Начиная с этого времени океанические плиты здесь движутся по направлению к окраинам Северной Азии и Северной Америки. В связи с этим формируются новые магма-

тические дуги, связанные с субдукцией. На северо-восточной окраине Азии закладывается Удская и продолжающая ее Кони-Мургальская окраинно-континентальные магматические дуги. Формируется Алазейская островная дуга, включающая Алазейский (AL) и Хетачанский (KH) террейны. Судя по бореальному типу фауны, она находилась недалеко от окраины Северной Азии.

Вблизи окраины Северной Америки продолжается формирование дуги Стикиния-Куиснелия, которая ороклинально изгибается в связи с косым сближением с континентом. Начинается формирование дуги Талкитна-Бонанза. Террейны аккреционного клина, сопряженные с обеими дугами (террейн Каш Крик (CC) и др.) содержат экзотическую пермскую тетическую фауну в блоках карбонатных пород, заключенных в матриксе раннемезозойского возраста (Stevens et al., 1997), что согласуется с палеомагнитными данными об их положении в это время в более южных широтах.

В позднем триасе–начале юры происходит обдукция коры части океанов Севентимайл и Слайд Маунтин на террейны Юкон-Танана, Кутени и на окраину Северной Америки (Nokleberg et al., 1998b).

Металлогенические пояса поздне триасово-раннеюрского возраста по периферии Северной Азии и Северной Америки не намечаются. В пределах дуги Стикиния-Куиснелия, располагавшейся в 5° к югу от рассматриваемой части Северной Америки, устанавливается характерный для надсубдукционных магматических дуг комплекс Cu-Au, Cu-Mo и Cu-Mo-Au порфирировых и полиметаллических жильных месторождений. В дугах Талкитна и Бонанза, располагавшихся еще в 10° к югу, устанавливается пояс месторождений массивных сульфидных руд типа Куроко, Cu и Fe скарнов, а также хромитов, связанных с офиолитами, залегающими в основании дуги, и Ni-Cu руд в габброидах, сформированных в обстановке задугового спрединга. Отсутствие подобных месторождений в Удской, Кони-Мургальской и Алазейской дугах объясняется, скорее всего, недостаточной изученностью слагающих их образований.

СРЕДНЯЯ–ПОЗДНЯЯ ЮРА (170–145 МЛН ЛЕТ)

В течение юрского периода продолжается движение плит палео-Тихого океана по направлению к окраинам Азии и Северной Америки (рис. 19.4). В конце средней юры закрывается восточная часть (в современных координатах) Монголо-Охотского океана в результате аккреции Амурского супертеррейна (AM) к южной окраине Северной Азии. В поздней юре на окраине Северной Азии продолжается формирование Уд-

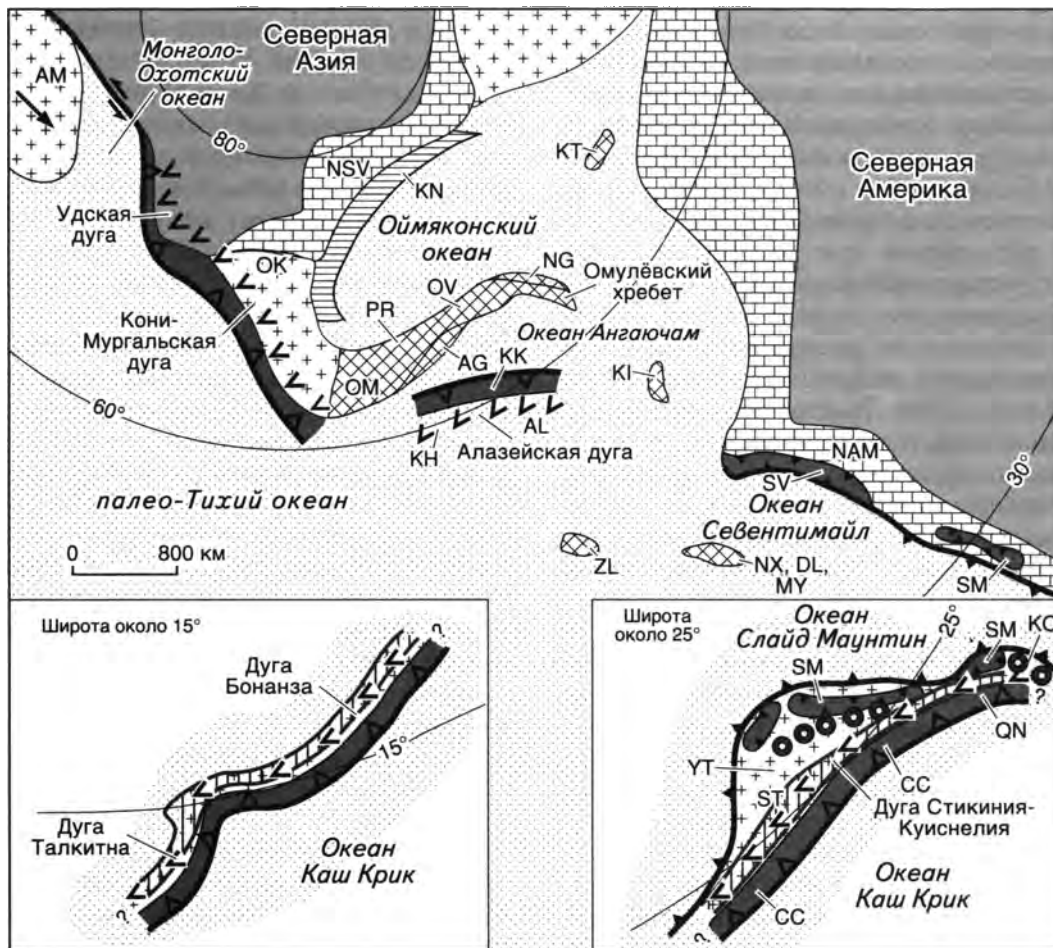


Рис. 19.3. Палеотектоническая реконструкция для позднего триаса–ранней юры
Усл. обозн. см. на рис. 19.1

ской и Кони-Мургальской магматических дуг, возникает Пекульнейская островная дуга, которая предположительно показана на продолжении Кони-Мургальской дуги.

Алазейская островная дуга в конце средней юры сталкивается с Омудевским хребтом и формируется Кольмо-Омолонский супертеррейн (KL). Столкновение сопровождается обдукцией офиолитов на Омудевский террейн. В это же время начинается спрединг в Южно-Аньюском океане. По обе его стороны формируются связанные с субдукцией магматические дуги: Уяндино-Ясачненская, Святоноская и Олойская на окраине и вблизи окраины Северной Азии, Нутесынская – на окраине и Коюкук – вблизи окраины Северной Америки. В результате начинается закрытие Оймьяконского океана и океана Ангаючам. В конце поздней юры начинается раскрытие Канадского океанического бассейна (Grantz et al., 1998).

В районе Канадских Кордильер происходит обдукция терреинов Стикиния (ST), Куиснелия (QN), Каш Крик (CC), Слайд Маунтин (SM), Юкон-Танана (YT) и Кутени (КО) на террейн Кассиар (CA) и окраину Северо-Американского

кратона. Это орогеническое событие сопровождалось деформацией, региональным метаморфизмом, утолщением земной коры, формированием анатектических гранитов (185–155 млн лет) и поднятием (Monger, Nokleberg, 1996). В пределах супертеррейна Врангелия устанавливается дуга Гравины, положение которой относительно Северной Америки не вполне ясно.

С большинством позднеюрских надсубдукционных магматических дуг сопряжены металлогенические пояса, которые несколько различаются по металлогенической специализации. Уяндино-Ясачненская дуга характеризуется массивными сульфидными рудами типа Куроко, примером которых является охарактеризованное выше месторождение Хотойдох (см. главу 11), а также расположенными на смежной территории Магаданской области Pb-Zn скарновыми и Cu порфирированными рудопрооявлениями; Олойская дуга – Cu-Mo порфирированными и Au-Ag эпитеpmальными жильными рудопрооявлениями; дуга Коюкук – хромитовыми и асбестовыми месторождениями в офиолитах основания дуги и платиной в зональных базит-ультрабазитовых плутонах; дуга Гра-

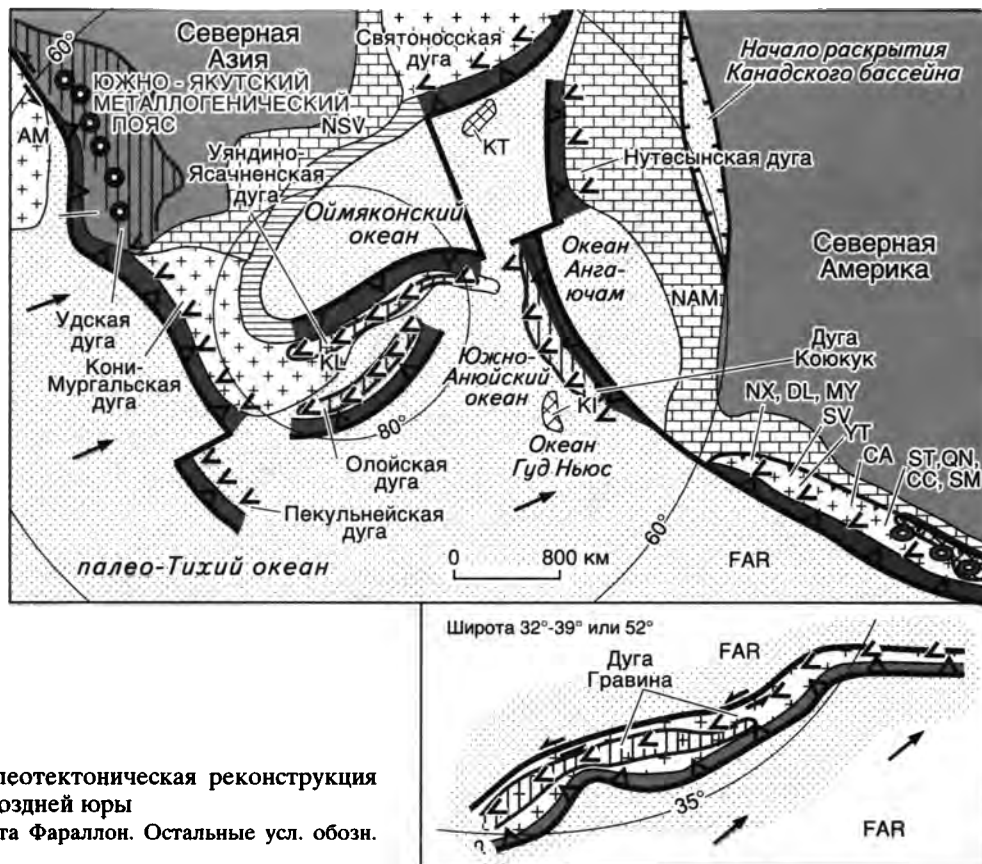


Рис. 19.4. Палеотектоническая реконструкция для средней–поздней юры
 FAR – плита Фараллон. Остальные усл. обозн. см. на рис. 19.1

вина – Cu и Cu-Mo порфировыми месторождениями и Ti-Cr-Pt месторождениями в зональных базит-ультрабазитовых плутонах. Со Становым поясом гранитных батолитов, который трассирует южную континентальную окраину Северной Азии, связаны Au-Ag эпитермальные и Au кварцевые жильные месторождения. Охарактеризованный в главе 12 Южно-Якутский металлогенический пояс с Au кварцевыми стратифицированными и жильными месторождениями приурочен к тыловой зоне этой активной континентальной окраины. На окраине Северной Америки коллизионный металлогенический пояс с Au кварцевыми и Au-Ag полиметаллическими жильными месторождениями контролируется анатектическими гранитами.

РАННИЙ МЕЛ (145–120 МЛН ЛЕТ)

В раннем мелу сохраняют активность большинство сформированных ранее магматических дуг (рис. 19.5). В тылу Кони-Мургальской дуги Колымо-Омолонский супертеррейн (KL) причленяется к Северо-Азиатскому кратону. В течение первой стадии коллизии формируется Главный батолитовый пояс (та) коллизионных гранитоидов (144–134 млн лет), во вторую стадию – Северный пояс гранитоидов (по) (127–120 млн лет), который имеет субдукционную природу;

его образование может быть связано с закрытием небольшого залива Южно-Аньюского океана.

В связи с продолжающимся раскрытием Канадского океанического бассейна начинает закрываться Южно-Аньюский океан, что сопровождается субдукцией океанической коры под расположенные на окраине Северной Америки Нутесынскую дугу и дугу Коюкук и расположенную на окраине Северной Азии Олойскую дугу.

Дуга Гравина сохранила свою активность и приблизилась к Северной Америке.

В конце поздней юры–начале раннего мела как результат столкновения Колымо-Омолонского супертеррейна с окраиной Северной Азии формируется Яно-Колымский коллизионный металлогенический пояс с характерными для него связанными с гранитоидами касситерит-кварцевыми, касситерит-вольфрамит-кварцевыми, В-Sn скарнами и Au редкометальными месторождениями, а также Au метаморфогенными и Au кварцевыми жильными месторождениями. В середине мелового периода формируется Яно-Полуосный металлогенический пояс, связанный с Северным поясом надсубдукционных гранитных батолитов и сопряженными с ним поперечными поясами гранитоидов, – Sn, W, Au, Cu, Mo месторождения и рудопроявления.

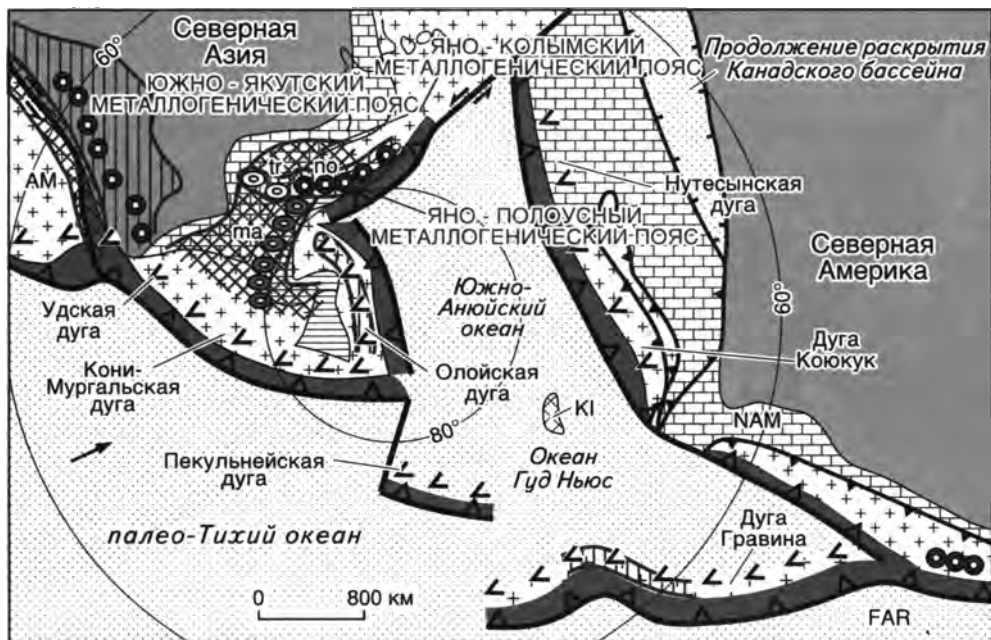


Рис. 19.5. Палеотектоническая реконструкция для раннего мела
Усл. обозн. см. на рис. 19.1, 19.4

На северной окраине Колымо-Омолонского супертеррейна сохраняет активность Олойская магматическая дуга и продолжается формирование сопряженного с ней металлогенического пояса.

После причленения к южной окраине Северной Азии Амурского супертеррейна, которое завершилось в конце средней юры, на месте разделявшего их Монголо-Охотского океана формируется Монголо-Охотский орогенный пояс. С орогенным поясом связан Селемджа-Кербинский коллизионный металлогенический пояс позднеюрско-раннемелового возраста, характеризующийся Au кварцевыми жильными месторождениями. К северу от Монголо-Охотского пояса в раннем мелу продолжается магматизм в пределах южной активной окраины Северной Азии, на площади Алдано-Станового щита, и формирование связанного с ней металлогенического пояса.

С островной дугой Гравина, располагавшейся вблизи окраины Северной Америки, связан металлогенический пояс с Mo порфиоровыми, Cu-Ag скарновыми и U месторождениями в кислых плутонических породах.

АПТ-КАМПАН (120–74 МЛН ЛЕТ)

В апте-начале альба после закрытия Южно-Анюйского океана и океана Гуд Ньюс и открытия Канадского океанического бассейна в Арктике завершается аккреция террейнов, входящих в состав мезозойских орогенных поясов (рис. 19.6). Аккреция террейнов сопровождается

формированием гигантской Аляскинской ороклинали. Формирование ее может быть обусловлено вращением Северной Америки по часовой стрелке относительно Северной Азии и сопряжено с интенсивным раскрытием Канадского океанического бассейна.

В конце альба на границе палео-Тихого океана с соединившимися в результате аккреции террейнов Северной Азии и Северной Американской формируется единая активная континентальная окраина, которая практически непрерывно прослеживается от Сихотэ-Алиня, через Северо-Восток Азии на Аляску и вдоль Канадских Кордильер до южной границы Канады. Магматические дуги этой активной континентальной окраины образованы протяженными вулcano-плутоническими и плутоническими поясами, такими как Охотско-Чукотский пояс. Местами хорошо выражены преддуговые прогибы, например Пенжинский прогиб. Фрагменты аккреционного клина активной континентальной окраины представлены целым рядом террейнов, которые известны в Корякском нагорье, на юге Аляски и на западе Канадских Кордильер.

В тылу активной континентальной окраины намечается гигантский пояс гранитоидов, которые датируются в 90–110 млн лет. Природа этих гранитоидов недостаточно ясна. Гранитоиды пояса Оминека-Селвин (om) Канадских Кордильер и Аляски принято связывать с аккрецией террейнов и обусловленными ею утолщением коры и метаморфизмом (Monger, Nokleberg, 1996). Примерно тем же временем датируется растяжение

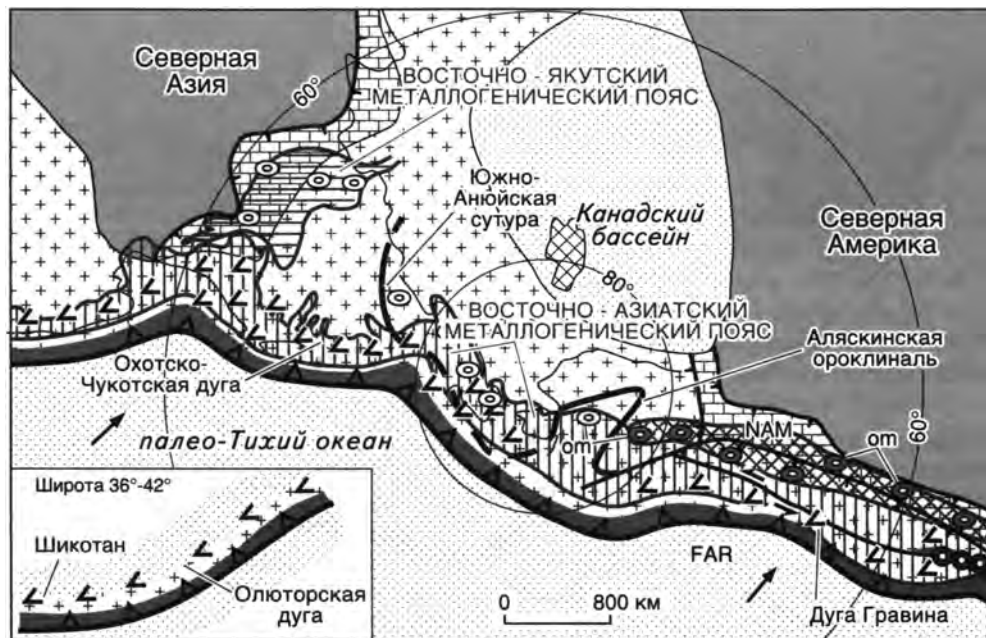


Рис. 19.6. Палеотектоническая реконструкция для апта–кампана
Усл. обозн. см. на рис. 19.1, 19.4

коры, сопровождающееся высокотемпературным метаморфизмом и гранитообразованием на востоке Чукотки, п-ве Сьюард и на юге Арктической Аляски (Miller, Hudson, 1991), а также в пределах террейна Юкон-Танана Аляски (Pavlis et al., 1993).

На территории Якутии в тылу Восточно-Азиатской активной континентальной окраины намечается широкий Индигирский пояс растяжения, который был охарактеризован в главе 8 (см. рис. 8.22), представленный линейными зонами и полями субщелочных и щелочных вулканоплутонических образований и анорогенными гранитоидами апт-позднемелового возраста. На шельфе Восточно-Сибирского моря и смежной части моря Лаптевых этот пояс растяжения представлен рифтовыми впадинами того же возраста.

С магматическими дугами альб-позднемеловых активных окраин Северной Азии и Северной Америки связан гигантский металлогенический пояс, азиатская ветвь которого известна как Восточно-Азиатский металлогенический пояс (Nokleberg et al., 1997a). Восточно-Азиатский пояс практически совпадает с Охотско-Чукотским и Восточно-Сихотэ-Алинским вулканоплутоническими поясами. В его пределах выделяется ряд металлогенических зон, различающихся по металлогенической специализации. Металлогеническая зональность наиболее отчетливо выражена на площади Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Для приокеанической части пояса характерны Cu-Mo порфиоровые и Cu-Mo скарновые ме-

сторождения, для центральной, большей части пояса – Au-Ag эпитермальные месторождения, для приконтинентальной тыловой части пояса – Sn, Ag, Sn-Ag и полиметаллические жильные, скарновые и грейзеновые месторождения, реже Sn порфиоровые и связанные с гранитами Au месторождения. К тыловой части этого металлогенического пояса относится расположенная на территории Якутии Верхне-Юдомская металлогеническая зона, которая была охарактеризована в главе 12.

Восточно-Азиатский металлогенический пояс через п-в Сьюард протягивается на Аляску и далее в Канадские Кордильеры. В составе пояса на окраине Северной Америки также выделяется ряд металлогенических зон. Для его приокеанской части здесь, как и на окраине Азии, характерны преимущественно порфиоровые месторождения, но состав их более разнообразен (Cu, Cu-Au, Mo, Cu-Mo). Наряду с порфиоровыми месторождениями установлены Zn-Pb-Cu, Ag-Au и Cu-Au-Ag скарны и полиметаллические жилы. Металлогенические зоны тыловой части пояса характеризуются Ag, Au-Ag, Au-As и полиметаллическими жильными месторождениями, Au-Ag и Hg-Sb-Au эпитермальными жильными месторождениями, Sn скарнами и грейзенами, а также Mo-Cu и Sn порфиоровыми месторождениями.

Восточно-Якутский металлогенический пояс, который большей частью расположен на территории Якутии (см. главу 12), связан с крупномасштабным растяжением земной коры общего субдолготного простирания в тылу рассматриваемой

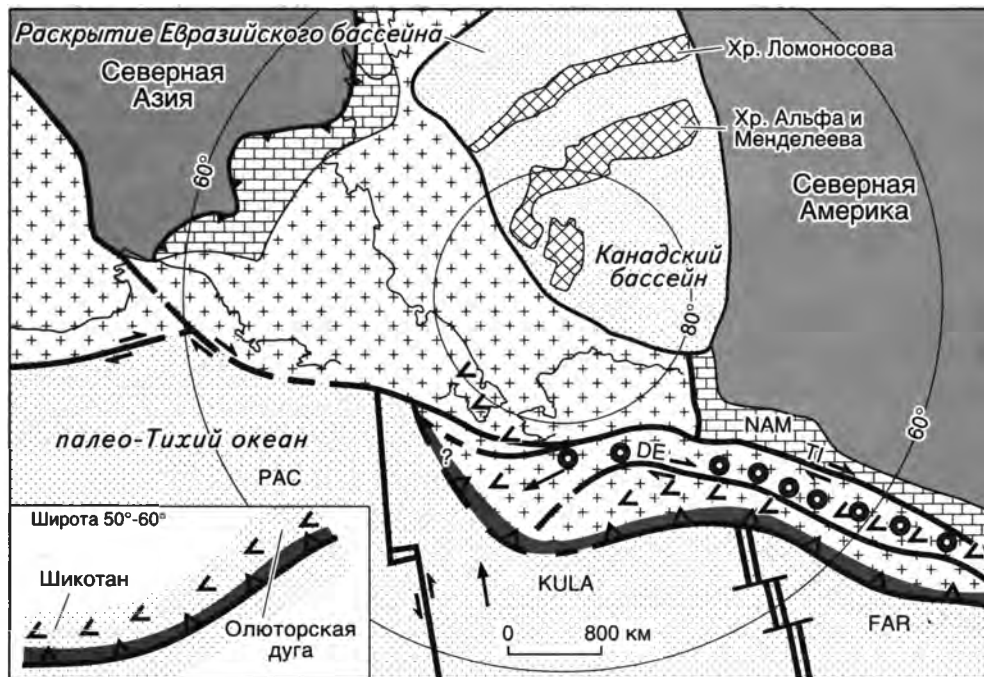


Рис. 19.7. Палеотектоническая реконструкция для маастрихта–раннего эоцена
 KULA – плита Кула, РАС – Тихоокеанская плита. Остальные усл. обозн. см. на рис. 19.1, 19.4

активной континентальной окраины. Формирование Восточно-Якутского металлогенического пояса началось в апте, тогда как начало магматизма на активных окраинах Северной Азии и Северной Америки датируется альбом или даже поздним альбомом, т.е. имело место почти на 20 млн лет позднее. Как было показано выше (см. главу 8), крупномасштабное растяжение земной коры, с которым связан Восточно-Якутский металлогенический пояс, представляется наиболее логичным рассматривать как раннюю стадию раскрытия Евразийского океанического бассейна в Арктике, которая никак не связана с альб-позднемеловой активной континентальной окраиной Северной Азии. Восточно-Якутский металлогенический пояс представлен цепочками эшелонированных металлогенических зон, вытянутых в субдолготном и северо-западном направлениях на 1500 км от Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса до шельфа моря Лаптевых. Для него характерно эпитермальное Au-Sb-Hg, Au-Sb, Ag полиметаллическое, As, Sb и Hg оруденение, а также касситерит-сульфидные месторождения, Sn-W-Mo и Au редкометальные грейзены.

Аккреция островной дуги Гравина к окраине Северной Америки и формирование связанных с ней анатектических гранитов пояса Оминька-Селвин приводят к образованию коллизионного металлогенического пояса апт-альбского возраста протяженностью около 3000 км. Для него характерны W-Cu, Zn-Pb-Ag, W-Sn-Au,

Cu-Fe и Cu-Mo скарновые, Mo порфировые, Ag и Au-Ag полиметаллические и Au-Sb жильные месторождения. Становление этого пояса предшествовало образованию активной континентальной окраины и связанного с ней металлогенического пояса.

МАОСТРИХТ-РАННИЙ ЭОЦЕН (74–50 МЛН ЛЕТ)

В конце позднего мела происходит существенное изменение в кинематике движения плит в палео-Тихом океане (Englebretson et al., 1985) (рис. 19.7). Резкое продвижение плиты Кула к северу под острым углом к окраине Северной Америки приводит к формированию на юге Аляски и западе Канадских Кордильер ряда новых магматических дуг, которые перекрывают ранее аккрецированные террейны и определяют положение активной окраины континента на расстоянии около 3200 км (Nokleberg et al., 1998a). С косой субдукцией связывается формирование в тылу активной континентальной окраины гигантских правосторонних сдвигов, которые протягиваются на тысячи километров параллельно окраине континента (Денали, Тинтина и др.) (Plafker, Berg, 1994). Величина перемещений по сдвигам является предметом острой дискуссии (Monger, 1993; Cowan, 1994). По палеомагнитным данным перемещение западных районов Кордильер (к юго-западу от разлома Тинтина) в течение конца позднего мела и нача-

ле третичного времени оценивается от 1200 до 3500 км (Irving et al., 1996). По геологическим данным, основанным на анализе смещений геологических объектов, перемещения оцениваются в сотни километров (Monger, Nokleberg, 1996).

Северное смещение Кордильер и Южной Аляски могло частично компенсироваться в зоне субдукции, предположительно намеченной в районе Берингоморского континентального склона (см. рис. 19.7). Вместе с тем нельзя исключать, что сдвиги Аляски через шельф Берингова моря протягиваются в район Корякского нагорья и далее к югу вплоть до Сихотэ-Алиня. Крупные правосторонние сдвиги палеогенового возраста давно известны на Сахалине (Рождественский, 1969). В последние годы правосторонние сдвиги с перемещениями в несколько сот километров намечаются на востоке Монголо-Охотского орогенного пояса (Парфенов и др., 1999в).

На восточной окраине Северной Азии А.И. Ханчук (Ханчук, Иванов, 1999) намечает трансформную границу континента, вдоль которой в конце позднего мела и палеогене океаническая плита смещалась к югу по типу правого сдвига. С трансформной окраиной А.И. Ханчук связывает формирование ряда магматических поясов с “внутриплитными” геохимическими характеристиками и бимодальными вулканическими породами. К таким магматическим поясам могут быть отнесены участки развития платообразных покровов “молодых” субщелочных и щелочных базальтов, венчающих разрез Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса и обычно датировемых палеогеном, Пенжинско-Западнокамчатский вулканический пояс (Филатова, 1988) и верхние части разреза Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс на большем протяжении, по-видимому, завершил свое развитие в кампане, может быть, за исключением района Чукотского полуострова. Прекращение субдукции под восточную окраину Северной Азии и отмирание Охотско-Чукотского пояса было, возможно, обусловлено сменой кинематики движения плит в палео-Тихом океане и началом крупномасштабных горизонтальных перемещений океанической плиты вдоль границы континента. Начиная с конца позднего мела и по настоящее время Тихоокеанская плита (РАС) вращалась против часовой стрелки относительно Северной Америки (Englebretson et al., 1985) и этим определяется формирование правосторонних сдвигов на окраинах континентов севера тихоокеанского обрамления (Monger, Nokleberg, 1996). В течение юры и большей части

мела вращение плит палео-Тихого океана относительно Северной Азии и Северной Америки происходило в противоположном направлении, по часовой стрелке (Englebretson et al., 1985) и определяло левостороннюю сдвиговую составляющую, которая отмечается во многих крупных разломах на окраинах как Северной Азии, так и Северной Америки.

В тылу Восточно-Азиатской трансформной континентальной окраины, на территории Якутии, продолжается формирование Индигирского пояса растяжения. Примечательно, что рассматриваемому возрастному интервалу здесь соответствуют наиболее молодые магматические комплексы, которые по своим характеристикам наиболее сходны с рифтовыми образованиями. В начале третичного времени в Арктике завершается формирование Канадского океанического бассейна, возникают хребты Альфа и Менделеева как результат излияния огромных объемов базальтов, связанных с активностью мантийного плюма (Grantz et al., 1998). К этому времени относится начало образования Евразийского океанического бассейна в результате отчленения хребта Ломоносова от Таймыра и Северной Земли (Карасик, 1974; Карасик и др., 1983; Зоненшайн и др., 1990а, б).

СРЕДНИЙ ЭОЦЕН–МИОЦЕН (50–5 МЛН ЛЕТ)

В середине эоцена на северной периферии тихоокеанского обрамления формируются новые, связанные с субдукцией магматические дуги. Смежные окраины Северной Азии и Северной Америки приобретают очертания, близкие современным (рис. 19.8). Формирование новых магматических дуг обусловлено изменением в кинематике движения Тихоокеанской плиты, которое датируется в 43 млн лет по возрасту изгиба Гавайско-Императорского вулканического хребта, сформированного в результате активности “горячей точки” в глубокой мантии. Ранее Тихоокеанская плита двигалась в северном направлении в соответствии с ориентировкой Императорского хребта, а после 43 млн лет она изменила свое направление на 60° и по настоящее время движется в северо-западном направлении, в котором ориентирован Гавайский хребет.

На юге Аляски формируется Врангелевско-Алеутская магматическая дуга, которая в восточной части служит активной окраиной Северной Америки, а к западу по простиранию переходит в Алеутскую островную дугу. Островные дуги Бауэрса и Ширшова, по-видимому, являются продолжением Алеутской дуги, они к северо-западу сменяются Центрально-Камчатской магма-

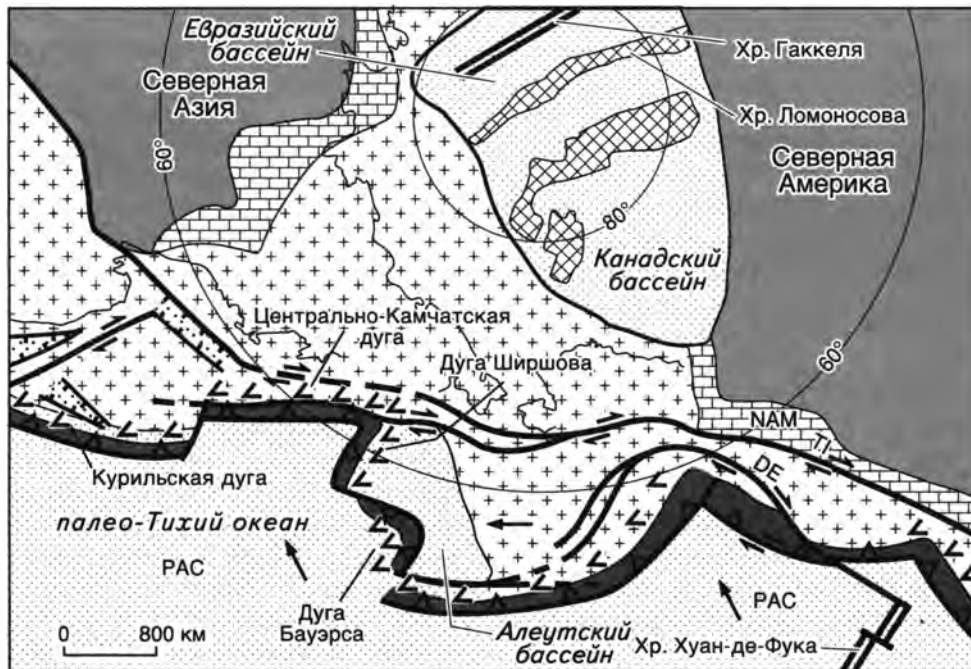


Рис. 19.8. Палеотектоническая реконструкция для среднего эоцена–миоцена

Усл. обозн. см. на рис. 19.1, 19.7

тической дугой, представляющей активную окраину Северной Азии. Алеутский бассейн – остаточный фрагмент плиты Кула, который был отчленен от нее в результате заложения Врангелевско-Алеутской дуги, дуг Бауэрса и Ширшова (Scholl et al., 1992). В тылу связанных с субдукцией магматических дуг, в Канадских Кордильерах и на Аляске продолжаются крупные правосторонние смещения по сдвигам. Обусловленная

этими движениями протрузия Южной Аляски и Кордильер в западном направлении приводит к характерным деформациям островных дуг Бауэрса и Ширшова (Scholl et al., 1992).

В Арктике продолжается раскрытие Евразийского океанического бассейна и формируется срединный хребет Гаккеля, который, как показано в главе 2, активно развивается и в настоящее время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная работа является итогом многолетнего разностороннего изучения недр Республики Саха (Якутия). Наиболее интенсивно геологические исследования проводились в 50–70-е годы, и этот период по праву можно назвать героическим. Именно тогда были составлены геологические и геофизические карты территории республики и открыты главные месторождения полезных ископаемых. Авторы книги начинали геологическую деятельность в те годы и навсегда сохранили в памяти теплые воспоминания о своих учителях – первопроходцах в познании недр Якутии. 80–90-е годы были временем переосмысления сложившихся ранее представлений на основе новых теоретических концепций, прежде всего идей тектоники литосферных плит, и полученных новых полевых данных – структурных, геофизических, геохимических, геохронологических и др. Идеи, сформулированные и разработанные в те годы, и результаты детальных исследований, проводившихся с применением современных методов, составили основу предлагаемой книги.

Представленный в работе синтез данных по тектонике, магматизму, рудным и горючим полезным ископаемым выполнен на базе террейнового анализа и современных моделей тектоники литосферных плит, что позволило соединить в единое целое геодинамику формирования тектонических структур, магматических пород и металлогенических поясов, зон и месторождений полезных ископаемых.

Террейновый анализ, развитый американскими и канадскими геологами в последние 15–20 лет и использованный в данной работе, является эффективным методом регионального тектонического изучения разновозрастных орогенных поясов и позволяет соединить результаты геологического картирования и детальных структурных, петрологических, геохимических и геохронологических исследований с трансрегиональными и глобальными палеотектоническими реконструкциями в рамках теории тектоники литосферных плит. Террейны являются теми эле-

ментарными “кирпичиками”, которые слагают орогенные пояса. Они представляют собой фрагменты крупных, некогда единых тектонических образований, таких как кратоны, вулканические островные дуги, активные континентальные окраины, внутриокеанические поднятия различного типа и др., которые были разрушены в процессе аккреции континентов. Верхояно-Колымская мезозойская орогенная область образована мозаикой террейнов, большинство из которых является фрагментами Северо-Азиатского кратона, отчлененными от него в результате рифтогенеза, или островных дуг, располагавшихся в прошлом относительно недалеко от окраины Сибирского континента. Важно подчеркнуть, что если мы хотим построить палеотектонические реконструкции в соответствии с моделями тектоники плит и проследить историю формирования орогенного пояса, то прежде всего мы должны выполнить большую рутинную работу: выделить террейны, определить их геодинамическую природу, тип ограничивающих их разломов, время их аккреции или амальгамации, провести корреляцию террейнов одного типа и с учетом палеобиогеографических, палеомагнитных и структурных данных оценить расположение террейнов относительно друг друга и относительно прилегающего континента (кратона) для различных возрастных срезов. В фанерозойских орогенных поясах выделяются террейны кратонные, островодужные, миогеоклинальные (пассивной континентальной окраины), аккреционного клина и др., которые представляют собой фрагменты соответствующих образований.

Фундамент Северо-Азиатского кратона, как и фанерозойские орогенные пояса, образован мозаикой террейнов, представленных блоками различной величины и формы, различающимися по составу слагающих их раннедокембрийских кристаллических образований, стилю деформаций, типу и степени метаморфизма. Вместе с тем классифицировать раннедокембрийские террейны в соответствии с принципом актуализма и выделять среди них кратонные, островодуж-

ные и т.п. не представляется возможным по двум причинам: 1) глубокий метаморфизм затрудняет однозначное определение исходного состава слагающих террейны образований; 2) неясно, работала ли классическая плитная тектоника в раннем докембрии и в связи с этим насколько правомерно использование моделей тектоники литосферных плит для раннего докембрия. Раннедокембрийские террейны, как правило, ограничены широкими зонами тектонического меланжа, в которых совмещены линейные блоки смежных террейнов, отмечаются специфические метаморфические породы, отсутствующие за их пределами, и для которых характерны анортозиты и протяженные зоны высокотемпературных бластомилолитов.

В фундаменте восточной части Северо-Азиатского кратона наряду с раннедокембрийскими образованиями на основе новых геохронологических данных намечаются позднедокембрийские орогенные пояса с возрастом 1100–1400 млн лет, “спаявшие” Алданский, Анабарский и Ангарский раннедокембрийские блоки. Формированием этих поясов завершается образование протерозойского суперконтинента Родиния, который включал возникшие позднее Северо-Азиатский, Северо-Американский, Русский и другие кратоны. Северная и восточная границы Северо-Азиатского кратона определились в венде в результате позднерифтового рифтогенеза.

История формирования мезозойских орогенных поясов Северо-Востока Азии в целом хорошо коррелируется с историей формирования орогенных поясов Аляски и Кордильер Северной Америки. По обе стороны Тихого океана прослеживаются синхронные тектонические события, такие как девонский рифтогенез на окраинах континентов, отчленение от окраины континентов блоков континентальной коры и образование малых океанических бассейнов в начале карбона, формирование новых систем островных дуг в позднем триасе и в конце юры и др.

Металлогенический анализ заключается в определении связей месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых с геодинамикой формирования тектонических структур. Основой металлогенического районирования и металлогенического анализа в целом всегда являлись геотектонические концепции. Успех в решении главных задач такого анализа определяется тем, насколько правильно мы понимаем тектонические структуры орогенных поясов, кратонов и геодинамику их формирования.

Металлогенический анализ до недавнего времени как в нашей стране, так и за рубежом проводился на основе концепции геосинклиналей, поскольку именно она считалась основополагающей при интерпретации истории формирования

тектонических структур. В настоящее время основополагающей является теория тектоники литосферных плит. Глубина наших знаний о тектонических структурах конкретного региона определяется степенью разработки плитно-тектонической модели его формирования. Поэтому основой регионального металлогенического анализа в наше время должны быть современные модели развития литосферы региона, разработанные в рамках концепции тектоники литосферных плит.

Металлогенический пояс – наиболее крупная металлогеническая единица, соответствующая определенной геодинамической обстановке, такой как зона коллизии континентальных блоков, островная дуга, активная континентальная окраина, пассивная континентальная окраина, базальтовый плюм, эпиконтинентальный осадочный бассейн определенного типа и т.п. Металлогенический пояс характеризуется определенным временем существования, которое соответствует времени существования породившей его геодинамической обстановки. Пояса протягиваются на тысячи километров при ширине в сотни километров и большей частью могут быть прослежены лишь на палинспастических картах, составленных для определенных интервалов времени. На территории Якутии выделено 10 металлогенических поясов, большинство которых протягивается далеко за ее пределы.

Наиболее древние металлогенические пояса установлены в пределах Алдано-Станового щита Сибирской платформы. *Каларо-Учурский металлогенический пояс* раннепротерозойского возраста охватывает большую часть щита и продолжается к северу под платформенным чехлом. Его формирование связывается с амальгамацией раннедокембрийских террейнов в единый континентальный блок, которая сопровождалась образованием широких зон тектонического меланжа, бластомилолитов, гранитоидным магматизмом и гранулитовым метаморфизмом. Все эти процессы датируются примерно в 2000 млн лет. Для пояса характерны месторождения золота в зонах бластомилолитов (месторождение Ледяное, рудопроявление Намарак), крупные скарновые железорудные месторождения (Таежное, Десовское) и флогопитовые скарны (Надежное, Мегюскан). *Чара-Учурский металлогенический пояс* возник в конце раннего протерозоя (1900–1700 млн лет) в связи с процессами рифтогенеза. Он протягивается через центральные районы Алдано-Станового щита и характеризуется рудопроявлениями типа медистых песчаников (Угуйский грабен), крупными месторождениями апатита и редкоземельных элементов в карбонатитах (Селигдар), месторождениями пьезокварца и стратиморфными рудопроявлениями редкоземельных элементов

и железных оолитовых руд (Атугейское). Чара-Учурский пояс протягивается вдоль южной окраины Северо-Азиатского кратона далеко за пределы Якутии. К востоку от Якутии в его состав входят редкоземельные рудопоявления в щелочных гранитах, рудопоявления урана, молибдена и золота в березитах, известные в пределах Улканского грабена. Западным продолжением пояса является известное Удоканское месторождение медистых песчаников.

В чехле Сибирской платформы выделяется *Лено-Анабарский металлогенический пояс* стратиформной свинцово-цинковой и медной минерализации, связанной с рудонакоплением в кембрийско-ордовикских межбанковых лагунах. Через Северные районы Иркутской области пояс протягивается к востоку от Енисейского кряжа, где известны многочисленные проявления медистых сланцев в кембрийских отложениях.

На восточной погруженной окраине Северо-Азиатского кратона выделяется *Приленский металлогенический пояс* венд-мезозойского возраста, расположенный в пределах Верхоянского складчато-надвигового пояса. Его формирование связано с развитием пассивной окраины Сибирского континента. Для пояса характерны стратиформные свинцово-цинковые месторождения вендского и кембрийского возраста (Сардана, Уруй). Развитие Верхоянской пассивной континентальной окраины было нарушено процессами средне-позднедевонского рифтогенеза, которые обусловили появление здесь минерализации типа медистых песчаников и сланцев и самородной меди в базальтах (Курпанджа), медно-полиметаллических рудопоявлений и апатит-пирохлоровой минерализации в щелочно-ультраосновных породах и карбонатитах (Горное Озеро). Некоторые авторы в состав пояса включают также стратифицированные серебро-полиметаллические (Мангазейское) и жильные золото-серебряные (Кысылтас) месторождения, предполагая их формирование в позднем палеозое-раннем мезозое еще в процессе накопления осадков на пассивной окраине континента.

Западно-Якутский пояс алмазонасных кимберлитов и щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами протягивается в долготном направлении через центральные и северные районы Сибирской платформы вдоль поднятия фундамента, которое существовало на протяжении большей части палеозоя и мезозоя. Примечательна значительная длительность формирования пояса. В его составе устанавливаются кимберлиты и родственные с ними породы среднепалеозойского, позднепалеозойского и мезозойского возраста. Наряду с месторождениями алмазов в кимберлитовых трубах пояс в се-

верной своей части включает уникальное по размерам месторождение Томтор – ниобий, РЗЭ и апатит в щелочно-ультраосновных породах и карбонатитах. Геодинамическая природа пояса, несмотря на многие десятилетия детальных геологических и геофизических исследований, остается неясной. Самым загадочным является положение на северо-западной окраине пояса Попигайской астроблемы кайнозойского возраста с импактными алмазами.

В пределах Верхояно-Колымской мезозойской орогенной области наиболее древним является *Яно-Колымский коллизионный металлогенический пояс* позднеюрско-раннеэокомоваго возраста (145–135 млн лет). Он был сформирован в процессе коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном. Пояс протягивается в северо-западном направлении на 1200 км при ширине 500–600 км и охватывает центральные и западные районы орогенной области. Коллизия сопровождалась образованием деформационной структуры области, метаморфизмом и становлением Главного батолитового пояса высокоглиноземистых гранитоидов, которые ^{40}Ar - ^{39}Ar методом датированы в 145–135 млн лет. Для пояса характерны связанные с гранитоидами касситерит-кварцевые, касситерит-вольфрамит-кварцевые месторождения, бор-оловянные скарны и Au редкометальное оруденение, а также Au метаморфогенные и Au кварцевые месторождения.

Яно-Полоусный субдукционный металлогенический пояс позднеэокомоваго возраста протягивается в субширотном направлении через северные районы Верхояно-Колымской орогенной области и, возможно, продолжается к востоку в пределы Чукотки. Он характеризуется месторождениями и рудопоявлениями олова, вольфрама, золота, меди и молибдена. Металлогенический пояс большей частью пространственно совпадает с Северным батолитовым поясом, который ^{40}Ar - ^{39}Ar методом датирован в 130–123 млн лет, а также с расположенными на его западном продолжении поперечными поясами гранитоидов (Дербек-Нельгесинский и др.), которые, по данным ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования, имеют тот же возраст. Предполагается, что Северный пояс представляет собой магматическую дугу над зоной субдукции, которая располагалась к югу от него и связана с закрытием залива Южно-Аньюского океана. Поперечные пояса гранитоидов, которые радиально расходятся от западного окончания Северного батолитового пояса, формировались в условиях растяжения континентальной земной коры в процессе взаимного сближения континентальных блоков при закрытии океанического залива.

Восточно-Азиатский металлогенический пояс альб-поздне мелового возраста связан с активной континентальной окраиной, выраженной Охотско-Чукотским вулcano-плутоническим поясом. На территории Якутии представлен лишь небольшой фрагмент тыловой зоны этого грандиозного пояса, который протягивается на многие тысячи километров от Сихотэ-Алиня через Северо-Восток Азии на Аляску и в Кордильеры Северной Америки. Тыловая зона пояса в пределах Якутии включает касситерит-силикатные и олово-полиметаллические месторождения.

Восточно-Якутский металлогенический пояс апт-поздне мелового и, возможно, раннекайнозойского возраста протягивается в субдолготном направлении от Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса на юге до моря Лаптевых на севере. Пояс включает эпитеpmальные золото-сурьмяно-ртутные, золото-сурьмяные, серебро-полиметаллические, мышьяковые, сурьмяные и ртутные месторождения, в том числе такие крупные, как Нежданинское, Кючус, Сарылах, Сентачан, Прогноз. Магматические образования в пределах пояса представлены полями и цепочками щелочных и субщелочных вулканитов различного состава и ассоциирующих с ними плутонических пород, а также анорогенными гранитоидами повышенной щелочности. Магматизм начался в апте, т.е. примерно за 20 млн лет до образования Охотско-Чукотской активной континентальной окраины, а завершился, по-видимому, только в палеогене, тогда как Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс завершил свое развитие уже в кампане. В районе Приморской низменности, на шельфе моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, устанавливаются крупные линейные рифтовые прогибы, выполненные мощными осадочными толщами кайнозойского и мелового возраста. Крупномасштабное растяжение земной коры апт-поздне мелового возраста, возможно, включая и палеоген, представляет собой раннюю фазу раскрытия Евразийского бассейна в Арктике. Оно фиксируется своеобразным магматизмом, с которым связано формирование Восточно-Якутского металлогенического пояса.

Южно-Якутский металлогенический пояс расположен в северной части Алдано-Станового щита в пределах тыловой зоны юрско-ранне меловой активной окраины Сибирского континента, характеризующейся широким проявлением щелочного и субщелочного магматизма. На территории Якутии представлен лишь относительно небольшой фрагмент грандиозного металлогенического пояса, который протягивается на 3000 км от побережья Охотского моря в Центральную Монголию и был сформирован в связи с

активными мезозойскими магматическими процессами по северному обрамлению Монголо-Охотского орогенного пояса при закрытии существовавшего на его месте океана. На территории Якутии пояс характеризуется связанным с мезозойским магматизмом преимущественно золотым оруденением различного типа: стратифицированные (Куранах, Лебединое), жильные (Кур, Притрассовое) и порфиоровые (Рябиновое) месторождения, минерализованные зоны дробления (Лунное), а также уран-золотой минерализацией в метасоматитах, приуроченных к протяженным зонам мезозойских разломов (Эльконская группа месторождений).

Металлогеническая зона выделяется в пределах металлогенического пояса и объединяет месторождения и рудопроявления, связанные между собой общностью происхождения и ассоциирующие с магматическими поясами определенного типа и определенными тектоническими структурами. Зона характеризуется коротким временем формирования (около 10 млн лет). В пределах зоны месторождения распределены неравномерно и обычно группируются в рудные районы, объединяющие родственные месторождения и рудопроявления. Выделение металлогенических зон и рудных районов позволяет определить металлогеническую зональность в пределах металлогенических поясов и раскрыть динамику их формирования во времени и пространстве.

Без геологической деятельности невозможно представить развитие цивилизации. Человечество не может существовать без железа, угля, нефти, природного газа и многого другого, что добывается в недрах Земли. Земля – наш общий дом, и мы должны знать, как она устроена, развивалась во времени и что будет с ней в будущем. Без этого знания невозможно научное предсказание природных катастроф, таких как извержения вулканов, землетрясения, селевые потоки и т.п. Возведение крупных технических сооружений – гидроэлектростанций, атомных электростанций, нефте- и газопроводов и др. – без знания геологического строения местности и оценки сейсмической опасности крайне неосмотрительно. В середине 80-х годов в Якутске возникла паника среди населения в связи с появлением в городской газете сообщения о якобы скором землетрясении. Сейсмологам Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (бывший Институт геологических наук СО РАН) пришлось выступать по радио и телевидению, рассказывать, что Якутску ничего не грозит, а реальная сейсмическая опасность существует совсем в других районах республики. В эти же годы намечалось строительство АЭС в районе пос. Тикси. Исследования, которые вы-

полнили тогда якутские сейсмологи, показали, что АЭС строить нельзя из-за высокого уровня сейсмической опасности. Глава тиксинской администрации сомневался в возможности проявления сейсмичности в районе. Но вот в феврале 1997 г. произошло землетрясение силой в 3–4 балла с эпицентром в пос. Тикси.

Особенно велико значение геологии для так называемых “сырьевых” стран, которые живут главным образом за счет экспорта минерально-сырьевых ресурсов. К таким странам относится, к сожалению, и Россия, особенно ее составная часть – Республика Саха (Якутия). Подобным странам необходимо постоянно заботиться о возобновлении разрабатываемых минеральных ресурсов, их пополнении и открытии новых месторождений полезных ископаемых. Устойчивое развитие экономики региона, согласно оценкам сибирских экономистов, возможно лишь при условии, если прирост запасов полезных ископаемых в 1,5–2,0 раза опережает объем их добычи. Прирост запасов минеральных ресурсов в Российской Федерации за последние годы там, где он имел место, происходил за счет поисковых и разведочных работ прошлых лет. Этот задел в России, в том числе в нашей республике, практически исчерпан, и поэтому уже в ближайшие годы возникнут серьезные проблемы с обеспеченностью минерально-сырьевыми ресурсами.

Согласно весьма распространенному мнению, горнодобывающая промышленность обеспечена минеральными ресурсами на многие десятилетия вперед, и поэтому сейчас нет оснований для беспокойства об их запасах, а геологи больше не нужны. Такая точка зрения крайне ошибочна. Минерально-сырьевые ресурсы еще долгие годы будут определять экономику Якутии и страны в целом. Запасы наиболее стратегически важных полезных ископаемых, таких как золото, алмазы, нефть и газ, не столь велики, как это иногда представляют. Поэтому поддержание и развитие минерально-сырьевой базы и в XXI столетии остается важнейшей задачей якутских геологов. Вместе с тем решать эту задачу с каждым годом становится все труднее. С завершением средне- и крупномасштабных геологических съемок основные месторождения полезных ископаемых, расположенные вблизи земной поверхности, уже открыты. Вряд ли стоит надеяться на разработку в ближайшем будущем прямых методов поисков “скрытых” месторождений полезных ископаемых. Знания о тектонических структурах, истории их формирования, связях с процессами магматизма, метаморфизма, образованием и размещением руд различного типа, нефти и газа будут служить как и в настоящее время, основой научного прогноза открытия новых руд-

ных районов и новых месторождений полезных ископаемых.

Первостепенное значение приобретают геологические исследования, роль которых в будущем, несомненно, будет увеличиваться. С появлением теории тектоники литосферных плит геология превратилась в глобальную науку. Стало ясно, что полноценное познание недр региона возможно только с учетом глобальных закономерностей кинематики движения литосферных плит на различных этапах геологической истории. Резко возрастает роль международных контактов и международных научных проектов.

Положительный опыт международного сотрудничества имеется у якутских сейсмологов и тектонистов (Fujita et al., 1997). Сейсмические станции в Якутске, Тикси и Батагае с помощью американских сейсмологов оснащены современным оборудованием и перешли на цифровую запись сейсмических событий, оценена мощность земной коры Восточной Якутии. В результате 5-летних совместных работ с учеными Аляскинского университета получены принципиально новые данные о возрасте гранитного магматизма Восточной Якутии (Layer et al., 2001), с которым связаны многие богатства недр региона. Совместно с геологами США, Канады, Японии и Дальнего Востока России завершены 5-летний проект по тектонике и металлогении севера Тихоокеанского обрамления, включавший Восточную Якутию (Nokleberg et al., 1994, 1997, 1998). С 1997 г. проводятся работы по новому международному проекту по тектонике, геодинамике и металлогении Сибири (включая всю территорию Якутии), Монголии, Северо-Восточного Китая и Японии (Парфенов и др., 1998; Nokleberg et al., 1999). Задачей этих проектов являются синтез имеющихся данных на уровне современных мировых достижений и публикация конечных результатов как в нашей стране, так и за рубежом с целью сделать доступной мировой общественности информацию по геологии и минеральным ресурсам этих территорий и тем самым стимулировать интерес к дальнейшим совместным исследованиям и инвестициям в горнорудную промышленность Якутии.

Создание глобальной информационной сети Интернет предоставило практически неограниченные возможности для взаимного общения и обмена информацией, без которых работы по международным проектам испытывали значительные трудности.

Развитие методов сейсмической томографии позволило проследить связь тектонических структур, устанавливаемых при исследованиях на земной поверхности, с глубинными структурами мантии Земли. Так, под Сибирской платформой

установлены высокоскоростные зоны мантии, которые прослеживаются в интервале от 95 до 2500 км и интерпретируются как реликты океанической литосферы палео-Тихого и Монголо-Охотского океанов, субдуцированные под восточную и южную окраины Северной Азии в позднем палеозое и мезозое (Van der Voo et al., 1999). Представляется, что мы находимся на пороге новых замечательных открытий относительно связи поверхностных тектонических структур с глубинными, вплоть до ядра Земли.

Горнорудное производство на территории Республики Саха (Якутия) в XXI столетии существенно усилится. К крупным горнорудным объектам, таким как угольный карьер в г. Нерюн-

гри, алмазные рудники в Мирнинском районе, золото-сурьмяный рудник Сарылах в Оймяконском районе, уже в ближайшем будущем могут добавиться крупные угольные карьеры на Кангаласском и Эльгинском месторождениях, начнется масштабная добыча нефти и газа, будут построены новые нефте- и газопроводы, начнут работать новые золотые и другие рудники. В связи с этим огромное значение приобретают вопросы экологии и охраны окружающей среды. Особенно остро стоят экологические проблемы при разработке месторождений в наших северных условиях, где природа наиболее чувствительна к техногенным воздействиям и требуются многие десятилетия для лечения нанесенных ей ран.

РЕЗЮМЕ

Книга представляет собой обстоятельную сводку по тектонике, сейсмичности и полезным ископаемым огромной по размерам, разнородной по строению и уникальной по богатству минеральных ресурсов территории Республики Саха (Якутия). Геодинамика формирования тектонических структур, определяемая на основе моделей тектоники литосферных плит, является основой проведенного металлогенического районирования и систематизации данных по полезным ископаемым. Книга подготовлена большим коллективом авторов, каждый из которых внес заметный личный вклад в познание геологии Якутии и хорошо известен по своим публикациям.

В книге дается описание современного рельефа земной поверхности территории республики и анализируется история его формирования. Показано, что современный рельеф горных областей Восточной и Южной Якутии сформирован в результате взаимодействия Евразийской и Северо-Американской литосферных плит, Охотоморского и Амурского блоков в позднем кайнозое. Выделены и описаны сейсмический пояс Черского, который является современной границей Евразийской и Северо-Американской плит, и Олёкмо-Становая сейсмическая зона, расположенная на восточном продолжении Байкальского рифта.

Рассматриваются структуры и история формирования восточной части Северо-Азиатского кратона. В составе фундамента кратона выделены и охарактеризованы архейские гранулит-зеленокаменные протократоны и обрамляющие их раннепротерозойские гранулитовые пояса, состоящие, в свою очередь, из разнородных террейнов. На основе новых геохронологических и буровых данных обосновывается существование широтного раннерифейского орогенного пояса в основании Вилюйской синеклизы, спаявшего около 1400 млн лет назад амальгамированные ранее (около 2000 млн лет) Анабарский и Алданский блоки.

При рассмотрении структур и истории формирования чехла Сибирской платформы и смеж-

ной погруженной Верхоянской окраины Северо-Азиатского кратона подчеркивается определяющая роль рифейского и девонского рифтогенеза и связанного с ним базальтового магматизма.

Обстоятельно охарактеризованы деформационные структуры Верхоянского складчатонадвигового пояса. Установлены различия в стиле деформаций разных его сегментов, определяющая роль надвигов. На основе количественной интерпретации гравиметрических данных обсуждаются отличия в деформациях вендско-раннепалеозойского терригенно-карбонатного и верхнепалеозойско-мезозойского терригенного комплексов.

В составе коллажа террейнов Верхояно-Колымской орогенной области выделены кратонные, миогеоклинальные, океанические (офиолитовые), островодужные, турбидитовые террейны и террейны аккреционного клина различного типа. Палеобиогеографические и палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что большинство из них не является экзотическим и отстояло от Северо-Азиатского кратона на расстояние, не превышающее первые тысячи километров. Некоторые террейны (Омулевский, Приколымский, Омолонский, Охотский) были отчленены от кратона в результате рифейского и девонского рифтогенеза в связи с образованием Оймяконского малого океанического бассейна. В конце средней юры большая часть террейнов была амальгамирована в Колымо-Омолонский супертеррейн. К постамальгамационным образованиям, которые были сформированы после образования Колымо-Омолонского супертеррейна как единой тектонической единицы, относятся бат-келловейская олистострома, связанные с субдукцией Уяндино-Ясачненская и Олойская магматические дуги и Центрально-Алазейский плитный комплекс батского и позднеюрско-неокомового возраста.

Столкновение Колымо-Омолонского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном и закрытие разделявшего их Оймяконского океанического бассейна, произошло в самом конце

поздней юры–начале неокома и сопровождалось образованием Главного пояса коллизионных гранитоидов, которые ^{40}Ar – ^{39}Ar методом датированы в 140–135 млн лет. Гранитоиды Северного батолитового пояса несколько моложе (130–123 млн лет) и связаны с субдукцией при закрытии небольшого залива Южно-Анжуйского океана и образовании западного изгиба Колымской структурной петли. Близкий возраст имеют поперечные пояса гранитоидов, которые радикально расходятся от западного окончания Колымской петли и затухают в северо-западном и юго-западном направлениях. Их формирование синхронно процессам растяжения коры при образовании Колымской структурной петли.

Пояса гранитоидов “прошивают” террейны различного типа и смежную окраину кратона и представляют собой постаккреционные образования, к которым также относятся тыловая зона Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса альб-позднемелового возраста, поля юрско-раннемеловых щелочных и субщелочных магматических пород Алдано-Станового щита и обширный апт-позднемеловой Индигирский пояс растяжения, представленный рифтовыми впадинами на шельфе Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых и в районе приморских низменностей, а в более южных районах – зонами и поясами субщелочных и щелочных вулканитов и цепочками анорогенных щелочных гранитоидов.

Главной единицей приведенного металлогенического районирования является металлогенический пояс, который включает все месторождения, сформированные в определенной геодинамической обстановке, такой, как активная континентальная окраина, островная дуга, пассивная континентальная окраина, внутриконтинентальный рифт, зона коллизии континентальных блоков и др. Металлогенические пояса протягиваются на тысячи километров при ширине в сотни километров. Они включают металлогенические зоны, рудные районы, месторождения и рудопроявления полезных ископаемых, сформированных в близкое время в пределах одного пояса.

В восточной части Северо-Азиатского кратона выделены и охарактеризованы раннепротерозойские Каларо-Учурский металлогенический пояс (Au, Ag, Pb, Fe, флогопит), связанный с амальгамацией архейских и раннепротерозойских террейнов, Чара-Учурский постамальгамационный пояс (Cu, апатит, PЗЭ), связанный с рифтогенезом конца раннего протерозоя, Лено-Анабарский пояс (Pb, Zn, Cu), связанный с накоплением руд в кембрийских и ордовикских лагу-

нах, Приленский пояс (Pb, Zn, Cu, Ag, PЗЭ) пассивной окраины Сибирского континента и Западно-Якутский пояс (алмазы, PЗЭ) кимберлитов, щелочно-ультраосновных пород и карбонатов.

В пределах Верхояно-Колымской орогенной области различаются: Яно-Колымский металлогенический пояс (Au, Sn, W, Cu, B) раннеокомового возраста, связанный с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном, и Яно-Полоусный пояс (Sn, W, Pb, Zn, Au, Mo, Cu) среднемелового возраста, связанный с формированием субдукционного Северного батолитового пояса и поперечных поясов гранитоидов растяжения.

Постааккреционные позднемеловой Восточно-Азиатский металлогенический (Sn, Ag, Pb, Zn), апт-раннепалеогеновый Восточно-Якутский металлогенический (Au, Ag, Hg, Sb, As, Pb, Zn) и юрско-раннемеловой Южно-Якутский металлогенический (Au, U, Pt) пояса наложены на Верхояно-Колымскую орогенную область и южную окраину Северо-Азиатского кратона.

В составе террейнов фундамента Северо-Азиатского кратона и коллажа террейнов Верхояно-Колымской области выделены и охарактеризованы металлогенические зоны и более мелкие единицы. Металлогенические пояса, в которые группируются эти металлогенические подразделения, намечены на палинспастических реконструкциях. В книге описано около 150 месторождений и рудопроявлений. Описание характерных месторождений сопровождается геологическими картами, разрезами и стратиграфическими колонками.

Наряду с рудными полезными ископаемыми, охарактеризованы главные нефтяные и газовые месторождения республики, угленосные бассейны и месторождения, кембрийский бассейн горючих сланцев на востоке Сибирской платформы. Проанализированы проявления россыпной платиноносности восточной части Сибирской платформы, состояние и перспективы развития сырьевой базы республики по золоту, цветным и редким металлам.

В заключительной главе книги рассматривается тектоническая эволюция земной коры республики с докембрия до современности на фоне развития всего северного обрамления Тихого океана. Составлены палинспастические карты для различных временных срезов, охватывающие территорию Северо-Востока Азии, Аляски и Канадских Кордильер, на которых прослежены металлогенические пояса различного возраста.

ABSTRACT

The book is a detailed overview of tectonics, seismicity, and mineral deposits of the Sakha Republic (Yakutia), a vast territory in northeast Asia with a wide variety of geologic structures and unique mineral resources. The geodynamic environments in which tectonic structures of the republic formed were determined on the basis of plate tectonic models which permitted recognition of major metallogenic units of the territory and systematization of data on mineral deposits. The book was prepared by a large body of authors who made a significant contribution to understanding the geology of Yakutia and are well known through their published papers.

The book begins with the description of the present-day surface relief of the republic territory and the history of its formation. It is shown that the present mountain relief of eastern and southern Yakutia resulted from the interaction of the Eurasian and North American lithospheric plates and the Okhotomorsk and Amur blocks in the Late Cenozoic.

Descriptions are given of the Chersky seismic belt, which defines a modern boundary between the Eurasian and North American plates, and of the Olekma-Stanovoy seismic zone located on the eastern continuation of the Baikal rift.

Tectonic structures of the eastern North Asia craton are considered and the history of its formation is discussed. The basement of the craton is found to be made of Archean granulite-greenstone protocratons surrounded by Early Proterozoic granulite belts consisting of various terranes.

New geochronological and drilling data suggest the existence of an Early Riphean latitudinal orogenic belt at the bottom of the Vilyui basin. The belt welded together the Anabar and Aldan blocks at about 1400 Ma. Amalgamation of the blocks occurred earlier, at 2000 Ma.

When discussing the structures and formation history of the Siberian platform cover and the adjacent subsided Verkhoyansk margin of the North Asia craton, a decisive role of Riphean and Devonian rifting events and related basaltic magmatism is emphasized.

Detailed characteristics of deformation structures of the Verkhoyansk fold-and thrust belt are given. It is

shown that deformations in different sectors of the belt differ in style. An important role of thrusting is noted. Differences in the style of deformation between the Vendian-Early Paleozoic terrigenous-carbonate and Upper Paleozoic-Mesozoic terrigenous rock complexes are inferred from quantitative interpretation of gravimetric data.

A collage of terranes of the Verkhoyansk-Kolyma orogenic region is found to consist of cratonal, miogeoclinal, oceanic (ophiolite), island arc, turbidite, and accretionary wedge terranes. Available paleobiogeographic and paleomagnetic data indicate that most of these terranes are not exotic. They were displaced from the North Asia craton by distances no longer than a few thousand kilometers. Some of the terranes (Omulevka, Prikolyma, Omolon and Okhotsk) were detached from the craton as a result of Riphean and Devonian rifting accompanied by formation of the Oimyakon lesser ocean basin. Most of the terranes were amalgamated into the Kolyma-Omolon superterrane by the late Middle Jurassic. The post-amalgamation assemblages, which formed after the Kolyma-Omolon superterrane came into existence as a single tectonic unit, include the Bathonian-Callovia olistostrome, the subduction-related Uyandina-Yasachnaya and Oloy igneous arcs, and the Central Alazeya cover complex of late Middle Jurassic and Late Jurassic-Neocomian age.

Collision of the Kolyma-Omolon superterrane and the North Asia craton and closure of the Oimyakon ocean between them occurred at the latest Late Jurassic-Early Neocomian and was accompanied by formation of the Main granitoid belt dated by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ at 140–135 Ma. Granitoids of the Northern batholithic belt are somewhat younger (130–123 Ma). Their formation was related to subduction due to the closure of a small inlet of the South-Anyui ocean and to western bending of the Kolyma structural loop. Similar ages are determined for the transverse granitoid belts which radiate out from the western termination of the Kolyma loop dying out to the north-west and south-west. They are coeval with crustal extension which accompanied the formation of the Kolyma structural loop.

The granitoid belts "stitch" terranes of various types and the adjacent craton margin, representing post-amalgamation assemblages. The latter also include the rear zone of the Okhotsk-Chukotka volcano-plutonic belt of Albian-Late Cretaceous age, areas of Jurassic-Early Cretaceous alkaline and subalkaline igneous rocks of the Aldan-Stanovoy shield, and the Aptian-Late Cretaceous Lower Indigirka extension belt represented by rift basins on the shelf of the Laptev and East Siberian seas and within the coastal lowlands, and in more southerly areas-by zones and belts of subalkaline and alkaline volcanites and chains of anorogenic alkaline granitoids.

A metallogenic belt is a main metallogenic unit of the study area. It includes all deposits formed in a certain geodynamic environment such as active continental margin, island arc, passive continental margin, intracontinental rift, zone of collision of continental blocks, etc. Metallogenic belts extend for thousands of kilometers and are hundreds of kilometers wide. They include metallogenic zones, ore districts, mineral deposits and occurrences, which were produced nearly coevally within a single belt.

Within the eastern part of the North Asia craton, the following metallogenic belts have been recognized: the Early Proterozoic *Kular-Uchur belt* (Au, Ag, Pb, Fe, phlogopite) related to amalgamation of Archean and Early Proterozoic terranes; the *Chara-Uchur post-amalgamation belt* (Cu, apatite, REE) related to rifting in late Early Proterozoic time, the *Lena-Anabar belt* (Pb, Zn, Cu) related to accumulation of ores in Cambrian and Ordovician lagoons; the *Near-Lena belt* (Pb, Zn, Cu, Ag, REE) on the passive margin of the Siberian continent; and the *West Yakut belt* (diamonds, REE) of kimberlites, alkali-ultrabasic rocks, and carbonatites.

Within the Verkhoyansk-Kolyma orogenic region, the following metallogenic belts have been established: the *Yana-Kolyma belt* (Au, Sn, W, Cu, B) of Early Neocomian age related to collision of the Kolyma-Omolon superterrane and the North Asia cra-

ton, and the *Yana-Polousnyy belt* (Sn, W, Pb, Zn, Au, Mo, Cu) of Middle Cretaceous age associated with the formation of subduction-related Northern batholithic belt and extension transverse granitoid belts.

The post-accretionary Late Cretaceous *East Asia metallogenic belt* (Sn, Ag, Pb, Zn), Aptian-Early Paleogene *East Yakut metallogenic belt* (Au, Ag, Hg, Sb, As, Pb, Zn), and Jurassic-Early Cretaceous *South Yakut metallogenic belt* (Au, U, Pt) overprinted on the Verkhoyansk-Kolyma orogenic region and the southern margin of the North Asia craton.

Metallogenic zones and smaller units are distinguished within the terranes of the North Asia craton basement and the terrane collage of the Verkhoyansk-Kolyma region and their characteristics are given. They are grouped into metallogenic belts delineated in palinspastic reconstructions. The book gives descriptions of some 150 mineral deposits and occurrences, with geologic maps, cross-sections, and stratigraphic columns.

Along with ore deposits, major oil and gas fields of Yakutia are described, as well as coal fields, and a Cambrian oil shale basin on the eastern Siberian platform. Descriptions of platinum placers in the eastern part of the Siberian platform are also given. The current state of the mineral base of the Sakha Republic, with respect to gold, non-ferrous and rare metals, is discussed and possibilities of its development are considered.

The final chapter of the book describes tectonic evolution of the Earth's crust within the Republic territory in the context of tectonic evolution of the whole north part of Circum Pacific. Palinspastic maps for different time intervals are presented, covering the territories of northeast Asia, Alaska, and Canadian Cordillera, on which metallogenic belts of different type and age are shown.

The book is intended for use by specialists in the field of Earth sciences interested in the geology of Yakutia, potential investors in mining industry of the Sakha Republic as well as post-graduates and students.

ЛИТЕРАТУРА

- Абель В.Е., Слезко В.А.* О стратиформном золотом оруденении в Хараулахском антиклинории // Стратиформное оруденении Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1988. С. 110–117.
- Абельский А.М., Дмитриева Г.А., Лазуркин Д.В.* Результаты сейсмологических исследований в зоне сочленения Ленского и Лено-Анабарского прогибов // Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М.: Недра, 1968. С. 157–163.
- Абрамов Б.С.* Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана. М.: Наука, 1970. 216 с.
- Авдеева В.И., Сластеннов Ю.Л.* Геологическая карта Якутии: Ботуобинский блок. Масштаб 1 : 500 000. Якутск: Якут. аэрогеодез. предприятие, 1992. 17 л.
- Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М.* и др. Месторождения металлических полезных ископаемых. М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1998. 269 с.
- Аветисов Г.П.* Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИОкеанология, 1996. 185 с.
- Авченко О.В.* Петрология метаморфического комплекса Охотского массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1975. 23 с.
- Аксенов Е.М., Вафин Р.Ф., Хайдаров Р.А.* Сравнительный формационный анализ троговых структур западной части Патомо-Алдано-Станового щита // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука, 1985. С. 111–116.
- Алакшин А.М., Карсаков Л.П.* Глубинное строение зоны структурного шва // Тихоокеан. геология. 1985. Т. 4, № 3. С. 76–86.
- Александров А.В.* Тунгусский бассейн // Угленосность и угленосные формации Якутии. М.: Наука, 1966. С. 7–15.
- Александров В.К.* Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1990. 103 с.
- Алексеев М.Н.* Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения р. Лены. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 117 с. (Тр. ГИН; Вып. 51).
- Алпатов В.В.* Минералогия вкрапленного оруденения на месторождениях золото-кварцевой формации (Верхояно-Колымская складчатая область): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1998. 24 с.
- Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П.* Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1575–1587.
- Альховик Т.С., Баранов В.В.* Стратиграфия силурийских отложений Северо-Восточной Якутии // Геология и рудоносность Якутии. Якутск: ЯГУ, 1989. С. 105–111.
- Амарский В.Г., Ветлужских В.Г.* Пакеты надвиговых пластин, меланж и формации мезозоя в зоне сочленения Становой области и Алданского щита // Геология и геофизика. 1990. № 2. С. 8–12.
- Амузинский В.А.* Малосульфидная золото-кварцевая формация Верхоянского мегантиклинория // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975. С. 121–153.
- Амузинский В.А., Иванов Г.С.* Металлогения золота Верхояно-Черской провинции. Отеч. геология. 1997а. № 9. С. 24–28.
- Амузинский В.А., Иванов Г.С.* Состояние сырьевой базы по золоту Якутии // Наука и образование. 1997б. № 1. С. 60–67.
- Амузинский В.А., Борщевский Ю.А., Федчук В.Я., Медведевская Н.И.* Изотопно-геохимические особенности эндогенных карбонатов месторождения Бадран // Геология и полезные ископаемые центральной части Главного металлогенического пояса Северо-Востока СССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1989. С. 91–103.
- Амузинский В.А., Москвитин С.Г., Павлова Л.А.* Твердый раствор предельной концентрации ртути в самородном золоте // Редкие самородные металлы и интерметаллиды коренных и россыпных месторождений Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. С. 50–64.
- Андреев В.А., Натанов Л.М., Япаскурт О.В.* Литолого-петрографический метод прогноза золоторудных месторождений в углеродистых кварц-альбит-мусковит-хлоритовых сланцах // Новые методы поисков и прогноза золоторудных месторождений и россыпей. М.: МГ СССР, 1990. С. 18–32.
- Андрянов Н.Г.* Динамотермальный метаморфизм терригенных пород в западной части Южно-Верхоянского синклинория // Новости геологии Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1973а. Вып. 3. С. 72–74.
- Андрянов Н.Г.* О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоянском синклинории // Докл. АН СССР. 1973б. Т. 211, № 2. С. 434–436.
- Андрянов Н.Г.* Метаморфические факторы локализации эндогенного оруденения // Методы геологических исследований при поисках твердых полезных ископаемых в Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1983. С. 25–28.
- Андрянов Н.Г., Наумов Г.Г., Осипов В.Н.* Геологическое строение и эндогенная минерализация Хороньского месторождения // Геология и минералогия рудных

узлов Яно-Колымской складчатой системы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. С. 50–61.

Анисимова Г.С. Минералогические критерии локального прогнозирования золотого оруденения на основе топоминералогического картирования Бадранского рудного поля // Минералого-генетические аспекты магматизма и оруденения Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1993. С. 49–53.

Антипин В.С., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. М.: Наука, 1984. 252 с.

Ануфриенко А.А., Бакин В.Е., Барсукова В.В. и др. Геология и геохимия нефтей северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы. Якутск: ЯНЦ АН СССР, 1989. 189 с.

Аплов В.С. Особенности образования кварцевых хрусталеносных жил северной части Верхоянской хрусталеносной провинции // Слюды и пьезооптическое сырье. Л.: Недра, 1976. С. 85–102.

Арский Ю.М. О некоторых особенностях структуры рудного поля Талалахского рудного узла // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск: Кн. изд-во, 1963. Вып. XII. С. 115–128.

Архипов Ю.В. Стратиграфия триасовых отложений Восточной Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1974. 271 с.

Архипов Ю.В. (ред.). Геология СССР. Т. 18. Якутская АССР: Полезные ископаемые. М.: Недра, 1979. 411 с.

Архипов Ю.В. Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующиеся с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы // Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск: Кн. изд-во, 1984. С. 110–134.

Архипов Ю.В., Волкодав И.Г. Офиолиты и олистостромы Верхояно-Колымской складчатой системы // Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. Т. 11. С. 177–185.

Архипов Ю.В., Волкодав И.Г., Камалетдинов В.А., Ян-жин-шин В.А. Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области // Геотектоника. 1981. № 2. С. 81–98.

Архипов Ю.В., Парфенов Л.М. Об Адычанской зоне пологих дислокаций // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250, № 1. С. 155–158.

Асташкин В.А. Литолого-фациальная основа корреляционных стратиграфических построений в кембрийском рифовом комплексе Сибирской платформы // Стратиграфия и фацис осадочных бассейнов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. С. 5–18.

Асташкин В.А., Бакин В.Е., Овчаренко А.В., Савицкий В.Е. Рифовые формации древних платформ и перспективы нефтегазоносности карбонатных отложений кембрия Западной Якутии // Геология и геофизика. 1979. № 6. С. 3–7.

Асташкин В.А., Варламов А.И., Губина Н.К. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы. М.: Недра, 1984. 182 с.

Атласов И.П. Геологическое строение северной части Верхоянского хребта // Геология Советской Арктики. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 424–460. (Тр. НИИГА; Т. 81).

Ахметов Р.Н. Исследования структуры и полиметаморфизма рудоносной серии Ималыкской группы железорудных месторождений (зона БАМ): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев, 1983. 16 с.

Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Эволюция щелочноземельных магм. М.: Наука, 1983. 214 с.

Баддингтон А.Ф. Формирование гранитных тел. М.: Изд-во Иностран. лит., 1963. 210 с.

Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 191 с.

Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.

Балмасова Е.А., Смольская Л.С., Лопатина Л.А. и др. Самородный осмий и иридоосмий Гулинского массива // Докл. РАН. 1992. Т. 323, № 4. С. 748–751.

Баранова Э.Е. Верхнеюрские отложения Момо-Зырянской впадины (Северо-Восток СССР) // Сов. геология. 1980, № 6. С. 70–78.

Баранова Ю.П., Ильина И.А., Никитин В.П. и др. Миоцен Мамонтовой горы: (Стратиграфия и ископаемая флора). М.: Наука, 1976. 284 с.

Бахарев А.Г. Магматизм Нежданинского рудно-магматического узла // Отеч. геология. 1999. № 4. С. 5–8.

Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Половинкин В.Л. Магматические и рудные формации хребта Улахан-Тас (Северо-Восточная Якутия). Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1988. 198 с.

Бахарев А.Г., Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Избеков П.Э. Строение и магматизм Верхнеиндигирской кольцевой структуры // Отеч. геология, 1997а. № 9. С. 15–19.

Бахарев А.Г., Лейер П.В., Гамянин Г.Н., Зайцев А.И. Минералогические особенности и возраст магматических образований Нежданинского золоторудного узла // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997б. С. 209–210.

Бахтуров С.Ф., Евтушенко В.М., Переладов В.С. Куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация. Новосибирск: Наука, 1988. 162 с.

Башарин А.К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М.: Наука, 1967. 204 с.

Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. Л.: Недра, 1978. 168 с.

Беневольский Б.И. Золото России: Проблемы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы. М., 1995. 88 с.

Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978. 295 с.

Бергер В.И. Ртуть // Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1986. С. 386–410.

Бергер В.И., Розина Е.Л., Мищенко К.С., Мамонов С.В. О составе слюдopodobных образований из золото-сурьмяных проявлений Верхояно-Колымской области // Зап. ВМО. 1978. Вып. 5. С. 562–569.

Бережная Н.Г. Генетическая типизация цирконов магматических комплексов раннего докембрия Алданского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб., 1996. 16 с.

Бережная Н.Г., Бибикина Е.В., Сочава А.В. и др. Изотопный возраст чинейской подсерии удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 5. С. 1209–1212.

Березкин В.И. Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1977. 119 с.

Березкин В.И. Геохимия метабазитов восточной части Олекминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита. Якутск: ЯНЦ АН СССР, 1992. 140 с.

- Березкин В.И., Богомолова Л.М., Смелов А.П., Тимофеев В.Ф.* Метаморфизм докембрия восточной части Олекминской складчатой зоны // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 34–48.
- Березкин В.И., Кицул В.И.* О проявлении двух тенденций дифференциации в метавулканитах гранулитового и амфиболитового комплексов центральной части Алданского щита // Проблемы петрогенезиса и рудообразования, корреляция эндогенных процессов: Тез. докл. III Вост.-Сиб. регион. петрогр. совещ. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1979. С. 40.
- Березкин В.И., Смелов А.П.* Особенности метаморфизма верхнеархейских и нижнепротерозойских супракусталльных образований Алданского щита // Петрология, рудоносность и корреляция магматических и метаморфических образований, флюидный режим эндогенных процессов: Тез. докл. IV Вост.-Сиб. регион. петрогр. совещ. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1985. С. 87–89.
- Беус В.А.* Возраст и геолого-петрохимические особенности метаморфических ортопород Приколымского докембрийского комплекса // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ГНПП “Аэрогеология”, 1992. С. 65–85.
- Бибикина Е.В., Грачева Т.В., Другова Г.М.* U-Pb возраст гранулитового комплекса (Алданский щит) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, № 4. С. 949–952.
- Бибикина Е.В., Грачева Т.В., Дук В.Л.* и др. Изотопный возраст Унгринского магматического комплекса Алданского щита // Там же. 1984а. Т. 276, № 1. С. 206–209.
- Бибикина Е.В., Другова Г.М., Дук В.Л.* Геохронология Витимо-Алданского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 135–159.
- Бибикина Е.В., Другова Г.М., Кирнозова Т.И.* и др. Возраст вулканогенных пород Олондинского зеленокаменного пояса // Докл. АН СССР. 1984б. Т. 274, № 2. С. 446–448.
- Бибикина Е.В., Шульдинер В.И., Грачева Т.В.* и др. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области // Там же. 1984в. Т. 275, № 6. С. 1471–1474.
- Биджиев Р.А., Минаева Ю.И.* К вопросу об источниках сноса в период формирования нижнеюрских континентальных отложений в Центральной Якутии (бассейн р. Амги) // Там же. 1961. Т. 136, № 2. С. 412–415.
- Биланенко В.А., Черный Е.Д., Витенко В.Г.* и др. Минерально-сырьевые ресурсы Южной Якутии и проблемы их комплексного освоения // Проблемы комплексного освоения минеральных ресурсов зоны БАМ. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 109–129.
- Билибин Ю.А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи // Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 3. С. 67–130.
- Бирюков В.М.* Магматические комплексы линейного и концентрического типов. Владивосток: Дальнаука, 1997. 268 с.
- Бобров А.В., Богачева Е.О., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П.* Алмаз в эклогитовых ксенолитах трубки Удачная (Якутия) // Мир камня. 1996. № 11. С. 32–33.
- Богатиков О.А., Михайлов Н.П., Гоньшакова В.И.* (ред.). Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 159 с.
- Богатиков О.А., Богданова С.В., Борсук Л.М.* и др. Магматические горные породы: Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Недра, 1987. 438 с.
- Богатиков О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 249 с.
- Богданов Н.А., Хаин В.Е., Розен О.М.* и др. Объяснительная записка к тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1 : 2 500 000). М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998. 127 с.
- Богданов Ю.В., Апольский О.П.* Геодинамическая модель формирования Олекмо-Витимской меденосной провинции // Геология руд. месторождений. 1988. № 3. С. 66–74.
- Богданова Л.А.* Петрография углей Усмунского района Южно-Якутского бассейна // Литология и полез. ископаемые, 1982. № 1. С. 78–90.
- Богнибов В.И., Кривенко А.П., Изох А.Э.* и др. Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1995. 151 с.
- Боголепов К.В.* (ред.). Докембрий континентов. Древние платформы Азии. Новосибирск: Наука, 1977. 552 с.
- Богомолова Л.М.* Олекминская гранит-зеленокаменная область: (Структура и история развития): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1993. 20 с.
- Богомолова Л.М., Тимофеев В.Ф., Березкин В.И., Смелов А.П.* Тектоника “трогового” комплекса р. Олекмы // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука, 1985. С. 96–102.
- Богуш О.И., Герасимов Е.К., Черняк Г.Е., Юферев О.В.* Крестьянские конгломераты устья Лены и их аналоги // Докл. АН СССР. 1963. Т. 153, № 1. С. 166–169.
- Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н.* Золото и уран в мезозойских гидротермальных месторождениях Центрального Алдана (Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40, № 4. С. 354–369.
- Борисенко А.С., Холмогоров А.И., Боровиков А.А.* и др. Состав и металлоносность рудообразующих растворов Депутатского оловорудного месторождения (Якутия) // Геология и геофизика. 1997. № 11. С. 1830–1841.
- Бородин Л.С.* Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 241 с.
- Борукаев Ч.Б.* Тектоника литосферных плит в позднеархее // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 33–41.
- Бочаров Г.В., Замараев Н.Н.* Геодезические измерения на геодинамических полигонах Южной Якутии // Геодезия и картография. 1991. № 3. С. 30–34.
- Брахфогель Ф.Ф., Жуков В.П.* Структурное положение кимберлитопоявлений нижнеоленекской группы полей // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленекского поднятия. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. С. 42–57.
- Брахфогель Ф.Ф., Зайцев А.И., Шамшина Э.А.* Возраст кимберлитовых магматитов – основа прогнозирования алмазности территорий // Отеч. геология. 1997. № 9. С. 20–24.
- Брахфогель Ф.Ф., Ковальский В.В.* О денудационном срезе на территории Анабарской антеклизы и сопредельных структур // Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1970. С. 65–66.
- Будникова И.В., Будников В.М., Граусман В.В.* и др. Литостратиграфия среднего палеозоя краевых прогибов северо-востока Сибирской платформы // Стратиграфия и литофациальный анализ верхнего палеозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 5–13.
- Булгакова М.Д.* Новые данные о вулканогенных и

- кремнистых породах в основании Верхоянского комплекса (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171, № 3. С. 713–716.
- Булгакова М.Д.* Крестяхские конгломераты устья р. Лены и условия их образования // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 3. С. 127–134.
- Булгакова М.Д.* Кремнистые породы Верхояно-Колымской складчатой области // Там же. 1976. № 5. С. 99–108.
- Булгакова М.Д.* Литологические особенности формационных комплексов позднего палеозоя – раннего мезозоя Верхояно-Чукотской складчатой области // Там же. 1982. № 1. С. 55–65.
- Булгакова М.Д.* Литология ордовикских отложений Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1986. 176 с.
- Булгакова М.Д.* Ранний-средний ордовик Средней Лены: Литология и рудоносность // Металлоносность осадочных и магматических комплексов Средней Лены. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. С. 18–43.
- Булгакова М.Д.* Палеогеография Якутии в раннем-среднем палеозое. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1997. 72 с.
- Булгакова М.Д., Кокшарская К.Б., Колодезников И.И., Левашов К.К.* Стратотипический разрез джалканской серии хребта Сетте-Дабан // Стратиграфия, палеонтология и литология осадочных формаций Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 9–35.
- Булгакова М.Д., Колодезников И.И.* Среднепалеозойский рифтогенез на Северо-Востоке СССР: (литология и вулканизм). М.: Наука, 1990. 256 с.
- Булгакова М.Д., Лазебник К.А., Сукнева Л.С.* Новые данные о базальных конгломератах верхоянского комплекса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 9. С. 61–72.
- Булин Н.К.* Глубинное строение Верхояно-Чукотской складчатой области по сейсмическим данным // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 77–85.
- Бунэ В.И., Горшков Г.П. (ред.).* Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. 307 с.
- Бушляков И.Н., Холоднов В.В.* Галогены в петрогенезе гранитоидов. М.: Недра, 1986. 192 с.
- Бушмин С.А., Другова Г.М., Харитонов А.Л.* Метаморфизм Олёкминской складчатой зоны (Восточная Сибирь) // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 8–33.
- Бычев М.И., Яковлев В.Л., Петрова Г.И.* Угли Якутии и перспективные направления их использования. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996. 120 с.
- Бычок Б.Г., Попов Л.Н.* Хотойдохское колчеданно-полиметаллическое месторождение // Разведка и охрана недр. 1975. № 6. С. 7–9.
- Ваганов В.И., Иванкин П.Ф., Кропоткин П.Н.* и др. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. М.: Недра, 1985. 200 с.
- Важенин Б.П., Смирнов В.Н.* Результаты использования аэрокосмической информации при изучении неотектоники и сейсмичности Северного Приохотья // Использование аэрокосмической информации в геологии и смежных областях. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. С. 37–38.
- Васильев В.Г. (ред.).* Перспективы нефтегазоносности Восточно-Сибирской платформы. М.: Недра, 1968. 329 с.
- Веклич В.С.* Стратиграфия и тектоника Сартангского синклинория. М.: Наука, 1979. 147 с.
- Великославинский Д.А.* Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренного и низкого давления. Новосибирск: Наука, 1972. 257 с.
- Великославинский С.Д.* Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита // Зап. ВМО. 1976. Ч. 105, вып. 1. С. 48–58.
- Вельдяков Ф.Ф., Песков Е.Г.* Стратиграфия и магматизм Кухтуйского выступа Охотского массива // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1973. С. 81–89.
- Ветлужских В.Г., Ким А.А.* Геолого-промышленные типы золоторудных месторождений Южной Якутии // Отеч. геология. 1997, № 1. С. 16–24.
- Виноградов В.А., Каменева Г.И., Явшиц Г.П.* О гирборейской платформе в свете новых данных по геологическому строению острова Генриетты // Тектоника Арктики. Л.: Изд-во НИИГА, 1975. Вып. 1. С. 21–25.
- Витязев А.В.* Модели образования и ранняя эволюция планет земной группы // Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука, 1983. С. 42–60.
- Вихерт А.В.* Тектоника // Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 64–98.
- Вишневский А.Н.* Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. Л.: Недра, 1978. 214 с.
- Вишневский А.Н., Красильников А.А.* Докембрийские интрузии Оленёкского поднятия // Учен. зап. НИИГА. Региональная геология. 1963. Вып. 1. С. 64–79.
- Вишневский С.А., Долгов Ю.А., Соболев Н.В.* Лампроиты Талахтахской диатремы на восточном склоне Анабарского щита // Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 17–27.
- Владимиров В.Г.* Геологическое строение Адычата-Тарынской зоны и закономерности размещения в ней золото-сурьмяного оруденения. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1977. 24 с.
- Владимирова Л.В., Воробьева Л.А., Ефремова Л.В.* и др. Купкинское землетрясение 8 ноября 1981 г. // Сейсмические процессы на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1984. С. 39–53.
- Войткевич Г.В.* Основы теории происхождения Земли. М.: Недра, 1979. 136 с.
- Войткевич Г.В., Волкодав И.Г., Кокин А.В., Старников А.И.* Возраст магматизма антиклинория Сетте-Дабан по радиологическим данным (Восточная Якутия). Тез. докл. XX юбил. сес. “Геологическая интерпретация данных геохронологии”. Иркутск: СО АН СССР, 1977. С. 18–19.
- Волков А.Б.* Долгая судьба месторождения Кючус (Республика Саха (Якутия)) // Смирновский сборник-98 / Фонд им. акад. В.И. Смирнова. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 96–118.
- Волков А.В.* Близповерхностное оруденение в терригенных толщах перивулканической зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1989. Т. 8, № 4. С. 97–100.
- Волкодав И.Г.* Субвулканическое Хаардахское месторождение касситерит-силикатной формации // Новые данные по геологии рудных месторождений Восточной Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978. С. 5–34.
- Волкодав И.Г., Базилевская Р.В., Старников А.И.* Стратиграфия нижнего рифея Горностахской гряды (Юго-Восточная Якутия) // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 3–12.

- Воронов Б.Г.* Кыллахское активизированное поднятие и юго-восточная граница Сибирской платформы // Мезозойский тектогенез. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1969. С. 184–186.
- Воронов П.С. (отв. ред.).* Роль сдвиговой тектоники в структуре литосферы Земли и планет земной группы. СПб.: Наука, 1997. 591 с.
- Воронцова Л.А., Патык-Кара Н.Г.* Некоторые вопросы структурной позиции и оловоносности Хонорского рудного узла // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 21. Магадан: СВТГУ, 1974. С. 226–231.
- Высоцкий Н.К.* Платина и районы ее добычи: Обзор месторождений вне Урала. Ч. 5. Л.: Изд-во АН СССР, 1933. 240 с.
- Габьшева Г.А.* Кристаллические породы фундамента в ксенолитах кимберлитовых трубок Западно-Якутской алмазонасной провинции // Отеч. геол. 1994. № 9. С. 32–39.
- Гавриков С.И., Онищенко Б.А., Тимофеев А.И.* Особенности геологического строения и минерализации Имтачанского месторождения // Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР (Северо-Восточная Якутия). Якутск: Кн. изд-во, 1962. Вып. IX. С. 107–113.
- Гаврикова С.Н., Соколовский А.А., Галанин А.В.* и др. Особенности строения фундамента Становой складчатой области // Сов. геол. 1991. № 6. С. 34–45.
- Гавшин В.М., Гурари Ф.Г.* Металлоносность горючих сланцев Оленёкского бассейна // Рудная специализация осадочных формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С. 91–97.
- Гавшин В.М., Гурари Ф.Г.* Геохимия сланцевых формаций Сибири // Геология сланцевых формаций Сибири. Геология угленосных и горючесланцевых формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. С. 50–56.
- Гагиев М.Х.* Стратиграфия девона и нижнего карбона Омулёвского поднятия (Северо-Восток Азии). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 196 с.
- Гагиев М.Х., Шульгина В.С., Колесов Е.В.* Стратиграфия и конодонты верхнего девона и нижнего карбона бассейна р. Березовки (Северо-Восток СССР) // Палеомагнетизм в геологии. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. С. 84–116.
- Гадиятов В.Г.* Геохимические методы поисков золотого оруденения в зеленокаменных толщах Алданского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1992. 17 с.
- Гайдук В.В.* Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 128 с.
- Гайдук В.В.* Реконструкция структуры надвиговых поясов и локальная оценка их нефтегазоносности на примере Индигиро-Зырянского, Предверхоанского прогибов и Нюйско-Джербинской впадины. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1995. 37 с.
- Гайдук В.В., Гриненко О.В., Имаев В.С.* и др. Перспективы нефтегазоносности Индигиро-Зырянского прогиба // Геологические и экономические аспекты освоения нефтегазовых ресурсов Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. С. 85–91.
- Гайдук В.В., Гриненко О.В., Имаев В.С., Сюдюков И.Ш.* Позднекайнозойская складчатость Илин-Тасского антиклинория (Верхоанно-Колымская складчатая система) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 2. С. 431–434.
- Гайдук В.В., Гриненко О.В., Сюдюков И.Ш.* Возраст складчатости Момо-Зырянской впадины // Тихоокеан. геология. 1993. Т. 12, № 3. С. 99–108.
- Гайдук В.В., Прокопьев А.В.* Методы изучения складчато-надвиговых поясов. Новосибирск: Наука, 1999. 160 с.
- Гайдук В.В., Севостьянов С.Ю., Егосин А.А.* и др. Надвиговые структуры Нюйско-Джербинской впадины // Геологическое строение и полезные ископаемые республики Саха (Якутия). Якутск: ЯИГН СО РАН, 1997. Том. 1. Региональная геология. С. 33.
- Гайдук В.В., Сюдюков И.Ш., Гриненко О.В., Имаев В.С.* Строение и нефтегазоносность кайнозойского Индигиро-Зырянского прогиба // Тектоника и нефтегазоносность Якутии. Якутск: ЯИЦ СО АН СССР, 1989. С. 75–87.
- Галабала Р.О.* Об орогенезе в Западном Верхоянье // Мезозойский тектогенез. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1971. С. 61–68.
- Галкин М.А.* Структурно-минералогические и генетические особенности ртутных месторождений Северо-Восточной Якутии // Вопросы металлогении ртути (по материалам Сибири и Дальнего Востока). М.: Наука, 1968. С. 163–177.
- Галкин М.А.* Ртутная формация Якутии // Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1969. С. 302–308.
- Гамалея Ю.Н.* Формационный анализ юго-востока Сибирской платформы // Геотектоника. 1968. № 6. С. 34–45.
- Гамянин Г.Н.* Барит-полиметаллическая формация Восточной Якутии // Новые данные по геологии рудных месторождений Восточной Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978. С. 56–71.
- Гамянин Г.Н.* Зональность золоторудных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области // Минералого-генетические аспекты магматизма и оруденения Якутии. Якутск: ЯИЦ СО РАН, 1993. С. 5–22.
- Гамянин Г.Н., Аникина Е.Ю., Бортников Н.С.* и др. Серебро-полиметаллическое месторождение. Прогноз: минералого-геохимические особенности и генезис // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40, № 5. С. 440–458.
- Гамянин Г.Н., Горячев Н.А.* Близповерхностное оруденение Восточной Якутии // Тихоокеан. геол. 1988. Т. 7, № 2. С. 82–89.
- Гамянин Г.Н., Гринберг Г.А.* Кордиерит и гранат из пегматитов Курумского массива // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 89–93.
- Гамянин Г.Н., Лескова Н.В., Рябева Е.Г.* Сульфосенсиды кобальта и никеля месторождения Эргелях // Минералогия и геохимия производных гранитоидного магматизма Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981. С. 35–41.
- Гамянин Г.Н., Силичев М.И., Горячев Н.А., Белозерцева Н.В.* Полиформационное золоторудное месторождение // Геология руд. месторождений. 1985. № 5. С. 86–89.
- Ганев А.Ш.* Особенности магматизма северо-западной части зоны сочленения Анюйского антиклинория и Южно-Анюйского шовного прогиба // Рудно-магматические системы Востока СССР. Якутск: ЯИЦ СО АН СССР, 1991. С. 153–165.
- Гедько М.И.* Уяндино-Ясачненская позднеюрская островная дуга (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. 1988. № 3. С. 88–100.
- Генкин А.Д.* Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медноникелевых рудах Норильского месторождения. М.: Наука, 1968. 106 с.

Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К. Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. 1993. № 3. С. 69–81.

Годзевич Б.Л. Стратиграфия архея юга Алдано-Станового щита // Проблемы стратиграфии средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 127–136.

Голенецкий С.И. Землетрясения районов трассы БАМ на участке от северной оконечности оз. Байкал до р. Олёкма // Геологические и сейсмические условия района БАМ. Новосибирск: Наука, 1978. С. 126–138.

Гольденберг В.И., Самозванцева З.М. Стратиграфия мезозойских отложений Токинской котловины и некоторые сведения об их угленосности // Труды ВАГТ. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Вып. 7. С. 35–56.

Горелов Г.Ф., Гузман А.Г., Калугин И.А. и др. Чаро-Токкинская кремнисто-железородная формация. Новосибирск: Наука, 1984. 160 с.

Горохов И.М., Дук В.Л., Кицул В.И. и др. Rb-Sr системы полиметаморфических комплексов центральной части Алданского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 5–16.

Горохов И.М., Тимофеев В.Ф., Бизунок М.Б. и др. Rb-Sr системы в метаосадочных породах Ханнинского грабена (Олекминская гранит-зеленокаменная область) // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 110–126.

Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.

Грабкин О.В. Эволюция эндогенных процессов в пределах Чарской кольцевой депрессии (запад Алданского щита) // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1982. С. 32–37.

Гразинский Р., Кастецкая А., Радомский А. Седиментология. М.: Недра, 1976. 370 с.

Грамберг И.С., Деменицкая Р.М., Секретов С.Б. Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля – Момского хребта // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311, № 3. С. 689–694.

Граусман В.В. Геологический разрез Усть-Оленёкской скважины 2370 (интервал 3605–2700) // Тихоокеан. геология. 1995а. Т. 14, № 4. С. 137–140.

Граусман В.В. Отложения верхнего докембрия Оленёкского поднятия по материалам глубокого бурения // Там же. 1995б. Т. 14, № 4. С. 133–136.

Граусман В.В., Рудаевская В.А., Васильева Н.И. Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия Оленёкского поднятия // Отеч. геология. 1996. № 8, С. 30–35.

Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М. Проблемы связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1973. Вып. 8. С. 56–75.

Григорьев В.Б., Кирьянова В.В. Новые данные о возрасте вулканогенных образований северной части Куйдусунской впадины // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Хабаровск: ГКП ПГО “Дальгеология”, 1990. С. 231–232.

Гринберг Г.А. Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 187 с.

Гринберг Г.А. Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 9–25.

Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. и др. Гранитоиды Южного Верхоянья. М.: Наука, 1970. 214 с.

Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Вулканические комплексы центральной части Уяндино-Ясачненского пояса // Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск: ЯР СО АН СССР, 1974. С. 108–121.

Гринберг Г.А., Гусев Г.С., Бахарев А.Г. и др. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 359 с.

Гриненко В.С., Камалетдинов В.А., Лупенко Л.Г. и др. Геологическая карта Якутии: Центрально-Якутский блок. Масштаб 1:500 000. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2000а. 16 л.

Гриненко В.С., Лупенко Л.Г., Спектор В.Б., Хан В.С. Геологическая карта Якутии: Верхнеиндигирский блок. Масштаб 1:500 000. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2000б. 12 л.

Гриненко О.В., Бороденкова З.Ф. Геоморфология // Геология СССР. М.: Недра, 1972. Т. 42: Южная Якутия: Геол. описание. С. 448–473.

Гриненко О.В., Жарикова Л.П., Фрадкина А.Ф. и др. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 184 с.

Гриненко О.В., Сергеев А.И., Белолюбский И.Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Ч. II. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Восточной Якутии и объяснительная записка к ней. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1998. 38 с.

Гросвальд М.Г., Спектор В.Б. Ледниковый рельеф Тикси (западное побережье губы Буор-Хая, Северная Якутия) // Геоморфология. 1993. № 1. С. 72–81.

Груздев В.С., Степанов В.И., Шумкова И.Г. и др. Галхит HgAsS₂ – новый минерал из мышьяково-сурьмяно-ртутных месторождений СССР // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205, № 5. С. 1194–1197.

Губанов И.В. Некоторые закономерности пространственного размещения и условий формирования ртутного оруденения северной части горной системы Черского // Новые данные по металлогении и геологическому строению Яно-Колымского междуречья. Л.: НИИГА, 1972. С. 87–95.

Гулий В.С. Геология, минералогия и генезис докембрийских метаморфизованных месторождений апатита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Киев, 1993. 32 с.

Гуляев П.В. К тектонике Алазейского поднятия // Геотектоника. 1975. № 6. С. 30–43.

Гурьев Г.А., Кропачев А.П. О медистых сланцах в рифее хребта Сетте-Дабан // Геология и геофизика. 1978. № 5. С. 139–141.

Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода. М.: Наука, 1979. 208 с.

Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 248 с.

Давыдов Ю.В. Пирокластические и кремнистые породы юдомской серии Юдомо-Майского складчато-глыбового поднятия // Геология и геофизика. 1981а. № 5. С. 61–68.

Давыдов Ю.В. Долomit-анкерит-кварц-ортоклазовые метасоматиты полиметаллического месторождения Сардана (юго-восточная Якутия) // Магматизм, метасоматизм и литология рудных узлов Восточной и Южной Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1981б. С. 77–89.

Давыдов Ю.В. Нижнепротерозойские меденосные отложения Угуйской впадины (Южная Якутия) и их корреляция с удоканским комплексом // Литология и полезные ископаемые. 1986. № 3. С. 44–58.

Давыдов Ю.В. Рудомещающие фациальные системы стратиформных свинцово-цинковых и медных месторождений // Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 70–76.

Давыдов Ю.В. Закономерности размещения медно-го оруденения в верхнекембрийских отложениях Средней Лены // Металлоносность осадочных и магматических комплексов Средней Лены. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. С. 6–17.

Давыдов Ю.В. Металлогенетические этапы формирования стратиформного оруденения Якутии (свинец, цинк, медь) // Отеч. геология. 1997. № 9. С. 12–15.

Давыдов Ю.В., Соболев А.Е. Литолого-фациальные особенности вендских отложений Южного Верхоянья и свинцово-цинковое оруденение // Геология и геофизика. 1990. № 9. С. 11–18.

Давыдов Ю.В., Чиряев А.Г. Меденосность нижнепротерозойских отложений Угуйского грабена (Южная Якутия) // Там же 1986. № 3. С. 18–28.

Дазис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 245 с.

Данилевский В.В. Русское золото: История открытия и добычи до середины XIX в. М.: НТИ по чер. и цв. металлургии, 1959. 380 с.

Данилов В.Г., Гедько М.И., Шумов В.В. Колчеданно-полиметаллическое месторождение Хотойдох // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 2. С. 67–72.

Данилов В.Г., Ставский А.П. Стратиграфия и литология Уяндино-Ясачненского вулканического пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, № 1. С. 44–45.

Денисов Г.В., Засимов М.Г., Окунев А.Е. Геологическое строение и сереброносность Томпо-Делиньинской металлогенетической зоны // Серебряное оруденение Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 28–35.

Дзевановский Ю.К., Миронюк Е.П., Лагздина Г.Ю. История геологического развития Алданского щита // Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1970. Т. 3. С. 132–142.

Диман Е.Н., Некрасов И.Я. Высокотемпературная растворимость золота в воде и генезис золоторудных месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 11. С. 66–74.

Дмитриев Ю.И., Цветков А.А. Магматизм активных окраин океанов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 3. С. 3–18.

Додин Д.А., Чернышов Н.М., Полферов Д.В., Тарновецкий Л.Л. Платинометалльные месторождения Мира. Т. 1, кн. 1. Платинометалльные малосульфидные месторождения в ритмично расслоенных комплексах. М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1994. 279 с.

Долгов Б.Ю., Натанов Л.М., Ставский А.П. Офиолиты хребта Тас-Хаяхта // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 3. С. 666–668.

Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Новосибирские острова: Геологическое строение и минерагения. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 130 с.

Драчев С.С. Тектоника и мезозойская геодинамика района Новосибирских островов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1989. 19 с.

Драчев С.С. Тектоника рифтовой континентальной окраины Северо-Восточной Евразии в Арктике (моря

Лаптевых и Восточно-Сибирское): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1999. 40 с.

Драчев С.С., Савостин Л.А. Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские острова) // Геотектоника. 1993. № 6. С. 33–51.

Дробот Г.Д., Столяров И.С., Кошенский О.А. Новый тип комплексных оловорудных месторождений // Разведка и охрана недр. 1993. № 7. С. 3–7.

Другова Г.М., Бушмин С.А., Харитонов А.Л. Эндеогенные процессы раннего докембрия в западной части Алданского щита // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л.: Наука, 1985. С. 35–52.

Другова Г.М., Верхало-Узкий В.Н., Бережная Н.Г., Морозов Н.Е. Докембрийские мафические дайки в гранулитах курультинского комплекса (Витимо-Алданский щит) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 8. С. 9–17.

Другова Г.М., Пухтель И.С., Шустова Л.Е., Бережная Н.Г. Олондинский зеленокаменный пояс (Алданский щит) // Там же. 1988. № 8. С. 40–56.

Дубарь Г.П. Опыт комплексного использования данных абсолютного возраста и минералогического анализа для решения задач палеогеографии (на примере Ленского бассейна) // Докл. АН СССР. 1962. Т. 143, № 1. С. 175–178.

Дубатов В.Н., Симаков К.В. Проблемы биоэволюции девонских отложений Северо-Востока СССР // Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР: (Тез. докл.). Магадан: СВТГУ, 1974. С. 94.

Дук В.Л. Докембрий Алданского щита: (Структурная эволюция и история развития): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1989. 43 с.

Дук В.Л., Горохов Н.М., Кицул В.И. и др. Rb-Sr возраст и генезис чарнокитов Усть-Иджеского массива (центральная часть Алданского щита) // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 126–135.

Дук В.Л., Кицул В.И. Эндеогенные режимы и особенности их проявления в гранулитовом массиве Алданского щита // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. С. 77–83.

Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 280 с.

Егоров А.Ю., Богомолов Ю.А., Константинов А.Г., Курушин Н.И. Стратиграфия триасовых отложений острова Котельный (Новосибирские острова) // Бореальный триас. М.: Наука, 1987. С. 66–81.

Еловских В.В. Принципы металлогенетического районирования Якутии // Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972. С. 240–244.

Еремеев Н.В. Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. М.: Наука, 1984. 135 с.

Жданов Ю.Я., Холмогоров А.И., Кулагина Д.А. Моринит и витаньемит из месторождения оловоносных грейзенов Одинокое // Геология и минералогия рудных узлов Яно-Кольмской складчатой системы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. С. 114–124.

Желинский В.М. Мезозойская угленосная формация Южной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 120 с.

Желинский В.М., Корнет В.Н. Бомбово-лапиллелевые туфы в угленосной формации Южной Якутии // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300, № 5. С. 1189–1192.

Желинский В.М., Коробицына В.Н., Маркович Е.М. О стратиграфическом положении песчано-конгломератовой толщи Верхнетимптонского грабена // Стратиграфия, палеогеография, литология Южно-Якутского бассейна и прогноз его угленосности. Л.: ВСЕГЕИ, 1979. С. 33–35. (Тр. ВСЕГЕИ. Н. С.; Т. 306).

- Жижин В.И., Стогний В.В., Смелов А.П.* Оценка платиноносности Алданского щита // *Благородные и редкие металлы.* Донецк: Украина, 1994. С. 91–92.
- Журавлев Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В.* Sm-Nd возраст и геохимия метавулканитов Олондинского зеленокаменного пояса (Алданский щит) // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1989. № 2. С. 39–49.
- Заварзин Г.А.* Термофильная спирохета // *Природа.* 1990. № 4. С. 106–107.
- Загрузина И.А.* Радиометрический возраст докембрийских метаморфических комплексов Северо-Востока СССР // *Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока.* Владивосток: ДВО АН СССР, 1975. С. 20–26.
- Загрузина И.А.* Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 280 с.
- Зайцев А.И.* Изотопная геохимия Rb-Sr систем // *Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии.* Новосибирск: Наука, 1992. С. 71–101.
- Зайцев А.И., Косенко Н.Л., Ненашев Н.И., Тыллар В.И.* Первые определения изотопов стронция в основных породах хр. Арга-Тас // *Бюл. НТИ / ЯФ СО АН СССР.* Якутск, 1979. С. 14–18.
- Зайцев А.И., Ненашев Н.И.* Изотопный состав стронция из жильного материала золото-кварцевых проявлений Аллах-Юньского района // *Отеч. геология.* 1999. № 4. С. 62–65.
- Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Косенко Н.П., Тыллар В.И.* Предварительные данные о возрасте гранитоидов тоналит-плагиогранитного комплекса Алазейского поднятия // *Бюл. НТИ: Геология и полез. ископаемые Якутии.* Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1982. С. 25–28.
- Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И.,* и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. 248 с.
- Занин А.М.* История развития юрско-меловых седиментационных бассейнов Сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб., 1995. 24 с.
- Звягинцев О.Е.* Твердые растворы в самородных минералах группы платины // *Изв. сектора физ.-хим. анализа ИОНХ АН СССР.* 1943. Т. 16, вып. 1. С. 45–53.
- Зеденизов А.Н., Шкодзинский В.С.* Фрактальная природа взаимоотношений орто- и парапоруд в гранулитогнейсовых комплексах (на примере Алданского щита) // *Геология и геотектоника платформенных и орогенных областей Северо-Востока Азии.* Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 7–12.
- Зеленова Г.М.* Модель минералого-геохимической зональности месторождения Чурпунья // *Минералогические аспекты металлогении Якутии.* Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. С. 75–82.
- Зеленова Г.М.* Петрохимические особенности позднемезозойских гранитоидов Верхояно-Колымской складчатой области по данным метода нормирования по кремнекислоте // *Генетические аспекты магматизма Восточной Якутии.* Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1994. С. 83–99.
- Зимоглядов Б.Н.* О россыпной платине в Норильском районе // *Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири.* Новосибирск: Наука, 1974. С. 169–174. (Тр. Зап.-Сиб. отд.-ния ВМО; Вып. 1).
- Злобин В. Л., Петрова Т. Л., Сонюшкин В.Е., Тислов Ю.С.* Первая находка спериллита в золотоносной россыпи Анабарского щита // *Докл. РАН.* 1996. Т. 349, № 4. С. 504–506.
- Зольников Г.В., Корзилов А.К., Крючков А.И.* Минералогические критерии оценки коренных месторождений алмазов // В кн.: *Минералогические аспекты металлогении Якутии.* Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1990. С. 121–130.
- Зоненшайн Л.П.* Тектоника и анализ складчатости Верхоянья // *Геотектоника.* 1965. № 2. С. 58–78.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 236 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990а. 327 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990б. 334 с.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
- Зоненшайн Л.П., Сборщиков И.М.* Петроструктурный анализ некоторых складок Западного Верхоянья // *Геотектоника.* 1965. № 4. С. 92–105.
- Зуева И.Н., Уткина Н.А., Каширцев В.А., Григорьева Т.А.* Геохимия порфиринов и микроэлементов органического вещества и нефтяных Западной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. 100 с.
- Иванов В.Л.* Оленёкские месторождения битумов. Л.: Недра, 1979. 102 с.
- Иванов Н.В., Тараканов А.С. (ред.).* Научные основы прогнозирования мощных угольных пластов (на примере Северо-Востока СССР). Л.: Недра, 1985. 207 с.
- Иванов О.Н.* Геология Алазейского нагорья в связи с тектоническим районированием Северо-Востока СССР // *Принципы тектонического районирования.* Владивосток: 1975. С. 227–235.
- Иванова Н.М., Секретов С.Б., Шкарубо С.И.* Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // *Океанология.* 1990. Т. 19, вып. 5. С. 789–795.
- Ивсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г.* Стрение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск: Наука, 1975. 322 с.
- Игнатченко Н.А.* Геологическое строение и угольные месторождения западной части Ленского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 112 с.
- Игнатченко Н.А.* Геологическое строение и формирование Якутско-Кангаласского района (Ленский угольный бассейн). М.: Изд-во АН СССР, 1961. 144 с.
- Игнатченко Н.А. (ред.).* Угленосность и угленосные формации Якутии. М.: Наука, 1966. 173 с.
- Игумнова Н.С.* Золото в эндогенных минеральных ассоциациях месторождения Хангалас // *Вопросы рудоносности Якутии.* Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1971. С. 47–57.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Активные разломы и сейсмостектоника Северо-Восточной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 138 с.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмодислокации в сейсмических поясах Якутии // *Геотектоника.* 1995. № 1. С. 79–92.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* и др. Сейсмостектонические процессы на границе литосферных плит Северо-Востока Азии и Аляски // *Тихоокеан. геология.* 1998. Т. 17, № 2. С. 3–17.
- Индолев Л.Н.* Магматизм и связь с ним оруденения в северной части Южно-Верхоянского синклиория // *Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии.* М.: Наука, 1965. С. 5–85.
- Индолев Л.Н.* Дайки рудных районов Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 194 с.

- Индолев Л.Н., Жданов Ю.Я., Суплецов В.М.* Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. Новосибирск: Наука, 1980. 230 с.
- Индолев Л.Н., Невойса Г.Г.* Серебро-свинцовые месторождения Якутии. Новосибирск: Наука, 1974. 252 с.
- Индолев Л.Н., Суплецов В.М.* Роль рудного метасоматоза в формировании золото-сурьмяной минерализации // Минералогические особенности эндогенных образований Якутии. Якутск: ЯФ СО РАН, 1979. С. 130–141.
- Иогансон А.К.* Геологическое строение Курпанджинского рудного поля и условия формирования медно-железного оруденения Якутии // Стратиформное оруденение Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. С. 87–98.
- Ичетовкин И.В.* Состав и условия образования Верхне-Аллахского субвулканического комплекса (Южное Верхоянье) // Палеовулканология и проблемы вулканических формаций. Алма-Ата, 1963, с. 117–127.
- Ишина Т.А.* Стратиграфия, литология и фации юрских угленосных отложений Южной Якутии // Южноякутская угленосная площадь. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 43–121. (Тр. ЛАГУ; Вып. 11).
- Каденский А.А.* Магнетитовое оруденение в Сутамском районе // Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 225–244.
- Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В.* Физико-химические условия кристаллизации и генезиса андезитов. М.: Наука, 1986. 158 с.
- Казаков А.М., Граусман В.В.* Литостратиграфия триаса Лено-Анабарской нефтегазоносной области по материалам бурения // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 37–44.
- Казаринов А.И.* Закономерности размещения главных типов золотого оруденения в Алданском районе и принципы их перспективной оценки // Тр. ЦНИГРИ. 1967. Вып. 68. С. 5–30.
- Казаринов А.И.* К вопросу о генезисе золоторудных месторождений Куранахского типа // Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 125–135.
- Калинко М.К.* История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 353 с.
- Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Происхождение складчатости. М.: Наука, 1981. 135 с.
- Караваев К.А., Поспеев В.Н.* Электромагнитные исследования глубинного строения алмазоносных провинций некимберлитового типа // Геофизические исследования Восточной Сибири на современном этапе. Иркутск: Вост.-Сиб. ин-т геологии, геофизики и минерал. сырья, 1990. С. 29–35.
- Карасик А.М.* Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1968. Вып. 5. С. 8–19.
- Карасик А.М.* Евразийский бассейн Арктического океана с точки зрения плитной тектоники // Проблемы геологии полярных областей Земли. Л.: НИИГА, 1974. С. 23–31.
- Карасик А.М., Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П.* Параметры движения литосферных плит Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1191–1196.
- Карсаков Л.П.* Метаморфические комплексы Приамурья // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 66–97.
- Карсаков Л.П.* Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1995. 88 с.
- Карсаков Л.П., Романов Б.И.* Золоторудное месторождение Колчеданный Утес // Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976. С. 118–121.
- Карякин Ю.В., Оксман В.С., Прокопьев А.В.* и др. Позднепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения Селенных хребта и их геодинамическая природа // Докл. РАН. 2000. Т. 370, № 5. С. 646–650.
- Кастрыкина В.М.* Метаморфизм центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 140–163.
- Кац А.Г., Флорова З.В., Ставский А.П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеиндигирская. Л. Q-55–III–IV, Q-55–IX–X, R-55–XXXIII–XXXIV. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 224 с.
- Каширцев В.А.* Природные битумы и битуминозные породы северо-востока Сибирской платформы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1994. 35 с.
- Каширцев В.А., Зуева И.Н., Митронов Д.В.* и др. Редкие и редкоземельные элементы в мезозойских углях Ленского бассейна // Геологическое строение и полезные ископаемые РС (Я): Материалы конф. Якутск: ИГН СО РАН, 1997а. Т. 4. С. 36–37.
- Каширцев В.А., Зуева И.Н., Сукнев В.С.* и др. Парагенетические ассоциации редкоземельных элементов в мезозойских углях северной части Ленского бассейна // Отеч. геология. 1999. № 4. С. 65–68.
- Каширцев В.А., Филп Р.П., Чалая О.Н.* и др. Генетические семейства нафтидов востока Сибирской платформы // Там же. 1997б. № 8. С. 28–30.
- Ким А.А., Панков В.Ю., Уютов В.И., Лескова Н.В.* Минералогия и генезис минералов платиновых металлов из аллювиальных объектов Центрального Алдана // Самородное металлообразование в магматическом процессе. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. С. 111–135.
- Кирусенко Т.С.* О структурных особенностях Южно-Верхоянского синклинория // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970. Т. 4. С. 69–74.
- Кислый А.В., Утробин Д.В.* Геологическое строение и минералогия Кавактинского габброноритового массива Южной Якутии // Отеч. геология. 1994. № 9. С. 47–54.
- Кицул В.И., Дук В.Л., Балаганский В.В.* и др. Эволюция эндогенных процессов в раннедокембрийских комплексах Алданского массива и Джугджуро-Становой складчатой области // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 168–182.
- Кицул В.И., Смелов А.П., Березкин В.И.* и др. Термодинамические режимы метаморфизма в эволюции раннедокембрийской земной коры Алданского щита // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1986. С. 120–125.
- Ковальский В.В., Никишов К.Н., Зольников Г.В., Маршинцев В.К.* Кимберлитовая формация Якутии // Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1969. С. 189–207.
- Ковач В.П., Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Sm-Nd изотопная систематика кислых

метавулканитов федоровской толщи Алданского щита (район среднего течения р.Тимптон) // Докл. РАН. 1995а. Т. 335, № 3. С. 357–361.

Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов Алданского щита: Первые Sm-Nd изотопные данные // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе: (Земная кора и мантия): Тез. докл. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1995б. Т. 2. С. 56–57.

Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Sm-Nd изотопная систематика высокометаморфизованных супракрустальных комплексов Алданского щита // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. Тез. докл. СПб., 1995в. С. 31.

Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Sm-Nd изотопная систематика курумканской толщи иенгрской серии Алданского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 3. С. 3–10.

Когарко Л.Н. Соотношение Ni / Co – индикатор мантийного происхождения магм // Геохимия. 1973, № 10. С. 1441–1446.

Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 125 с.

Козьмин Б.М., Голенецкий С.И., Николаев В.В. и др. Южно-Якутское землетрясение 20 апреля 1989 г. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1992. 45 с.

Козьмин Б.М., Голенецкий С.И., Николаев В.В. и др. Афтершоки Южно-Якутского землетрясения 20 апреля 1989 г. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1993. 66 с.

Кокин А.В. Минеральные типы золоторудных месторождений Юго-Восточной Якутии // Отеч. геология. 1994. № 8. С. 10–17.

Кокин А.В., Силичев М.К. Литолого-петрохимические и геохимические особенности отложений, вмещающих стратиформное золото-кварцевое оруденение в Юго-Восточной Якутии // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 3. С. 119–128.

Комар В.А., Работнов В.Т. Верхний докембрий Северо-Востока СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 8. С. 9–16.

Комаров А.Н., Илупин И.П. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные методом треков // Геохимия. 1978. № 7. С. 1004–1014.

Константинов М.М., Косовец Т.Н., Орлова Г.Ю. и др. Факторы локализации стратиформного золото-кварцевого оруденения // Геология руд. месторождений. 1988. № 5. С. 59–69.

Константиновский А.А. Древние глыбы в отложениях хребта Черского (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. 1975а. № 6. С. 61–67.

Константиновский А.А. К стратиграфии верхнедокембрийских и нижнепалеозойских отложений хр. Черского // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975б. № 8. С. 95–105.

Конторович А.Э., Ештушенко В.М., Ивлев Н.Ф., Лапичев А.И. Закономерности накопления органического вещества на территории Сибирской платформы в докембрии и кембрии // Литология и геохимия нефтегазовых толщ Сибирской платформы. М.: Наука, 1981. С. 19–41.

Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. (ред.). Геология нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1981. 552 с.

Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. (ред.). Нелско-Ботуобинская антеклизы – новая перспек-

тивная область добычи нефти и газа на Востоке СССР. Новосибирск: Наука, 1986. 244 с.

Королева О.В. Особенности состава и генезис ассоциаций основных и щелочно-кремнекислых магматитов Сибирской и Индостанской платформ // Траппы Сибири и Декана: Черты сходства и различия. Новосибирск: Наука, 1991. С. 177–195.

Королева О.В., Округин А.В., Рихванов Л.П. Сложные дайки Анабарского массива – индикаторы рифтогенных процессов // Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: ЯИЦ СО РАН, 1999. Т. 2. С. 80–84.

Корольков В.Г., Рудник В.А., Соботович Э.В. О позднеазойском-раннеархеозойском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219, № 6. С. 1441–1444.

Коростелев В.И. Тектоника и магматические формации Кобюминского грабена (Южное Верхоянье) // Геология и тектоника рудоносных регионов Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1979. С. 3–33.

Коростелев В.И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1982. 216 с.

Корсаков А.К. Тектонические условия образования зеленокаменных поясов и их металлогения: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2000. 35 с.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья // Докл. АН СССР. 1955. Т. 103, № 6. С. 1085–1088.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Муравьев В.И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с. (Тр. ГИН; Вып. 34).

Костин А.В. Структура Кысылтасского золото-серебряного месторождения (Западное Верхоянье, Якутия) // Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: ЯИЦ СО РАН, 1999. Т. 2. С. 153–156.

Костин А.В., Лобанов С.П., Шошин В.В. Геолого-промышленные типы месторождений серебра Северо-Востока Якутии // Отеч. геология. 1997а. № 1. С. 8–16.

Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин В.В. и др. Серебряная провинция Западного Верхоянья. Якутск: ЯИЦ СО РАН, 1997б. 155 с.

Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1964. 74 с.

Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии // Тектоника Сибири. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962. Т. 1. С. 9–17.

Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Схема расчленения мезозойских магматических комплексов Колымо-Охотского региона и некоторые особенности их эволюции // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 48–52.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Богомолова Л.М., Смелов А.П. О возрастных границах формирования ранних надвиговых структур Восточной части Олёкминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита // Докл. РАН. 1995. Т. 342, № 2. С. 209–212.

Кочетков А.Я., Игумнова Н.С., Абрамова В.А. Поисковые критерии золоторудных месторождений лебединского и куранахского типов // Разведка и охрана недр. 1979. № 12. С. 19–23.

Кочетков В.М. Сейсмичность Якутии. М.: Наука, 1966. 92 с.

Кочетков В.М., Хилько С.Д., Николаев В.В., Козьмин Б.М. Тас-Юряхское землетрясение 18 января 1967 г. // Сейсмоструктурная, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1975. С. 71–94.

Кошелев Ю.Я., Четкин В.С. Золото Читинского Севера: геология, изученность, перспективы // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья. Новосибирск: СО РАН, 1996. С. 160–165.

Кравченко С.М., Власова Е.В. Щелочные породы Центрального Алдана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 190 с.

Краснов А.И. О тектоническом строении фундамента Алданского щита в свете геологической интерпретации данных крупномасштабных аэромагнитных съемок // Сов. геология. 1964. № 11. С. 61–71.

Красный Л.И. (ред.) Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981. 300 с.

Кренделев Ф.П., Бакун Н.Н., Володин Р.Н. Медистые песчаники Удокана. М.: Наука, 1983. 248 с.

Кривенко А.П. Мезозойские калиевые пикритонды Центрального Алдана // Докл. АН СССР. 1980. Т. 257, № 3. С. 465–469.

Кривенко А.П., Изох А.Э., Толстых Н.Д., Гонгальский Б.И. Устойчивость минералов платины и палладия при разрушении сульфидных руд // Доклады РАН. 1995. Т. 342, № 5. С. 640–643.

Кривенко В.А., Пинаева Т.А. Геология и петрология раннего докембрия Кодаро-Удоканского района. Новосибирск: Наука, 1987. 136 с.

Кропачев А.П. Тектоническое строение и история развития Орулганского антиклинария: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.; 1970. 27 с.

Кропачев А.П., Борковская Е.А., Федорова Н.П. Среднепалеозойские олистостромы Сетте-Дабана // Сов. геология. 1988а, № 5. С. 67–76.

Кропачев А.П., Коновалов А.Л., Федорова Н.П. Медное оруденение на северо-западе Омурлевского поднятия // Стратиформное оруденение Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988б. С. 98–110.

Кропачев А.П., Кутырев Э.И., Русецкая Г.А. Эпигенетические образования в силурийской карбонатной толще севера Сетте-Дабана // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 6. С. 126–132.

Кропачев А.П., Стрельников С.И., Киселев А.А., Федорова Н.П. Доордовикские офиолитокластиты Омурлевского поднятия (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 4. С. 941–944.

Кудрявцев В.А., Ахметов Р.Н. Геологическое строение и железные руды Хатинского района // Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977. С. 27–35.

Кудрявцев В.А., Нужнов С.В. Верхнеархейские структуры Алданского щита // Геология и геофизика. 1981. № 6. С. 28–37.

Кузнецов В.А. (ред.). Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.

Кулаков В.В. Некоторые особенности структуры Южно-Якутского каменноугольного бассейна // Геотектоника. 1982. № 4. С. 36–41.

Кутырев Э.И., Кропачев А.П., Гурьев Г.А. Флюоритовое и флюорит-сфалеритовое оруденение Сетте-Дабана // Разведка и охрана недр. 1982. № 2. С. 20–23.

Кутырев Э.И., Соболев А.Е., Исправников А.В. и др. Медистые песчаники и медистые базальты Сетте-Дабанского региона // Стратиформное оруденение Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. С. 74–87.

Кушев В.Г. Зеленокаменные прогибы (тропогеокомплексы) Восточной Сибири в системе архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 28–34.

Лавров В.В., Погребницкий Е.О. (ред.). История верхнемезозойского угленакопления на территории Бурятской АССР и юго-восточной части Ленского бассейна. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 336 с. (Тр. лаб. геологии угля; Вып. 18).

Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Лопатин Г.Г. Геохимия ультрамафитов платиноносного Гулинского массива Маймеча-Котуйской провинции // Геохимия. 1993. № 11. С. 1523–1531.

Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометаллическая минерализация зональных ультраосновных и коматитовых массивов. Л.: Недра, 1992. 217 с.

Ласточкин А.Н. Отражение хода послеледниковой трансгрессии в уклонах абразионно-аккумулятивных поверхностей на северном шельфе Евразии // Океанология. 1977. Т. 17, № 4. С. 85–87.

Ласточкин А.Н., Федоров Б.Г. Рельеф и новейшая история развития северного шельфа Евразии // Геоморфология. 1978. № 3. С. 19–27.

Левашов К.К. Магматизм Южного Верхоянья // Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М.: Наука, 1964. С. 35–41.

Левашов К.К. Среднепалеозойские эффузивные базальты Сетте-Дабана и восточной части Сибирской платформы // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 199–206.

Левашов К.К. Среднепалеозойская рифтовая зона Сетте-Дабана // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219, № 3. С. 689–692.

Левина А.П. (ред.). Геоморфология // Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. 18: Западная часть Якутской АССР, ч. 1: Геологическое описание, кн. 2. С. 186–217.

Левченков О.А., Морозова И.М., Другова Г.М. и др. Уран-свинцовое датирование древнейших образований Алданского щита // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М.: Наука, 1987. С. 116–138.

Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояньо-Колымских мезозойд // Докл. АН СССР. 1993. Т. 329, № 5. С. 621–624.

Лейциг А.В. (ред.). Тектоника // Геология СССР. М.: Недра, 1971. Т. 18: Западная часть Якутской АССР, ч. 1: Геологическое описание, кн. 2. С. 68–186.

Ле Метр Р.В. (ред.). Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов: Рекомендации подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997. 248 с.

Лихачев А.П., Кириченко В.Т., Лопатин Г.Г. и др. К особенностям платиноносности массивов щелочно-ультраосновной формации // Зап. ВМО. 1987. Ч. 116, № 1. С. 122–125.

- Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
- Лутц Б.Г., Оксман В.С.* Глубоко эродированные зоны разломов Анабарского щита. М.: Наука, 1990. 250 с.
- Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Шпикерман В.И., Ликман В.Б.* Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВО РАН, 1989. 119 с.
- Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Пономарева Л.Г.* и др. Глаукофансланцевый метаморфизм Алазейского плоскогорья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: СВТГУ, 1975. Вып. 22. С. 112–119.
- Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Терехов М.И.* Геология Алазейского плоскогорья // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1977, С. 18–55.
- Макалкин А.Б., Дорофеева В.А.* Температуры в протопланетном диске: Модели, ограничения, следствия для планет // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 8. С. 34–51.
- Макаров В.И., Соловьев В.И.* Акцессорные минералы вулканических пород Куйдусунской впадины // Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск: Наука, 1976. С. 87–93.
- Максимов Е.П.* Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 16–31.
- Максимов Е.П., Угрюмов А.Н.* Геологическое строение центральной части Алданского щита // Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966. С. 51–58.
- Маландин М.М.* Жиганский угленосный бассейн // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Недра, 1973. Т. 9, кн. 2. С. 270–285.
- Мануйлова М.М. (сост.).* Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 334 с.
- Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
- Марков Ф.Г. (ред.).* Геология СССР. Т. 18. Западная часть Якутской АССР, ч. 1: Геологическое описание, кн. 1. М.: Недра, 1970. 536 с.
- Маркович Е.М.* Значение палеоботанических данных для корреляции и стратиграфии южноякутской угленосной формации // Стратиграфия, палеогеография, литология Южно-Якутского бассейна и прогноз его угленосности. Л.: ВСЕГЕИ, 1979. С. 28–33. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 306).
- Маркович Е.М.* Новые данные по флоре Южно-Якутского бассейна и палеоботаническое обоснование внутривосстановительной корреляции разрезов // Новые угленосные районы Южно-Якутского бассейна. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. С. 18–41.
- Маршинцев В.К.* Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия. Якутск: Кн. изд-во, 1974. 119 с.
- Маршинцев В.К., Кырбасова Т.П.* Минерально-сырьевая база Якутской алмазонасыщенной провинции // Наука и образование. 1997. № 1. С. 56–59.
- Масайтис В.Л., Мащак М.С., Райхлин А.И.* и др. Алмазонасыщенные импактиты Попигайской астроблемы. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 179 с.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.* Вулканизм и тектоника Патомско-Виллюйского среднепалеозойского авлакогена. М.: Недра, 1975а. 184 с.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.* Попигайский метеоритный кратер. М.: Наука, 1975б. 124 с.
- Масленников В.В.* Условия локализации сурьмяно-ртутного оруденения Северного Верхоянья // Советская геология. 1977, № 5. С. 115–125.
- Матвеев А.К. (ред.).* Геология угольных месторождений СССР. М.: Изд-во МГУ, 1990. 352 с.
- Матвеев В.Д., Микуленко К.И., Ситников В.С.* и др. Новые представления о строении нефтегазоносных территорий Западной Якутии // Тектоника и нефтегазоносность Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. С. 4–17.
- Матвеев В.Т., Шталов Е.Т.* Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 1. С. 169–240.
- Материалы по сейсмичности Сибири за 1976–1987 гг.* Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1978–1989.
- Мащак М.С.* Трапповый магматизм южного склона Анабарского щита // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970. С. 34–47.
- Межвилк А.А.* Ленский структурный шов // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970. Т. 4. С. 53–60.
- Межвилк А.А.* Сибирская платформа // Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. С. 100–117.
- Мелкомукоев В.Н., Зайцев В.П.* Платиноносные россыпи Сейнава-Гальмонанского узла (Корякско-Камчатская провинция) // Платина России. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. Т. 3, кн. 1: Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. С. 143–149.
- Мельников В.Д., Израилев Л.М.* О стратиформном свинцово-цинковом оруденении Верхоянского мегантиклинория // Геология руд. месторождений. 1975. № 1. С. 101–104.
- Мельников Н.В., Асташкин В.А., Килина Л.И., Шишкин Б.Б.* Палеогеография Сибирской платформы в раннем кембрии // Палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 10–17.
- Меннер В.В., Сидяченко А.И.* Верхний девон района нижнего течения р. Лены // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, № 5. С. 178–181.
- Мерзляков В.М.* О рудоконтролирующих структурах Тас-Кыстабытского оловорудного района (Северо-Восток СССР). Там же. 1968. Т. 183, № 4. С. 905–906.
- Мерзляков В.М.* Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР). М.: Наука, 1971. 152 с.
- Мигута А.К.* Состав и парагенетические минеральные ассоциации урановых руд Эльконского района (Алданский щит, Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 4. С. 323–343.
- Микуленко К.И., Ситников В.С., Скрябин Р.М., Тимиршин К.В.* Геология и нефтегазоносность арктических районов Западной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1997. 178 с.
- Микуленко К.И., Ситников В.С., Тимиршин К.В., Булакова М.Д.* Эволюция структуры и условий нефтегазообразования осадочных бассейнов Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. 178 с.
- Минкин Л.М.* Закономерности размещения и возраст мезозойских интрузий Алдана // Материалы по гео-

логии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск: Кн. изд-во, 1960. Вып. 2. С. 3–22.

Мицц М.В. Параметры состояния архейской литосферы: (К правомерности актуалистического подхода при исследовании геодинамических процессов) // Материалы совещ. "Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма". М.: Геос, 1999. С. 3–5.

Мирзеханов Г.С., Мирзеханова З.Г. Стратифицированное золото-кварцевое оруденение углеродисто-терригенных толщ Южного Верхоянья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 128 с.

Миронюк Е.П., Любимов В.К., Магнушевский Э.Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 237 с.

Миронюк Е.П., Малич Н.С., Пояркова И.Т. Карта структурно-формационных комплексов фундамента и разломов Сибирской платформы и прилегающих территорий // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Недра, 1987. С. 54–97.

Миронюк Е.П., Пушкарев Ю.Д., Тимащев А.Н., Костянов А.И. Изотопный возраст древнеэпидиоровых плагиогранитов (Алданский щит) // Докл. РАН. 1996. Т. 349, № 6. С. 800–803.

Митронов Д.В. Вещественный состав и строение пласта "Мощный" Эльгинского месторождения (Южно-Якутский угольный бассейн) // Литология нефтегазоносных и угленосных отложений Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. С. 84–90.

Митронов Д.В. Петрографический состав и типизация углей Эльгинского месторождения Южно-Якутского бассейна // Угленосные отложения и угли Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1994а. С. 43–47.

Митронов Д.В. Особенности строения мощных угольных пластов Эльгинского месторождения Южно-Якутского бассейна // Там же. 1994б. С. 48–61.

Митронов Д.В. Формирование Z-образных расщеплений угольных пластов Эльгинского месторождения // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Урал. гос. горно-геол. акад. 1995. Вып. 5. С. 132–135.

Митрофанов Ф.П. (ред.). Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Наука, 1987. 309 с.

Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.

Михайлов Д.А., Левченков О.В. О возрастных взаимоотношениях процессов Fe-Ca-Mg метасоматоза и регионального метаморфизма в докембрии Алдана // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 92–103.

Мишарина Л.А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М.: Наука, 1967. 136 с.

Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 206 с.

Мишин В.М., Рукович В.Н. Тектоническая природа основания Индигиро-Колымского региона и ее металлогеническое следствие // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия): Материалы конф. Якутск: ИГН СО РАН, 1997. Т. 1: Региональная геология. С. 11–14.

Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.

Мокринский В.В. Тектоника Южноякутской угленосной площади // Южноякутская угленосная площадь.

М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 279–354. (Тр. ЛАГУ; Вып. 11).

Мокроусов В.А. Тектоника нижнего докембрия Алданского щита // Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1970. Т. 3. С. 150–155.

Мокшанцев К.Б. (отв. ред.). Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий. Масштаб 1:1 500 000. М.: ГУГК, 1976. 6 л.

Мокшанцев К.Б., Горништейн Д.К., Гудков А.А. и др. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхоянно-Чукотской области. М.: Наука, 1968. 172 с.

Мокшанцев К.Б., Горништейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоническое строение Якутской АССР. М.: Наука, 1964. 292 с.

Мокшанцев К.Б., Горништейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоника Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 198 с.

Мокшанцев К.Б., Еловских В.В., Ковальский В.В. и др. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1974. 98 с.

Морозов А.Ф., Вашурин А.И., Глебовицкий В.А. и др. Основные проблемы изучения и геологического картирования докембрия России // Докембрий Северной Евразии: Тез. докл. Междунар. совещ. 15–18 апр. 1997 г. СПб.: Наука, 1997. С. 68–70.

Морозова И.М., Другова Г.М., Богомолов Е.С. и др. Изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийской истории Алдано-Олекминского региона // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 87–110.

Москвитин И.Е., Ситников В.С., Михайлов В.А., Протопопов Ю.Х. Строение, развитие и нефтегазоносность Сунтарского поднятия // Тектоника и нефтегазоносность Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. С. 59–67.

Москвитин С.Г. Золото-сульфидное месторождение Кючус (Куларское поднятие) // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия): Материалы конф. Якутск: ИГН СО РАН, 1997. Т. 3. С. 28–30.

Москвитин С.Г., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я. и др. Самородное золото Якутии (Куларский район). Новосибирск: Наука, 1997. 198 с.

Московченко Н.И., Кастрыкина В.М. Ларбинский блок // Древнейшие породы Алдано-Станового щита: Восточная Сибирь: Путеводитель IGCP 280. Л.; Майнц: Наука, 1989. С. 82–85.

Мочалов А.Г., Горностаев С.С. Платиноносность Анюйской площади (Западная Чукотка) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов: Тез. докл. М.: Наука, 1992. С. 84.

Мочалов А.Г., Дмитриенко Г.Г. Минералогия платиноидов альпинотипных ультрамафитов // Петрология гипербазитов и базитов. Новосибирск: Наука, 1990. С. 144–167.

Моякунов Э.В., Яковлев Я.В. Состав и кристалломорфология касситерита, размах оруденения, эрозионный срез месторождения "Аномальное" (Восточная Якутия) // Типоморфные особенности рудных минералов эндогенных образований Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983. С. 32–39.

Мурзаев С.П. Флогопит // Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1969. С. 319–324.

Мурзаев С.П. Петрология флогопитоносных магнетитовых скарнов. Якутск: Кн. изд-во, 1974. 179 с.

- Мушкетов И.В., Орлов А.Н.* Каталог землетрясений Российской империи. СПб.: Рус. геогр. о-во, 1893. 582 с. (Зап. Рус. геогр. о-ва; Т. 26).
- Найбородин В.И.* Минерология и генезис Агылкинского месторождения // Тр. ВНИИ-1. Геология. 1959. Вып. 50. С. 1–23.
- Натальин Б.А.* Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 136 с
- Натапов Л.М.* Стратиформные свинцово-цинковые руды в низовьях Лены // Геология руд. месторождений. 1981. № 2. С. 125–129.
- Натапов Л.М., Биджиев Р.А.* Новые данные о строении Нижне-Алданской впадины // Геология и геофизика. 1966. № 12. С. 65–71.
- Натапов Л.М., Сборщиков И.М., Биджиев Р.А.* О сочленении Сибирской платформы и Верхоянья // Докл. АН СССР. 1966. Т. 170, № 2. С. 417–420.
- Натапов Л.М., Ставский А.П.* Геодинамическая модель Северо-Востока СССР и ее использование для металлогенического анализа // Сов. геология, 1985. № 3. С. 70–78.
- Натапов Л.М., Сурмилова Е.П. (отв. ред.).* Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Л. Q-54, 55. Хону. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 120 с.
- Натапов Л.М., Сурмилова Е.П. (ред.).* Геологическая карта СССР. Л. R-53–55 (Депутатский). Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 111 с.
- Натапов Л.М., Сурмилова Е.П.* Позиция и природа Охотского массива // Отеч. геология. 1995. № 2. С. 49–53.
- Натапов Л.М., Шульгина В.С. (отв. ред.).* Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Л. Q-56, 57. Среднеколымск. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 111 с.
- Наумов А.Н.* О характере сочленения Верхоянской складчатой системы и Приверхоянского передового прогиба в районе западного склона хребта Орулган // Тр. НИИГА. 1962. Т. 130, вып. 19. С. 91–98.
- Наумов Г.Г.* Минерально-сырьевые ресурсы цветных и редких металлов Якутии: Состояние и перспективы // Наука и образование. 1997. № 1. С. 68–74.
- Наумов С.С., Шумилин М.В.* Урановые месторождения Алдана // Отеч. геология. 1994. № 11/12. С. 20–23.
- Недосекин Ю.Д.* Редкометалльные граниты Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1988. 141 с.
- Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Байкова В.С.,* и др. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 117–144.
- Неймарк Л.А.* Уран-свинцовые изотопно-геохимические системы в нижнедокембрийских метаморфических породах Алдано-Станового щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1981, 16 с.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З.* U-Pb возраст магматических пород Улканского грабена, юго-восток Алданского щита // Докл. АН СССР. 1992а. Т. 323, № 2. С. 1152–1156.
- Неймарк Л.А., Немчин А.А., Розен О.М.* и др. Sm-Nd изотопные системы в нижнекоровых ксенолитах из кимберлитов Якутии // Доклады РАН. 1992б. Т. 327, № 3. С. 374–378.
- Некрасов И.Я.* Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхоянно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1962. 333 с.
- Некрасов И.Я.* Геохимия олова и редких элементов Верхоянно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1966. 379 с.
- Некрасов И.Я.* О причинах совмещения оловянной, серебряной и золотой минерализации в месторождениях Тихоокеанского рудного пояса // Геология руд. месторождений. 1990. Т. 32, № 1. С. 98–104.
- Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А.* и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультрасосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.
- Неменман И.С.* К методике полевого картирования слабых метаморфических преобразований на юге Алах-Юньской зоны // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. С. 97–106.
- Ненахов В.М., Иванников В.В., Кузнецов Л.В., Стрик Ю.Н.* Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М.: Роскомнедра, 1992. 101 с.
- Ненашев Н.И.* Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 142 с.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И.* Геохронология и проблема генезиса гранитоидов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 238 с.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И.* Радиологические данные о возрасте магматизма Алазейского поднятия // Бюл. НТИ. Геология и полез. ископаемые Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983. С. 20–23.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И.* Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Яно-Колымской складчатой области. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 176 с.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И., Шилин А.И.* Геохронология и некоторые вопросы петрогенеза мезо-кайнозойского магматизма Южно-Верхоянского синклиория // Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1974. С. 163–170.
- Нестеров Н.В.* Вторичная зональность золоторудных месторождений Якутии. М.: Недра, 1973. 170 с.
- Неустроев А.П., Парфенов Л.М.* Мощность земной коры на востоке Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 2. С. 136–140.
- Неустроев А.П., Парфенов Л.М., Родионов В.П.* Палеомагнитные данные и природа Тас-Хаятахского террейна Верхоянно-Колымской области // Там же. 1993. № 7. С. 25–37.
- Никитин В.М.* Геология и перспективы проявления железистых кварцитов Сутамского блока: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1990. 16 с.
- Ньюберри Р.Дж., Лейер П.В., Ганс П.Б.* и др. Предварительные аргон-аргоновые данные по хронологии магматизма и рудоотложения на Северо-Востоке России (Магаданская область) и Аляске (полуостров Сьюард) // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 159–161.
- Оболенский А.А., Оболенская Р.В.* Связь ртутных месторождений с магматизмом и природа рудообразующих растворов // Вопросы металлогении ртути (по материалам Сибири и Дальнего Востока). М.: Наука, 1968. С. 79–100.
- Оболенский А.А., Оболенская Р.В.* Золото-сурьмяная и ртутная рудные формации Якутии // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972. С. 53–64.

- Озерова Н.А., Бергер В.И., Виноградов В.И.* и др. Источники серы ртутных и сурьмяных месторождений Верхояно-Колымской провинции // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпitherмального рудообразования. Новосибирск: Наука, 1990. С. 5–23.
- Округин А.В.* Платиноносные месторождения Якутии // Наука и образование. 1997. № 1. С. 109–116.
- Округин А.В.* Дайковые пояса позднедокембрийских базитов Анабарского массива и Алданского щита // Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. Т. 2. С. 80–84.
- Округин А.В., Избеков Э.Д., Шпунт Б.Р., Лескова Н.В.* Минералы платиновых металлов антропогенных отложений Вилюйской синеклизы и Анабарской антеклизы // Типоморфизм и геохимические особенности минералов эндогенных образований Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. С. 40–50.
- Округин А.В., Ким А.А.* Топоминералогия платиноидов из россыпей восточной части Сибирской платформы // Редкие самородные металлы и интерметаллиды коренных и россыпных месторождений Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. С. 77–102.
- Округин А.В., Королева О.В.* Вещественный состав и генезис высокомагнезиальных базитов Анабарского массива // Отеч. геология. 2000. № 5. С. 70–74.
- Округин А.В., Королева О.В., Березкин В.И.* Характер распространения и особенности вещественного состава рифейских базитов Алданского щита // Петрография на рубеже XXI века. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 2000, Т. 1. С. 150–153.
- Оксман В.С.* Зоны диафореза Анабарского массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1987. 16 с.
- Оксман В.С.* Структурные исследования в Куларском хребте // Геология и рудоносность Якутии. Якутск: ЯГУ, 1989а, С. 3–12.
- Оксман В.С.* Серпентиниты, метаморфические породы и олистостромы Чемагинского хребта // Геология и полезные ископаемые центральной части Главного металлогенического пояса (Северо-Восток СССР). Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989б. С. 32–48.
- Оксман В.С.* Зоны диафореза Анабарского массива // Геология и геофизика. 1989в. № 4. С. 21–29.
- Оксман В.С.* Геодинамическая эволюция коллизионного пояса горной системы Черского (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1998. № 1. С. 56–70.
- Оксман В.С., Куренков С.А.* Мунилканский комплекс офиолитов хребта Черского // Там же. 1996. № 6. С. 44–57.
- Оксман В.С., Парфенов Л.М., Прокопьев А.В.* и др. Пояс офиолитов хребта Черского // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 6. С. 3–20.
- Оксман В.С., Прокопьев А.В., Карякин Ю.В., Тарабукин В.П.* Фрагменты Оймяконского палеоокеана в коллизионном поясе Черского (Северо-Восток Азии) // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: Геос, 1998а. Т. 2. С. 69–72.
- Оксман В.С., Тимофеев В.Ф., Третьяков Ф.Ф.* Уяндинский комплекс полиметаморфических пород: Р–Т–t эволюция и геодинамическая интерпретация // Отеч. геология. 1998б. № 6. С. 10–14.
- Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф., Тарабукин В.П.* Фанерозойские метаморфические комплексы хребта Черского // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 4. С. 516–519.
- Олейников Б.В.* Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск: Наука, 1979. 263 с.
- Олейников Б.В.* Геохимическая типизация платформенных базитов // Геохимия и минералогия базитов и ультрабазитов Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. С. 4–21.
- Олейников Б.В., Мащак М.С., Колодезников И.И.* и др. Петрология и геохимия позднедокембрийских интрузивных базитов Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1983. 206 с.
- Олейников Б.В., Округин А.В., Томишин М.Д.* и др. Самородное металлообразование в платформенных базитах. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 188 с.
- Олейников Б.В., Саввинов В.Т.* Петрология и геохимия фанерозойских базитов Оленекского и Билиро-Уджинского поднятий // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленекского поднятия. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. С. 120–144.
- Олейников Б.В., Саввинов В.Т., Погудина М.А.* Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской-нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклиз // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973. С. 130–164.
- Олейников Б.В., Томишин М.Д.* Глубинная дифференциация магмы платформенных базитов // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231, № 1. С. 177–180.
- Олейников Б.В., Томишин М.Д.* Эволюция состава интрузивного базитового магматизма Сибирской платформы во времени // Траппы Сибири и Декана: Черты сходства и различия. Новосибирск: Наука, 1991. С. 39–63.
- Олейников Б.В., Томишин М.Д., Королева О.В.* и др. Глубинная эволюция субщелочной толеит-базальтовой магмы в режиме палеорифтогенеза (на примере Чаро-Синской зоны). Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. 32 с.
- Олейников Б.В., Томишин М.Д., Округин А.В.* Петрологические черты докамерной эволюции магм платформенных базитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 1. С. 62–71.
- Орадовская М.М. (сост.).* Биостратиграфия и фации ордовика-силура Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1988. 176 с.
- Орлов А.Н.* Рудоносные комплексы пород субстрата и кор выветривания Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // Отеч. геология. 1994. № 8. С. 63–68.
- Павлов В.Э., Бураков К.С., Цельмович В.А., Журавлев Д.З.* Палеомагнетизм силлов Учуро-Майского района и оценка напряженности геомагнитного поля в поздне-рифее // Изв. РАН. Физика Земли. 1992. № 1. С. 92–101.
- Павлов В.Э., Манукян А.М., Шарковский М.Б., Левашова Н.М.* Первые сведения по палеомагнетизму рифея Охотского массива // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 3. С. 688–692.
- Павлов Ю.А., Парфенов Л.М.* Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограничений Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1973. 111 с.
- Паракецов К.В., Паракецова Г.И.* Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
- Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М.* Сегментация и пликвативные дислокации Верхоянской складчатой зоны // Геология и геофизика. 1985а. № 7. С. 12–24.

- Парфенов Л.М.* Разрывные дислокации Верхоянской складчатой зоны и проблемы нефтегазоносности // Там же. 1985б. № 12. С. 8–18.
- Парфенов Л.М.* Консидерационные литрические сбросы в верхоянском комплексе Северного Верхоянья // Докл. АН СССР. 1987а. Т. 294, № 2. С. 432–435.
- Парфенов Л.М.* Надвиги и связанный с ними меланж Хараулахских гор (Северное Верхоянье) // Там же. 1987б. Т. 296, № 3. С. 685–689.
- Парфенов Л.М.* Два этапа мезозойской складчатости в Северном Верхоянье // Геология и геофизика, 1988. № 4. С. 3–10.
- Парфенов Л.М. (ред.).* Геодинамическая карта Якутии и сопредельных территорий масштаба 1:1 500 000. Якутск: ГУГК, 1994. 12 л.
- Парфенов Л.М.* Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 32–43.
- Парфенов Л.М.* Тектоническая эволюция земной коры Якутии // Наука и образование. 1997. № 1. С. 36–41.
- Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.* Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеан. геология. 1996а. Т. 15, № 4. С. 3–15.
- Парфенов Л.М., Ветлужских В.Г., Гамянин Г.Н.* и др. Металлогеническое районирование территории республики Саха (Якутия) // Там же. 1999а. Т. 18, № 2. С. 18–42.
- Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Гриненко О.В.* и др. Сейсмичность и геодинамика Восточной Сибири // Современная тектоническая активность Земли и проблемы сейсмичности. М.: Изд-во МГУ, 1986. С. 26–27.
- Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Гриненко О.В.* и др. Геодинамика сейсмического пояса Черского // Вулканология и сейсмология. 1988а. № 1. С. 75–89.
- Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С.* и др. Геодинамика Олёкмо-Становой сейсмической зоны. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 136 с.
- Парфенов Л.М., Лейер П., Стоун Д., Фуджита К.* Мезозойские орогенные пояса Восточной Якутии и некоторые проблемы, связанные с их изучением // Наука и образование. 1996б. № 1. С. 38–44.
- Парфенов Л.М., Натальин Б.А.* Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 5. С. 1132–1135.
- Парфенов Л.М., Натальин Б.А.* Закономерности строения и тектонической эволюции мезозойских и кайнозойских складчатых систем на северо-западе тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1981. № 7. С. 3–15.
- Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж. У.Х.* и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1996. Т. 40, № 11. С. 1563–1574.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И.* Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеан. геология. 1998а. Т. 17, № 3. С. 3–13.
- Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В.* и др. Детальные структурные исследования в Верхоянье, их значение для крупномасштабного геологического картирования // Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием. М.: Наука, 1989а. С. 109–127.
- Парфенов Л.М., Оксман В.С., Шашкин М.М.* Средне-позднеюрские тектонические покровы Тас-Хаяхтахской зоны (горная система Черского) // Геология и геофизика. 1989б. № 1. С. 130–134.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О.* Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999в. Т. 18, № 5. С. 24–43.
- Парфенов Л.М., Прокопьев А.В.* Надвиговые структуры Кыллахской гряды (Южное Верхоянье) // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 3–15.
- Парфенов Л.М., Прокопьев А.В.* Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса // Там же. 1993. Т. 34, № 7. С. 23–34.
- Парфенов Л.М., Прокопьев А.В., Тарабукин В.П.* Палеонтологические доказательства крупных надвиговых перемещений в Южном Верхоянье // Докл. РАН. 1998б. Т. 361А, № 6. С. 809–813.
- Парфенов Л.М., Рожин С.С., Третьяков Ф.Ф.* О природе Адыча-Тарынской зоны разломов (Восточное Верхоянье) // Геотектоника. 1988б. № 4. С. 88–102.
- Парфенов Л.М., Трунилина В.А., Гамянин Г.Н., Яковлев Я.В.* Геодинамика, магматизм и металлогения Верхояно-Колымских мезозойских поясов // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1988в. С. 179–188. (Металлогения Сибири; Т. 15).
- Парфенов Л.М., Трущев А.М.* Позднетриасовая складчатость и олистостромы на юго-западном крыле Иньяли-Дебинского синклиория, их тектоническое положение и природа (Верхояно-Чукотская область) // Геология и геофизика. 1983. № 3. С. 7–20.
- Пензин Ю.П., Воропаева Е.Н.* Новые данные о геологическом строении Зырянского каменноугольного бассейна // Эволюция углеобразования на Северо-Востоке Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. С. 109–116.
- Переладов В.С.* Литология и условия накопления отложений куонамского комплекса (нижний-средний кембрий) востока Сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1988. 16 с.
- Перчук Л.Л., Аранович Л.А., Косякова Н.А.* Термодинамические модели зарождения и эволюции базальтовых магм // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1982. № 4. С. 3–26.
- Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.* Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 288 с.
- Петров А.Ф.* Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1976. 119 с.
- Петров А.Ф. (отв. ред.).* Путеводитель экскурсии XIII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. 40 с.
- Петров А.Ф.* О стратиграфии нижнего докембрия Олёкминского и Батомгского блоков Алданского щита // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 65–69.
- Петрова З.И., Пожарицкая Л.К., Ройзенман В.М.* и др. Метаморфический комплекс алданских месторождений флогопита. Новосибирск: Наука, 1975. 150 с.
- Петрова З.И., Смирнова Е.В.* Редкоземельные элементы в процессах ультраметаморфизма и флогопитообразования (на примере Алданской флогопитоносной провинции) // Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982. С. 111–128.
- Петровский Г.Д. (ред.).* Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9, кн. 2. М.: Недра, 1973. 399 с.

Пинус Г.В., Стерлигова В.Е. Новый пояс альпийно-типных гипербазитов на Северо-Востоке СССР и некоторые геологические закономерности формирования гипербазитовых поясов // Геология и геофизика. 1973. № 12. С. 109–111.

Пискунов Б.М., Абдурахманова А.И., Ким Ч.У. Соотношение “состав-глубина” для вулканов Курильской островной дуги и его петрологическое значение // Вулканология и сейсмология. 1979. № 4. С. 57–67.

Погребницкий Е.О. (ред.). Южноякутская угленосная площадь. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 455 с. (Тр. ЛАГУ; Вып. 11).

Пожарицкая Л.К., Петрова З.И., Волкова Н.В., Брандт С.Б. Возрастные взаимоотношения пород федоровской группы флогопитовых месторождений (Алданский щит) // Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973. С. 186–192.

Полетаев В.А. Камчатско-Корякский платиноносный пояс // Платина России. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. Т. 3, кн. 2: Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI в. С. 76–87.

Полунин Б.Н., Сластенов Ю.Л., Фолисевиц М.Я. Геологическая карта Якутии. Моркокинский блок. Масштаб 1:500 000. Якутск: Якут. аэрогеодез. предприятие, 1995. 16 л.

Попов Г.Г. (ред.). Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 10. М.: Недра, 1962. 403 с.

Попов Л.Н., Кузнецов Ю.В. Возраст магматических комплексов хребта Сарычева // Сов. геология. 1987. № 12. С. 91–96.

Попов Н.В., Попова М.Н., Смелов А.П. Первые находки самородного золота в Олондинском зеленокаменном поясе (Алданский щит) и перспективы его золотоносности // Докл. РАН. 1997. Т. 356, № 2. С. 234–237.

Попов Н.В., Смелов А.П. Метаморфические формации Алданского щита // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 148–161.

Попов Н.В., Смелов А.П., Добрецов Н.Н. и др. Олондинский зеленокаменный пояс. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 172 с.

Попов Н.В., Шапорина М.Н., Амузинский В.А. и др. Металлогения золота Алданского щита // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 5. С. 716–728.

Порошин Е.Е. Высокохромистые шпинелиды и вопросы происхождения базальтовых магм // Там же. 1988. № 8. С. 39–46.

Прилуцкий А.М., Фролов В.И. Петрографический состав и метаморфизм углей пласта “Мощного” Нерюнгринского месторождения // Геология и угленосность Чульманской впадины. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1974. С. 180–191.

Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 128 с.

Прокопьев А.В. Мезозойские структурные парагенезы Верхоянского складчато-надвигового пояса (Северо-Восток России) // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: Геос, 1997. С. 134–136.

Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизионный ороген // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 5. С. 3–10.

Прокопьев А.В., Гриненко В.С. Структура складка-взброс в зоне Китчанского надвига (центральное Предверхоянье) // Геология и рудоносность Якутии. Якутск: ЯГУ, 1989. С. 40–47.

Прокопьев А.В., Гриненко В.С. Дислокации широтной ветви Верхоянской тектонической зоны в пределах

Сордогинского хребта и увала Деленгинных // Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые Якутии. Якутск: ЯГУ, 1992. С. 103–114.

Прокопьев А.В., Гриненко В.С. Надвиги центральной части Верхоянского складчатого пояса // Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск: ЯГУ, 1995. С. 77–88.

Прокопьев А.В., Оксман В.С. Тектонические покровы Восточной Якутии (Северо-Восток России) // Отеч. геология. 1997. № 8. С. 21–24.

Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю. Структурные исследования в Южном Верхоянье // Геология и рудоносность Якутии. Якутск: ЯГУ, 1989. С. 12–23.

Прокопьев В.С., Урзов А.С., Буделеева С.Ш. и др. Геологическая карта Якутии. Западно-Верхоянский блок. Масштаб 1:500 000. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 1999. 19 л.

Протопопов Г.Х. Первые находки рудного золота в Шаманихо-Столбовском золотороссыпном районе Северо-Востока СССР // Отеч. геология. 1994. № 9. С. 31–32.

Прохорова С.М., Иванов О.А. Оловоносные гранитоиды Яно-Индибирской низменности и связанные с ними россыпи. М.: Недра, 1973. 231 с.

Прушинская Э.Я. Минералого-геохимические особенности и основные закономерности размещения сурьмяного оруденения Яно-Колымской металлогенической провинции: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1982. 24 с.

Пуцаровский Ю.М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 236 с. (Тектоника СССР; Т. 5).

Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.

Разин Л.В. К вопросу о генезисе платинового оруденения форстеритовых дунитов // Геология руд. месторождений. 1968. № 6. С. 10–25.

Разин Л.В., Васюков В.С., Избеков Э.Д., Миронов Е.П. Россыпная платиноносность Центрально-Алданской металлогенической области // Платина России: Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1994. С. 159–165.

Резанов И.В. Особенности строения и развития мезозойды Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1968. 224 с.

Репин Ю.С. О присутствии *Frechiella (Ammonoidea)* в тоаре Северо-Востока СССР // Палеонтол. журн. 1991. № 4. С. 116–119.

Реутов Л.М. Докембрий Центрального Алдана. Новосибирск: Наука, 1981. 185 с.

Роев С.П. Минералогия гранитоидов Дербек-Нельгехинского интрузивного ряда и ее генетические аспекты. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1997. 103 с.

Рождественский В.С. Сдвиги Восточно-Сахалинских гор // Докл. АН СССР. 1969. Т. 187, № 1. С. 135–138.

Рожков И.С. (гл. ред.). Принципы составления минералогических карт территории Якутской АССР. Якутск: Кн. изд-во, 1962. 95 с.

Рожков И.С., Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н. и др. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индибирского района. М.: Наука, 1971. 238 с.

Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С. Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 119 с.

Розен О.М., Андреев В.П., Белов А.Н. и др. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. 253 с.

Рублев А.Г., Мурина Г.А., Чухонин А.Д. и др. Геохронология раннепротерозойского гранитоидного магматизма Кодаро-Удоканской зоны // Геология и геофизика. 1987. № 6. С. 30–39.

Рублев А.Г., Чухонин А.Д., Неймарк А.А., Зайцев В.С. Возраст Кодарского массива: Геология и минералогия докембрия в районе Байкало-Амурской железной дороги // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1981. Т. 278. С. 54–60.

Руденко В.С., Прокопьев А.В., Оксман В.С. и др. Первые находки позднепалеозойских радиолярий на территории Восточной Якутии (Северо-Восток России) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 1, С. 88–95.

Рудич К.Н. Магматизм хребта Сарычева. М.: Гостехиздат, 1959. 184 с.

Рудник В.А. (ред.). Древнейшие породы Алдано-Станового щита: Путеводитель Международной геологической экскурсии проекта МПГК № 280 “Древнейшие породы Земли”. Л.: Наука, 1989. 260 с.

Рузмайкина Т.В. Протопланетный диск: От идеи захвата к теории происхождения // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 8. С. 16–21.

Русаков И.М., Кац А.Г., Бондаренко Н.С. и др. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Алазейского плоскогорья (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1975. Т. 223, № 1. С. 178–181.

Русаков И.М., Флорова З.Б., Бондаренко Н.С. и др. Стратиграфия мезозойских отложений Алазейского плоскогорья // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 129–133.

Рыбченков В.Н., Горшкова Е.Р. О крупном сбросо-сдвиге на западном склоне Западного Верхоянья // Докл. АН СССР. 1965. Т. 164, № 3. С. 651–653.

Саваренский Е.Ф., Соловьев С.Л., Харин Д.А. (отв. ред.). Атлас землетрясений в СССР: Результаты наблюдений сети сейсмических станций СССР, 1911–1957 гг. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 337 с.

Савва Н.Е. Минеральный состав и особенности распределения вещества руд колчеданно-полиметаллического месторождения Хотойдох // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 97–116.

Саввинов Н.М. Строение и формационный анализ золотоносной толщи Южного Верхоянья // Тектоно-магматические и металлогенетические проблемы геологии Якутии. Якутск: ЯГУ, 1987. С. 99–102.

Савицкий В.Е., Конторович А.Э., Евтушенко В.М. и др. Кембрий Сибирской платформы. М.: Недра, 1972. 198 с.

Савостин Л.А., Карасик А.М., Зоненшайн Л.П. История раскрытия Евразийского бассейна Арктики // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 5. С. 1156–1161.

Савостин Л.А., Натанов Л.М., Сидяченко А.И., Шарковский М.Б. Сплит-диабазовая формация хребта Арга-Тас (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 2. С. 414–417.

Садовский М.А. (ред.). Прогноз землетрясений. Душанбе; М.: Дониш, 1986. 308 с.

Сазонов А.М., Романовский А.Э., Гринев О.М. и др. благороднометальная минерализация Гулинской интрузии // Геология и геофизика. 1994. № 9. С. 51–65.

Салон Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 344 с.

Сальникова Е.Б. Тектоно-магматическая эволюция северного фланга зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой

областей Алданского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб., 1993. 16 с.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Немчин А.А. и др. О возрасте Тунгурчаканского массива (Олекминская складчатая область, Алданский щит) // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 3. С. 356–358.

Сардасских Н.Н., Ровша В.С. Об условиях генезиса минералов-спутников // Зап. ВМО. 1960. Ч. 89, сер. 2, вып. 4. С. 392–399.

Сафронов А.Ф. Проблемы поисков неантиклинальных залежей углеводородов в Якутии // Проблемы поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа в Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1993. С. 4–14.

Сафронов А.Ф. Применение трехмерного подхода к изучению строения продуктивных горизонтов месторождений нефти и газа Якутии // Наука и образование. 1998. № 2. С. 64–68.

Сафронов А.Ф., Бубнов А.В., Ивсенен Г.В. Проблема газоносности пермских отложений Хапчугайского гавала // Отеч. геология. 1997. № 8. С. 33–35.

Сафронов А.Ф., Москвитин И.Е., Бубнов А.В. и др. Литологическая характеристика продуктивных горизонтов Быхтахского газоконденсатного месторождения Березовской впадины // Проблемы поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа в Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1993. С. 74–84.

Сафронов В.С., Козловская С.В. Нагревание Земли ударами формировавших ее тел // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 1. С. 3–17.

Сборщиков И.М. О возможном механизме образования некоторых коробчатых складок Западного Верхоянья // Геотектоника. 1966. № 1. С. 91–94.

Сборщиков И.М. Некоторые характерные особенности и природа складчатых дислокаций в пределах восточного крыла Западно-Верхоянского антиклинория // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 2. С. 85–92.

Сборщиков И.М. Кливаж в пределах Верхоянского антиклинория // Там же. 1971. № 5. С. 41–46.

Сборщиков И.М. Концентрические складки: (Морфология и условия образования на примере Верхоянья) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. № 2. С. 23–39.

Сборщиков И.М., Натанов Л.М. Дислокации, связанные с гипсово-ангидритовой толщей в Западном Верхоянье. Докл. АН СССР. 1969. Т. 186, № 5. С. 1150–1153.

Сегалевич С.Ф. Петрохимия и геохимические особенности магматических пород хребта Улахан-Сис (Северо-Восточная Якутия) // Геохимия. 1987. № 7. С. 940–955.

Сейсмологический бюллетень сети опорных сейсмических станций СССР за 1958–1989 гг. М.: ИФЗ АН СССР, 1960–1991.

Семинский Ж.В., Филонюк В.А., Черных А.Л. Структуры рудных месторождений Сибири. М.: Недра, 1987. 183 с.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратопит рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.

Сеславинский К.Б. Строение и развитие Южно-Анюйского шовного прогиба (Западная Чукотка) // Геотектоника. 1970. № 5. С. 56–68.

Сидоренко З.В., Голубчина М.Н., Миркина С.П., Токсубаев А.И. О генезисе ртутных месторождений Якутии // Геология рудных месторождений. 1977. № 3. С. 44–51.

Сидоров А.А., Константинов М.М., Еремин Р.А. и др. Серебро: (Геология, минералогия, закономерности размещения месторождений). М.: Наука, 1989. 240 с.

Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск, 2000. 96 с.

Силичев М.К., Белозерцева Н.В. Взаимосвязь структурно-литологических и барометрических факторов контроля золоторудной минерализации // Вопросы геологии, минералогии и геохимии золотого оруденения Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. С. 50–59.

Симанович И.М. Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 154 с.

Симанович И.М., Андриянов Н.Г. Начальный метаморфизм пород верхоянского комплекса (Южное Верхоянье) // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 3. С. 103–115.

Синицын А.В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. Л.: Недра, 1990. 492 с.

Ситников В.С., Спектор В.Б. Вилюйско-Алданская система дислокаций // Геофизические исследования в Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978. С. 35–45.

Скиба В.И., Пушкарев Ю.Д. Физико-химическая природа расщепленности интрузивных тел // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 2. С. 442–445.

Смелов А.П. Метаморфическая эволюция Олёкминской гранит-зеленокаменной области. Новосибирск: Наука, 1989. 128 с.

Смелов А.П. Метаморфизм в архее и протерозое Алдано-Станового щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1996. 24 с.

Смелов А.П., Березкин В.И. Главные периоды культиационного метаморфизма на Алданском щите // Отч. геология. 1997. № 8. С. 37–40.

Смелов А.П., Березкин В.И., Богомолова Л.М. Метаморфизм на разных этапах становления Олёкминской гранит-зеленокаменной области // Геология и метаморфизм архейских зеленокаменных поясов. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1988. С. 165–179.

Смелов А.П., Никитин В.М. Концепция поисков месторождений рудного золота в зеленокаменных поясах Южной Якутии // Вопросы геологии и энергетики Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 97–101.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.

Смирнов В.Н., Чацухина В.А., Пушкарев Е.В., Ведерников В.В. О природе аксессуарных гранатов в породах габбро-гранитных серий Урала // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298, № 4. С. 955–960.

Смирнов С.С. Избранные труды. М.: Наука, 1965. 248 с.

Смирнов Ф.Л. Геология апатитовых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. 175 с.

Смыслов А.А. Тепловая эволюция Земли // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 216–225.

Соболев В.С. Условия образования месторождений алмазов // Геология и геофизика. 1960. № 1. С. 7–22.

Соболев В.С. (ред.). Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.

Соболев В.С., Най Б.С., Соболев Н.В. и др. Ксенолиты алмазоносных пироповых серпентинитов из трубки Айхал // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188, № 5. С. 1140–1143.

Соболев Н.В., Боткунов А.И., Кузнецова И.К., Харьков А.Д. Новая находка алмазоносного эклогита в трубке "Мир" // Геология и геофизика. 1966. № 11. С. 114–116.

Соколовский А.К., Федчук В.Л., Корсаков А.К., Соболев В.М. Строение нижнего докембрия Становой области Алданского щита // Геология и разведка. 1994. № 5. С. 9–18.

Соловьев В.И. Вулканические формации Куйдусунской наложенной впадины // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 42–53.

Соловьев В.И. Меловой вулканизм Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1986. 260 с.

Солоненко В.П. Сейсмогеология и проблемы предсказания землетрясения // Геология и геофизика. 1974. № 5. С. 168–178.

Солоненко В.П., Хилько С.Д., Хромовских В.С. и др. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск: Наука, 1977. 303 с.

Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимическая характеристика базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1988. С. 102–133.

Сосунов Г.М., Павлова О.К., Гельман М.Л. Геологическая карта Северо-Востока СССР масштаба 1:1 500 000. Таблицы региональной легенды. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1982. 39 с.

Сочава А.В. Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита. Л.: Наука, 1986. 144 с.

Спектор В.Б. Неогеновые гляциотектонические микститы хребта Улахан-Чистай (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 2. С. 444–446.

Спектор В.Б. (отв. ред.). Геологическая карта Якутии. Нижнеянский блок. Масштаб 1:500 000. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1995. 11 л.

Спектор В.Б., Дудко Е.А. Методические приемы интерпретации геолого-геофизических данных в Приморской низменности // Методы геологических исследований при поисках твердых полезных ископаемых Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1983. С. 51–57.

Сперанская И.М. Петрографическая классификация игнимбритов // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1966. Вып. 19. С. 209–220.

Ставский А.П. Меловой магматизм и тектоника Алазейского плоскогорья // Геотектоника. 1981. № 4. С. 90–103.

Ставский А.П. Нижнеиндигирская рифтовая зона – новый элемент структуры Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 6. С. 1443–1446.

Ставский А.П., Гедько М.И., Данилов В.Г. Уяндино-Ясачненская островная дуга // Геологическое картирование вулканоплутонических поясов. М.: Недра, 1994. С. 265–297.

Ставцев А.Л. Механизм образования складчатых и разрывных структур Южного Верхоянья // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200, № 6. С. 1411–1414.

Ставцев А.Л. О тектонике и металлогении краевых чешуйчато-надвиговых зон в обрамлении древних платформ // Геология руд. месторождений. 1976. № 1. С. 29–45.

Ставцев А.Л. Тектоника и полезные ископаемые зон сочленения древних платформ и подвижных поясов. М.: Недра, 1983. 140 с.

Старников А.И., Пушкарь Н.Н., Чернобровкина Г.А. и др. Геологическая карта Якутии. Южно-Верхоянский блок. Масштаб 1:500 000. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1995. 15 л.

Старников А.И., Филатов А.В. Ордовикские отложения северной части Кыллахского поднятия // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Хабаровск: ГКП ПГО "Дальгеология", 1990. С. 55–57.

Степанов Л.А. Радиогенный возраст полиметаморфических пород Анабарского щита // Раннедокембрийские образования Центральной Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. Л.: Наука, 1974. С. 77–84.

Стогний В.В., Смелов А.П., Стогний Г.А. Глубинное строение Алданского щита // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 10. С. 148–161.

Стогний В.В., Стогний Г.А. Тектоническая расчлененность Алдано-Станового геоблока. Новосибирск: Наука, 1997. 151 с.

Стогний В.В., Стогний Г.А., Невольских С.Г. Прогнозная оценка Кавактинского массива Южной Якутии на апатит-титаномагнетитовое оруденение // Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые Якутии. Якутск: ЯГУ, 1992. С. 143–148.

Стрелков Б.А. Север Сибири. М.: Недра, 1965. 336 с.

Стукалова И.Е. Особенности петрографического состава и степеней метаморфизма углей Эльгинского месторождения Южной Якутии // Геология и геохимия нефтегазоносных районов Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. С. 123–128.

Суворов В.Д., Клейнин А.Б., Подваркова И.В. и др. Площадные сейсмические исследования в Мало-Ботуобинском районе Якутии // Геология и геофизика. 1985. № 1. С. 82–91.

Суворов В.Д., Клейнин А.Б., Подваркова И.В. и др. Глубинные сейсмические исследования вдоль профиля Тас-Юрях–Алмазный–Малыкай // Там же. 1986. № 11. С. 72–78.

Суворов В.Д., Корнилова З.А. Глубинное строение Алданского щита по данным сейсмологии близких землетрясений // Там же. 1985. № 2. С. 86–89.

Суворов В.Д., Корнилова З.А. Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой области // Тихоокеан. геология. 1986. Т. 5, № 4. С. 32–35.

Суплецов В.М. Вкрапленные месторождения золота невадийского типа в карбонатных породах Селеннянского кряжа // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия): Материалы конф. Якутск: ИГН СО РАН, 1997а. Т. 3. С. 34–38.

Суплецов В.М. Поисковые модели порфириновых месторождений золота в гранитоидах Восточной Якутии // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997б. С. 100–101.

Суплецов В.М. Соотношение магматизма и оруденения на золоторудном месторождении “Якутское” // Там же. 1997в. С. 102–104.

Суплецов В.М., Жданов Ю.Я. Геолого-минералогические аспекты золотоносности сурьмяных месторождений Адыча-Гарынской рудной зоны // Геология и полезные ископаемые центральной части Главного металлогенического пояса Северо-Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1989. С. 77–91.

Сурнин А.А. Позднеюрские ультраосновные и основные комплексы Колымского массива. Новосибирск: Наука, 1990. 160 с.

Суставов О.А. Деформации жильного кварца при формировании золотого оруденения в черносланцевых толщах (Куларский район, Восточная Якутия) // Геология и геофизика. 1995. № 4. С. 81–87.

Суханов М.К., Ленников А.М., Журавлев Д.З. Sm-Nd радиологическое датирование Верхнеундыканского массива автономных аортозитов // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320, № 1. С. 187–191.

Суханов М.К., Тяжелов А.Г. Журавлев Д.З. О составе, рудоносности и генезисе Геранского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 8. С. 21–34.

Сухоруков В.И. Опорные разрезы верхнего рифея хребта Улахан-Бам // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири: Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 23–64.

Сухоруков В.И., Хайзникова К.Б., Горлова А.Л. Опорный разрез тасканской серии бассейна р. Аллах-Юнь (Южное Верхоянье) // Геология и геофизика. 1986. Деп. в ВИНТИ, № 6760–В86.

Сушкин Л.Б. Некоторые геологические особенности золоторудного месторождения “Колчеданный Утес” // Тр. ассоц. “Дальнедра”. Хабаровск, 1991. Вып. 1. С. 171–178.

Сундюков Ш.А. Условия накопления угленосных отложений в центральной части Южно-Якутского бассейна. Новосибирск: Наука, 1974. 78 с.

Сундюков Ш.А., Каримова С.С., Пахомов А.Н. и др. Стратиграфия мезозойских угленосных отложений Южно-Якутского бассейна // Стратиграфия, палеогеография, литология Южно-Якутского бассейна и прогноз его угленосности. Л.: ВСЕГЕИ, 1979. С. 17–22. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 306).

Сундюков Ш.А., Фролов В.И. Катагенез и перспективы нефтегазоносности мезозойских и верхнепалеозойских отложений Лено-Вилкойской НГО // Нефтегазоносность верхнедокембрийских и фанерозойских отложений восточной части Сибирской платформы: Сб. науч. тр. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1986. С. 115–123.

Сундюков Ш.А., Фролов В.И., Болотова И.А. и др. Хапчагайское месторождение и перспективы угленосности южной окраины Ленского бассейна // Литология нефтегазоносных и угленосных отложений Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. С. 70–79.

Сундюков Ш.А., Фролов В.И., Пахомов А.Н. Особенности геологического строения и метаморфизма углей Чульманской впадины // Новые данные о геологии и нефтегазоносности Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1974. С. 81–90.

Тальникова С.Б., Павлова Л.А. Минералогия включений в кристаллах алмазов кубического габитуса // Геология и геофизика, 1993. № 6. С. 56–61.

Тарабукин В.П. Биостратиграфия и конодонты девонских отложений Восточной Якутии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1992. 22 с.

Тарабукин В.П., Прокопьев А.В., Оксман В.С., Карякин Ю.В. Первые находки фаменских отложений в хребте Черского (Северо-Восток Азии) // Отеч. геология. 1997. № 8. С. 9–12.

Таскин А.П., Митрофанов Г.Л., Мордовская Т.В. и др. Тектоническая карта юга Восточной Сибири. Масштаб 1:1 500 000. Иркутск: Иркут. картогр. фабрика, 1990. 9 л.

Тасон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.

Тасон Л.В. Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 9: Петрология. С. 221–228.

Тасон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск: Наука, 1987. 202 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 380 с.

Терехов М.И., Дылевский Е.Ф. Геология хребта Ар-га-Тас. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 49 с.

Терехов М.И., Лычагин П.П., Мерзляков В.М. и др. Объяснительная записка к геологической карте между-речья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги масштаба 1:500 000. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1984. 144 с.

Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологическое приложение физики сплошных сред. Ч. 1. М.: Мир, 1985. 376 с.

Тимиршин К.В. Поля тектонических напряжений Лено-Оленёкской зоны складок // Геологическое строение и полезные ископаемые республики Саха (Якутия). Якутск: ЯИГН СО РАН, 1997. Т. 1: Региональная геология. С. 33–36.

Толстихин И.Н. Ранняя эволюция Земли: Ограничения, следующие из анализа изотопных геохронометрических систем // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 8. С. 73–90.

Толстов А.В., Энтин А.Р., Тян О.А., Орлов А.Н. Промышленные типы месторождений в карбонатитовых комплексах Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. 168 с.

Толстых Н.Д., Кривенко А.П. Минералы платиновых металлов в россыпи р. Инагли (Алданский щит) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 4. С. 765–774.

Томишин М.Д. Глубинная эволюция магм платформенных базитов // Корреляция, петрология и рудоносность магматических и метаморфических комплексов, эндогенные процессы в литосфере. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1989. С. 62–65.

Томишин М.Д., Олейников Б.В. Взаимодействие базитовых расплавов с трансмагматическим флюидом в глубинной обстановке // Новые идеи в науках о Земле. М.: Наука, 1997. Т. 1. С. 297.

Томишин М.Д., Олейников Б.В., Королева О.В. Монцитонитовидная тенденция глубинной эволюции толеит-базальтовой серии расплавов на Сибирской платформе // Петролого-геохимические черты глубинной эволюции вещества кимберлитовой и базитовой магматических систем. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. С. 164–188.

Травин Л.В. Петрохимические и формационные особенности архейских метаосадочных образований центральной части Алданского щита // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 3. С. 115–126.

Третьяков Ф.Ф. Эволюция тектонических структур Колымского массива. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 140 с.

Третьяков Ф.Ф. Складчатые структуры южной части Селенняхского хребта (Восточная Якутия) // Геотектоника. 1996. № 4. С. 43–57.

Трешников А.Ф. (гл. ред.). Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. М.: Гл. упр. навигации и океанографии МО СССР. 1980. 188 с.

Трунилина В.А. Гранитоиды Куларского поднятия: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Якутск, 1970. 22 с.

Трунилина В.А. Проявление гранитизации в контактах Куларского гранитного батолита (северо-восток Якутии) // Геология и геофизика. 1972. № 7. С. 50–59.

Трунилина В.А. Оловоносные рудно-магматические системы Восточной Якутии // Там же. 1991. № 9. С. 98–105.

Трунилина В.А. Геология и рудоносность поздне-мезозойских магматических образований северо-востока Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 257 с.

Трунилина В.А., Орлов Ю.С. Позднемезозойские продольные и поперечные пояса гранитоидов северо-востока Якутии // Наука и образование. 1997. №1(5). С. 50–56.

Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. и др. Геология и рудоносность магматитов хр. Полоусного. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996а. 132 с.

Трунилина В.А., Парфенов Л.М., Лейер П.В. и др. Среднепалеозойский Томмотский массив щелочных габброидов и сиенитов Верхояно-Колымских мезозонд и его тектоническая позиция // Геология и геофизика. 1996б, № 4. С. 71–82.

Трунилина В.А., Роев С.П. Позднемезозойский магматизм Селенняхского кряжа. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 163 с.

Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Гранитоиды и связь с ними касситерит-сульфидного оруденения. Новосибирск: Наука, 1985. 205 с.

Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. 168 с.

Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И. Золотоносность Вилюйской синеклизы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1975. 148 с.

Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Ляликов А.В. Проблема возраста пенггской серии Алданского щита // Докл. АН СССР. 1976. Т. 281, № 1. С. 169–172.

Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Мельникова Г.Л. и др. О протерозойском возрасте пород алданского комплекса // Геохимия. 1967. № 3. С. 198–215.

Тугаринов А.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. К геохронологии юга Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 1. С. 15–23.

Туговик Г.И., Зимин С.С., Кирасирова В.И. Платиновометалльные минералы в россыпях золота ядерно-сводовых областей // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 5. С. 406–410.

Туманов В.Р., Камалетдинов В.А. Позднетриасовая история развития западной части Адычанского брахиантклинория // Новости геологии Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1973. Вып. 3. С. 45–50.

Угрюмов А.Н., Дворник Г.П. Щелочные рудоносные метасоматиты Рябинового массива (Алданский щит) // Сов. геология. 1984. № 9. С. 84–94.

Умитбаев Р.Б. Геологические формации Охотского срединного массива // Тектоника востока Советской Азии. Владивосток: ДВО АН СССР, 1976. С. 73–95.

Фасталович А.И., Петровская Н.В. Характер оруденения Лебединского золоторудного месторождения (Алдан) // Сов. геология. 1940. № 2/3. С. 54–65.

Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.

Федотов М.В. Петрохимические и геохимические особенности магматических образований Депутатского рудного поля // Генетические аспекты магматизма Восточной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1994. С. 116–130.

Федькин В.В., Кицул В.И., Березкин В.И. Состав минералов и РТ-условия образования биотит-гранатовых гнейсов Батомгского блока // Петрология. 1996. Т. 4, № 12. С. 208–224.

Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 262 с.

Филимонов Ю.А., Сулейманов А.М. Структурный контроль серебряного оруденения в Верхне-Тарынском рудном узле // Отеч. геология. 1994. № 8. С. 17–24.

- Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 283 с.
- Флеров Б.Л. Олово-полиметаллическое оруденение юго-востока Якутии // Геология и минералогия рудных узлов Яно-Колымской складчатой системы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. С. 3–21.
- Флеров Б.Л., Бичус Б.Я., Коростелев В.И. Скарновое медно-вольфрамовое месторождение // Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1974. С. 41–64.
- Флеров Б.Л., Булаевский Д.С., Дорофеев Д.А. Особенности геологического положения свинцово-цинкового оруденения в Южном Верхоянье // Геология руд. месторождений. 1962. № 2. С. 59–74.
- Флеров Б.Л., Индолев Л.Н., Яковлев Я.В., Бичус Б.Я. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М.: Наука, 1971. 318 с.
- Флеров Б.Л., Степанов Е.Р., Бичус Б.Я., Жданов Ю.Я. Парагенезисы минералов Полярного месторождения // Минералогия и геохимия производных гранитоидного магматизма. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981. С. 5–23.
- Флеров Б.Л., Степанов Е.Р., Жданов Ю.Я. Минералы висмута месторождения “Полярное” // Минералогические аспекты металлогении Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1990. С. 12–20.
- Флеров Б.Л., Трунилина В.А., Яковлев Я.В. Оловяно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 275 с.
- Флеров Б.Л., Яковлев Я.В. Гипогенная минерализация и зональность оруденения Эгехайского месторождения // Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии. М.: Наука, 1965. С. 86–145.
- Фридовский В.Ю. Структурный контроль размещения стратифицированного золото-кварцевого оруденения в терригенных толщах // Геология и прогнозирование месторождений полезных ископаемых Восточной Сибири. Иркутск. ВостСибНИИГИМС, 1989а. С. 42–43.
- Фридовский В.Ю. Тектоно-метаморфические преобразования терригенных толщ и золотое оруденение в мобильной зоне смятия // Эндогенные процессы в зонах глубинных разломов. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1989б. С. 53–55.
- Фридовский В.Ю. Локальные динамические условия формирования золото-кварцевого оруденения Минорской зоны смятия // Геология и рудоносность Якутии. Якутск: ЯГУ, 1989в. С. 23–33.
- Фридовский В.Ю. Структура и золотое оруденение Минорской зоны смятия // Межвузовский сборник: Геолого-генетические модели рудных месторождений. Иркутск: ИПИ, 1991. С. 75–86.
- Фридовский В.Ю. Деформации и оруденение Куларского сегмента Кулар-Нерского сланцевого пояса (Восточная Якутия) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 4. С. 64–71.
- Фридовский В.Ю. Золотоносные структуры Верхояно-Черского коллизийного орогенного пояса // Там же. 1998а. № 3. С. 52–62.
- Фридовский В.Ю. Структуры раннеколлизийных золоторудных месторождений Верхоянского складчатонадвигового пояса // Тихоокеан. геология. 1998б. Т. 17, № 6. С. 26–36.
- Фридовский В.Ю. Мезозойские металлогенические пояса Верхояно-Черского орогена // Материалы конф. “Актуальные вопросы геологии и географии Сибири”. Томск: ТГУ, 1998в. С. 161–164.
- Фридовский В.Ю. Сдвиговые дуплексы месторождения “Бадран” // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 1. С. 60–65.
- Фридовский В.Ю., Оксман Вас.С. Золотое оруденение Эмисского надвига (северо-восточная Якутия) // Вопросы геологии и горного дела Якутии. Якутск: ЯГУ, 1997. С. 93–104.
- Фридовский В.Ю., Прокопьев А.В. Структурно-геодинамический контроль золотого оруденения внешней зоны Верхояно-Черского орогена // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия). Якутск: ИГН СО РАН, 1997. Т. 1. Региональная геология. С. 29–32.
- Фролов В.И. Зырянский угленосный бассейн // Угленосность и угленосные формации Якутии. М.: Наука, 1966. С. 104–119.
- Фролов В.И. Петрографические особенности и условия образования алдано-чульманских углей // Изв. вузов. Геология и разведка. 1968. № 7. С. 66–69.
- Фролов В.И., Стюндюков Ш.А., Бакин В.Е. О катагенезе органического вещества глубоких горизонтов центральной части Вилюйской синеклизы // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297, № 2. С. 442–444.
- Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
- Фрумкин И.М. Направленность геологического развития земной коры Алданского щита в архейское время // Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1970. Т. 3. С. 142–149.
- Хабибуллина Т.С., Трунилина В.А. Кристалломорфология акцессорных цирконов Верхояно-Колымских мезозонд // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 3. С. 70–75.
- Хайдаров А.А., Гафитуллина К.П., Аргунов К.П. Ядерно-физические методы контроля качества алмазов. Ташкент: Фан, 1986. 160 с.
- Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика востока России в мезо-кайнозойе и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.
- Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. М.: Недра, 1997. 601с.
- Хворостина А.А., Шишигин П.Р., Самохин А.В. Угли Южно-Якутского бассейна: Геология. Качество. Ресурсы. Перспективы освоения // Наука и образование. 1996. № 3. С. 28–31.
- Хильтова В.Я., Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б. и др. Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 442 с.
- Хитрунов А.Г., Кухтинский Г.Г., Мельцер М.Л. Геохимические особенности гранитоидов Южно-Верхоянского синклиория и связь с ними золоторудных месторождений // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975. С. 178–215.
- Холмогоров А.И. Оловоносные грейзены Северо-Востока Якутии: (Элементарные рудно-магматические системы) // Оловоносные магматические и рудные формации Восточной Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1989а. С. 44–56.
- Холмогоров А.И. Статистические и пространственно-статистические модели эндогенной зональности месторождения оловоносных грейзенов “Одинокое”. Препринт. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1989б. 48 с.
- Холмогоров А.И., Зеленова Г.М. Золотоносность метасоматитов оловорудного месторождения “Одино-

кое” // Минералого-геохимические и генетические особенности руд и магматических пород оловорудных узлов Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1986. С. 60–67.

Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: Связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 154–176.

Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.

Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М. и др. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 188 с.

Худoley А.К., Гурьев Г.А. Зоны смятия сдвигового типа Южного Верхоянья и их роль в размещении рудопроявлений золота // Сдвиговый механизм и рудоконтролирующие парагенезисы. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1992. С. 43–45.

Худoley А.К., Гурьев Г.А. Южное Верхоянье – пример среднепалеозойско-мезозойской пассивной окраины // Докл. РАН. 1998. Т. 362, № 5. С. 666–669.

Худoley А.К., Гурьев Г.А., Зубарева Е.А. Отложения плотностных потоков в карбонатном комплексе Сетте-Дабана (Южное Верхоянье) // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 5. С. 106–116.

Череповский В.Ф. (гл. ред.). Угольная база России. Т. 5, кн. 2. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока России (Республика Саха, Северо-Восток, остров Сахалин, полуостров Камчатка). М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. 638 с.

Черкасов Р.Ф. Алданский архей на стратотипической территории (долина р. Тимптон) // Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 19–49.

Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 161 с.

Черных М.Ф., Сластенов Ю.Л. Тектоника центральной части Предверхоанского прогиба // Лено-Вилюйская нефтегазоносная провинция. М.: Наука, 1969. С. 98–105.

Черняк Г.Е. Проект унифицированной схемы стратиграфии верхнего палеозоя Северо-Востока СССР // Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л.: НИИГА, 1975. С. 5–25.

Черский Н.В. Богатства недр Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1971. 276 с.

Чехов А.Д. Тектоника Иньяли-Дебинского синклинория // Складчатые системы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 3–64.

Чехов А.Д. Строение и развитие мезозойд Северо-Востока СССР. Ч. 2. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 80 с.

Чиков Б.М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1978. 294 с.

Чудинов Г.М., Готовцев И.П. Угольная промышленность и топливный баланс Якутской АССР. М.: Наука, 1969. 156 с.

Шабаров Н.В. (ред.). Южноякутская угленосная формация. Л.: Недра, 1981. 191 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 312).

Шарков Е.В., Цветков А.А. Магматические серии и геодинамический режим океанов и континентов // Океанический магматизм. М.: Наука, 1986. С. 6–25.

Шарковский М.Б., Шульгина В.С., Николаев В.Б. и др. Схема стратиграфии каменноугольных и пермских отложений Приколымья // Докембрий и палеозой Севе-

ро-Востока СССР: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО СССР, 1974. С. 154–157.

Шатский Н.С. (отв. ред.) Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 532 с.

Шацкий В.С., Ягоуц Э., Рудник Р.Л. и др. Ксенолиты гранатовых гранулитов из кимберлитовых трубок “Удачная” и “Ленинградская” // Проблемы петрологии магматических и метаморфических пород: Тез. докл. Междунар. симпози., 29–31 мая, 1998. Новосибирск: Наука, 1998. С. 45–46.

Шемакин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г. и др. О возрасте древнейших образований Сутамского блока (Алданский гранулит-гнейсовый ареал) // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 526–529.

Шемакин В.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Этапы формирования континентальной коры Сутамского блока Алданской гранулит-гнейсовой области // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование: Тез. докл. СПб.: Наука, 1996. С. 27–28.

Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.

Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М.: Недра, 1972. 296 с.

Шило Н.А., Гончаров В.И., Альшевский А.В., Ворцелнев В.В. Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1978. 173 с.

Шило Н.А., Сидоров А.А., Найборodin В.И., Гончаров В.И. Золоторудные формации Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188, № 4. С. 901–904.

Шишигин П.Р., Ян-жин-шин В.А., Ситников В.С. и др. Минерально-сырьевые ресурсы – основа развития экономики Республики Саха (Якутия) // Отеч. геология. 1994. № 8. С. 3–9.

Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.

Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.

Шкодзинский В.С. Эволюция кислых магм и генезис рудоносных гидротерм // Вопросы магматизма и оруденения Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. С. 5–21.

Шкодзинский В.С. Происхождение кимберлитов и алмаза. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. 168 с.

Шкодзинский В.С. Природа строения и ранней эволюции Земли в свете модели фракционирования магматического океана при ее образовании // Геология и геофизика. 1997. Т. 83, № 6. С. 1151–1161.

Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н. Генезис докембрийских комплексов в свете новейших данных о глобальном магматическом фракционировании при аккреции Земли (на примере Алданского щита) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 32–41.

Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н., Березкин В.И. Происхождение докембрийских комплексов Алданского щита в свете данных о глобальном магматическом фракционировании на ранней стадии развития Земли // Отеч. геология. 1998. № 6. С. 3–6.

Шкодзинский В.С., Колодезников И.И., Недосекин Ю.Д., Рукович В.Н. Петролого-геодинамическая модель формирования позднемезозойских магматических пород и оруденения Центрального и Южно-Верхоанского секторов Верхояно-Колымской складчатой области // Генетические аспекты магматизма Восточной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1994. С. 29–47.

- Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А.* Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 237 с.
- Шкодзинский В.С., Трунилина В.А.* Типы кристаллизации магм // Геохимия. 1983. № 6. С. 798–808.
- Шолов В.Н.* Сравнительный анализ морфологии и условий образования складчатости Верхояны и Кавказа // Мезозойский тектоногенез. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ СССР, 1971. С. 32–33.
- Шошин В.В., Вишневецкий А.Н.* Оловянное оруденение одного из рудных узлов Северо-Востока Якутии и взаимоотношение его с золотым и сурьмяным оруденением // Геология и минералогия рудных узлов Яно-Колымской складчатой системы. Якутск: ЯФ СО РАН, 1984. С. 72–79.
- Шпикерман В.И.* Домеловая минералогия Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.
- Шпикерман В.И., Горячев Н.А., Кропачев А.П.* Стратиформное оруденение Сетте-Дабана: (Типизация, описание, сопоставление) // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 20–35.
- Шпикерман В.И., Мерзляков В.М.* О базальных слоях палеозойского разреза Омудевского поднятия // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 5–27.
- Шпунт Б.Р.* Платиновые минералы четвертичных отложений Анабаро-Оленёкского поднятия // Геология руд. месторождений. 1970. № 2. С. 123–126.
- Шпунт Б.Р.* Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 139 с.
- Шпунт Б.Р., Олейников Б.В.* Позднедокембрийский рифтогенный магматизм Сибирской платформы // Магматизм рифтов: Петрология, эволюция, геодинамика. М.: Наука, 1989. С. 69–76.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А.* Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 226 с.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А.* и др. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 215 с.
- Шульгина В.С.* Каменноугольные и пермские отложения Березовой зоны // Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л.: НИИГА, 1975. С. 90–92.
- Шур В.И.* Атлас структур рудных полей Якутии. М.: Недра, 1985. 154 с.
- Щербак Н.П., Бибикова Е.В.* Стратиграфия и геологическая хронология раннего докембрия СССР // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 5: Геология докембрия. С. 3–14.
- Щербакова И.П., Березнер О.С., Беус В.А., Ткаченко В.И.* Дорифейский метаморфический комплекс в Приколымье // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и сопоставление Геолкарты-50. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 75–76.
- Энтин А.Р., Зайцев А.И., Лазебник К.А.* и др. Карбонатиты Якутии: (Вещественный состав, минералогия). Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1991. 240 с.
- Эпов О.Г.* Новые данные по тектонике Полоусного синклинали // Мезозойский тектоногенез: Тез. докл. VII сес. науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан: СВКНИИ СО АН СССР, 1969. С. 78–79.
- Ядренкин А.В.* Позднетриасовые фораминиферы севера Средней Сибири и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1994. 20 с.
- Яковлев Я.В., Степанов Е.Р., Аглонов В.С.* Физико-химические условия формирования месторождения "Полярное" // Минералого-геохимические особенности рудных месторождений Восточной и Южной Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981, С. 28–41.
- Ян-жин-шин В.А.* Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинария. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983. 156 с.
- Янаскурт О.В.* Литогенез в осадочных бассейнах многоэпиклиналией. М.: Недра, 1989. 152 с.
- Янаскурт О.В.* Литогенез и полезные ископаемые многоэпиклиналией. М.: Недра, 1992. 224 с.
- Янаскурт О.В., Андреев В.С.* Зональный метаморфизм и термальные купола в Северном Верхояны // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 3. С. 714–717.
- Янаскурт О.В., Довыденко Г.М., Золотарев Д.А., Косоруков В.Л.* Пострифтовый седиментогенез каменноугольного периода в Северном Верхояны // Литология и полез. ископаемые. 1993а. № 3. С. 80–95.
- Янаскурт О.В., Косоруков В.Л., Золотарев Д.А.* Седиментогенез начальных периодов развития Верхоянской геосинклинали // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1993б. № 6. С. 44–55.
- Arima M., Nakayama K., Akaishi M.* et al. Crystallization of diamond from a silicate melt of kimberlite composition in high-pressure and high-temperature experiments // *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 968–970.
- Baadsgaard H., Nutman A.P., Samsonov A.V.* Geochronology of the Olondo greenstone belt // VII Intern. conf. on geochronology, cosmochronology and isotope geology. Canberra, 1990. Abstr. Vol. P. 6.
- Bally A.W., Gordy P.L., Stewart G.A.* Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains // *Bull. Canad. Petrol. Geol.* 1966. Vol. 14. P. 337–381.
- Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R.* et al. High ³He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // *Science*. 1995. Vol. 269. P. 822–825.
- Batchelor R.A., Bowden P.* Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // *Chem. Geol.* 1985. Vol. 48. P. 43–55.
- Bates R.L., Jackson J.A.* (ed.). Glossary of geology. 3rd ed. Alexandria (Va.): Amer. Geol. Inst., 1990. 788 p.
- Blodgett R.B.* Emsian (late Early Devonian) fossils indicate a Siberian origin for the Farewell terrane // *Alaska Div. Geol. and Geophys. Surv. Profess. Rep.* 1998. N 118. P. 53–61.
- Bond G.C., Nickerson P.A., and Kominz M.A.* Breakup of supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: New evidence and implications for continental histories // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 70, № 2. P. 325–345.
- Bonney T.G.* The parent rock of the diamond in South Africa // *Proc. Roy. Soc. London B.* 1899. Vol. 6, N 7. P. 223–226.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E.* et al. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // *Science*. 1993. Vol. 261. P. 1293–1298.
- Boyd F.R., Gurney J.J., and Richardson S.H.* Evidence for a 150–200 km thick Archaean lithosphere from diamond inclusion thermobarometry // *Nature*. 1985. Vol. 315. P. 387–389.
- Boyer S.E., Elliott D.* Thrust systems // *Bull., Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1982, Vol. 66, N 9, P. 1196–1230.
- Brown G.G.* A comment on the role of water in the partial fusion of crystal rocks // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970. Vol. 9. P. 13–22.

- Brown W., Parsons J.* Calometric and phase-diagram approaches to two-feldspar geothermometry: A critique // *Amer. Miner.* 1985. Vol. 70, N. 3/4. P. 356–361.
- Bulletin of the International Seismological Centre, 1966–1990.
- Burke K.* Foreword // *Greenstone belts.* Oxford: Clarendon press, 1997. P. v–vii.
- Burke K., Dewey J.F.* Plume-generated triple junctions: Key indicators in applying plate tectonics to old rocks // *J. Geol.* 1973. Vol. 81. P. 406–433.
- Butler R.F., Gehrels G.E., Bazard D.R.* Paleomagnetism of Paleozoic strata of the Alexander terrane, southeastern Alaska // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1997. Vol. 109. P. 1372–1388.
- Cabri L.J., Feather C.Z.* Platinum-iron alloys: A nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys // *Canad. Miner.* 1975. Vol. 13, N 2. P. 117–126.
- Cabri L.J., Naldrett A.J.* The nature of the distribution and concentration of platinum-group elements in various geological environments // *Proc. of the XXVII Intern. Geol. Congr. Moscow,* 1984. Vol. 10. P. 17–46.
- Campbell I.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A.* et al. Synchronism of the Siberian traps and the Permian-Triassic boundary // *Science.* 1992. Vol. 258, № 11. P. 1760–1763.
- Churkin M.* Western boundary of the North American continental plate in Asia // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 83, N 4. P. 1027–1036.
- Clemens J.* Water contents of silicic to intermediate magmas // *Lithos.* 1984. Vol. 17, N 4. P. 273–287.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappel B.W.* Nature and origin of A-type granites with particular reference to South-Eastern Australia // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1982. Vol. 80, N 2. P. 189–200.
- Colman-Sadd S.P.* Fold development in Zagros simply folded belt, Southwest Iran // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1978. Vol. 62, N 6. P. 984–1003.
- Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H.* Cordilleran suspect terranes // *Nature.* 1980. Vol. 239. P. 329–333.
- Cook D.B., Fujita K., McMullen C.A.* Present-day plate interactions in Northeast Asia: North American, Eurasian, and Okhotsk plates // *J. of Geodynamics.* 1986. Vol. 6. P. 33–51.
- Cook F.A., Brown L.D., Oliver J.E.* The Southern Appalachians and the growth of continents // *Sci. Amer.* 1980. Vol. 243, N 4. P. 124–140.
- Cowan D.S.* Alternative hypotheses for the Mid-Cretaceous paleogeography of the Western Cordillera // *GSA Today.* 1994. Vol. 4, N 7. P. 181–186.
- Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A.* et al. A reconnaissance $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic study of ore-bearing and related rocks, Siberia, Russia // *Geochim. et-cosmochim. acta,* 1995. Vol. 59. P. 2071–2083.
- Dann I.C., Bowring S.A.* The Payson ophiolite and Yavapai–Mazatzal orogenic belt, Central Arizona // *Greenstone belts.* Oxford: Clarendon press, 1997. P. 781–790.
- Dewey J.F., Burke K.* Hot spots and continental break-up: Implications for collisional orogeny // *Geology.* 1974. № 2. P. 57–60.
- Didenko A.N., Pechersky D.M.* Revised Paleozoic apparent polar wander paths for Eastern Europe, Siberia, Northern China, and Tarim plates [abstr.] // *L.P.Zonenshain Memorial conf. on plate tectonics; Russian Academy of Sciences, Moscow: Abstracts with Program.* Moscow, 1993. P. 47.
- Dietz R.S., Holden J.C.* Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time // *J. Geol.* 1966. Vol. 75, N 5, pt.1. P. 566–583.
- Dixon J.S.* Regional structural synthesis, Wyoming salient of Western overthrust belt // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1982, Vol. 66, N 10. P. 1560–1580.
- Dobretsov N.N., Popov N.V., Smelov A.P.* et al. The Aldan-Stanovik shield // *Greenstone belts.* Oxford: Clarendon press, 1997. P. 710–725.
- Dook V.L.* Geologic framework of the Aldan-Stanovik shield // *The oldest rocks of the Aldan-Stanovik shield, Eastern Siberia, USSR.* Leningrad; Mainz: Soviet Committee for IGCP, Project 280, 1989. P. 2–3.
- Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E.* Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // *Tectonophysics.* 1998. Vol. 298. P. 357–393.
- Dziewonski A.M., Fransen J.S., Woodhouse J.H.* Centroid-moment tensor solutions for October–December 1984 // *Phys. of the Earth and Planet. Inter.* 1985. Vol. 39. P. 147–156.
- Englebretson D., Cox A., Gordon R.C.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1985. N 106. P. 1–59.
- Ernst W.G.* Petrologic phase equilibria. San Francisco: Freeman, 1974. 333 p.
- Esat T.M., Benett V.J.* Re-Os dating of III AB iron meteorites // *Abstr. of pap. 24th Lunar and Planet sci. conf., Mar. 15–19, 1993.* Houston (Tex.), 1993. Pt 1. P. 449.
- Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D.* Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // *Precamb. Res.* 1998. Vol. 89, N 1/2. P. 1–23.
- Fujita K.* Pre-Cenozoic tectonic evolution of northeast Siberia // *J. Geol.* 1978. Vol. 86. P. 159–172.
- Fujita K., Cook D., Hasegawa H.* et al. Seismicity and focal mechanisms of the Arctic region and North American plate boundary in Asia // *The geology of North America. Boulder, (Colo.), 1990.* Vol. L.: The Arctic ocean region. P. 77–100.
- Fujita K., Newberry T.* Tectonic evolution of Northeastern Siberia and adjacent regions // *Tectonophysics.* 1982. Vol. 89. P. 337–357.
- Fujita K., Newberry T.* Accretionary terranes and tectonic evolution of Northeast Siberia // *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions.* Tokyo: Terrapub, 1983. P. 43–57.
- Fujita K., Stone D., Layer P.W.* et al. Cooperative program helps decipher tectonics of Northeastern Russia // *EOS. Trans. Amer. Geophys. Union.* 1997. Vol. 78, N 24, P. 245, 252–253.
- Geiser P.A.* Mechanisms of the thrust propagation: Some examples and implication for overthrust terranes // *J. of Struct. Geol.* 1988. Vol. 10, N 8. P. 829–845.
- Glover J.E., Ho S.E. (ed.).* The Archaen: terranes, processes and metallogeny // *Geol. Dep. and Univ. Extension, The Univ. of Western Australia.* Perth. 1992. 436 p.
- Grachev A.F.* Geodynamics of the transitional zone from the Moma rift to the Gakkel ridge // *Studies in continental margin geology.* Tulsa(Okla.), 1982. P. 103–113. (*Amer.Assoc. Petrol.Geol. Mem.;* N 3).
- Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L., Srivastava S.P.* Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1998. Vol. 110. P. 801–820.
- Hammerstrom J.M., Zen E.* Aluminium in Hbl: An empirical igneous geobarometer // *Amer. Miner.* 1986. Vol. 71, N 11/12. P. 1297–13113.
- Harris D.C., Cabri L.J.* Nomenclature of platinum-group-element alloys: Review and revision // *Canad. Miner.* 1991. Vol. 29. P. 231–237.
- Hodgson J.H., Bath M., Jensen H.* et al. Seismicity of the Arctic // *Annals of the International geophysical year*

- (Seismology). N.Y.: Pergamon press, 1964. Vol. 30. P. 1016–1058.
- Hoffman P.F.* Precambrian geology and tectonic history of North America // *The geology of North America: An overview*. N.Y.: Geol. Soc. of Amer., 1989. P. 447–512.
- Howell D.G. (ed.)*. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Houston: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1985. 581 p.
- Howell D.G.* Tectonics of suspect terranes: Mountain building and continental growth. L.; N.Y.: Chapman and Hall, 1989. 232 p.
- Howell D.G., Jones D.L., Schermer E.R.* Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Principles of terrane analysis // *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*. Houston: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1985. Vol. 1. P. 3–31.
- Irving E., Wynne P.J., Thorkelsen D.J., Schiarrizza P.* Large (1000–4000 km) northward movements of tectonic domains in the Northern Cordillera, 83 to 34 Ma // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. P. 17901–17916.
- Ishizuka H., Kawanobe Y., Sakai H.* Petrology and geochemistry of volcanic rocks dredged from the Okinawa Trough, an active back-arc basin // *Geochem. J.* 1990. Vol. 24. P. 75–92.
- Jahn B.M., Gruau G., Derrard-Griffiths I. et al.* The Aldan shield, Siberia: Geochemical characterization, ages, petrogenesis and comparison with the Sino-Korean craton // *Third Intern. Archean symp.: Extended abstr. vol.*, Perth, 1990. P. 179–182.
- Jones D.G., Howell D.G., Coney P.J., Monger J.W.H.* Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America // *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*. Tokyo: Terrapub, 1983. P. 21–35.
- Jones D.L., Silberling N.J., Coney P.J., Plafker G.* Lithotectonic terrane map of Alaska: US Geol. Surv. Map MF-1874-A, scale 1:2 500 000. N.Y., 1987.
- Khramov A.N., Gurevich E.L., Komissarova R.A. et al.* Paleomagnetism, microplates and Siberian plate consolidation // *J. Geodynamics*. 1985. Vol. 2. P. 127–139.
- Khudoley A.K., and Guriev G.A.* The formation and development of a Late Paleozoic sedimentary basin on the passive margin of the Siberian paleocontinent // *Pangea: Global environments and resources*. Ottawa, 1994. P. 131–143. (Canad. Soc. of Petrol. Geol. Mem.; N 17).
- Kogan M.G., King R.W., Steblou G.M. et al.* Collision of Eurasian and North American plates in Eastern Siberia: Evidence from continual and reality GPS // *Fall meeting of Amer. Geophys. Union*. N.Y., 1998. P. 218.
- Koz'min B.M., Imaev V.S., Imaeva L.P. et al.* Seismicity and active faults of the Eastern Siberian platform: (Abstract) // *Fall meeting of Amer. Geophys. Union*. N.Y., 1996. P. 521.
- Kristoffersen Y.* Eurasia basin // *The geology of North America*. Boulder (Colo.), 1990. Vol. L: The Arctic ocean region. P. 365–378.
- Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M. et al.* Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and trace element geochemistry // *Geology*. 2001. Vol. 29. P. 167–170.
- Layer P.W., Parfenov L.M., Trunilina V.A., Bakharev A.G.* Age and tectonic significance of granitic belts within the Verkhojansk fold and thrust belt, Yakutia, Russia // *The Geological Society of America*. 91st Annual Cordilleran section. Fairbanks (Alaska): Univ. of Alaska, 1995. P. 60.
- Lewis C.* Papers and notes on the genesis and matrix of the diamond. L.: 1887. 184 p.
- Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V. et al.* Seismicity of the Bering Strait region: Evidence for a Bering block // *Geology*. 1997. Vol. 25. P. 467–471.
- Mackey K.G., Fujita K., Ruff L.J.* Crustal thickness of Northeast Russia // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 284. P. 283–297.
- McClay K.R., Buchanan P.G.* Thrust faults in inverted extensional basins // *Thrust tectonics*. L.: Chapman and Hall, 1992. P. 93–104.
- McMullen C.A.* Seismicity and tectonics of the Northeastern Sea of Okhotsk: M.S. thesis. East Lansing: Mich. State Univ., 1985. 107 p.
- Meschede M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chem. Geol.* 1986. Vol. 56. P. 207–218.
- Miller E.L., Hudson T.L.* Mid-Cretaceous extensional fragmentation of a Jurassic–Early Cretaceous compressional orogen, Alaska // *Tectonics*. 1991. Vol. 10. P. 781–796.
- Molinarioli E., Basu A.* Breve introduzione della crosta lunare e all origine della Luna // *Boll. Soc. geol. Ital.* 1994. Vol. 113, N 1. P. 69–93.
- Monger L.W.H.* Cretaceous tectonics of the North American Cordillera // *Evolution of the Western Interior Basin*. Ottawa, 1993. P. 31–47. (Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.; N 39).
- Monger J.W.H., Berg H.C.* Lithotectonic terrane map of western Canada and southeastern Alaska: US Geological Survey, Miscellaneous Field Studies, Map MF-1874-B, I sheet, scale 1:2 500 000. N.Y., 1987. 12 p.
- Monger J.W.H., Nokleberg W.J.* Evolution of the northern North American Cordillera: Generation, fragmentation, displacement, and accretion of successive North American plate margin arcs // *Geology and ore deposits of the American Cordillera: Geological Society of Nevada Symp. proceedings*, Reno/Sparks, April 1995. Reno, 1996. P. 1135–1152.
- Moore E.M.* Southwest US–East Antarctica (SWEAT) connection: A hypothesis // *Geology*. 1991. Vol. 19. P. 425–428.
- Moore E.M., Twiss R.J.* *Tectonics*. N.Y.: Freeman, 1995. 415 p.
- Morley C.K.* A classification of thrust fronts // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1986, Vol. 70, N 1. P. 12–25.
- Moskovchenko N.I., Ovchinnikova G.V., Kastr'ykina V.M.* High-pressure granulites of East Siberia in terms of Archean and Proterozoic evolution // *Precamb. Res.* 1993. Vol. 62. P. 473–491.
- Mullen E.D.* MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 62. P. 53–62.
- Nemchin A.A.* Evolution of the Aldan Shield, Eastern Siberia // *VII Intern. Conf. on geochronology, cosmochronology and isotope geology*. Canberra, 1990. Abstr. vol. P. 70.
- Neymark L.A., Kovach V.P., Nemchin A.A. et al.* Late Archean intrusive complexes in Olekma granite-greenstone terrain (Eastern Siberia): Geochemical and isotopic study // *Precamb. Res.* 1993. Vol. 62. № 4. P. 453–472.
- Nokleberg W.J., Bundtzen T.K., Berg N.C. et al.* Metallogenic map of significant lode deposits and placer districts in Alaska // *The geology of Alaska*. The geology of North America, G1, Plate 11, 1 sheet, scale 1: 2 500 000. N.Y., 1994a.
- Nokleberg W.J., Bundtzen T.K., Brew D.A., Plafker G.* Metallogenesis and tectonics of porphyry copper and molybdenum (gold, silver), and granitoid-hosted gold deposits of Alaska // *Porphyry deposits of the Northwestern Cordillera*. Ottawa, 1995. P. 103–141. (Canad. Inst. of Mining, Metallurgy, and Petroleum; Spec. Vol. 46).
- Nokleberg W.J., Bundtzen T.K., Dawson K.M. et al.* Significant metalliferous and selected non-metalliferous lode

- deposits and placer districts for the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera. N.Y., 1996, 400 p. (US Dep. of the Interior. US Geol. Surv. Open-File Rep. 96-513-A).
- Nokleberg W.J., Bundtzen T.K., Dawson K.M.* et al. Mineral deposit and metallogenic belt maps of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera. N.Y., 1997a. 2 sheets, scale 1:5 000 000; 5 sheets, scale 1:10 000 000. (US Geol. Surv. Open-File Rep. 97-161).
- Nokleberg W.J., Naumova V.V., Kuzmin M.I., Bounaeva T.V.* (ed.). Preliminary publications Book 1 from project on mineral resources, metallogenesis, and tectonics of Northeast Asia. N.Y., 1999. CD. 71 Mb. Open-File Rep. 99-165.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H.* et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map. N.Y., 1994b. 433 p., 2 sheets, scale 1:5 000 000; 2 sheets, scale 1:10 000 000. (US Geol. Surv. Open-File Rep. 94-714).
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H.* et al. Summary Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map. Scale 1:10 000 000. N.Y., 1997b. (US Geol. Surv. Open-File Rep. 96-727).
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H.* et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. N.Y., 1998a. 124 p. (US Geol. Surv. Open-File Rep. 98-754).
- Nokleberg W.J., West T.D., Dawson K.M.* et al. Summary terrane, mineral deposit, and metallogenic belt maps of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera. N.Y., 1998b. 517 Mb. (US Geol. Surv. Open-File Rep. 98-136).
- Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H.* The Archean Aldan shield of Siberia, USSR: The search for its oldest rocks and evidence for reworking in the Mid-Proterozoic // Third Intern. Archean Symp. Extended Abstr. vol., Perth, 1990, P. 60-61.
- Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P.* The Aldan shield of Siberia, USSR: The age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // Precamb. Res. 1992a, Vol. 54, N 4. P. 195-209.
- Nutman A.P., Friend C.R.L.* Reconnaissance *P, T* studies of Proterozoic crustal evolution of the Amassalik area, East Greenland // Rep. Geol. Surv. Greenl. 1992. Vol. 146. P. 48-53.
- Nutman A.P., Gavricova S.N., Chernyshev I.V.* Late Archean crust formation and Mid-Proterozoic reworking in the Stanovik block of the Aldan shield, USSR // The Archean terrains, processes and metallogeny. Singapore: Singapore Nat. printers, 1992b, P. 89-98.
- Okrugin A.V.* Mineralogy, types, and origin of platinum-bearing placer deposits of the Siberian platform // Intern. Geol. Rev. 1998. Vol. 40, N 8, P. 677-687.
- Okrugin A.V., Beryozkin V.I., Oleinikov B.V., Savvinov V.T.* Late Precambrian dyke swarms of the Aldan shield, Siberian platform // III Intern. Dyke conf.: Abstracts. Jerusalem, 1995. P. 50.
- Okrugin A.V., Oleinikov B.V., Savvinov V.T., Tomshin M.D.* Late Precambrian dyke swarms of the Anabar massif, Siberian platform // Mafic dykes and emplacement mechanisms. Rotterdam: Brockfield, 1990. P. 529-534.
- Oliver J.* Probing the structure of the deep continental crust // Science. 1982. Vol. 216, N 4547. P. 689-695.
- Oxman V.S., Parfenov L.M., Prokopiev A.V.* et al. The Chersky Range ophiolite belt, Northeast Russia // J. Geol. 1995. Vol. 103, N 5. P. 539-556.
- Paech H.J., Prokopiev A.V., Gosen W.von* et al. New results on the Moma rift and related structures in Yakutia, Russian Federation // Intern. conf. on Arctic margins: ICAM III. Gannover, 1998, P. 138-139.
- Parfenov L.M.* Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in the context of plate tectonics // Tectonophysics. 1991. Vol. 139. P. 319-342.
- Parfenov L.M.* Accretionary history of northeast Asia // 1992 Proc. of Intern. Conf. on Arctic margins. Anchorage (Alaska), 1994. P. 183-188.
- Parfenov L.M.* Tectonics and regional metallogeny of the Verkhoyansk-Kolyma region // The geology and mineral deposits of the Russian Far East. Anchorage (Alaska): Alaska Miners Assoc., 1995. P. 61-84.
- Parfenov L.M., Bulgatov A.N., Gordienko I.V.* Terranes and accretionary history of the Transbaikalian orogenic belts // Intern. Geol. Rev. 1996. Vol. 37. P. 736-751.
- Parfenov L.M., Koz'min B.M., Grinenko O.V.* et al. Geodynamics of the Chersky seismic belt // J. Geodynamics. 1988. N 9. P. 15-37.
- Parfenov L.M., Natal' in B.A.* Mesozoic accretion and collision tectonics of Northeastern Asia // Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Houston(Tex.), 1985. P. 363-374.
- Parfenov L.M., Natal' in B.A.* Mesozoic tectonic evolution of Northeastern Asia // Tectonophysics. 1986. Vol. 127. P. 291-304.
- Parfenov L.M., Natapov L.M., Sokolov S.D., Tsukanov N.V.* Terrane analysis and accretion in Northeast Asia // Island Arc. 1993. Vol. 2. P. 35-54.
- Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Gaiduk V.V.* Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, Eastern Siberia // Tectonics. 1995. Vol. 4. N 2. P. 342-358.
- Parfenov L.M., Veltuzhskikh V.G., Gamyarin G.N.* et al. Main metallogenic units of the Sakha Republic (Yakutia), Russia // Intern. Geol. Rev. 1999. Vol. 41, N 5. P. 425-457.
- Parfenov L.M., Voinova I.P., Natal' in B.A., Semenov D.F.* Geodynamics of North-Eastern Asia in Mesozoic and Cenozoic time and the nature of volcanic belts // J. Phys. Earth. 1978. Vol. 26, suppl. P. S 503-S 525.
- Pavlis T.L., Sisson V.B., Foster H.L.* et al. Mid-Cretaceous extensional tectonics of the Yukon-Tanana terrane, Trans-Alaska Crustal Transect (TACT), east-central Alaska // Tectonics. 1993. Vol. 12. P. 103-122.
- Pearce J.A.* Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus // Tectonophysics. 1975. Vol. 25. P. 41-67.
- Pearce J.A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites. N.Y.: Pergamon press, 1982. Pt 2. P. 525-548.
- Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 19. P. 290-300.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks // J. Petrol. 1984a. Vol. 25, pt 44. P. 956-963.
- Pearce J.A., Lippard S.G., Roberts S.* Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites // Marginal basin geology. L., 1984b. P. 77-94. (Geol. Soc. London. Spec. Publ.; Vol. 16).
- Pearce J.A., Norry M.J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 69, N 1. P. 33-47.
- Pelechaty S.M.* Stratigraphic evidence for the Siberia-Laurentia connection and Early Cambrian rifting // Geology. 1996. Vol. 24, N 8. P. 719-722.
- Phillips G.N., Groves D.I.* The nature of Archaean gold-

bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia // *Geol. Soc. Austral. J.* 1983. Vol. 30. P. 25–39.

Plafker G., Berg H.D. Overview of the geology and tectonic evolution of Alaska // *The geology of Alaska. Boulder (Colo.)* 1994. P. 989–1021. (The geol. of North Amer.; Vol. G-1).

Prinz M., Manson D.W., Hlava P.E., Keil K. Inclusions in diamonds: Garnet lherzolitic and eclogite assemblages // *Phys. and Chem. Earth.* 1975. Vol. 9. P. 797–815.

Prokopyev A.V., Fridovsky V.Yu., Deikunenko A.V. Some aspects of tectonics of the Verkhoysk fold-and-thrust belt (North-East Asia) and tectonic relations of the Dyandi gold ore cluster // *Polarforschung.* 2001. Vol. 69. P. 37–45.

Puchtel I.S., Zhuravlev D.Z., Samsonov A.V., Arndt N.T. Petrology and geochemistry of metamorphosed komatiites and basalts from the Tungurcha greenstone belt, Aldan shield // *Precamb. Res.* 1993. Vol. 62, N 4. P. 399–417.

Pupin J.P. Zircon and granite petrology // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1980. Vol. 73. P. 207–220.

Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A. K. et al. U–Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from Southeast Siberia and its bearing on the Laurentia–Siberia connection // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 164. P. 409–420.

Radtke A.S. Geology of the Carlin gold deposit, Nevada // *US Geol. Surv. Profess. Pap.* 1985. N 1267. P. 124.

Renne P.R., Basu A.R. Rapid eruption of the Siberian traps flood basalts at the Permo–Triassic boundary // *Science.* 1991. Vol. 253. P. 176–179.

Riegel S.A., Fujita K., Koz'min B.M., Imaev V.S. Extrusion tectonics of the Okhotsk plate, Northeast Asia // *Geophys. Res. Lett.* 1992. Vol. 20, N 7. P. 607–610.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: A preliminary assessment // *Archean crustal evolution.* Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.

Rowley D.B., Lottes A.L. Plate kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to present // *Tectonophysics.* 1988. Vol. 155. P. 73–120.

Rubin C.M., Miller M.M., Smith G.M. Tectonic development of Cordilleran mid-Paleozoic volcano-plutonic complexes: Evidence for convergent margin tectonism // *Paleozoic and Early Mesozoic paleogeographic relations of the Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes.* N.Y., 1991. P. 1–16. (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 225).

Savostin L.A., Karasik A.M. Recent plate tectonics of the Arctic basin and Northeastern Asia // *Tectonophysics.* 1981. Vol. 74. P. 111–145.

Sawkins F.J. Metal deposits in relation to plate tectonics. 2nd ed. N.Y.: Springer, 1990. 461 p.

Scholl D.W., Stevenson A.J., Mueller S. et al. Exploring the notion that Southeast-Asian-type escape tectonics and trench clogging are involved in regional-scale deformation of Alaska and the formation of the Aleutian–Bering Sea region // *Southeast Asia structure, tectonics, and magmatism: Proc. of Geodynamics Res. Inst. symp. Texas A and M Univ. College Station. Houston (Tex.),* 1992. P. 57–63.

Sears J.W., Price P.A. The Siberian connection – a case for Precambrian separation of the North American and Siberian cratons // *Geology.* 1978. Vol. 6. P. 267–270.

Sengör A.M.C., Natal' in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // *The tectonic evolution of Asia.* Cambridge: Univ. press, 1996. P. 486–640.

Shervais J.W. Ti–V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59, N 2. P. 101–118.

Silberling N.J., Jones D.L., Blake M.C., Jr., Howell D.J. Lithotectonic terrane map of the western conterminous United States: US Geological Survey, Map MF-1874-C, scale 1:25 000 000. N.Y., 1987.

Smelov A.P., Beryozkin V.I. Retrograded eclogites in the Olekma granite-greenstone region, Aldan shield, Siberia // *Precamb. Res.* 1993. Vol. 62, N 4. P. 419–430.

Smelov A.P., Bogomolova L.M. Granulites of Olekma granite-greenstone terrain, Aldan shield USSR // *Composition and evolution of high-grade gneiss terrains: Abstracts.* Kandy, 1991. P. 71–72.

Spear F.S. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite // *Amer. J. Sci.* 1981. Vol. 281, N 6. P. 355–364.

Srivastava S.P., Tapscott C.R. Plate kinematics of the North Atlantic // *The Western North Atlantic Region.* Boulder (Colo.), 1986. P. 379–405. (The geol. of North Amer.; Vol. M).

St-Onge M.R., Lucas S.B., Scott D.J. The Ungava orogen and the Cape Smith thrust belt // *Greenstone belts.* Oxford: Clarendon press, 1997. P. 772–780.

Stevens C.H., Davydov V.I., Bradley D.C. Permian Tethyan fusulinids from the Kenai Peninsula, Alaska // *J. Paleontol.* 1997. Vol. 71. P. 985–994.

Stewart J.H. Late Precambrian evolution of North America: Plate tectonic implication // *Geology.* 1976. Vol. 4. P. 11–15.

Stone D.B., Crumley S.G., Parfenov L.M. Paleomagnetism and the Kolyma structural loop // *Proc. of Intern. conf. on Arctic margins,* 1992. Anchorage (Alaska), 1994. P. 189–194.

Tomshin M.D., Koroleva O.V. Composite dykes of the Vilyuisk paleorift system, Siberian Platform // *Mafic dykes and emplacement mechanisms.* Rotterdam: Balkema, 1990. P. 535–540.

Trettin H.P. The Arctic Islands // *The geology of North America: An overview.* N.Y.: Geol. Soc. Amer. 1989. P. 349–370.

Trunilina V.A. Geodynamic position, genesis and criteria for ore content of tin-bearing granitoids from the Yana-Kolyma region // *Metallogeny of collisional orogens.* Prague: Czech. Geol. Surv. 1994. P. 430–434.

Trunilina V.A., Ivanov P.O. Fluorine and chlorine in apatites from granitoids of the Verkhoysk–Kolyma Mesozoides // *Acta Univ. Carol. Geol.* 1998. N 42(1). P. 165–168.

Trunilina V.A., Orlov Yu.S., Fedotov M.V. Composition of the crystalline basement of the Verkhoysk–Kolyma Mesozoides. *Zetschr. Geol. Wiss. Berlin.* 1994. Marz. S. 147–152.

Twiss R.J., Moores E.M. Structural geology. N.Y.: Freeman, 1992. 532 p.

Uarov V.F. The upper mantle structure of the Yakutian kimberlite province, Eastern Russia // *PAGEOPH.* 1994. Vol. 142, N 2. P. 311–318.

Van der Voo R. Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructions // *Rev. of Geophys.* 1990. Vol. 28. P. 167–206.

Vann L.R., Graham R.H., Hayward A.B. The structure of mountain front // *J. Struct. Geol.* 1986. Vol. 8, N 3/4. P. 215–227.

Venkatesan T.R., Kumar A., Gopalan K., Al'mukhamedov A.I. ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of Siberian basaltic volcanism // *Chem. Geol.* 1997. Vol. 138. P. 303–310.

Vogt P.R., Kovacs L.C., Johnson G.L., Feden R.H. The evolution of the Arctic Ocean with emphasis of the Eurasia Basin // *Proc. Norwegian Sea Symp.* Oslo: Norw. Petrol. Soc. 1979. P. 1–29.

Whalen J. A-type granites in New Brunswick // *Geol. Surv. Canad. Pap.* 1986. N 1a. P. 297–300.

Wheeler J.O., Brookfield A.J., Gabrielse H. et al. Terrane map of the Canadian Cordillera: *Geol. Survey of Canada, Open-File Rep.* N 1894, scale 1:2 000 000. Ottawa, 1988. 9 p.

White A.J., Chappell B.W. Ultra-metamorphism and granitoid genesis // *Tectonophysics.* 1977. Vol. 43, N 4. P. 191–212.

White R.S., Mckenzie D. Mantle plumes and flood basalts // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. P. 17543–17585.

Whiteford D.G., Nicholls I.A., Taylor S.R. Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. Vol. 70, P. 341–356.

Williams A.F. The genesis of the diamonds. L., 1932. 96 p.

Williams G., Chapman T. Strains developed in the hanging walls of thrusts due to their slip/propagation rate: A dislocation model // *J. Struct. Geol.* 1983. Vol. 5, N 6. P.563–571.

Wones D.R. Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas // *Mining Geol.* 1981. N 4. P. 1228–1272.

Wood J.A. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary province // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 50. P. 11–30.

Wood J.A., Dickey J.S., Marnin V.B., Powel B.H. Lunar anorthosites and geophysical model of the Moon // *Proc. Appolo XI Lunar sci. conf.* Houston, 1970. Vol. 1. P. 965–989.

Wyllie P.J., Huang W.L., Steern C.R., Maalee S. Granitic magmas: Possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences // *Canad. J. Earth Sci.* 1976. Vol. 13, N 8. P. 1007–1020.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ*

- Аага-Суохская сейсмодислокация – 40
Авгенкуро-Майский сдвиг – 52
Авековский кратонный террейн – 502, 503
Авлинская свита – 275, 276
Агабытинская свита – 149
Ага-Кукан, стратиформное Cu-Pb-Zn рудопроявление – 295, 317, 322
Агакуканская свита – 131, 139, 322
Агдинское, U-Au месторождение – 397
Аграфеновская свита – 149
Агыктинский сдвиго-взброс – 65
Агылки, Cu-W скарновское месторождение – 297, 342, 360, 361, 416, 417, 420
Агынджа, Cu рудопроявление – 296, 337, 341
Адыча-Нерская группа впадин – 15, 24, 25, 27
Адыча-Нерская металлогеническая зона – 296, 341, 342, 345, 495
Адыча-Тарынская зона разломов (разлом, надвиг) – 78, 156, 157, 189, 191, 193, 199, 200, 204, 382
Адыча-Эльгинский антиклинорий – 157, 190
Адычанская зона пологих дислокаций – 75
Адычанский прииск – 409
Адычанское землетрясение – 42
Азиатский континент – 80
Айалырский Au рудный район – 353
Айхал, кимберлитовая трубка – 295, 327, 329, 332
Айхальская свита – 140
Айхальское кимберлитовое поле – 76
Акитканский вулcano-плутонический пояс – 316
Акринский надвиг – 178, 179, 182
Алазейская островная дуга – 78, 210, 234, 503–506
Алазейский островодужный террейн – 78, 152, 231, 233, 234, 251, 497, 503, 505
Алазейское плоскогорье (нагорье) – 13, 277
Алазейское поднятие – 27, 75, 233, 245, 277, 279, 280, 284, 460
Алазейско-Индибирская вулканическая зона – 277, 278, 279
Алгана, сейсмодислокация – 66
Алдано-Майский осадочный бассейн (прогиб) – 114, 124, 125
Алдано-Становая платиноносная провинция – 399, 400, 405
Алдано-Становой щит – 24, 73, 74, 77–79, 81, 82, 83, 91, 94, 97, 99, 104, 108, 113, 114, 119–122, 124, 146, 147, 149, 153, 179, 196, 301, 304, 306, 308, 311, 312, 315, 395, 399, 404, 406, 418, 419, 481–485, 498, 501, 508, 514
Алдано-Учурское плато – 51, 67
Алдано-Чульманский угленосный район – 456, 458
Алданская антеклиза – 113, 114, 116, 124, 195, 196, 421, 466
Алданская железорудная провинция – 418
Алданская платиноносная провинция – 399, 400, 404
Алданский блок – 113, 500, 514
Алданский сдвиг – 178
Алданское нагорье – 13, 18, 30, 31, 32, 50, 51, 54, 102, 412
Александр, террейн – 502, 503
Алеутская островная дуга – 31, 511
Алеутский бассейн – 67, 512
Алеутско-Врангелевская вулканическая дуга – 68
Алинская брахиантиклиналь – 433
Алинское газонефтяное месторождение – 423, 433
Аллахский сдвиг – 191
Аллах-Юньская металлогеническая зона – 297, 342, 355, 497
Аллах-Юньская тектоническая зона – 142, 179, 180, 183, 186
Аллах-Юньский пояс гранитоидов – 497
Аллах-Юньское стратиформное Cu рудопроявление – 320
Алтаноттохская свита – 131
Алтан-Чайдах, Au-Ag рудопроявление – 300, 371, 398
Алысардахская скважина 2480 – 150
Алыс-Хая, Sn месторождение – 366, 416, 418
Альфа, хребет – 67, 510, 511
Аляскинская ороклиналь – 508, 509
Амалыкский прогиб – 91
Амбарская свита – 140
Амгино-Становая металлогеническая зона – 294, 305, 306, 307
Амгинская зона тектонического меланжа – 82, 91, 94, 99, 100, 101, 102, 103, 109, 112, 306, 310
Амедичинская толща – 101, 102
Амкотындинская свита – 231, 232
Амнуактинский плутон – 83
Амурский блок – 21, 31, 68
Амурский супертеррейн – 79, 503, 505, 508
Анабаро-Хатангская седловина – 158, 423, 445, 447
Анабаро-Хатангский угленосный район – 448, 450, 451
Анабарская антеклиза – 113–116, 124, 144, 399
Анабарская нефтегазоносная область – 422
Анабарский блок – 113, 500, 514
Анабарский щит – 73, 76, 78, 81, 104, 105–108, 113, 114, 119–121, 123, 124, 335, 407, 418, 462, 465, 466, 483
Ангарская свита – 126
Ангарский блок – 500, 514
Ангаючам, палеоокеан – 504, 506, 507
Ангаючам, террейн – 72, 502, 503
Андийская окраина Южной Америки – 80
Андылахское газовое месторождение – 423, 444
Аномальное, касситерит-силикатно-сульфидное месторождение – 297, 362, 363, 365
Антигская свита – 219
Антыкчанское касситерит-силикатно-сульфидное рудопроявление – 369
Анюйская площадь – 408
Аппаинская свита – 131
Арангасчанская антиклиналь – 377
Арбайбыт, Zn рудопроявление – 316
Арбайская скважина – 131
Арбарастах, Nb и редкоземельное месторождение – 416

* Выделены номера страниц, на которых дано наиболее полное описание объекта (термина).

- Арбат, Au-Hg месторождение – 299, 371, 386, 387, 419
 Арбатское рудопроявление Au скарнового типа – 369
 Аргайл, австралийская лампроитовая трубка – 328, 329
 Арга-Алинский плутон – 267
 Арга-Тасский турбидитовый террейн – 78, 200, 223, 243, 255, 503
 Арга-Ыннах-Хайский плутон – 278, 289, 362
 Арга-Ыннах-Хайский поперечный пояс гранитоидов – 242, 261, 289
 Арга-Эмнекенский плутон – 242, 259
 Аркачанское плато – 19, 22
 Арктическая сейсмическая зона – 35, 37
 Арктический бассейн – 12, 18
 Арктической Аляски, террейн – 502, 503
 Артыганская свита – 131, 322
 Артык, сейсмодислокация – 43, 44
 Артыкское землетрясение – 44, 45
 Артык-юряхская свита – 212
 Арылахская пачка курсовской свиты – 423
 Арымасская свита – 120
 Атугей-Нуямский грабен – 315, 316
 Атугейское, Fe рудопроявление – 294, 312, 316, 515
 Атырбахская свита – 126
 Атырдахская свита – 139
 Атырканская свита – 131
 Атыяхская структура – 447
 Аулачан, Au-Sb рудопроявление – 381
 Афарский рифт (Восточная Африка) – 42
 Аялырский надвиг – 170
 Аянская свита – 195
 Баданг-Балаганская сейсмодислокация – 40
 Бадаранская структура – 437
 Бадаранское газовое месторождение – 423, 437, 442
 Бадран, Au кварцевое месторождение – 297, 342, 346, 347, 348, 412
 Бадранский Au рудный район – 297, 342, 346
 Бадран-Эгеляхский взбросо-сдвиг – 347
 Баженовская свита – 462
 Байбыканская свита – 149
 Байдахское Au-Sb-Hg месторождение – 381
 Байкало-Патомская орогенная область – 74
 Байкало-Патомская система надвигов – 194, 196
 Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс – 70, 76–79, 91, 113, 114, 116, 124, 156, 192, 195, 196, 198
 Байкало-Становая горная страна – 21, 30
 Байкало-Становой сейсмический пояс – 33, 49
 Байкальская горная область – 143
 Байкальская палеозойская орогенная область – 76
 Байкальский рифт (рифтовая область, зона) – 31, 49, 51, 65, 66
 Байское апатитоносное поле – 314
 Бакинский плутон – 242, 259, 260
 Балаганахский Au рудный район – 353
 Балаганахский плутон – 366
 Балаган-Тас, вулкан – 26
 Балгикакчан, Au-Hg месторождение – 386, 417
 Балтийский щит – 500
 Балыктахский синклиниорий – 206, 207–209
 Баппагайская скважина I-II – 127
 Бараинская ветвь фронта Верхоянского складчато-надвигового пояса – 187, 188
 Бараинский Au рудный район – 353
 Бараинский антиклинорий – 142, 154, 157, 161, 176
 Бараинский сегмент – 157, 161, 162, 175, 176–178, 187–189
 Барайы, сейсмодислокация – 49
 Баракунская свита – 120
 Баранинская свита – 127
 Баранье, касситерит-сульфидное рудопроявление – 375
 Барбертон, зеленокаменный пояс – 485
 Барыллыэлахский плутон – 264, 268
 Бассейнов и Хребтов, провинция – 277
 Бас-Мугусканская синформа – 310
 Бастахская антиклиналь – 165
 Бастахская свита Верхоянского рифта – 131, 139
 Бастахская свита Илинь-Тасского антиклинория – 243, 460
 Батараньинская свита – 149
 Батомгская область Алдано-Станового щита – 481, 482; 484
 Батомгский гранит-зеленокаменный составной террейн – 82, 97, 99, 108, 109, 111
 Батомгский комплекс – 97, 98
 Батылхская свита – 149, 451–454
 Бауэrsa, островная дуга – 511, 512
 Бахская свита – 149
 Бедная рудное тело Илентасского месторождения – 367
 Безводное касситерит-сульфидное рудопроявление – 375
 Безымянная рудная кулиса – 386, 387
 Безымянная синклиналиль – 387
 Безымянный плутон гранитоидов – 242, 263, 364, 367
 Безымянный рудный объект – 342
 Белогорский разрез – 451
 Белогорское угольное месторождение – 451
 Бельковско-Святоносский грабен (рифт) – 14, 37, 38
 Бельская свита – 126
 Берандинская свита – 182
 Бергеинская площадь – 445
 Бергеинская свита – 149, 437, 444, 445, 452–454
 Березовская впадина Предпатомского прогиба – 194–196, 421, 435, 436, 447
 Березовская металлогеническая зона – 296, 337, 339
 Березовская система надвигов – 231
 Березовский прогиб – 118, 423
 Березовский турбидитовый террейн – 78, 200, 227, 231, 232, 233, 339, 503, 504
 Беректинский тоналит-грондьемито-гнейсовый террейн – 108, 109, 111
 Беринговый блок – 67, 68
 Беркакитская свита – 149, 456
 Бесюряхская свита – 427
 Бетинчинская свита – 427
 Бетюген, Au-Sb рудопроявление – 299, 371, 379
 Бизонская свита – 212
 Бикская свита – 120, 180, 183, 318
 Билегичэнская свита – 120
 Билярская свита – 195, 424, 432, 436
 Билляхская зона разломов – 107
 Билляхская зона тектонического меланжа – 105, 106, 107, 109, 112
 Билляхская свита – 149
 Билляхский плутон порфиробластовых гранодиоритов и гранитов – 107
 Билляхское, Sn-W месторождение – 299, 363
 Билляхское, Au-Sb месторождение – 371, 377, 378
 Билякчанская тектоническая зона – 179, 186
 Билякчанский разлом (надвиг) – 179, 186, 193, 204
 Биляхская свита – 126
 Биляхский надвиг – 175
 Бирикээнское апатитоносное поле – 314
 Бишинское апатитоносное поле – 314
 Богучанская группа дислокаций – 40
 Богучунорская свита – 126
 Бодюсский (Верхне-Эмкырчанский) субвулканический плутон – 276
 Бодюсский субвулкан – 270, 276
 Болбукталахский плутон – 257
 Большенимнырское апатитоносное поле – 314
 Большой Джахтардах, массив – 286
 Большой Эргеляхский плутон – 266
 Б. Куонамка-Анабар, Pt россыпепроявление – 400, 403

- Бонанза, островная дуга – 505, 506
Бонсолчанская свита – 356, 373
Бороулахский горизонт – 462, 465, 466
Борулахская антиклиналь – 194, 197
Борулахская свита – 126
Борулахский дуплекс – 194
Боруллоульская свита – 140
Ботуобинская свита – 140
Ботуобинский продуктивный горизонт – 195, 424, 425, 428–433, 435, 446
Ботуобинско-Мархинская кимберлитовая зона – 295, 326, 327, 329
Брюнгадинский разлом – 191, 193
Бугансалская свита – 182
Бугарихтинская свита – 120
Бугарыкта, месторождение пьезокварца – 294, 312, 315
Бугдогарское Sn месторождение – 366
Булайская свита – 126
Булар, Au месторождение – 297, 342
Булар-Оночолохский Au рудный район – 297, 342
Булгуньяхский плутон – 264, 267
Булканакская свита – 231, 232
Булкурская антиклиналь – 161, 163, 164
Булунская впадина – 161
Булунская свита – 149
Булунские сейсмодислокации – 49
Булунский угленосный район – 450, 451
Булунское землетрясение – 39, 41, 45
Булунское-1, землетрясение – 42
Булунское-2, землетрясение – 42
Булунское угольное месторождение – 450
Бунговская свита – 17
Буолкалахская свита – 149
Буор-Кемюское угольное месторождение – 460–462
Буор-Юряхский плутон – 366
Буоркемюсская свита – 460, 461
Буорсырская свита – 127
Буорхаинская впадина – 39
Буорхаинский сейсмоактивный участок – 39, 41
Бургавлийское касситерит-кварцевое месторождение – 296, 342, 343
Бургавлийское Au-Sb месторождение – 381
Бургавлинская свита – 140
Бургавли-Чалбинский Sn-W рудный район – 296, 342
Бургалийский плутон – 242, 258
Бургочанское касситерит-силикатно-сульфидное месторождение – 298, 362, 364, 366, 367, 416
Бургуклинская свита – 448, 449
Бурдурская свита – 120
Бурный, рудный объект – 324
Бурская скважина 3410 – 118, 126
Бурхалинская свита – 127, 131
Бурхалинский разлом – 179, 182
Буягинская площадь – 423
Быинджа, Au-Sb месторождение – 381
Быковское землетрясение – 39
Былыкская свита – 131, 139
Бырандинская свита – 140
Бырандинская свита – 149
Бырахсанджинская свита – 149
Бусахтахский горст – 435
Бусахтахский продуктивный горизонт – 436
Бусахтахское газоконденсатное месторождение – 423, 435, 436, 447
Бусытыкская скважина – 110
Бытантайское поперечное поднятие – 189
Быттахская синклиналь – 319
Бэрис, сейсмодислокация – 40, 41
Бюкская свита – 195, 427, 431, 434, 436
Бюк-Танарская площадь – 431
Бюкяхская антиклиналь – 170
Вакунайкинская свита – 149
Валюхтинская свита – 120
Васильевская, рудная зона – 324, 325
Великан, угольный пласт Эрозионного угольного месторождения – 461
Великая Алданская дайка – 135
Венера, Au кварцевое рудопроявление – 296, 342, 364
Верное, Sn рудопроявление – 375
Вертикальная, рудная зона – 324, 325
Верхнеадычанская впадина – 46
Верхнеалданская металлогеническая зона – 294, 311, 312, 315
Верхнеалданская подсерия – 96
Верхнеалданский хрусталеносный район – 294, 312, 315, 486
Верхнеаллахский субвулканический плутон – 270, 276, 277, 370, 372
Верхнеамгинский Au рудный район – 300, 371, 397
Верхнеанабарская серия – 104
Верхнебилирская подсвита – 423, 433
Верхнеботуобинское Cu рудопроявление – 316
Верхнебургалийский плутон – 278, 287, 289
Верхнебюкская подсвита – 424, 435
Верхневилючанская брахиантиклиналь – 426, 427
Верхневилючанская седловина – 426
Верхневилючанская скважина 602 – 110, 127
Верхневилючанское газовое месторождение – 422, 423, 426, 427
Верхнекалычанский разлом – 387
Верхнекогарская подсвита – 276
Верхнекожевниковская свита – 140, 445
Верхнемайский выступ Охотского террейна – 179, 186, 204
Верхнеменкеченское Ag полиметаллическое жильное месторождение – 298, 371, 373, 374, 375, 415, 417
Верхнеменкюленская подсвита – 320
Верхнеанаичанское касситерит-силикатно-сульфидное рудопроявление – 369
Верхненерская впадина – 46
Верхнеорейская подсвита – 339
Верхнеоротуканский плутон – 278, 288
Верхнепеледуйское Cu рудопроявление – 316
Верхнесарданинская подсвита – 318
Верхнеселенняхская межгорная впадина – 24, 26, 27, 28, 216, 235
Верхнетагаджинская подсвита – 440
Верхнетимптонский хрусталеносный район – 294, 312, 315
Верхнетирехтяхский B-Sn рудный район – 296, 342, 343, 344
Верхнетирехтяхский плутон – 216, 242, 256, 257, 343, 388
Верхнетоккинская сейсмодислокация – 49
Верхнетоккинский Au рудный район – 300, 371, 397
Верхнеундытканский плутон – 90
Верхнечонское куполовидное поднятие – 433
Верхнеюдомская металлогеническая зона – 298, 370, 371, 372, 509
Верхний, угольный пласт – 452
Верхняя Адыча, сейсмодислокация – 49
Верхоланская свита – 126, 195, 318
Верхояно-Колымская металлогеническая провинция – 292, 451
Верхояно-Колымская орогенная область – 14, 74–76, 77, 78, 80, 199, 200, 234, 254, 256, 277, 292, 293, 296, 337, 341, 361, 370, 377, 418, 419, 422, 463, 497, 502, 513
Верхояно-Чукотская горная страна – 21
Верхоянская металлогеническая зона – 297, 342, 353, 360
Верхоянская пассивная континентальная окраина (миогеоклиналь) – 80, 129, 137, 143, 146, 156, 167, 186, 200, 201, 265, 493, 501–503, 505, 515
Верхоянская система горных хребтов – 21

- Верхоянский рифт – 132
Верхоянский складчато-надвиговый пояс – 70, 76–79, 113–117, 119, 120, 124, 125, 128–130, 132, 133, 137, 138, 141–144, 146, 147, 152, 154, 156, 157, 158, 161, 163, 166, 168, 169, 172, 176, 178, 180, 186–189, 191–194, 199–201, 206, 226, 231, 263, 264, 275, 278, 317, 353, 372, 375, 377, 462, 515
Верхоянский хребет – 13, 18–21, 22, 24, 25, 31, 48, 49, 115, 162, 412
Весеннее, U-Au месторождение – 397
Весна, жила Илинтасского месторождения – 364, 367
Ветловский террейн – 255
Вилига, многоэклинальный террейн – 255
Вильская свита – 120
Виллой, Pt россыпеобразование – 400, 401
Виллойская нефтегазоносная область – 422
Виллойская синеклиза – 113, 114, 115, 116, 120, 130, 137, 143, 146, 149, 155, 156, 171, 188, 326, 399, 421–423, 436, 443, 444, 446, 450, 451
Виллойские золото-платиноносные россыпные проявления – 399
Виллойский осадочный бассейн – 138, 140, 147, 150
Виллойский разрез – 451
Виллойский рифт – 131
Виллойский угленосный район – 450
Виллойско-Алданская система дислокаций – 178
Виллойско-Джербинская брахиантиклиналь – 427
Виллойско-Джербинская скважина – 110
Виллойско-Джербинское нефтегазовое месторождение – 422, 423, 427, 428
Виллойско-Мархинский дайковый пояс – 130, 133
Виллойчанская свита – 131
Виллючанская седловина – 422–424, 427, 428, 430
Виллючанский продуктивный горизонт – 422, 426–428
Водораздельное, Cu-Mo порфиоровое рудопроявление – 298, 362, 369
Водорослевых известняков, свита – 126
Волчинская свита – 215
Волшебник, плутон – 278, 287, 289
Восточная, жила месторождения Эге-Хайя – 363
Восточная зона Au рудного месторождения Кыллах – 352, 353
Восточная скважина 491 – 127
Восточно-Азиатская активная континентальная окраина – 509
Восточно-Азиатская трансформная континентальная окраина – 511
Восточно-Азиатский металлогенический пояс – 298, 370, 371, 509, 516
Восточно-Алданская гранулитовая область – 482, 483
Восточно-Алданский супертеррейн – 82, 87, 94, 97, 99, 103, 104
Восточно-Камчатских полуостровов, составной террейн – 255
Восточно-Лаптевский горст – 14
Восточно-Сергинская скважина – 110
Восточно-Сетте-Дабанский разлом – 179, 182
Восточно-Сибирского моря, шельф – 12, 14, 206, 254, 256, 277, 279, 290, 422
Восточно-Сихотэ-Алинский вулcano-плутонический пояс – 509, 511
Восточно-Хотурская скважина – 110
Восточно-Якутская потенциально-нефтегазоносная провинция – 422
Восточно-Якутский архейский протократон – 108, 109, 111
Восточно-Якутский металлогенический пояс – 298, 370, 371, 372, 509, 510, 516
Восточный блок Талаканского поднятия – 433
Восточный, участок месторождения Депутатское – 391
Воякская свита – 213
Врангелевско-Алеутская магматическая дуга – 511, 512
Врангелия, супертеррейн – 502, 503, 506
Встречнинская свита – 460
Встречный, надвиг – 460
Высокая, Au рудная залежь – 396
Гавайский хребет – 511
Гавайско-Императорский вулканический хребет – 511
Гаккеля, срединноокеанический хребет – 14, 15, 31, 32, 36–38, 67, 68, 278, 290, 512
Галамский террейн – 502, 503
Галечное, Au, W, Bi, Te месторождение – 366
Гал-Хая, Au-Hg месторождение – 299, 371, 386, 387, 388, 417
Ган-Андреевское, вкрапленное Au месторождение – 299, 371, 383
Гарбыньинский фрагмент офиолитов Мунилканского террейна – 200, 217, 220
Гармычанский стратиграфический горизонт – 244
Гельдинская группа штоков – 271, 273, 274
Гельдинский плутон – 270, 273
Гематитовое касситерит-силикатно-сульфидное рудопроявление – 369
Герамдачанский плутон – 278, 286–288
Геранский плутон – 90
Герская свита – 212
Гижигинское землетрясение – 42
Гиллойский комплекс – 99
Гирибдичанский плутон – 242
Гирибдичанский поперечный пояс гранитоидов – 242, 261–263
Гичинская свита – 127
Главная жила месторождения Эге-Хая – 363
Главный Анабарский разлом – 105, 106
Главный батолитовый пояс – 75, 76, 78, 191, 242, 248, 250, 251, 256, 257–260, 289, 492, 493, 495, 497, 503, 507, 515
Говоровское поднятие – 130, 188, 189
Голубевский угольный пласт – 452
Гонамский район – 155
Гонамский тектонический блок – 482
Гонамский угленосный район – 456
Горбыляхское апатитоносное поле – 314
Горда, срединноокеанический хребет – 42
Горелый надвиг – 460, 461
Горкитское Fe рудное месторождение – 303
Горное Озеро, Nb и редкоземельное месторождение – 295, 317, 321, 416, 419, 515
Горноозерский плутон – 321, 322, 491
Горностахская антиклиналь – 178, 180, 182, 183
Гравина, дуга – 506–510
Градъгская антиклиналь – 24
Гренская свита – 120
Грибное Au-Hg рудопроявление – 386
Грязный, угольный пласт Эрозионного угольного месторождения – 461
Гувиндинский надвиг – 178, 179
Гуд Ньюс, палеоокеан – 507, 508
Гулинская платиноносная россыпь – 400, 407
Гулинский дунитовый плутон – 399, 407
Давангро-Налуракская металлогеническая зона – 294, 311, 312, 315
Давангро-Хугдинский грабен – 315, 316
Дагда, Fe месторождение – 293, 304, 305
Далдыно-Алданский раннепротерозойский гранулитовый пояс – 108, 109, 111
Далдыно-Оленёкская кимберлитовая зона – 295, 327, 329, 333
Далдынская серия – 104
Далдынский эндербит-гнейсовый террейн – 78, 104, 105–109, 111

- Далиндынская свита – 120
 Дальная, жила месторождения Эге-Хая – 361
 Дальная, Au рудная залежь Лебединогорского рудного поля – 396
 Дарлерчанский плутон – 270, 271, 273, 274
 Дарпир, разлом – 213, 238
 Датнинская свита – 212
 Дебенгдинская свита – 120
 Дебинский фрагмент офиолитов – 200
 Дегалинская свита – 140
 Деленгдинская свита – 127
 Деленжинская свита – 140
 Де-Лонга, многооклинальный террейн – 200, 254
 Денали, сдвиг – 67, 503, 510
 Депутатский плутон – 219, 389
 Депутатское, касситерит-силикатно-сульфидное месторождение – 299, 371, 389, 390, 415, 416
 Дербек-Нельгесинский Sn рудный район – 298, 361, 364
 Дербек-Нельгесинский поперечный пояс гранитоидов – 78, 191, 242, 261–263, 364, 366, 377
 Дербек-Нельгесинский сдвиг – 191
 Деревяногорская свита – 17
 Деревянные Горы – 17
 Дес-Леглиерская металлогеническая зона – 294, 305, 306, 308, 310
 Десовская группа месторождений – 308, 485
 Десовское, Fe скарновое месторождение – 294, 306, 308, 309, 417, 514
 Детанджинское Pb-Zn месторождение – 372
 Джабульдингинский стратиграфический горизонт – 241
 Джалкан, Cu рудопроявление в базальтах – 295, 317, 320, 321
 Джалкан-Менкюленский Cu рудный район – 295, 317, 320
 Джалканская серия – 185
 Джаргалахская свита – 140
 Джарджанская свита – 149
 Джарджанская скважина – 139, 148
 Джарджанский Au рудный район – 353
 Джарджанское поднятие – 130, 188, 189
 Джаскойская свита – 149, 455
 Джаскойский участок Ынгырского угольного месторождения – 455
 Джатонское Pb-Zn месторождение – 298, 371, 372
 Джаярдахская толща – 235, 279, 283, 284–286
 Джаярдахское вулканогенное поле – 214, 235, 277–279, 283, 284–286
 Джебарики-Хая, угольное месторождение – 449–451, 453, 454
 Жебдыгинский плутон Нальчанского ряда – 242, 249, 252
 Желинджинский плутон – 270, 272
 Желтуктатское Fe рудное месторождение – 304
 Желтулакский комплекс – 99
 Желтулакский разлом – 82, 99
 Жемкуканская свита – 120
 Жербинская синклиналь – 197
 Жеюктинский выступ – 435
 Жолакаг-Нерский антиклинорий – 383
 Жолакагское Au-Sb месторождение – 381
 Джоронская свита – 120
 Джугджур, хребет – 49, 50
 Джугдырское землетрясение – 52
 Джуптаганский плутон – 361
 Джуптаганское, касситерит-силикатно-сульфидное месторождение – 297, 342, 361
 Джуптагинская свита – 374
 Дилинская свита – 229
 Диллингер, террейн – 503, 504
 Дичек, Ag месторождение – 299, 371, 381, 384, 386
 Догдинская свита – 244, 245, 247, 248
 Догдинский Hg-Au-Ag рудный район – 299, 371, 385, 388, 389
 Догдинский грабен – 216, 388
 Догдинский плутон – 216
 Догдинский стратиграфический горизонт – 244
 Догдинское вулканическое поле – 216, 242, 244–249
 Догдо, Hg рудопроявление – 299, 371, 388, 389
 Догор, Au кварцевое рудопроявление – 357
 Догор, колчеданно-полиметаллическое рудопроявление – 296, 337, 341
 Долгайская свита – 445
 Доманик – 462
 Дора-Пиль, Au кварцевое месторождение – 29, 342, 350
 Дружное U-Au месторождение – 396, 397
 Дуксундинская свита – 229
 Дулгалахская свита – 140
 Дурайская свита – 149, 456
 Дыбинская антиклиналь – 373
 Дыбинская свита – 374
 Дыбинский плутон (шток) – 270, 271, 272, 274, 373–375
 Дырындинское землетрясение – 52, 53
 Дьянгыйская свита – 149, 455
 Дьянди, Au кварцевое месторождение – 297, 342, 353, 354
 Дьяндино-Охоносойский Au рудный район – 297, 342, 353, 354
 Дьяпальская скважина – 139
 Дэк-Кадарская сейсмодислокация – 40
 Дюлюнговская антиклиналь – 159, 160
 Дюлюнговский взброс (надвиг) – 158, 159, 160
 Дюлюнская свита – 140
 Дюстачанская свита – 275, 276
 Дяньшкунская свита – 140
 Евразийская литосферная плита – 15, 21, 31, 32, 35, 38, 67, 68, 76
 Евразийский океанический бассейн – 14, 15, 31, 32, 278, 290, 504, 510–512
 Евразия, континент – 502–505
 Европейский континент – 501
 Екочу-Биллякская металлогеническая зона – 299, 371, 377
 Еловская свита – 126
 Емельяновское, Au кварцевое месторождение – 297, 342, 351, 352
 Емеляли, плутон чарнокитов – 87, 97
 Енисейский кряж – 500
 Енисейского кряжа, складчато-надвиговый пояс – 70
 Енисейско-Хатангская платиноносная провинция – 399, 400, 407
 Енисейско-Хатангский рифтогенный прогиб – 407
 Еркекетская свита – 126
 Ерюн-Тас-Тас, сейсмогенная плотина – 50
 Железнинская свита – 229
 Жиганская группа угольных месторождений – 449, 453, 454, 455
 Жиганский угленосный район – 450
 Жиганское угольное месторождение – 450, 454, 455
 Жуинская система надвигов – 195, 196
 Зааласное, Au, Sb рудопроявление – 363
 Загадка, Hg рудопроявление – 379
 Закат, касситерит-сульфидное рудопроявление – 375
 Заломнинская свита – 339
 Западная зона Au рудного месторождения Кыллах – 352
 Западно-Агдайский плутон – 278, 286–288
 Западно-Алданская металлогеническая зона – 293, 301, 302
 Западно-Алданская область – 481, 484
 Западно-Алданский гранит-зеленокаменный составной террейн – 78, 82, 83, 91, 92–94, 99–102, 104, 108, 109, 111, 301, 302, 312
 Западно-Верхоянская металлогеническая зона – 295, 317, 496
 Западно-Верхоянская угленосная площадь – 448
 Западно-Верхоянский сейсмоактивный участок – 39

- Западно-Верхоянский сектор Верхоянского складчато-надвигового пояса – 128, 141, 142, 152, 156, 157, **160**, 162, 163, 166, 168, 172, 183, 186, 187, 189, 191, 192, 194, 353
- Западно-Вилуйская нефтегазовая область – 422, 447
- Западное, полиметаллическое рудопроявление – 388, 389
- Западно-Тюнгская площадь – 444
- Западно-Якутская металлогеническая провинция – **108**, 109, 111, 292
- Западно-Якутский архейский протократон – **108**, 111
- Западно-Якутский металлогенический пояс – 295, **323**, 326, 327, 333, 335, 515
- Западные Янги, хребет – 57
- Западный, участок месторождения Депутатское – 391
- Заполярная трубка – 110
- Заря, касситерит-сульфидное рудопроявление – 375
- Звездочка, Hg жильное месторождение – 299, 371, **379**, 380, 417
- Зверева, кряж – 51, 52
- Зверевский комплекс – 88
- Зверевский тектонический блок – **100**, 481–483
- Зейское касситерит-силикатно-сульфидное рудопроявление – 369
- Зейское рудопроявление Au скарнового типа – 369
- Зеленоцветная свита – 126
- Золотогорский террейн – 503, 504
- Зона форланда Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса – 194, 196, 198
- Зона форланда Верхоянского складчато-надвигового пояса – **156**
- Зона хинтерланда Верхоянского складчато-надвигового пояса – **189**
- Зона хинтерланда Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса – 196, 198
- Зыряно-Силайская брахисинклинальная складка – 460
- Зыряно-Силайский угленосный район – 459, 460
- Зырянская группа угольных месторождений – 449, **460**, 461
- Зырянская серия – **460**
- Зырянский (Колымо-Индигирский) угольный бассейн – 448, 449, **459**
- Зырянский предгорный прогиб (впадина) – 15, 24, 25, **26**, 27, 31, 32, 278, 279, 422, 459, 460
- Зырянское угольное месторождение – 459
- Ивак-Макит, сейсмодислокация – 49
- Ивановская скважина – 111, 112, 140, 151
- Иджеская тектоническая пластина – 103, 104
- Иджеская толща – 90, 103
- Иенгрская серия толща – 88, 96
- Иенгрский блок – **100**, **101**
- Иктехская брахиантиклиналь – 430
- Иктехская свита – 126
- Иктехская серия – 195, 431
- Иктехская скважина – 110
- Иктехское нефтегазовое месторождение – 423, **430**
- Икячинская свита – 140
- Илгинская свита – 126, 316, **318**
- Илинтасское Sn-W месторождение – 298, 362, **364**, 366, 367, 416–418
- Ильин-Тасский антиклинорий – 218, 243, 246, 249, 459, 460
- Ильин-Эмнекенский плутон – 242, 248, 368
- Илистое Au рудное месторождение – 351
- Ильинская свита – 120
- Ильинское нефтяное месторождение – 445
- Ималык, Fe рудное месторождение – 303
- Ималыкская свита – 120
- Ималыкский Fe рудный район – 293, 302, 303, 485
- Имнеканский надвиг – 176
- Императорский хребет – 511
- Имтаджинская свита – 139, 140
- Имтаджинское месторождение – 326
- Имтачан, Au кварцевое месторождение – 297, 342, **349**
- Имтачанская свита – 140
- Имтачанская система сдвигов – 374
- Имтачанский Au рудный район – 353
- Имтачанское Sn рудопроявление – 375
- Имтачанский разлом – 375
- Инагли, Au-Pt рудопроявление – 300, 371
- Инагли, платиноносная россыпь – 400, 404, 406
- Инагли, плутон – 397, 404
- Инаглинское апатитоносное поле – 314
- Иначинская толща – 213
- Индигиро-Селенняхский угленосный район – 459, 460
- Индигирский (Уччинский) фрагмент офиолитов Мунилканского террейна – 200, 217, 220
- Индигирский пояс растяжения земной коры – 277, 279, 287–290, 509, 511
- Иниканская свита – 126, 319, 462
- Интахский Au рудный район – 297, 342, **348**
- Интересное, Au уранинитовое месторождение – 397
- Интернациональная, кимберлитовая трубка – 295, 326, 327, **328**, 329
- Иньяли-Дебинский синклинорий – 204, 234, **236**, **238**, 242, 244, 256, 342
- Иргичанская впадина – 24, 27, 28, 29, 43
- Иргичанский (Депутатский) разлом – 235, 238
- Иргичанский хребет – 43
- Иргичанское землетрясение – 42–44
- Иреляхская брахиантиклиналь – 428
- Иреляхское газонефтяное месторождение – 423, **428**, 429
- Иркинская свита – 149
- Истех, плутон – 260
- Ичерская свита – 126, 195
- Ичодинская свита – 139
- Июньская Au рудная жила – 396
- Кабактинская свита – 149, 456
- Кавактинская металлогеническая зона – 294, 306, **311**
- Кавактинский плутон – 311
- Кавактинское апатитоносное поле – 314
- Кавактинское рудопроявление апатит-титаномагнетитовых руд – 294, 306, **311**
- Кадылчанская свита – 279, **280**
- Каларо-Становая металлогеническая зона – 294, 305, **306**
- Каларо-Учурский металлогенический пояс – 294, 301, **304**, 306, 486, 514
- Каларская зона тектонического меланжа – 82, 88, 91, 99, **100**, 101, 102, 109, 306
- Каларский блок – 91, 92
- Каларский плутон – 89
- Каларский зеленокаменный пояс (клин) – 100, 101
- Калтаг, сдвиг – 503
- Калычанская антиклиналь – 386, 387
- Калычанская рудная кулиса – 386, 387
- Калычанская свита – 212, 215
- Каменская металлогеническая зона – 296, 337, **338**
- Каменский блок Прикольмского террейна – 228
- Камешковская впадина – 254
- Камчатско-Корякский платиноносный пояс – 408
- Канадский океанический бассейн – 506–512
- Канадский щит – 73, 74
- Кангаласский разрез – 451
- Кангаласское угольное месторождение – 298, 459, 460, 452, **453**, 518
- Кандидатское Au скарновое месторождение – 362, **368**
- Кандыкская свита – 120
- Капризный, плутон – 248, 264–267, 383
- Капризный, Ag-Sn месторождение – 383, 385
- Караданская свита – 248
- Карангатинская свита – 149
- Карауловская свита – 149

- Карлин, Au-Hg месторождение – 386, 414
Каскадная дуга – 67
Кассиар, террейн – 503, 506
Катская свита – 448, 449
Качелкуанская свита – 126
Каш Крик, палеоокеан – 503, 506
Каш Крик, террейн – 506
Каш Крик, хребет – 504
Кебектинская свита – 312, 316
Кедепчинская скважина 442 – 131
Кедонская серия – 226
Келимярская свита – 149
Келимярский надвиг – 159, 160
Келинская впадина – 161
Келлям, Au кварцевое рудопроявление – 297, 342, 348, 349
Кембрийский горячеланцевый бассейн – 462
Кемпендяйская рифтовая впадина (рифт, прогиб) – 130, 131, 133, 188, 446, 447
Кемпендяйская свита – 19
Кемпендяйско-Наманинский угленосный район – 450
Кемюс-Юряхское стратиформное Cu рудопроявление – 320
Кенгдейская впадина (рифт, грабен) – 16, 40, 164
Кенгдейская группа дислокаций – 40
Кенкельдинская толща – 234
Кенкельдинский надвиг – 231, 234
Кенкельдинский террейн аккреционного клина типа Б – 78, 200, 231, 233, 234, 252, 503
Кенкеме, Pt россыпепроявление – 400
Керби-Хамнинская синклираль – 320
Кербинская свита – 126
Кере-Юряхское касситерит-вольфрамит-кварцевое месторождение – 296, 342, 343
Кестерское касситерит-редкометалльно-кварцевое месторождение – 297, 362, 363, 364, 416
Кер-Капский Au рудный район – 300, 371, 397
Кетхэй, Au-Sb месторождение – 381
Кигляхская свита – 149
Кидерикинский разлом (система разрывных нарушений) – 183, 373
Киенг-Юряхское рудное поле – 351
Килбук-Айдахо, террейн – 503, 504
Килляхская свита – 149
Кильдямский, угольный пласт – 452
Кильдямское угольное месторождение – 451, 452
Ким, Au-Sb месторождение – 381
Кинели-Тасский pluton – 242, 248, 251, 252
Киньясь-Юрях, Au-Sb месторождение – 381
Киньясь-Юряхский рудный узел – 381
Киргиляхское, Sn, W месторождение – 363
Кировский разрез – 451
Китинский Au рудный район – 353
Китчанская антиклиналь – 171, 174, 175
Китчанская ветвь фронта Верхоянского складчато-надвигового пояса – 187, 188
Китчанская взбросо-складка – 174
Китчанская зона надвиговых дислокаций – 423, 444
Китчанская площадь – 445
Китчанский надвиг – 171, 174
Китчанское поднятие – 153
Клифорда, правило – 491
Кобычанская свита – 140
Кобюминская синклираль – 146, 154, 265
Кобюминская система складок – 191
Когарская свита – 275, 276, 277
Кодар, хребет – 30, 50
Кодаро-Удоканский прогиб – 91, 94
Кодарский интрузивный комплекс – 84
Кодарский pluton – 91
Кокарин, Au кварцевое месторождение – 297, 342, 348, 349
Колдфут, террейн – 502, 503
Колчеданный Утес, Au месторождение – 294, 306, 307, 308
Колымо-Индибирский угольный бассейн – 459
Колымо-Омолонский срединный массив – 210
Колымо-Омолонский супертеррейн – 76, 77, 80, 157, 191–193, 199, 200, 210, 233, 238, 241, 243, 248, 251, 252, 256, 259, 337, 345, 492, 493, 497, 503, 506–508, 515
Колымская низменность – 13, 16
Колымская структурная петля – 210, 233, 248, 251, 252, 261, 263, 277, 337
Колымский желоб – 12
Колымский платиноносный район – 408
Колымский срединный массив – 74, 75
Колымское нагорье – 46
Командорский бассейн – 67
Кондаковское нагорье – 277, 279, 280
Кондеканское, Sn рудопроявление – 366
Кондекан-Эганджинское, Pb, Zn, Sn, Ag месторождение – 366
Кондер, платиноносная россыпь – 400, 404, 406
Кондер, pluton – 404
Кони-Мургальская магматическая дуга – 505–508
Контактовое Au редкометальное проявление – 375
Корвунчанская свита – 149
Кордильерская миогеокираль – 501
Кордильерская пассивная континентальная окраина – 501, 503
Кордильеры Северной Америки – 156
Коркодонская свита – 229
Корякинская сейсмодислокация – 40
Корякское нагорье – 71, 80, 255, 408, 508, 511
Костюбятское, Sn месторождение – 363
Котельный миогеокиральный террейн – 78, 199, 200, 206, 207–210, 254, 503, 504
Котуйканская зона тектонического меланжа – 105, 106, 107, 109, 112
Котуйкан-Монхоольская диафоритовая зона – 106
Котуйкан, Pt россыпепроявление – 400, 407
Котуйканская зона разломов – 106
Котуйканская свита – 120
Коханахский pluton – 242, 248, 251, 252
Коюкук, дуга – 506–508
Краевой, pluton – 107
Красноалданская свита – 149
Краснореченское угольное месторождение – 459, 460
Крест-Хоминская антиклиналь – 135, 156
Крестяхская свита – 131, 134
Крестяхские конгломераты – 143
Криволуцкая свита – 126, 195
Криворожский бассейн – 303
Крюк, Au-Hg рудопроявление – 386
Кубалангинская свита – 140
Кудулахская свита – 195, 427, 436
Кудулахский продуктивный горизонт – 436
Кудули, сейсмодислокация – 49
Кузьминская рудная зона – 324, 325
Куиснелия, террейн – 503, 506
Куйдусунская впадина – 270, 275–277, 498
Куйдусунское вулканическое поле – 275
Кула, плита – 510, 512
Кулар, хребет – 13, 46, 75, 201, 203
Кулар-Нерский турбидитовый террейн (сланцевый пояс) – 77, 78, 156, 189, 191, 199, 200–204, 235, 238, 253, 263, 264, 290, 345, 349, 350, 380, 381, 503
Куларская зона пологих дислокаций – 75
Куларская металлогеническая зона – 297, 341, 342, 350
Куларский батолит (pluton) – 201
Куларский гранитный пояс – 278, 290
Куларский золотоносный район – 409, 411, 412, 419, 497

- Куларский сектор Кулар-Нерского террейна – 202, 203, 380
Куларское “поднятие” – 203
Кулинское землетрясение – 42, 46
Кулонская свита – 127
Кунга, кряж – 40
Кунгинская впадина – 40
Кунгинская группа дислокаций – 40
Куойка, Pt россыпепроявление – 400
Куонамская горючесланцевая формация – 462, 464–466
Куонамская кимберлитовая зона – 296, 327, 333
Куонамская свита – 126, 462
Куонамская формация битуминозных отложений (горючесланцевый комплекс) – 462, 464–466
Куонамский участок Zn оруденения – 316
Куонамское, Pb-Zn рудопроявление – 295, 316, 317
Куондинская свита – 127
Купкинская сейсмодислокация – 49
Купкинский узел – 46
Купкинское, землетрясение – 42
Купольное, Sn-Ag сульфидное месторождение – 299, 371, 381, 383, 385, 415
Кур, Au рудопроявление – 300, 371, 397, 516
Куранах, Au кварцевое стратифицированное месторождение – 300, 371, 394, 411–413, 516
Куранах-Салинский плутон – 264, 268
Куранахская свита – 131
Куранахский антиклинорий – 142, 157, 161, 171, 174, 176
Куранахский комплекс – 84
Куранахский плутон – 242, 259, 260
Куранахский сегмент – 157, 161, 162, 171, 172–175, 187, 189, 192
Куранахское Au рудное поле – 394, 395
Курдатский плутон – 264, 266
Курейская нефтегазоносная область – 422
Курило-Камчатская вулканическая дуга – 67
Курило-Камчатский пояс вулканитов – 80
Курильская дуга – 512
Куроко, тип сульфидных руд – 502, 505, 506
Курпанджа, месторождение медистых песчаников и сланцев – 295, 317, 320, 515
Курпанджинская свита – 131, 320
Курпанджинская синклиналь – 320
Курская магнитная аномалия – 303
Курсовская свита – 423
Курульгинская толща – 83, 88
Курульгинский гранулитовый комплекс – 91, 92
Курульгинский тектонический блок – 481–484
Курумканская толща – 85, 94, 95, 96, 101
Курумканский тектонический блок – 482
Курумский плутон – 270, 271, 273, 274, 373
Курунахская свита – 126
Курунг, U месторождение – 396, 397
Курунгская антиклиналь – 318, 319
Курунгская свита – 140
Курунг-юряхская свита – 131
Куслангинская свита – 140
Кутени, террейн – 502–504, 506
Кутепский плутон – 270, 271, 273, 274, 288
Кутинское Pb-Zn месторождение – 298, 371, 372
Куторгиновая свита – 462
Кутурукский (Секдекунский) плутон – 242, 248, 251, 252
Кутурукское, Sn, W месторождение – 363
Кухтуйский выступ – 204
Кучинская синклиналь – 170
Кыбытыгасская свита – 149
Кыбытыгасский фрагмент офиолитов Мунилканского террейна – 200, 217, 220, 222
Кыгылтасская свита – 140
Кыгылтасский Au рудный район – 353
- Кыгылтууская свита – 131
Кызылсырская свита – 149, 437, 440–442
Кыллах, Au кварцевое месторождение – 297, 342, 352
Кыллахская Pb-Zn металлогеническая зона – 297, 317, 320, 417
Кыллахская ветвь фронта Верхоянского складчато-надвигового пояса – 187, 188
Кыллахская свита – 120
Кыллахская тектоническая зона – 119, 128, 135, 142, 154, 178, 179–184, 186, 270, 376
Кыллахский надвиг – 178, 179, 180, 182, 183
Кыллахское рудное поле – 351, 352
Кыра, Hg рудопроявление – 299, 371, 388, 389
Кыра-Суордахское вулканическое поле – 242, 244–249
Кыринская свита Лено-Анабарского бассейна – 149
Кыринская свита Уяндино-Ясачненского вулканического пояса – 244, 245, 247, 248, 249
Кыринский стратиграфический горизонт – 244
Кыстарохская свита – 126
Кыстатыймская свита – 149
Кысылга, Au-Ag месторождение – 299, 371, 388
Кысылтас, Ag-Au жильное месторождение – 295, 317, 323, 326, 515
Кэбиргел, Au рудопроявление – 352
Кэдэргинская свита – 126
Кэмюстах, Au-Sb месторождение – 381
Кэпэрвеемская свита – 253
Кэрэхский плутон – 290
Кюель-Сальская антиклинальная складка – 455
Кюндейская свита – 140
Кюнкугур, Au-Sb месторождение – 381
Кюнкугурский рудный узел – 381
Кюнкюйский надвиг – 170
Кюнь-Тасский надвиг – 235, 238, 259
Кюриканская пластина – 103
Кюриканская толща – 103
Кюсюрская свита – 149
Кюсюсинская свита – 126
Кютюнгдинская свита – 120
Кютюнгдинский рифт (грабен) – 130, 132, 133, 188
Кючус, Au-Sb-Hg месторождение – 299, 371, 380, 381, 383, 411–413, 415, 417, 420
Кючусский плутон – 290
Лабазтахская свита – 120
Лабыстахская свита – 126, 320
Лавразия – 290
Ламуйкская зона диафтореза – 106
Лапарская свита – 446
Лаптевоморский блок – 39
Лаптевых моря, шельф – 12, 14, 18, 31, 206, 254, 256, 277–279, 290, 422
Лапчанская свита – 140
Ларбинский комплекс – 99
Ларбинский максимум сейсмичности – 51
Ларбинское землетрясение – 52, 53, 55
Лахандинская свита – 318
Лебединое, Au кварцевое стратифицированное месторождение – 300, 371, 395, 516
Лебединое золоторудное поле – 394, 396, 412
Леводыбинское рудное поле – 373
Левондигирский плутон – 264, 268
Левокаменский надвиг – 231
Левокыринский плутон – 242, 248, 257
Левый Бургуат, Au рудопроявление – 351
Леглиерская группа месторождений – 308
Леглиерское Fe месторождение – 417
Ледяное, Au кварцевое месторождение – 294, 306, 307
Лемочи, Au рудопроявление – 293, 301, 303
Лено-Алданский блок Сибирской платформы – 178

- Лено-Алданский позднепротерозойский орогенный пояс – 108, 109, 111, 112, 117, 120
- Лено-Анабарская ветвь Приверхоанского краевого прогиба – 158
- Лено-Анабарская нефтегазоносная область – 422, 447
- Лено-Анабарская угленосная площадь – 448
- Лено-Анабарский металлогенический пояс – 295, 316, 317, 515
- Лено-Анабарский осадочный бассейн (прогиб) – 113, 114, 138, 139, 147, 148, 192, 423, 436, 445
- Лено-Вилуйская нефтегазоносная провинция – 422, 423, 436, 437
- Лено-Вилуйская синклиналь – 450
- Лено-Таймырская полоса землетрясений – 39
- Лено-Тунгусская нефтегазоносная провинция – 422, 423
- Ленская платиноносная провинция – 399, 400, 401, 402–404
- Ленские Столбы, Национальный парк – 19
- Ленский прогиб – 113–115
- Ленский угольный бассейн – 420, 448, 449, 450, 451, 453
- Линде, Pt россыпепроявление – 400–402
- Линденская рифтовая впадина – 130, 161, 450
- Логлорская свита – 140
- Логлорский мегавал – 423, 437, 442, 444
- Ломамский Au рудный район – 300, 371, 397
- Ломоносова, хребет – 14, 215, 290, 504, 510–512
- Лохаинская свита – 149
- Лукумайская свита – 149
- Лунное, Au месторождение – 300, 371, 394, 395, 516
- Люксюгунская площадь – 440, 441
- Ляховский грабен – 37
- М. Горького, Au рудная жила – 396
- Мавринский участок Жиганского угольного месторождения – 454, 455
- Магано-Вилуйский тоналит-трондьемитогнейсовый террейн – 108, 109–111
- Маганская зона разломов – 107
- Маганская зона тектонического меланжа – 105, 107, 109, 110, 112
- Маганский тоналит-трондьемитогнейсовый террейн – 78, 104, 105–107
- Маган-Хая, Au-Sb рудопроявление – 299, 371, 379
- Магистральная, Au рудная жила – 396
- Магистральная, Au рудная залежь – 396
- Магыл-Хаятинская антиформа – 351
- Магыл-Хаятинский рудный район – 350
- Маймеча-Котуйская провинция – 407
- Майницкий террейн – 255
- Майская серия – 181
- Майское, Au рудопроявление – 300, 371, 397
- Макаровская свита – 195
- Максунуоха, массив – 262, 281, 282
- Максунуохская толща – 282
- Малгинская свита – 120
- Малокуонамский горизонт – 462
- Малонимнырское апатитоносное поле – 314
- Малосахаринская свита – 120
- Малская свита – 126, 184
- Малтан, Au-Sb месторождение – 381, 412
- Малый Джахтардах, массив – 283
- Малькайская свита – 126
- Мальш, Au-Hg рудопроявление – 386
- Мамянджу, Au-Cu порфировое рудопроявление – 298, 362, 366
- Мангазейское, Ag стратифицированное месторождение – 295, 317, 323, 324, 325, 505, 515
- Манькайская свита – 126
- Марининская свита – 120
- Марковское, Au-Sb месторождение – 381, 382
- Мархинская свита – 126
- Марькчанская свита – 149, 437, 438, 444, 445, 452–454
- Марья-Хая, Au-Cu-W порфировое рудопроявление – 362, 366
- Мастахская брахиантиклиналь (структура) – 438–440
- Мастахское месторождение – 437
- Матур-Хатынгский плутон – 370
- Маучанская свита – 131
- Мачалахское, Zn рудопроявление – 316
- Маччобинская брахиантиклиналь – 429
- Маччобинская скважина – 110
- Маччобинский разлом – 429
- Маччобинское нефтегазовое месторождение – 423, 429, 430
- Маяктахская свита – 126
- Мегелендинская синклиналь – 175
- Мегенская свита – 140
- Мегюсканское (Мегюскан), флогопитовое скарновое месторождение – 294, 306, 310, 514
- Мегианйская свита – 120
- Медведевское апатитоносное поле – 314
- Меикская свита – 127
- Мейчанский Au рудный район – 353
- Мелемкенский тектонический блок – 96, 482
- Меличанская свита – 127, 195
- Менгюряхская свита – 149
- Менделеева, хребет – 67, 510, 511
- Менкеченская свита – 140, 373, 374
- Менкюленская свита – 131
- Метегерская свита – 126, 195
- Меунджинская свита – 299, 338
- Мизгирское, касситерит-сульфидное рудопроявление – 375
- Миносрский разлом – 179, 183, 186
- Миносско-Кидерикинская зона повышенной деформированности пород – 355
- Миносско-Кидерикинский разлом – 373
- Мир, кимберлитовая трубка – 108, 110, 295, 326, 327, 328
- Мирнинская свита – 213
- Мирнинская скважина – 110
- Мирнинский выступ – 422–424, 428–430, 446
- Мирнинское кимберлитовое поле – 76
- Мисайлапская свита – 140
- Мистик, террейн – 503, 504
- Михайловское касситерит-силикатно-сульфидное рудопроявление – 324, 369
- Моготское землетрясение – 51
- Мой-Юряхская синклиналь – 363
- Мокринский плутон – 242, 259
- Мокуйская скважина – 100–118, 127
- Молдоунская свита – 120
- Молодинский дайковый пояс – 130
- Молодо, Pt россыпепроявление – 400
- Момская система хребтов – 21, 24
- Момский рифт (впадина, прогиб) – 15, 24, 26, 31, 46, 450, 459
- Момский угленосный район – 459, 460
- Момский хребет – 13, 25, 26, 27, 28, 31, 46, 48
- Монголо-Охотская шовная зона – 79
- Монголо-Охотский орогенный пояс – 71, 394, 501, 508, 511
- Монголо-Охотский палеоокеан – 503–506, 508
- Мономская свита – 149, 437, 438, 440–444
- Моркокинская свита – 126
- Моторчуна, Pt россыпепроявление – 400
- Моторчунская свита – 149
- Мохоголохская свита – 140
- Мощный, угольный пласт Кильдямского угольного месторождения – 452
- Мощный, угольный пласт Нерюнгринского угольного месторождения – 457–459
- Мощный, угольный пласт Эрозионного угольного месторождения – 461
- Мугурус, Sb рудопроявление – 299, 371, 380

- Муйское землетрясение – 51
 Мукдуканская свита – 244, 245–249
 Мукусунская свита – 120
 Мунилканский океанический (офиолитовый) террейн – 200, 214, 216, 217, 218–222, 224–226
 Мунилканский плутон – 216
 Мунилканский фрагмент офиолитов Мунилканского террейна – 200, 217, 220, 221, 222, 225
 Мунское поднятие – 447, 466
 Мунулу, рудное поле – 351
 Муосучанская антиклиналь – 175
 Муосучанская свита – 149
 Муосучанский надвиг – 175
 Мурбайская антиклиналь – 197
 Муруннинская свита – 320
 Мусельская свита – 120, 318
 Мухалканский рудный объект – 324
 Мухтинская скважина – 111, 112
 Мухтуйская антиклинальная зона – 194, 197
 Мэнгэнилэр, Pb-Zn стратиформное рудопроявление – 295, 317, 320
 Мятисская серия – 460
 Мятисский угленосный район – 459, 460
 Нагонджинский турбидитовый террейн – 78, 200, 213, 214, 215, 216, 217, 218, 219, 235, 236, 241, 503
 Нагорная, жила Илингасского месторождения – 364, 367
 Нагорнинская свита – 149, 456
 Надбулунская свита – 149
 Надежда, рудное тело Илингасского месторождения – 367
 Надеждинское, Au уранинитовое месторождение – 397
 Надеждинское, Au рудопроявление – 346
 Надеждинское угольное месторождение – 460–462
 Надежное, флогопитовое скарновое месторождение – 294, 306, 310, 514
 Надкюсюрская свита – 149
 Найбинская впадина – 40
 Найбинский краж – 46
 Налурак, сейсмодислокация – 49
 Налучинский сдвиг – 191
 Нальчанская антиклиналь – 387
 Нальчанская разрывная зона – 387
 Нальчанская рудная кулиса – 386, 387
 Нальчанский разлом (шов, надвиг) – 213, 214, 215, 218, 235, 385
 Нальчанский ряд плутонов – 242, 248, 249, 251, 252
 Намарак, Au рудопроявление – 294, 306
 Намганданская сейсмодислокация – 40
 Намдырская свита – 131
 Намский угольный пласт – 452
 Намыкытская свита – 149
 Наталинская свита – 140
 Нахчанская свита – 219
 Начарская свита – 126
 Негорелый 1, колчеданно-полиметаллическое рудопроявление – 296, 337, 339
 Неджелинская брахиантиклиналь (структура) – 440–442
 Неджелинская залежь – 441
 Неджелинская площадь – 437, 441, 442
 Неджелинская свита – 437, 439, 441, 442
 Неджелинское месторождение – 437, 440
 Нежданинская система разрывных нарушений – 373, 374
 Нежданинский рудник – 409
 Нежданинский Au-Ag рудный район – 298, 371, 373, 374, 375
 Нежданинское, Au-Ag кварцевое месторождение – 298, 371, 373, 374, 411–413
 Нежданинское Au рудное поле – 269–271, 273
 Некунская свита – 149
 Некур, Au кварцевое рудопроявление – 297, 342, 357, 359, 360
 Нелбинская свита – 195
 Нелбинская скважина – 110
 Нелбинское нефтегазовое месторождение – 423, 429
 Нелегерская свита – 120
 Нельканская свита – 279, 280, 284
 Нельканский надвиг – 178–180, 182
 Нельканский плутон – 264, 265, 266, 267
 Нелькобинский плутон – 278, 288
 Нелюкинский Fe рудный район – 293, 302, 304
 Нелюкинское Fe рудное месторождение – 293, 304
 Неменкиль-Сюрюгинский надвиг – 235, 238
 Неннели, Au рудопроявление – 296, 342
 Неожиданный, угольный пласт Нерюнгринского угольного месторождения – 459
 Непско-Ботуобинская антеклиза – 114–117, 124, 126, 194, 196, 197, 421–423, 426, 432, 434, 446, 447, 466
 Непско-Ботуобинская нефтегазоносная область – 422, 424, 434–436
 Непско-Пеледуйский свод – 422, 423, 430–433
 Нерский (Аян-Юрхский) антиклинорий – 383
 Нерский разлом – 43, 241
 Нерюктейская свита – 195
 Нерюнгриканская (нерюнгринская) свита – 149, 456–459
 Нерюнгринская брахисинклинальная складка – 458
 Нерюнгринское землетрясение – 53
 Нерюнгринское угольное месторождение – 449, 456, 458
 Нечерское поднятие – 196, 198
 Нижнеалданская предгорная впадина – 15, 22, 23–25, 31, 32, 175, 451
 Нижнеалданская угленосная площадь – 448
 Нижнеалданский угленосный район – 450, 451, 453
 Нижнебилирская подсвита – 424
 Нижнебюкская подсвита – 424
 Нижневилуйская свита – 149, 437, 445, 454
 Нижневилуйское газовое месторождение – 423, 442
 Нижнеградыгская антиклиналь – 175
 Нижнеиндигирский рифтовый пояс (зона) – 277, 290
 Нижнекальчанский разлом – 387
 Нижнекожевниковская свита – 140, 445
 Нижнеколымская металлогеническая зона – 298, 362, 369
 Нижнеленская впадина – 161
 Нижнеленская, сейсмодислокация – 49
 Нижнеменкюленская подсвита – 320
 Нижнеолёкский осадочный бассейн – 124, 125, 126
 Нижнепаршинская подсвита – 423
 Нижнесарданинская подсвита – 319
 Нижнетордоchanское Au-Sb месторождение – 381
 Нижнетюкянская брахиантиклиналь – 444
 Нижнетюкянское газовое месторождение – 423, 444
 Нижнехамакинская площадь – 422, 423, 431
 Нижнехамакинская структурная терраса – 431, 432
 Нижнехамакинское месторождение – 431
 Нижнеханинский прогиб (впадина, грабен-синклиналь) – 91, 94, 312
 Нижнеэндыбальское, рудный объект – 324, 325
 Нижнеянская металлогеническая зона – 299, 371, 380
 Нижнеянский надвиг – 204
 Нижний, угольный пласт – 452
 Николаевское Au рудопроявление – 353
 Никольская свита – 120
 Никсон-Форк, террейн – 503, 504
 Нимгерканское апатитоносное поле – 314
 Нимнырская металлогеническая зона – 294, 311, 312, 314
 Нимнырский блок – 96
 Нимнырский гранулит-ортогнейсовый террейн – 78, 82, 84, 94, 95, 96, 102, 103, 108, 109, 111, 302, 310, 315
 Нирианджинское апатитоносное поле – 314
 Нитканская свита – 275, 276
 Нитканское Au-Sb месторождение – 381

- Нитканское Pb-Zn месторождение – 372
Новая, жила месторождения Эге-Хая – 363
Новый, угольный пласт – 452
Новинка, кимберлитовая трубка – 110
Нонганджинский плутон – 368
Норильская, платиноносная россыпь – 399, 400, 407
Ночка, Au рудопроявление – 353
Нутесынская дуга – 254, 506–508
Нюектаминский сдвиг – 189
Нюйская свита – 127, 195
Нюйская синклиналь – 197
Нюйско-Джербинская впадина – 194, 196–198, 423, 435, 447
Нюйско-Хамринская синклиналь – 197
Нюкжинский тектонический клин (зеленокаменный пояс) – 99
Нюкжинское землетрясение – 51, 53
Нюлькучан, массив – 262, 281, 282
Нюнгро, сейсмодислокация – 49
Нюрбинский позднепротерозойский орогенный пояс – 108, 109, 111, 112, 117, 120
Нюрбинский угленосный район – 450
Овлачанская свита – 131, 139
Огонерюяхская свита – 149
Огоньорская свита – 126
Одинокий, плутон – 278, 289
Одинокое, Sn грейзеновое месторождение – 299, 391, 392, 416
Одонканский плутон – 264, 267
Ожогинская свита – 279, 460
Озерная переходная зона – 431, 432
Озерная площадь – 431, 432
Оймяконский палеоокеан (бассейн) – 143, 210, 504, 506, 507
Ойсордохский надвиг – 216
Ойун-Юрегенская сейсмодислокация – 40
Окраинный надвиг – 178, 179
Олдонгсинская-1, сейсмодислокация – 49
Олдонгсинская-2, сейсмодислокация – 49
Олдондинская антиклиналь – 194
Олдонгсинский прогиб (впадина, грабен-синклиналь) – 91, 94, 312
Олдонское, Pb рудопроявление – 295, 317
Олёмминская свита – 126
Олёмминская серогнейсовая область – 483
Олёмминский максимум сейсмичности – 51
Олёмминский Становик – 50
Олёмминский тектонический блок – 482
Олёмминский тоналит-трондьемитовый комплекс – 83, 84, 89, 91, 92, 100, 102
Олёмминское землетрясение – 51, 53
Олёммо-Становая сейсмическая зона – 49, 51–53
Олёммо-Чарское нагорье – 52
Оленёкская ветвь фронта Верхоянского складчато-надвигового пояса – 187, 188
Оленёкская зона тектонического меланжа – 109, 110, 112
Оленёкская свита – 126
Оленёкский горизонт – 462
Оленёкский кембрийский район (бассейн) – 462, 464, 465
Оленёкский сектор Верхоянского складчато-надвигового пояса – 156, 158–160, 165, 167, 178, 187, 192
Оленёкский угленосный район – 448, 450, 451
Оленёкское землетрясение – 39, 42
Оленёкское месторождение природных битумов – 423, 446
Оленёкское поднятие – 76, 81, 107, 108, 113, 114, 119–121, 126, 129, 146, 158, 159, 446
Оленёкское, Pb рудопроявление – 316
Олимпийское, Fe месторождение – 293, 305, 306
Олойская магматическая дуга – 233, 241, 251, 506–508
Олойская площадь – 445
Олойский островодужный террейн – 200, 231, 232, 233, 251, 497, 502, 503
Оломокинский гранулитовый блок – 83, 91, 92, 93, 94
Олонгитская свита – 312, 313
Олондинская серия – 84, 126
Олондинская синформа – 91, 92, 93
Олондинский зеленокаменный пояс – 83, 103, 485
Олондо, Au рудопроявление – 293, 302
Олоннокон, Cu рудопроявление – 313
Олохтохское, Sn, W рудопроявление – 363
Ольховое, Au-Hg рудопроявление – 386
Ольчанская свита – 140
Ольченская свита – 149
Олюторская дуга – 509, 510
Олюторско-Камчатский террейн – 255
Оминска-Селвин, пояс коллизионных гранитоидов – 503, 508, 510
Омнинский комплекс – 98
Омолойская впадина – 16, 39
Омолойский разлом – 351
Омолойский синклиниорий – 152, 157, 189
Омолонский кратонный террейн – 78, 200, 226, 227, 228, 231–233, 255, 502–504
Омолонский срединный массив – 75
Омсукучанское поперечное ответвление Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса – 269
Омулевский блок Омулевского террейна – 200, 210, 211, 212, 213, 241, 243, 385
Омулевский миогеоклинальный террейн – 78, 200, 210, 211, 213–218, 223, 243, 255, 339, 341, 368, 385, 502–504, 506
Омулевский хребет – 504, 506
Омчикандинский плутон – 242, 259, 278, 289
Омчикчанская свита – 212
Оночолохское, Au месторождение – 412
Онхойдохская свита – 140
Онхойдохская скважина – 110
Онхойюряхская свита – 126
Ороёк, Cu стратиформное рудопроявление – 296, 337, 339
Ороёкская металлогеническая зона – 296, 337, 338, 339
Оронская свита – 127, 129
Орто-Салинская синклиналь – 197
Орулган, хребет – 141, 152
Орулганская металлогеническая зона – 295, 317, 322
Орулганский антиклинорий – 141, 152, 153, 167, 168–170
Орулганский надвиг – 167, 168–170
Орулганский сегмент – 132, 157, 161, 162, 167, 168–171, 187–189
Осинский продуктивный горизонт – 424, 426, 429, 432, 433, 447
Осипайская свита – 149
Оссалинский надвиг – 231
Открытое, Au рудопроявление – 353
Отрадинская антиклиналь (структура) – 194, 195, 435
Отрадинский дуплекс – 194, 198
Отрадинское газоконденсатное месторождение – 423, 435, 447
Охоносой, Au рудопроявление – 353
Охотоморский блок – 46
Охотский блок – 67
Охотский кратонный террейн – 180, 186, 191, 199, 204, 205, 206, 270, 274, 275, 497, 502, 503
Охотский срединный массив – 75
Охотско-Чукотская дуга – 509
Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс (окраинно-континентальный магматический пояс) – 78, 80, 157, 179, 185, 204, 205, 254–256, 270, 275, 278, 279, 290, 370, 372, 419, 498, 508–511, 516
Оюн-Юряхский плутон – 290
Павел-Чохчур, массив – 262, 282, 283
Палео-Тихий океан – 80, 502–511

- Пангея, суперконтинент – 504
Панмагматическая стадия эволюции коры – 471
Паршинская свита – 126, 431, 434
Пастахская свита – 149
Патомский синклиорий – 194, 196
Патомское нагорье – 500
Пекульнейская островная дуга – 506–508
Пеляткинская свита – 448, 449
Пенжинский преддуговой прогиб – 508
Пенжинско-Западнокамчатский вулканический пояс – 511
Пентиум-1, жила – 326
Перевальное, Pb-Zn стратиформное месторождение – 295, 317, 318, 320
Перекатное, месторождение – 294, 312, 315
Переломная свита – 131, 320
Периферийная зона месторождения Аномальное – 363
Пестроцветная свита – 126, 318, 319, 462
Пилкинское, Cu рудопоявление – 295, 316, 317
Пионерская свита – 180, 183
Побединская свита – 140
Победы, пик – 25
Поворотное, Ta-Nb рудопоявление – 295, 317, 321
Поворотный плутон – 321
Подвешенное, касситерит-сульфидное рудопоявление – 375
Подголецное апатитоносное поле – 314
Подгорная, Au рудная залежь – 396
Подтулагинский, угольный пласт – 452
Позднебилляхская дайка – 123
Позолота, жила – 326
Половинкинская свита – 140
Пологое, Au-Hg-Sb месторождение – 299, 371, 386, 387
Полоусная металлогеническая зона – 298, 362, 365
Полоусно-Дебинский террейн аккреционного клина типа А – 78, 200, 213, 218, 234, 235, 236
Полоусный разлом – 213, 214
Полоусный синклиорий – 204, 217, 219, 234, 235, 236, 243, 366, 389
Полоусный кряж – 13
Полярное, Sn грейзеновое месторождение – 299, 371, 391
Попигайская алмазоносная зона – 296
Попигайская астроблема (кольцевая структура, метеоритный кратер) – 296, 327, 333, 335, 336, 515
Порожный, плутон – 242, 248
Постой, Au-Hg рудопоявление – 386
Правда, Cu рудопоявление – 313
Правоалазейский плутон – 242, 248, 251
Правокабактанское, Au кварцевое рудопоявление – 294, 306, 307
Правонитканский разлом – 370
Правотуостахский плутон – 242, 256
Правофилипповский плутон – 369
Правоэриктский плутон – 256
Правый Бургуат, Au рудное месторождение – 351
Правый, Zn рудопоявление – 316
Предпатомская нефтегазоносная область – 422, 435, 447
Предпатомский прогиб – 114, 115, 116, 194, 196, 198, 421–424, 435, 446
Прианбарская металлогеническая зона – 295, 316, 317
Приверхоянская нефтегазоносная область – 422, 447
Приверхоянский краевой прогиб – 80, 146, 147, 148, 150–153, 156, 158, 163–166, 168, 169, 171, 172, 176, 179, 191–193, 421, 423, 436, 444, 450, 451, 455
Приверхоянский предгорный прогиб – 278
Привет, рудный объект – 324
Приглядная, Au рудная жила – 396
Приколымский миогеоклинальный террейн – 78, 200, 213, 215, 226, 228–231, 243, 251, 338, 502–504
Приколымское поднятие – 229
Приленская скважина 1 – 82, 150
Приленский металлогенический пояс – 295, 317, 320, 322, 502, 505, 515
Приленское плато – 13, 18, 20, 30, 450
Приморская низменность – 13, 14–16, 18, 235, 252, 277, 278, 392
Приморский сейсмоактивный участок – 39
Приморское касситерит-силикатно-сульфидное месторождение – 298, 362, 369
Приолекмо-Пристановая зона – 82
Приохотская тектоническая зона – 183, 186
Присетте-Дабанская тектоническая зона – 183, 186
Пристанное, касситерит-сульфидное рудопоявление – 375
Притрассовое Au рудопоявление – 300, 371, 397, 516
Прогноз, Ag полиметаллическое месторождение – 299, 371, 372, 417
Промежуточная, жила месторождения Аномальное – 363
Протопангея – 471
Пятиметровый, угольный пласт Нерюнгринского угольного месторождения – 457–459
Радостная, Au рудная залежь – 396
Раннебилляхская дайка – 123
Раннее, Au-Hg рудопоявление – 386
Раннемукунская дайка – 122, 123
Рассохинская Cu полиметаллическая металлогеническая зона – 296, 337, 341
Рассохинский блок Омuleвского террейна – 200, 210, 212
Рассохинский, плутон – 224
Ред Дог, Zn-Pb месторождение – 502
Решетниковский антиклиорий – 206–209
Родиния, протерозойский суперконтинент – 129, 499–501, 514
Росомаха, Cu рудопоявление в базальтах – 295, 317, 321
Руби, террейн – 502, 503
Рудничный, угольный пласт – 452
Рудный, касситерит-сульфидное рудопоявление – 375
Русалкинский плутон – 270, 276
Русская платформа – 462, 501
Русский кратон – 514
Рускореченская площадь – 421
Рябининская свита – 212
Рябиновое, Au порфиоровое месторождение – 300, 371, 394, 395, 396
Сагаджинский Au рудный район – 353
Сагынканская свита – 149
Саймаганский зеленокаменный пояс – 91, 92
Саккырырская свита – 126
Саккырырская серия – 185
Сакынджинский Au-Hg-Sb рудный район – 299, 371, 385, 386–388
Сакырыр, сейсмодислокация – 49
Саларская свита – 120
Салтага-Тасский плутон – 257
Салтага-Тасское вулканическое поле – 242, 244–249
Салтахская зона диафтореза – 107
Сам-Анкикит, сейсмодислокация – 49
Саманчакитская антиклиналь – 194
Саманчакитский дуплекс – 194
Сан-Андреас, разлом – 42
Сангарская шахта – 453
Сангарский угленосный район – 450, 451
Сангарское угольное месторождение – 450
Сан-Юряхский сдвиг – 191
Сапныйский выступ – 447
Сарбынхская свита – 127
Сардана, Pb-Zn месторождение – 295, 317, 318, 319, 320, 416, 420, 515
Сарданинская свита – 126, 318, 319
Сарданинская синклиналь – 319
Сарданинский рудный район – 317

- Сарсанская рифтовая впадина – 130
Сартанг-Дербекинская система надвигов – 189
Сартангский синклиорий – 153, 157, 170, **189**, 190, 377
Сарылах, Au-Sb месторождение – 299, 371, 381, **382**, 412, 413, 415, 416
Сарылахский рудный узел – 381
Саханьинский плутон – 242, 256, 257
Сахаринский Nb-Ta рудный район – 295, 317, 318, 320, **321**
Сахинская свита – 338
Сахчанская свита – 219
Светлинская свита – 120, 180, 183
Светлинский сброс – 180, 182
Светлое, Au-Hg рудопоявление – 298, 371
Святой Нос, массив – 262, 281, 282
Святоноская магматическая дуга – **252**, 280, 392, 506, 507
Святоноская свита – 262, 281, 282, 392
Себеченская свита – 140
Севастьяновский надвиг – 164, **165**
Севентимайл, палеоокеан – 504, 506
Севентимайл, террейн – 503
Северная синклираль – 158
Северная тектоническая зона Полоусного синклиория – 235, 238
Северное, Au-Co рудопоявление – 298, 362, **368**
Северное, U-Au месторождение – 397
Северной Азии, металлогенический пояс – 502
Северной Америки, рифтогенный металлогенический пояс – 502
Северный батолитовый пояс – 76–78, 192, 242, 248, 250, 251, 256, **259**, 261–263, 282, 289, 361, 365, 366, 368, 389, 492, 493, 497, 507, 515
Северный Дырындинский хребет – 54
Северо-Азиатский кратон – 70, 75, 77, 79–81, 99, 108, 109, 111, 116, 120, 129, 156, 191, 199, 206, 210, 255, 256, 259, 274, 293, 301, 316, 337, 341, 370, 499, 500, 502, 507, 513, 514
Северо-Алданская нефтегазоносная область – 422
Северо-Американская литосферная плита – 15, 21, 31, 32, 76
Северо-Американский континент – 501
Северо-Американский кратон – 70, 499, 500, 506, 514
Североатлантический срединноокеанический хребет – 37
Северо-Верхоянский сейсмоактивный участок – 39
Северо-Линденская скважина I-II – 140, 150
Северо-Мухтуйская антиклиналь – 197
Северо-Нелбинская брахиантиклиналь – 429
Северо-Нелбинское газовое месторождение – 423, **429**
Северо-Нюйская чешуйчато-надвиговая зона – 435
Северо-Орулганская ветвь фронта Верхоянского складчатого-надвигового пояса – 187, 188
Североседедемская свита – 279, **280**
Северо-Тирехтяхский поперечный пояс гранитоидов – 496
Северо-Тирехтяхский сдвиг – 191
Сегенях, стратиформное Pb-Zn рудопоявление – 322
Сегеняхская свита – 131
Сегеняхское стратиформное Cu рудопоявление – 320
Сеймская толща – 86, 95, **96**, 97, 104
Сеймский надвиг – **94**, 95–97
Сеймский тектонический блок – 86, **96**, 97, 481–483
Сеймчано-Буюндинская впадина – 26, 46
Сеймчанский надвиг – 215
Сеймчанское, землетрясение – 42
Сейнав-Гальмозанский узел дунит-клинопироксенит-габбровых плутонов – 408
Секдекунская свита – 215
Секдекунский надвиг – 215
Секетское, Sn, Pb, Zn месторождение – 366
Селемджа-Кербинский коллизионный металлогенический пояс – 508
Селендинская синклираль – 318
Селенняхская металлогеническая зона – 299, 371, **384**
Селенняхская, сейсмодислокация – 49
Селенняхский блок Омуревского террейна – 200, 210, **211**, 212, **214**, **215**, 218, 232, 235, 241, 365
Селенняхский плутон – 257
Селенняхский хребет – 13, 26, 27
Селенняхское угольное месторождение Индигиро-Селенняхского района – 460
Селигдар, апатитовое месторождение в карбонатитах – 294, 312, 314, 419, 486, 514
Селигдарский плутон – 86
Селигдарское апатитоносное поле – 314, 486
Селинченская синклираль – 175
Семеновская, рудная зона – 325
Сендучен, Sb-As рудопоявление – 298, 371, **376**
Сендученская антиклиналь – 376
Сентачан, Au-Sb месторождение – 299, 371, 381, **382**, 383, 384, 412, 415, 416
Сентачанский Au-Sb рудный узел – 382
Сентачанский разлом – 383
Сералахская свита – 436
Серебряная система сдвигов – 374
Серебряный, разлом – 375
Серегинский Au рудный район – 353
Сетакчанская свита – 219
Сетакчанский надвиг – **217**, 218, 235, 237
Сетаньинская система разломов – 186, 373
Сетачанская свита – 139
Сетегейская свита – 149
Сетте-Дабан, хребет – 13, 21, **22**, 48, 49, 129, 132, 142, 154, 500
Сетте-Дабанская металлогеническая зона – 295, 317, **320**, 321, 491
Сетте-Дабанская свита – 127, 131
Сетте-Дабанская тектоническая зона – 128, 132, 135, 174, 179, 180, **182**, 185, 186, 189, 270, 375
Сетте-Дабанская транспрессионная присдвиговая зона – 355
Сетте-Дабанский рифт – 132
Сибик-1, угольное месторождение – 460
Сибик-2, угольное месторождение – 460
Сибирская платформа – 18, 70, 74–79, 81, 91, 95, 98, 100, 102, 103, 107, **113**, 114–116, 119, 120, 124, 126, 131, 133, 137, 142, 143, 146, 147, 156, 157, 159, 161, 166, 168, 172, 174, 176, 178–180, 182, 183, 191, 192, 194, 196, 206, 278, 323, 399, 400–402, 407, 418, 420, 421, 462, 463, 465, 466, 488, 491, 492, 496, 497, 514
Сибирский континент – 80, 116, 124, 149, 393, 501, 504, 505, 513
Сибирского континента, пассивная окраина – 116, 125, 129, 143, 144
Сибирское плоскогорье – 412, 450
Сиваглинская группа месторождений – 308
Сиваглинское Fe месторождение – 417
Сиверский блок – 232
Сиедерская свита – 139
Снетачанская свита – 120
Сикер, вулканическая дуга – 502, 503
Сиктяхская свита – 149
Силигирский участок – 316
Силянская седловина – 161
Силяпская свита – 279, 460
Силяпский плутон – 242, 256
Синекандинский плутон – 242, 248
Сино-Корейский кратон – 70
Синская свита – 462
Синская скважина – 119
Синский угленосный район – 450
Синско-Ботомский район – 462
Сихотэ-Алинь, хребет – 71

- Сиздерская свита – 140
Скалистое месторождение – 306
Скип, Au-Ag кварцевое рудопроявление – 298, 362, **369**
Скобельщинское Au-Ag рудопроявление – 300, 371, 398
Сколаи, островная дуга – 504, 505
Скрытое Au-Hg рудопроявление – 386
Слайд Маунтин, палеоокеан – 504–506
Слай Маунтин, террейн – 503–506
Смелое, Au кварцевое рудопроявление – 357
Снежное, U-Au месторождение – 397
Собо-Хаинская куполовидная брахиантиклиналь – 444
Собо-Хаинское газовое месторождение – 423, **444**, 445
Соболоох-Бадаранский вал – 440, 441
Соболоох-Неджелинское газоконденсатное месторождение – 423, **440**, 441
Соболоохская залежь – 441
Соболоохская площадь – 441
Соболоохская структура – 440–442
Соболоохское месторождение – 437, 440
Соболох-Маянская антиклиналь – 171
Соболох-Маянский надвиг – 168, 170
Собопольская впадина (грабен) – 133, 161
Согинская впадина – 16
Сокольская свита – 131
Соктокутско-Тасмиелинский Fe рудный район – 293, 302, **304**, 485
Сокуканская свита – 126
Сололийский выступ – 107
Солоночанское полиметаллическое рудопроявление – 388, 389
Солончанская свита – 140
Солурская антиформа – 351
Солурский рудный район – 350, 351
Сомнительный, плутон – 339
Сордонгское Sn рудопроявление – 366
Сосукчанский плутон – 361
Сохатиное Au кварцевое месторождение – 296, 342, **346**
Сохатиное Au полиметаллическое месторождение – 296, 337, **340**, 341
Сох-Бар, Au кварцевое рудопроявление – 346
Сохсолохская свита – 126
Сохсолохская скважина 706 – 110, 126
Спиридоновская свита – 229
Спорт, рудное тело Иллитасского месторождения – 367
Спутник, кимберлитовая трубка – 327
Среднеботуобинская брахиантиклиналь – 424
Среднеботуобинская площадь – 424
Среднеботуобинское нефтегазоконденсатное месторождение – 423, **424**, 425
Средневилюйская брахиантиклиналь – 437
Средневилюйская площадь – 437
Средневилюйская скважина 27 – 140, 151
Средневилюйское газоконденсатное месторождение – 423, **437**, 438
Средневилюйско-Мастахский вал – 438
Средневилюйско-Толонское куполовидное поднятие – 437
Среднегилюйский тектонический клин (зеленокаменный пояс) – **99**
Среднее, Au-Hg месторождение – 386, 417
Среднее, Au рудопроявление – 352
Среднененская металлогеническая зона – 295, **316**, 317, 318
Среднемархинская скважина 2250 – 119, 127
Среднеменкюленская подсвита – 320
Среднесибирское плоскогорье – 13, **18**, 20, 448
Среднетюнгская антиклиналь – 442
Среднетюнгская скважина 239 – 131
Среднетюнгское газоконденсатное месторождение – 423, 437, **442**, 443, 444
Среднеыгыаттинская скважина – 110
Среднеянский антиклинорий – 152, 157, **189**
Средний, Cu рудопроявление – 313
Средняя Адыча, сейсмодислокация – 49
Стан, рудопроявление – 346
Становая складчатая область – 81, 498
Становое поднятие – 79, **149**, 155
Становой комплекс – **99**
Становой пояс гранитных батолитов – 507
Становой разлом – 82
Становой район, платиноносное россыпепроявление – 400, **405**
Становой хребет – 30, 31, 49–52, 54, 55, 58, 61, 65, 66, 102, 103, 122, 155
Станская свита – 127
Станюряхская свита – 149
Старореченская свита – 126
Стержневое, рудный объект – 324, 325
Стибнитовый, Sb-As рудопроявление – **376**
Стикия, террейн – 503, 506
Стикия-Куиснелия, дуга – 504–506
Стрекаловский участок Жиганского угольного месторождения – 454, 455
Субганская серия – 89, 90
Субганский зеленокаменный пояс (тектонический клин) – **101**, 102
Субганский зеленокаменный комплекс – 91, **92**, 102
Сугджинская свита – 149, 454
Сугуланская свита – 149
Судяндалахский Au рудный район – 353
Суннагинский тектонический блок – 87, 482
Суннагинское землетрясение – 53
Суннагын, хребет – 13, **30**, 57
Сунтарская свита – 149, 437, 441, 442, 444, 445
Сунтарская система разломов – 186, 373
Сунтарское поднятие – 114, 115, 130, 133, 423, 426, 447
Сунтар-Хаята, хребет – 13, 46, 48
Суорганская свита – 139
Суордахское вулканическое поле – 216
Супский (Верхне-Хандыгский) плутон – 270, 271, **274**
Суркечанская свита – 140, 355–357, 359, 360
Сутамо-Гонамский хребет – 50
Сутамская металлогеническая зона – 293, 301, 302, **304**
Сутамский тектонический блок – 86, **96**, 97, 304, 481–484
Сутамский гранулит-парагнейсовый террейн – 78, 82, 86, 94, 95, **96**, 103, 104, 108, 109, 111, 302, 315
Сухано-Моторчунский авлакоген – 117
Суханский осадочный бассейн (впадина) 114, 124, 125
Сухое, касситерит-сульфидное рудопроявление – 375
Сфинкс, плутон – 278, 289
Сыангинская рифтовая впадина – 130
Сыачанская свита – 213
Сыачанский плутон – 242, 256, 289
Сыачанское вулканическое поле – 242, 244–247, 249
Сыгынахтахская свита – 120
Сыллахский разлом – 57
Сынчинская свита – 149
Сырылырская тектоническая пластина – 91, 92
Сытогинская свита – 454
Сытыгинская свита – 126, 184
Сытыканская кимберлитовая трубка – 295, 327, 329, **331**, 332
Сьюард, террейн – 502, 503
Сэбикчанский взбросо-надвиг – 387
Сэбичан, Au-Hg месторождение – 386
Сэктэнская свита – 126
Сюгджерская нефтегазоносная область – 422
Сюгджерская седловина – 114–117, 119, 124, 126
Сюльдюкарская скважина – 110
Сюренская свита – 140
Сюрприз, рудное тело Илитасского месторождения – 367

Таал, стратиформное Pb-Zn рудопоявление – 296, 337, **338**
 Таас-Тумусская площадь – 421
 Таас-Эйээкит, Pt россыпепоявление – 400, 401
 Таас-Юряхская брахиантиклиналь – 425
 Таас-Юряхская площадь – 422
 Таас-Юряхское нефтегазовое месторождение – 423, **425**
 Таганджинская свита – 149, 437, 439, 441–443
 Таежная Au рудная жила (залежь) – 396
 Таежное, Fe скарновое месторождение – 294, 306, **308**, 309, 514
 Такалканская свита – 219
 Такалканский плутон – 278, 286–288
 Таксакадинский разлом – 82, 99
 Талаканская площадь – 424
 Талаканская свита – 126
 Талаканская скважина 806 – 110, 126
 Талаканское газонефтяное месторождение – 422, 423, **432**, 433
 Талаканское поднятие – 432, 433
 Таллалах, Au кварцевое месторождение – 297, 342, **349**
 Таланнахское Au-Cu-Sn порфириное рудопоявление – 298, 362, **366**
 Талахская свита – 431, 434
 Талахский продуктивный горизонт – 422, 425, 431, 432, 434, 446
 Талахтахское Zn рудопоявление – 316
 Талкитна, островная дуга – 505, 506
 Талкитна-Бонанза, островная дуга – 505
 Талынская свита – 120, 180, 183
 Тан, Au-Sb месторождение – 381, 412
 Тангнарынская рифтовая впадина – 130
 Тангракский тектонический блок – 482
 Танинское Au рудопоявление – 346
 Танхайская скважина – 110
 Тарагайская свита – 140
 Тарагайская толща – 437
 Таранский блок Талаканского поднятия – 432, 433
 Тарбаганнахский плутон Куларского пояса – 290
 Тарбаганнахский плутон Южно-Верхоянского пояса – 270–272, 373
 Тарынг-юряхская свита – 215
 Тарыннахский зеленокаменный пояс – 303
 Тарыннахское Fe месторождение – 293, **303**, 304
 Тарынская металлогеническая зона – 299, 371, **381**, 382, 415
 Тарынский субвулкан – 263, 264, **267**, 268
 Тасканская серия – 185
 Тас-Кыстабытский магматический пояс – 78, 256, **263**, 264–268, 495
 Тасмиелинская серия – 83, 93
 Тас-Миелинский максимум сейсмичности – 51
 Тасмиелинский тектонический клин (зеленокаменный пояс) – 83, 91, 92, **93**, 94
 Тас-Миелинское землетрясение – 52
 Тастахский прогиб – 422
 Тастахский рифт – 15
 Тас-Хаяхтахский блок Омилевского террейна – 200, **211**, 212, **216**, **217**, 218, 241
 Тас-Юрях, сейсмодислокация – 49
 Тасюряхская свита – 149
 Тас-Юряхское землетрясение – 51, 53, 54, 56
 Тауйское землетрясение – 42
 Таяхская свита – 127
 Тебетейская свита – 212
 Телгеспитская продуктивная пачка – 424, 427, 435
 Телгеспитская свита – 195
 Телгеспитский горизонт – 436
 Темулякит-Тунгурчинский зеленокаменный пояс – 91, **92**, 93
 Темулякит-Тунгурчинский Au рудный район – 293, **301**, 302, 485
 Тенкели, Sn месторождение – 416
 Тиксинская свита – 139
 Тимердяхская свита – 149
 Тимптоно-Учурский гранулит-парагнейсовый террейн – 310
 Тимптонская металлогеническая зона – 294, 306, **310**
 Тимптонский купол – **94**
 Тинтина, сдвиг – 503, **510**
 Тирехтях, Sn месторождение – 415, 416
 Тирехтях, сейсмодислокация – 49
 Тирехтяхская свита – 219
 Тирехтяхский Sn рудный район – 297, 361, 362, **363**
 Тирехтяхский надвиг – 213, 216, 218
 Тирехтяхский плутон Куларского пояса – 290
 Тирехтяхский плутон Тирехтяхского поперечного пояса – 242
 Тирехтяхский поперечный пояс гранитоидов – 242, 261
 Тирский (бюкский) резервуар – 436
 Тисикская свита – 126, 131
 Тисовская свита – 126
 Тит-Арынское землетрясение – 39
 Титовское В-Sn скарновое месторождение – 296, 342, **344**
 Тихонское угольное месторождение Момского района – 460
 Тихоокеанская плита – 67, 510, 511
 Тобычан, Au-Sb месторождение – 381
 Токинская впадина – 79, 149
 Токинский Становик – 52
 Токинское землетрясение – 51, 52
 Токинский угленосный район – 456, 459
 Токкинская свита – 120
 Токко-Ханинский зеленокаменный пояс – 91, **92**, 93
 Токко-Ханинский Au рудный район – 293, **301**, 302, 484
 Токурская свита – 126, 184
 Толбачанская свита – 126, 194, 195
 Толбонская свита – 149
 Толон-Мастахское газоконденсатное месторождение – 423, **438**, 439, 440
 Толонская брахиантиклиналь (структура) – 438–440
 Толстый, угольный пласт Эрозионного угольного месторождения – 461
 Томмотская межгорная впадина – 24, 214
 Томмотская металлогеническая зона – 296, 337, **339**
 Томмотский плутон – 214, 339
 Томмотское редкометальное месторождение – 296, 337, 419
 Томпонская впадина – 161
 Томпонская металлогеническая зона – 297, 342, **360**
 Томпорокская антиклиналь – 175
 Томпорокский надвиг – 24
 Томпо-Тумаринский угленосный район – 450
 Томтор, Nb и редкоземельное месторождение – 296, **333**, 416, 419, 515
 Томтор, плутон – 327, 333, 334, 491
 Тонго-Чыбыда, Pt россыпепоявление – 400
 Тонодское поднятие – 196, 198
 Торсальская пачка верхнебюкской подсвиты – 435, 436
 Торсальская свита – 194, 195
 Точильнинская свита – 126
 Трехгорная свита – 180, 183
 Треровская свита – 131
 Труд, плутон – 383
 Тугасирская свита – 140
 Тугучак, Mo кварцевое жильное рудопоявление – 298, 362, **368**
 Тукуланская антиклиналь – 175
 Тукурингра, хребет – 50
 Тукурингра-Джагдинский террейн – 71
 Тулагинский, угольный пласт – 452
 Тулурская свита – 149, 441
 Туманнахская свита – 231, 232
 Тумаринская свита – 140

- Тумульский надвиг – 158, 159, 160
Тумусская свита – 228, 229
Тунгурчаканский плутон – 83
Тунгурчинская серия – 83, 92
Тунгурчинский разлом (сдвига-взброс) – 57, 61
Тунгусская синеклиза – 116, 124, 137, 144, 145, 206, 326, 449
Тунгусский осадочный бассейн – 138, 139, 147, 148
Тунгусский угольный бассейн – 448, 449, 490
Туора-Сис, хребет – 40, 500
Туора-Сисская металлогеническая зона – 295, 317, 320, 322
Туора-Сисское поднятие – 163, 165
Туора-Тасский Au рудный район – 296, 342, 345, 346
Туостайская свита – 312, 313
Туостахская впадина – 46
Туостахская свита – 140
Турах-Юрях, рудопроявление – 346
Туркутская свита – 126
Тутончанская свита – 149
Тымпучиканское нефтегазовое месторождение – 423, 433, 434
Тымпынская свита – 140
Тындинский тоналит-трондьемитогнейсовый составной террейн – 78, 82, 99, 100, 101, 103
Тынытынджинская толща – 231, 232
Тыринская система разрывных нарушений – 373
Тыркандино-Становая металлогеническая зона – 294, 305, 306, 307
Тыркандинская зона тектонического меланжа – 82, 90, 94, 99, 103, 104, 109, 112, 307, 315
Тыркандинский Au рудный район – 300, 371, 397
Тыркандинский тектонический блок – 482
Тыркандинский тектонический блок – 87, 482
Тырынский тоналит-трондьемитогнейсовый террейн – 108, 109, 111
Тэлиэр, Си рудопроявление – 313
Тюкяно-Линденский угленосный район – 450
Тюкян-Чебыдинская моноклираль – 444
Тюнг, Pt россыпепроявление – 400–403
Тюнгненнинская-I, сейсмодислокация – 40
Тюнгненнинская-II, сейсмодислокация – 40
Тюнгская свита – 149
Тюнгская скважина 293 – 140, 150
Тюнгский террейн – 108, 109–111
Тюсэрская свита – 126
Увязкинский фрагмент офиолитов Мунилканского террейна – 200, 217, 221, 225
Угуйская впадина (прогиб, грабен-синклираль) – 91, 94, 312, 316, 417, 514
Угуйская серия – 91, 94, 312
Угуйский Си рудный район – 294, 312
Угуйское Au месторождение – 300, 312, 371, 397
Угуйско-Удоканская металлогеническая зона медистых песчаников – 294, 311, 312, 486
Удачная, кимберлитовая трубка – 110, 295, 327, 329, 330
Удачинская скважина – 110
Уджа, Pt россыпепроявление – 400
Уджинская металлогеническая зона – 296, 327, 333, 491
Уджинская свита – 120
Уджинский авлакоген – 117, 118, 120, 121
Уджинское поднятие – 333
Удокан, хребет – 30, 50, 51
Удоканская серия – 84, 94, 108
Удоканский прогиб – 311
Удоканское месторождение медистых песчаников – 316
Удская окраинно-континентальная магматическая дуга – 191, 269, 274, 505–508
Удской вулcano-плутонический пояс – 157, 179, 185, 204–206, 269, 270, 498
Удско-Мургальская магматическая дуга – 492
Узловое Au-Sb месторождение – 381
Уйвак II, серия – 104
Уйская свита – 318
Уйская серия – 181
Укдуска, плутон – 89
Укинская свита – 149
Уктинская свита – 120
Укугутская свита – 149
Укукитское кимберлитовое поле – 110
Улахан, Au рудопроявление – 397
Улахан, разлом – 46
Улахан-Кумкуй, сейсмодислокация – 49
Улухан-курунгская свита – 120
Улахан-Сис, кряж – 13, 40, 390
Улахан-Сисская антиформа – 203, 351
Улахан-Сисский Au рудный район – 297, 342, 350, 351
Улахан-Сисский плутон – 368
Улахан-Сисское “поднятия” – 203
Улаханский продуктивный горизонт – 423, 424, 425, 428–430, 446
Улахан-Тас, хребет – 249
Улахан-Таская металлогеническая зона – 298, 362, 368
Улахан-Тасский блок Омудевского террейна – 200, 210, 215, 235, 241
Улахан-Тасский плутон – 242, 259, 260
Улахан-Чистай, хребет – 24, 25, 27
Улахан-Эгеляхское, Sn, Zn, In, Ag месторождение – 363
Улахан-юрюинская свита – 228, 229
Улахан-юряхская свита – 149
Улахская серия – 185
Улканская зона тектонического меланжа – 109, 112
Улканская металлогеническая зона – 316
Улканская серия – 87, 89
Улканский грабен (прогиб) – 97, 98, 316, 515
Улканский интрузивный комплекс – 87
Улканский разлом – 99
Улуу, Au кварцевое рудопроявление – 298, 362, 368
Ульинский прогиб – 270
Унахинский тектонический клин (зеленокаменный пояс) – 99
Унгинская свита – 215
Унгринский интрузивный комплекс – 82, 90, 102, 103
Унгринский тектонический блок – 482
Унгуохтахская свита – 120, 140
Унгуохтахская седловина – 161
Ундытканская свита – 149, 456, 459
Уордахская скважина 1-К – 127, 151
Уотгахский участок Жиганского угольного месторождения – 454, 455
Упорская свита – 213
Ураданский надвиг – 223, 224
Уральский орогенный пояс – 504
Уральский палеоокеан – 502–505
Уринский авлакоген – 117, 118, 120, 121
Уринский антиклинорий – 194, 196
Уруй, Pb-Zn месторождение – 295, 317, 318, 319, 515
Урультун, сейсмодислокация – 49
Усмунский разлом (сдвига-взброс) – 57, 61
Усмунский угленосный район – 456
Усмунское землетрясение – 53
Успунская свита – 195, 436
Успунский продуктивный горизонт – 436
Усть-Бирюкская скважина 2 – 126
Усть-Вилюйская антиклираль – 171, 175, 444
Устьвилюйская свита – 445
Усть-Вилюйский надвиг – 171
Усть-Вилюйское газоконденсатное месторождение – 423, 444, 445
Усть-Иджекский плутон чарнокитов – 90, 103, 104

- Устьильинская свита – 120
 Усть-Инди́гирский рифт – 15
 Устькутская свита – 195, 316
 Усть-Ленский рифт (грабен) – 14, 15, 37, 38
 Устьмайская свита – 126, 318
 Усть-Майский авлакоген – 117, 118
 Усть-Мома, сейсмодислокация – 49
 Усть-Нерский плутон – 242, 256, 264, 268
 Усть-Олдонгсинский плутон – 83
 Усть-Оленёкская антиклиналь – 160
 Усть-Оленёкская система складок – 158
 Усть-Оленёкская скважина 2370 – 126, 139, 148, 156, 159
 Усть-Селигдарское апатитоносное поле – 314
 Усть-Чульманское апатитоносное поле – 314
 Усть-Янский рифт (грабен) – 15, 16, 31, 37, 38
 Усуу, Си рудопроявление – 294, 312, 313
 Утаканская свита – 127, 195
 Ухабский плутон – 270
 Учасьинское Au рудопроявление – 366
 Учуро-Гонамский блок – 87
 Учуро-Майский регион – 228
 Учурская металлогеническая зона – 294, 306, 310
 Учурская серия – 181
 Учурский гранулит-парагнейсовый террейн – 78, 82, 97, 98, 99, 103, 108, 109, 111, 302
 Учурский тектонический блок – 482, 484
 Учурское землетрясение – 52
 Уччинский блок Омуплевского террейна – 200, 210, 212
 Уэле-Буолкалаха, Pt россыпьпроявление – 400
 Уэль-Сиктяхский тектонический покров – 167, 168–170
 Уэмляхский плутон – 270–272, 274, 373
 Уямканский блок Прикольымского террейна – 228
 Уяндино-Ясачненская магматическая дуга – 200, 214, 216, 218, 224, 228, 241, 242, 243, 244–248, 506–507
 Уяндино-Ясачненский вулканический пояс – 243, 340, 368, 385, 497, 498
 Уяндино-Ясачненский ртутнорудный пояс – 384, 385
 Уяндинская межгорная впадина – 24, 27, 28, 29, 235
 Уяндинский фрагмент офиолитов Мунилканского террейна – 200, 217, 220, 222, 224, 226
 Уяндинское землетрясение – 42
 Уянканская свита – 229
 Уянканская серия – 228
 Фаддеевский рифт – 15
 Фараллон, плита – 507
 Федоровская толща – 85, 94, 95, 96, 101, 102
 Федоровский тектонический блок – 482
 Федоровское браннерит Au-Ag месторождение – 397
 Федоровское флогопитовое скарное месторождение – 310
 Фин, Au кварцевое рудопроявление – 357
 Франклинский орогенный пояс – 501
 Фрейзер Стрейт Крик, сдвиг – 503
 Хаардахское малосульфидное касситерит-силикатное месторождение – 298, 370, 371
 Хаардах-Хальинская впадина – 370
 Хабахская свита – 140
 Хадараньинский плутон – 216, 242, 257, 258
 Хайргасская свита – 149
 Хайвергинская свита – 120
 Хайпахская свита – 120
 Хакдонская серия – 228
 Халданская свита – 140
 Халджинская свита – 140
 Халтгысинский сдвиг – 191
 Хальинская свита – 355–357
 Хамакинский продуктивный горизонт – 423, 431–434
 Хамамыт, Sb-As рудопроявление – 298, 371, 376
 Хамамытская свита – 131
 Хамняня, массив – 262, 281, 282
 Хангалас, Au кварцевое месторождение – 297, 342, 350
 Хангатаская свита – 279, 280
 Хандыгская металлогеническая зона – 298, 371, 375
 Хандыгский угленосный район – 450
 Хани-Курультинский блок – 88, 100, 101
 Ханинская свита – 84
 Хаптагай-Хая, Au кварцевое месторождение – 296, 342, 345
 Хапчагайский мегавал – 423, 437, 438, 442
 Хапчагайское угольное месторождение – 452
 Хапчано-Учурский раннепротерозойский гранулитовый пояс – 108, 109, 111
 Хапчанская серия – 105
 Хапчанский гранулит-парагнейсовый террейн – 78, 105, 106, 107
 Хапчаньирская свита – 120
 Харангское угольное месторождение – 460
 Харанкагский Au рудный район – 353
 Харапская зона диафтореза – 106
 Харапский участок рифейских базитовых даек – 123
 Хара-Сис, плутон – 278, 279, 284, 287, 288
 Хара-Сисское вулканическое поле – 277
 Харатасское, Sn месторождение – 366
 Хараулахская ветвь фронта Верхоянского складчато-надвигового пояса – 187, 188
 Хараулахская впадина – 40
 Хараулахская группа дислокаций – 40
 Хараулахская зона разломов – 41
 Хараулахская свита – 140
 Хараулахская сейсмическая зона – 39, 41, 42
 Хараулахский антиклинорий – 132, 141, 152, 157, 161, 164–166
 Хараулахский дуплекс – 165
 Хараулахский сегмент – 157–159, 161–163, 165–167, 187–189
 Хараулахский хребет – 13, 21, 22, 40, 144
 Хараютэхская свита – 126
 Харбалахская свита – 140
 Харбалахский разрез – 451
 Харстан, массив – 262, 281, 282
 Харыйасская свита – 140
 Хари́станская свита – 424, 427
 Хари́станский продуктивный горизонт – 423, 426, 427
 Хари́сьирская свита – 126
 Хастахская скважина 930 – 139, 148
 Хастахский авлакоген – 117, 118
 Хаты́минский район – 155
 Хатынахская свита – 131, 139
 Хатырхай, Au россыпь – 300, 371, 397
 Хатырыкская свита – 149, 451
 Хачакчан, Ag месторождение – 298, 371, 376
 Хедаличенская свита – 149
 Хетакчан, Hg рудопроявление – 299, 371, 388, 389
 Хетачанский островодужный террейн – 200, 233, 251, 497, 503, 505
 Хобяту-Эчийский плутон – 377
 Хобяту-Эчийское рудное поле – 323
 Холболохская тектоническая пластина – 103, 104
 Холболохская толща – 87, 90, 103
 Холболохский тектонический блок – 482, 484
 Холодникан, Au-Ag рудопроявление – 300, 371, 398
 Холодниканская свита Алдано-Станового щита – 89
 Холодниканская свита Чульманской впадины – 149, 456, 457
 Холодный, плутон – 242, 259
 Хомустахская свита – 140
 Хонорское, касситерит-кварцевое месторождение – 362, 363
 Хонук, рудопроявление – 346
 Хоргочумская площадь – 444
 Хорлухтахская свита – 120
 Хоронгская свита – 149
 Хорнохская свита – 427

Хоронский разлом – 370
 Хоронское малосульфидное касситерит-силикатное место-
 рождение – 298, 370, 371, 372
 Хоспокчанское рудопроявление Au скарнового типа – 369
 Хоспохтохская синклираль – 190
 Хосюряхская свита – 149
 Хотого-Мурбайская антиклиналь – 197
 Хотого-Мурбайская антиклинальная зона – 195
 Хотого-Мурбайская площадь – 423
 Хотого-Мурбайское газовое месторождение – 423, 435, 447
 Хотойдох, Ag колчеданно-полиметаллическое месторожде-
 ние – 296, 337, 340, 420, 506
 Хотон-Хайское, Sn месторождение – 363
 Хохсалах, Au-Sb месторождение – 298, 371, 376
 Хомская скважина 1 – 127
 Хромская скважина 421 – 150
 Хуан де Фука, срединноокеанический хребет – 42, 505, 512
 Хуратская свита – 127, 129
 Центральная антиформа – 203, 351
 Центральная зона месторождения Аномальное – 363
 Центральная зона Au рудного месторождения Кыллах –
 352, 353
 Центральная зона рудного поля Бургавлийского кассите-
 рит-кварцевого месторождения – 343
 Центральная тектоническая зона Аллах-Юньской зоны –
 183, 186
 Центральная тектоническая зона Полоусного синклино-
 рия – 235, 238
 Центральное-Алазейский плитный комплекс – 241, 252
 Центральное-Алданская гранито-гнейсовая область – 482,
 483
 Центральное-Алданский Au-U рудный район – 300, 371, 394,
 395, 397, 409
 Центральное-Алданский район, Pt россыпепроявление – 404,
 405
 Центральное-Алданский гранулит-ортогнейсовый супертер-
 рейн – 82, 84, 94, 95–97, 99, 101, 103, 104, 304
 Центральное-Камчатская магматическая дуга – 511, 512
 Центральное-Полоусная металлогеническая зона – 299, 371,
 389
 Центральное-Талаканская скважина – 110
 Центральное-Талаканский блок Талаканского поднятия –
 432, 433
 Центральное-Якутская равнина – 13, 18, 19, 20
 Центральное-Якутский осадочный бассейн – 124, 125–127
 Центральный взбросо-сдвиг – 387
 Центральный сектор Кулар-Нерского террейна – 345
 Центральный, участок месторождения Сардана – 318
 Центральный, участок месторождения Депутатское – 389,
 390
 Ципандинская свита – 120
 Чабыдинская скважина 1-П – 140, 151
 Чагдалинская свита – 120
 Чагдинская антиклиналь – 319
 Чагдинский надвиг – 178, 179, 182
 Чад, плутон – 404
 Чайдах, Au рудопроявление – 300, 371, 397
 Чайдахская свита – 149
 Чайдахский плутон – 242, 248, 249, 251
 Чайская свита – 126
 Чай-Юреинский разлом – 43–45, 241
 Чалбинский плутон – 242, 257, 258
 Чамбинская свита – 140, 373
 Чамбэ, касситерит-сульфидное рудопроявление – 375
 Чара-Алданская металлогеническая зона – 300, 371, 394, 397
 Чара-Токкинский зеленокаменный пояс – 91, 92
 Чара, Pt россыпепроявление – 400
 Чара-Учурский постамальгамационный рифтогенный ме-
 таллогенический пояс – 294, 301, 311, 312, 316, 514
 Чаркы-Индибирский надвиг – 204, 218, 238, 239, 240, 348
 Чаркы-Иньяльская система разломов – 238
 Чародаканский комплекс – 94
 Чародаканский плутон – 84, 91, 94
 Чаро-Сянский дайковый пояс – 130, 133
 Чаро-Учурское поднятие – 149, 153, 155
 Чарская свита – 126, 194, 195
 Чарский блок – 91, 92, 93
 Чарчикская свита – 149
 Чахаданская толща – 230
 Чаяндинская моноклиналь – 431, 432
 Чаяндинская неантиклинальная ловушка – 430, 431
 Чаяндинская площадь – 424, 431
 Чаяндинское нефтегазоконденсатное месторождение – 423,
 430, 431, 433
 Чебукалахская свита – 228, 229, 279, 280
 Чекановская свита – 149
 Чекуровская антиклиналь – 121, 161, 163–166
 Чекуровская свита – 149
 Чекуровский Мыс, обнажение – 163
 Чекуровский надвиг – 164, 165
 Челомджа-Ямское разрывное нарушение – 46
 Чельбаус, хребет – 51
 Чемалгинский блок Омупевского террейна – 200, 210, 212,
 223, 240, 241
 Ченкеленьинский плутон – 242, 258
 Ченчинская свита – 120
 Черногорское Au-W месторождение – 297, 362
 Черное, угольное месторождение – 449, 450
 Черско-Гармычанская металлогеническая зона – 340
 Черского, сейсмическая зона (пояс) – 35, 42, 45–48, 76
 Черского, система хребтов – 21, 24
 Черского, хребет – 13, 24, 25–28, 31, 35, 48, 49, 76, 115, 389,
 408
 Чертовская свита – 195
 Черчинская синформа – 203
 Четляунский взбросо-сдвиг – 387, 388
 Чибагалах, сейсмодислокация – 49
 Чибагалахский плутон – 242, 257, 258
 Чингаканский плутон – 264, 267
 Чинейская, платиноносная россыпь – 400
 Чинейская подсерия – 94
 Чинейский плутон расслоенных габброидов – 406
 Чиримыйская свита – 149
 Чистое, Au редкометальное месторождение – 298, 362, 368,
 369
 Читкандинская свита – 94
 Чогарский гранулит-ортогнейсовый террейн – 82, 99
 Чонгарский комплекс – 99
 Чокурдах, касситерит-силикатно-сульфидное место-
 рождение – 299, 393, 416
 Чокурский антиклинорий – 206, 207–209
 Чонкогорская свита – 149
 Чонокская свита – 149, 455
 Чопко, Cu рудопроявление – 313
 Чоруодакан, Cu рудопроявление – 313
 Чоруодинская свита – 312, 313
 Чохчур массив – 281, 282
 Чохчуро-Чокурдахская вулканоплутоническая зона – 262,
 277, 278, 280, 281–283
 Чохчуро-Чокурдахская металлогеническая зона – 299, 371,
 392
 Чочимбальская свита – 140
 Чочосская свита – 140
 Чубачи, сейсмодислокация – 49
 Чугинская толща – 82, 89, 101, 102
 Чугинский тектонический блок – 482
 Чугулук, Au редкометальное месторождение – 296, 342, 344
 Чугулук, плутон – 344

- Чугучанская свита – 131
 Чуйское поднятие – 196, 198
 Чуйско-Кодарский комплекс – 84
 Чук, плутон Нальчанского ряда – 242, 249, 252
 Чукотский миеогеоклинальный террейн – 78, 200, 227, 253, 254, 255, 369, 503
 Чукчанское (Мятиский район) угольное месторождение – 460
 Чульмаканское угольное месторождение – 456
 Чульманская впадина – 52, 57, 58, 62, 79, 149
 Чульманская серия – 88, 89
 Чульманский клин (пояс) – 82, 100
 Чумиканский комплекс – 97
 Чурапчинская скважина 11 – 151
 Чурпунья, касситерит-силикатно-сульфидное месторождение – 299, 371, 392, 393, 415, 416
 Чурпунья, палеовулкан – 282, 283, 392, 393
 Чуруктинский плутон – 264, 268
 Чыбагалахская Sn-W-Au металлогеническая зона – 296, 341, 342, 345, 495
 Чьорго, плутон – 492
 Шалауровский океанический (офиолитовый) террейн – 78, 200, 253
 Шаманихинский блок Приколымского террейна – 228
 Широстонский грабен – 37
 Ширшова, дуга – 511, 512
 Школьное Au рудопроявление – 353
 Ыгыаттинская рифтовая впадина (рифт, грабенообразный прогиб) – 130, 188, 447
 Ыйгатка, касситерит-силикатно-сульфидное рудопроявление – 369
 Ынгырская свита – 149
 Ынгырский участок Ынгырского угольного месторождения – 455
 Ынгырское угольное месторождение – 454, 455
 Ыннах-Хайский плутон – 242
 Ырчакская свита – 373, 374
 Ыстынахская свита – 149
 Ытыр-Халанское Sn, Li, Ta, Nb месторождение – 363
 Эбейке-Хаятинский надвиг – 178–180, 182
 Эбир-Хаинский плутон – 264, 268
 Эбитиемская свита – 149
 Эвотинский Au рудный район – 300, 371, 397
 Эвотинское землетрясение – 53, 54, 57
 Эганджинское, Pb, Zn, Sn, Ag месторождение – 366
 Эгекит, Au порфиоровое месторождение – 298, 262, 366
 Эгеляхский шток гранодиоритов – 266, 364
 Эге-Хайский Sn рудный район – 297, 361, 362, 363
 Эге-Хайский поперечный пояс гранитоидов – 495, 496
 Эге-Хайский сдвиг – 191
 Эге-Хая, касситерит-силикатно-сульфидное месторождение – 297, 361, 362, 363
 Эджекальская свита – 229
 Эекитская серия – 107
 Земю, сейсмодислокация – 49
 Экачанская свита – 140, 356
 Эконайский террейн – 225
 Эксеняхская свита – 149, 451
 Эксплорер, срединноокеанический хребет – 42
 Элгэкээно-Бараинская антиклиналь – 175
 Эликчанский плутон – 242, 259, 260
 Эльбукская свита – 219
 Эльгенекская свита – 229
 Эльгинское угольное месторождение – 449, 456, 458, 459, 518
 Эльги-Тонор, Au-Sb месторождение – 381
 Эльганская свита – 126, 195
 Эльдиканская свита – 120
 Элькон. U месторождение – 300, 396, 397
- Эльконская группа U-Au месторождений – 395–397, 516
 Эльконский горст – 395
 Эльконское плато, U месторождение – 396
 Эмельджакский Fe рудный район – 294, 306, 308, 310
 Эмельджакское, Fe скарновое месторождение – 294, 306, 310
 Эмисское Au рудное поле – 351
 Эмнекенский плутон – 242
 Эмперийская свита – 149
 Эмтанджинская свита – 244, 245, 246, 247–249
 Эмчээчинская свита – 140
 Эмяксинская свита – 126
 Эндыбальская антиклиналь – 323
 Эндыбальский рудный узел – 417
 Эргелях, Au редкометальное месторождение – 297, 342, 350
 Эргеляхский, плутон – 264, 266, 350
 Эрикагский плутон – 361
 Эрикагское касситерит-силикатно-сульфидное месторождение – 297, 342, 361
 Эрикитская Ag колчеданно-полиметаллическая металлогеническая зона – 296, 337, 340, 341, 417
 Эрикитский плутон – 242
 Эрлан, Hg рудопроявление – 298, 371, 376
 Эрозионное, угольное месторождение – 460, 461, 462
 Эрозионный участок Зырянского угольного месторождения – 459
 Эселехская свита – 120
 Эселэюряхская свита – 149
 Эсселехская свита, – 149
 Эстакадное, Au рудопроявление – 352
 Эхюнда, Au рудопроявление – 300, 371, 397
 Эчийская свита – 140
 Юбилейная, кимберлитовая трубка – 295, 327, 329, 330
 Юдомо-Оленёкская фациальная область – 462
 Юдомская свита – 126
 Юдомская серия – 181
 Юдомский разлом – 179, 183, 373
 Юдомо-Майский район Юдомо-Оленёкской фациальной области – 462
 Юдейская свита – 126
 Южная тектоническая зона Полоусного синклинория – 235, 238
 Южно-Алданская металлогеническая зона – 300, 371, 394, 398
 Южно-Алданская система впадин – 147, 148, 149, 155, 456
 Южно-Алданский Fe рудный район – 294, 306, 308, 310
 Южно-Алданский район, платиноносное россыпепроявление – 400
 Южно-Анюйская шовная зона (сутура) – 200, 210, 245, 249, 253, 337, 509
 Южно-Анюйский палеоокеан – 506–508, 515
 Южно-Анюйский прогиб – 422
 Южно-Анюйский террейн аккреционного клина типа Б – 71, 78, 200, 252, 253, 254
 Южно-Верхоянская металлогеническая зона – 298, 372
 Южно-Верхоянская тектоническая зона – 270
 Южно-Верхоянский гранитный пояс – 78, 256, 269, 492, 493
 Южно-Верхоянский метаморфический пояс – 183, 186, 256, 269, 270, 274
 Южно-Верхоянский (Южный) сектор Верхоянского складчато-надвигового пояса – 117, 120, 121, 123, 128, 129, 134, 135, 137, 138, 142, 154, 156, 157, 178, 189, 180, 182, 183, 186, 187, 189, 191, 192, 194, 204, 226, 232, 270, 355, 496
 Южно-Верхоянский синклинорий – 154, 157, 180, 183, 185, 269–271, 273, 275, 355, 370, 372
 Южного Таймыра, складчато-надвиговый пояс – 70
 Южно-Дырындинский хребет – 54
 Южно-Курильская впадина – 67

- Южно-Лаптевский рифтовый прогиб – 14
 Южно-Мухтуйская антиклиналь – 197
 Южно-Орулганская ветвь фронта Верхоянского складчато-надвигового пояса – 187, 188
 Южно-Сагытуйские скважины 290, 293 – 131
 Южно-Тигянская брахиантиклиналь – 445
 Южно-Тигянское нефтяное месторождение – 421, 423, 445
 Южно-Тирехтяхский поперечный пояс гранитоидов – 495
 Южно-Тирехтяхский сдвиг – 191
 Южно-Чульманский надвиг – 149
 Южно-Якутская золотоносная провинция – 413
 Южно-Якутская металлогеническая провинция – 292
 Южно-Якутский максимум сейсмичности – 51
 Южно-Якутский металлогенический пояс – 300, 370, 371, 393, 498, 507, 508, 516
 Южно-Якутский надвиг – 57, 61
 Южно-Якутский угольный бассейн – 420, 448, 449, 456
 Южно-Якутское землетрясение – 52, 53, 56–66
 Юкандинская свита – 126, 319
 Юкон-Танана, террейн – 502–504, 506, 509
 Юлегирская свита – 140
 Юнкюрская свита – 140
 Юпенчинская свита – 139
 Юр, Au кварцевое месторождение – 297, 342, 357, 359, 412
 Юрегинская свита – 126, 424, 432, 433, 436
 Юренская свита – 126, 194, 195
 Юрско-Бриндакитский Au рудный район – 269, 297, 342, 355–358
 Юрюнг-Хастах, массив – 262, 281, 282
 Юряхская свита – 195, 426, 436
 Юряхский продуктивный горизонт – 424, 426–428, 430, 436
 Юсмастахская свита – 120
 Юхтинская свита 149, 456
 Якутская свита – 149
 Якутский плутон – 264, 266
 Якутское Au-Ag кварцевое месторождение – 266, 297, 342, 346, 347, 412
 Якутское поднятие – 130, 188, 189, 447
 Якутско-Кангаласский угленосный район – 450
 Яланская свита – 126, 184
 Ямское землетрясение – 42
 Яно-Адычанская металлогеническая зона – 297, 342, 361, 362, 497
 Яно-Индибирская золотоносная провинция – 413
 Яно-Индибирская низменность – 13
 Яно-Колымский коллизионный металлогенический пояс – 296, 337, 341, 497, 507, 508, 515
 Яно-Полоусный субдукционный позднеокомско-аптский металлогенический пояс – 297, 361, 362, 507, 508, 515
 Янский разлом (надвиг) – 351, 380
 Янское плоскогорье – 13
 Япетус, палеоокеан – 502
 Яракваамский островодужный террейн – 502, 503
 Яралынская свита – 127
 Ярканский разлом – 226, 228, 231
 Ярогинская серия – 89, 90
 Ярходонская свита – 229, 338
 Ярходонский разлом – 226, 228, 230, 231
 Ясачненская металлогеническая зона – 340
 Ясное, Au рудопроявление – 353

Научное издание

**ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ САХА
(ЯКУТИЯ)**

*Утверждено к печати
Ученым советом
Института геологии алмаза
и благородных металлов СО РАН*

Зав. редакцией *А.А. Фролова*
Редактор *Ю.Г. Гатинский*
Редакторы издательства *М.В. Грачева, Т.А. Николаева*
Художник *В.Ю. Яковлев*
Художественный редактор *Т.В. Болотина*
Технический редактор *А.А. Шелудченко*
Корректоры *А.Б. Васильев, Н.П. Круглова, Т.И. Шеповалова*

ИД № 04886 от 28 мая 2001 г.

Налоговая льгота –
общероссийский классификатор продукции
ОК-005-93, том 2; 953000 – книги, брошюры

Подписано к печати 01.08.2001
Формат 60 × 88^{1/8}. Гарнитура Таймс
Печать офсетная
Усл.печ.л. 70,1 + 1,0 вкл. Усл.кр.-отт. 74,1. Уч.-изд.л. 75,6
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1918

МАИК “Наука/Интерпериодика”
117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
E-mail: compmg@maik.ru, web-site: <http://www.maik.ru>

ППП “Типография “Наука”
121099, Москва, Шубинский пер., 6

ISBN 5-7846-0046-X



9 785784 600462

**ЦИФРОВОЙ РЕЛЬЕФ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ
СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРИ**

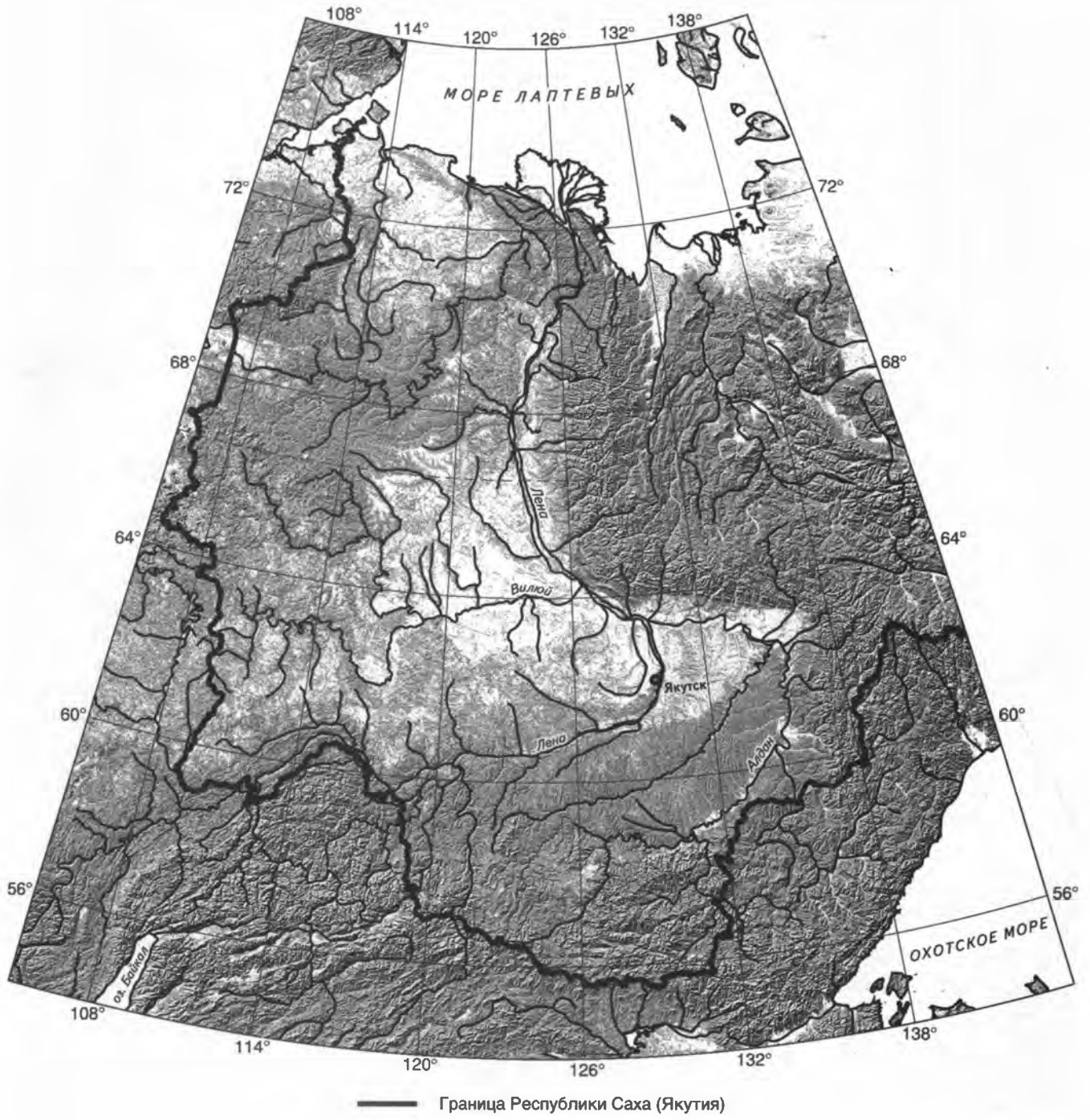


СХЕМА ОРОГИДРОГРАФИИ ЯКУТИИ

