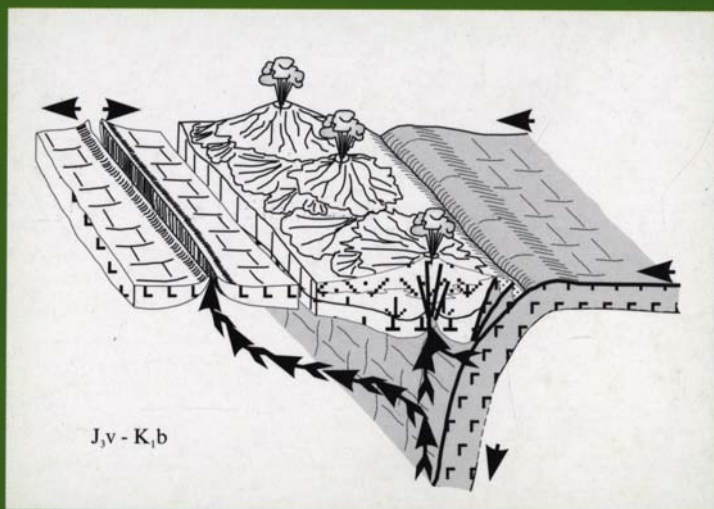


О. Л. Морозов

Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки



O.L.Morozov

**Geological structure
and tectonic evolution
of Central Chukotka**

Transactions, vol. 523
Founded in 1932

Responsible editor
S.D.Socolov

Moscow
GEOS
2001

О.Л. Морозов

**Геологическое строение
и тектоническая эволюция
Центральной Чукотки**

Труды, вып. 523
Основаны в 1932 году

Ответственный редактор
С.Д. Соколов

Москва
ГЕОС
2001

ББК 26.323
М 79
УДК 551.24

Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. – М.: ГЕОС, 2001. – 201 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 523)
ISBN 5-89118-210-6

В монографии проводится анализ геологического строения и состава различных комплексов Центральной Чукотки. Предлагается новая модель развития и формирования ее структуры. В основе проведенных исследований – геологическое картирование, петрографический, геохимический, литологический, стратиграфический и другие методы. Выделены разные фашии палеоокеанических, окраинно-морских и островодужных комплексов. Структура Центральной Чукотки представляет собой коллаж террейнов, ограничивавших конвергентные границы двух океанических бассейнов – Палеоокеана и Аноийского палеоокеана.

Для геологов, тектонистов, литологов.

Табл. 18. Ил. 61. Библ. 111.

Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№99-05-64359, 99-05-65649), ИНТАС-96-1880, конкурса-экспертизы молодых ученых РАН – “Структурные связи между Палеоокеаном и Южно-Аноийским океаническим палеобассейном в позднем палеозое – мезозое” (руководитель О.Л. Морозов).

Редакционная коллегия:

Ю.Г.Леонов (главный редактор), *М.А.Ахметьев*, *Ю.О.Гаврилов*,
Ю.В.Карякин, *С.А.Куренков*, *М.А.Семихатов*

Рецензенты:

Л.В.Дмитриев, *В.Д.Чехович*

Morozov O.L. Geological structure and tectonic evolution of Central Chukotka. – Moscow: GEOS, 2001. – 201 p. (Transactions of GIN RAS; Vol. 523)

Analysis of Central Chukotka geological structure and composition of different assemblages is carried out. New model of the structure formation and development is supposed. Investigations were carried out on the basis of geological mapping with usage of petrographical, geochemical, lithological, stratigraphical and other methods. Different facies of paleoceanic, marginal sea and island arc complexes were distinguished. The Central Chukotka structure is a collage of terranes, bordering convergent margins of two oceanic basins – paleo-Pacific and Anui paleocean.

For geologists, tectonists, litologists.

Tabl. 18. Il. 61. References 111.

Editorial board:

Yu.G.Leonov (Editor-in-Chief), *M.A.Akhmetiev*, *Yu.O.Gavrilov*,
Yu.V.Kariakin, *S.A.Kurenkov*, *M.A.Semikhatov*

Reviewers:

L.V.Dmitriev, *V.D.Chehovich*

На 1-й стр. обложки реконструкция палеогеодинамической ситуации для Пекульнейского сегмента в волжской-берриасское время, на 4-й стр. – в поздневаланжинское время.

ББК 26.323
М 79
ISBN 5-89118-210-6

© О.Л.Морозов, 2001
© ГИН РАН, 2001
© ГЕОС, 2001

Оглавление

Введение	7
Глава 1. История вопроса	9
Глава 2. Тектоническое районирование	12
Глава 3. Чукотский континент	14
<i>Пермь–триасовый карбонатно-терригенный комплекс</i>	14
<i>Комплекс позднеюрских–раннемеловых отложений</i>	17
<i>Раннемеловой комплекс гранитоидов</i>	24
Глава 4. Пекульнейско-Золотогорская система	26
<i>Общая характеристика</i>	26
<i>Пекульнейский сегмент</i>	27
Метабазит-габбровый комплекс	35
Позднепалеозойский–раннемезозойский вулканоплутонический комплекс	40
Позднеюрский–раннемеловой вулканоплутонический островодужный комплекс	48
Готеривский пикрит-базальтовый вулканоплутонический комплекс	70
Кремнисто-вулканогенный комплекс	90
Кремнисто-туфотерригенный комплекс	133
Кремнисто-терригенно-базальтовый комплекс	150
Неоавтохтонные отложения	152
<i>Канчаланский сегмент</i>	154
Позднепалеозойский вулканогенно-осадочный комплекс	154
Комплекс позднеюрских–раннемеловых отложений	161
Комплекс раннемеловых интрузий	166
<i>Ушканьегорский и Золотогорский сегменты</i>	175
Позднеюрский–раннемеловой комплекс вулканогенно-осадочных и осадочных отложений	175
Раннемеловой интрузивный комплекс	176
Глава 5. Наложённые структурные элементы	178
<i>Охотско-Чукотский вулканический пояс и его возрастные аналоги</i>	178
<i>Анадырско-Бристольский вулканический пояс и его аналоги</i>	182
Глава 6. Модель тектонической эволюции Центральной Чукотки	183
Заключение	193
Литература	194

Content

Introduction	7
Chapter 1. Historical aspects	9
Chapter 2. Tectonic division	12
Chapter 3. Chukotka continent	14
<i>Permian–Triassic terrigenous-carboniferous assemblage</i>	14
<i>Late Jurassic–Early Cretaceous assemblage</i>	17
<i>Early Cretaceous granitoid complex</i>	24
Chapter 4. Pekulney–Zolotogorsky sistem	26
<i>Total characteristics</i>	26
<i>Pekulney segment</i>	27
Gabbro-metabasalt assemblage	35
Late Paleozoic–Early Mesozoic plutonic-volcanic assemblage	40
Late Jurassic–Early Cretaceous plutonic-volcanic island arc assemblage	48
Hoterivian basal-picrite plutonic-volcanic assemblage	70
Volcanic-siliceous assemblage	90
Tuffaceous-terrigenous-siliceous assemblage	133
Basalt-terrigenous-siliceous assemblage	150
Neoautochthonous deposits	152
<i>Kanchalan segment</i>	154
Late Paleozoic sedimentary-volcanic assemblage	154
Late Jurassic–Early Cretaceous assemblage	161
Early Cretaceous intrusive complex	166
<i>Ushkan 'egorsky and Zolotogorsky segments</i>	175
Late Jurassic–Early Cretaceous sedimentary-volcanic and sedimentary assemblages	175
Early Cretaceous intrusive complex	176
Chapter 5. Superimposed structural elements	178
<i>Okhotsko-Chukotsky volcanic belt and its age analogues</i>	178
<i>Anadyrsko-Bristolsky volcanic belt and its u ego analogues</i>	182
Chapter 6. Model of the Central Chukotka tectonic evolution	183
Conclusion	193
References	194

Введение

Региональные модели геологического развития являются основой для тектонических обобщений и выводов и играют важную роль при оценке применимости различных геотектонических концепций и парадигм. Несомненно, значительную роль эти построения имеют и для прогнозирования минерально-сырьевых ресурсов.

Исследования Северо-Востока Азии, проводившиеся последние десятилетия, позволили в значительной степени уточнить строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Однако до сих пор существуют серьезные противоречия в представлениях о геологическом строении территории, схемах тектонического районирования и моделях эволюции региона [Богданов, Тильман, 1990; Зоненшайн и др., 1990; Марков и др., 1982; Некрасов и др., 1987; Паланджян и др., 1982; Парфенов, 1984; Соколов, 1992].

Значительная часть этих противоречий связана с интерпретацией структур Центральной Чукотки, находящихся на стыке Корякской аккреционной области с мезозондами Колымо-Чукотского региона. Изучению геологического строения и истории развития именно этих структур и посвящена данная работа.

Основной ее целью являлась реконструкция геодинамической эволюции Центральной Чукотки. Предлагаемая ретроспективная модель позволяет восстановить последовательность, характер и причинность геологических процессов и событий для протяженного временного интервала, охватывающего поздний палеозой – мезозой.

В качестве основной методики исследований использовался геодинамический анализ вещественно-структурных комплексов (ВСК) – естественных ассоциаций горных пород, сформированных в определенной геодинамической обстановке в пределах единой структуры и характеризующихся общностью развития. Выделение ВСК проводилось на основе стратиграфических, литологических, вещественных, структурных и других критериев. Основой интерпретации ВСК служило определение индикаторных особенностей породных ассоциаций. Особое внимание уделялось анализу текстурно-структурных характеристик осадочных пород, составу кластической примеси и других компонентов, а также особенностям геохимического состава как осадочных, так и магматических пород.

В основу работы положены материалы, собранные автором в период с 1983 по 1990 г. при проведении исследований в составе Космоаэрогеологической экспедиции №3 ГНПП “Аэрогеология” на территории Чукотки. В этих исследованиях на различных этапах принимали участие О.С.Березнер, А.П.Ставский, В.А.Симонов, Г.Е.Бондаренко и другие

геологи, оказавшие автору неоценимую помощь как в процессе сбора и обработки фактического материала, так и при обсуждении результатов.

Для характеристики состава магматических и осадочных пород проводится 260 химических анализов образцов, из них для 105 образцов – результаты нейтронно-активационного анализа. Кроме этого, в работе использованы новые определения макро- и микрофаунистических остатков из палеозойских и мезозойских комплексов, любезно сделанные М.Н.Поташовой, В.Г.Даниловым, К.В.Паракецовым, Г.П.Тереховой, Н.Ю.Брагиным, В.С.Вишневской.

Как основным результатом проведенной работы можно рассматривать комплексную геодинамическую интерпретацию большинства допоздне-меловых образований Центральной Чукотки. Часть комплексов, как самостоятельные образования выделены впервые – горизонт параллельных диабазовых даек, подстилающих фрагменты среднеюрской–ранне-меловой палеоокеанической коры на юге хребта Пекульней и ранне-меловой тектоно–гравитационный микстит.

В пределах выделенной Пекульнейско-Золотогорской палеоостроводужной системы объяснены особенности пространственного размещения основных структурных элементов. Определены: латеральная зональность расположения комплексов внутри структурных элементов и закономерности фациальных переходов внутри самих комплексов. Внесены изменения и дополнения в схемы тектонического районирования территории, и предложена новая модель эволюции как отдельных структурных элементов, так и всего региона.

Данная работа завершена в лаборатории «Тектоника океанов и приокеанических зон» ГИН РАН под руководством С.Д.Соколова, которому автор выражает свою глубокую признательность. Более ранние этапы исследований проходили под руководством С.М.Тильмана, о котором автор хранит добрую память. Автор выражает свою признательность за помощь, оказанную на разных этапах проведения работы, за советы и замечания при обсуждении результатов – Г.Е.Некрасову, В.А.Симонову, Г.Е.Бондаренко, В.Г.Сафонову, С.М.Ляпунову, И.Л.Жулановой, В.Ф.Белому, М.Л.Гельману.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 99-05-64359 и 99-05-65649), ИНТАС (96-1880) и конкурса-экспертизы молодых ученых РАН –“Структурные связи между Палеопацификой и Южно-Аньюским океаническим палеобассейном в позднем палеозое – мезозое” (руководитель – О.Л. Морозов).

Глава 1

История вопроса

Территория, рассматриваемая в работе, протягивается от побережья Берингова моря и приустьевой части р. Анадырь на юге до главного водораздела Чукотского хребта на севере, охватывая бассейны рек Танюер, Канчалан и верхней части р. Амгуэма. На раннем этапе геологических исследований региона был собран обширный фактический материал, обобщенный при составлении сводной монографии «Геология СССР» (т. 30) [1970]. К этому этапу были оформлены основные представления о строении Северо-Востока Азии, выделены две области разновозрастной складчатости к югу и северу от Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) [Аникеев и др., 1957; Пушаровский, 1960] и многочисленные антиклинории и синклинории в пределах этих областей. На территории хребта Пекульней была выделена мезозойская офиолитовая ассоциация [Кайгородцев, а, 1961], в междуречье Канчалан-Танюер описаны палеозойские отложения [Геология СССР, 1970] и уточнено тектоническое строение территории бассейна р. Анадырь [Кайгородцев, б, 1961].

В этот период проводились разномасштабные геолого-съёмочные работы под руководством А.А.Мануйлова, В.И.Шкурского, Г.И.Богомоллова, Е.Г.Бордюгова и других геологов, результаты которых были сведены при издании Государственных геологических карт масштаба 1:200 000. В это же время появились и первые мобилистские обобщения [Кропоткин, Шахварстова, 1965].

С начала 70-х и почти до конца 80-х годов произошел как бы всплеск геологических исследований в регионе. Была создана Корякская экспедиция ГИН АН СССР и СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, в рамках которой осуществлялось систематическое изучение региона, нашедшее отражение во множестве статей и монографий [Очерки тектоники ..., 1982; и др.]. Одновременно с этим, территориальными геологическими управлениями и подразделениями ПГО «Аэрогеология», проводились разнообразные геолого-съёмочные, опытно-методические и тематические работы. Однако с сожалением можно отметить, что большая часть исследований была сосредоточена в пределах Корякского нагорья, тогда как изучение структур на левобережье р. Анадырь носило очень выборочный, пятнистый характер.

Наиболее изученным объектом в рассматриваемом районе является хребет Пекульней. В результате проводившихся на территории хребта геолого-съёмочных работ, под руководством Г.И.Агальцова, В.А.Заха-

рова, А.А.Мануйлова, В.И.Шкурского и других геологов, были составлены геологические карты масштаба 1:200 000 и 1:50 000.

Г.Е.Некрасов описал покровно-складчатую структуру хребта, образованную тремя комплексами – автохтонным, аллохтонным и неавтохтонным. В составе автохтона впервые был выделен комплекс даек пестрого состава [Некрасов, 1978], а комплексы кристаллических базитов и ультрабазитов интерпретировались как отторженцы докембрийского меланократового фундамента разного типа, выведенные в обстановке «фронтальный надвиг – тыловой раздвиг», при раскрытии на краю континента узкого квазиокеанического бассейна типа Красного моря [Некрасов, 1978; Марков и др., 1980, 1982].

Изучение полнокристаллических базитов и ультрабазитов хребта Пекульней позволило И.Л.Жулановой и А.Н.Перцеву отстаивать взгляд на гетерогенность этих комплексов, магматическую природу и молодой (раннемеловой) возраст большей их части [Жуланова, Перцев, 1987, 1988 а, б].

В осевой части хребта Пекульней С.С.Зиминим [Зимин и др., 1979, 1983] была выделена ассоциация вулканических ультрамафитов кембрийского возраста, рассматривавшаяся в качестве офиолитов. Эта ассоциация изучалась В.Е.Стерлиговой и Б.А.Марковским [Марковский, Богданов, 1985], был обоснован готеривский возраст пикритов и связанных с ними базальтов.

Общие вопросы геологии, тектоники, эволюции, палеогеографии и биостратиграфии обширной территории северной Чукотки нашли свое отражение в ряде работ [Богданов, Тильман, 1990; Бычков, 1994; Зоненшайн и др., 1990; Натальин, 1984; Парфенов, 1984].

Так, для Чукотского континента была установлена коллизийная природа раннемеловых гранитоидов [Парфенов, 1984]; вдоль его юго-западного обрамления выделены позднеюрские–раннемеловые островодужные структуры [Натальин, 1984; Богданов, Тильман, 1990]; а комплексы палеозойского–раннемезозойского чехла рассматривались как отложения пассивной окраины континента [Зоненшайн и др., 1990].

Однако проблемам геологии территорий в бассейнах рек Амгуэма (верхнее течение), Канчалан и Танюер уделялось весьма мало внимания в научной литературе, и к настоящему времени на ряд площадей нет даже Государственных геологических карт среднего масштаба.

Суммируя существующие представления, можно выделить среди них несколько основных положений, касающихся строения и геодинамической эволюции рассматриваемого региона. Если тезис о происхождении ОЧВП как окраинно-континентального вулканического пояса средне-позднемелового времени [Филатова, 1988] сомнений практически ни у кого уже не вызывает, то генезис подстилающих его образований рассматривается по-разному.

Обычно территория, расположенная к северу от р.Амгуэма, относится к Чукотскому [Натальин, 1984; Зоненшайн и др., 1990], или Арктиче-

скому [Богданов, Тильман, 1990] континенту, южной границей которого служит Южно-Ануйская сутура, протягивающаяся на восток вдоль северных отрогов хребта Пекульней под вулканитами ОЧВП в долину р. Амгуэма и далее на зал. Креста. При этом структуры хребта Пекульней и бассейна р. Канчалан иногда рассматриваются в качестве экзотических террейнов, пришедших из низких широт и причлененных к внутриокеанической Кони-Мургальской дуге [Зоненшайн и др., 1990]. В других случаях к структурам Чукотского континента относят и территорию междуречья Анадырь–Амгуэма, выделяя их в качестве Танюрер-Золотогорской складчатой системы (палеодуги) [Соколов, 1992] или Тайгоносско-Западно-Корякской системы [Некрасов и др., 1988], а эволюция хребта Пекульней рассматривается в рамках модели заложения окраинно-морского квазиокеанического бассейна на краю континента [Марков, Некрасов, 1980; Паланджян и др., 1982].

Глава 2

Тектоническое районирование

Рассматриваемый в работе район Центральной Чукотки охватывает границу внутренней и внешней частей Тихоокеанского тектонического пояса. Так как для этой территории нет общепринятой схемы тектонического районирования, обобщение автором различных схем и данных по региону и результаты собственных наблюдений позволяют выделить здесь следующие основные структурные элементы (рис. 1): Чукотский континент; Омолонский микроконтинент и структуры обрамления (Яблонский массив); Эскимосский массив; Удско-Мургальскую систему, включая сопряженные с ней зоны – Пенжино-Анадырскую и Алгано-Великореченскую; Пекульнейско-Золотогорскую систему, расположенную на стыке структур Чукотки и Корякско-Камчатской области. Наряду с этим выделяются наложенные на гетерогенное основание средне-поздне меловой Охотско-Чукотский и палеогеновый Анадырско-Бристольский [Иванов, 1983] вулканические пояса.

Наиболее северное положение занимает Чукотский континент, южной границей которого является Южно-Ануйская сутура [Богданов, Тильман, 1990]. Она протягивается от низовьев р. Колыма на западе, в верховья р. Большой Ануй, скрываясь восточнее под вулканитами ОЧВП. Ее продолжение, вероятно, следует искать вдоль северных отрогов хребта Пекульней и в верховьях р. Амгузма, о чем свидетельствует дискордантность сочленяющихся вдоль шва структур, характер геофизических полей и наличие протяженных субширотных нарушений, «просвечивающих» по долине Амгуэмы из-под вулканитов ОЧВП и отчетливо дешифрирующихся на аэро- и космических снимках.

В Пекульнейско-Золотогорской системе выделяется ряд сегментов, или блоков, имеющих сходство в составе слагающих их образований, однако различающихся структурным рисунком – Пекульнейский, Канчаланский, Ушканьегорский и Золотогорский. Эти блоки отделены друг от друга или впадинами, выполненными меловыми и кайнозойскими отложениями, или разрывными нарушениями, достаточно четко определяющими границы блоков. В большинстве случаев это подчеркивается характером геофизических полей с высокоградиентными положительными гравияномалиями, отвечающими самим блокам (Пекульнейскому, Ушканьегорскому и Золотогорскому), и контрастными отрицательными гравияномалиями, маркирующими межблоковые депрессии.

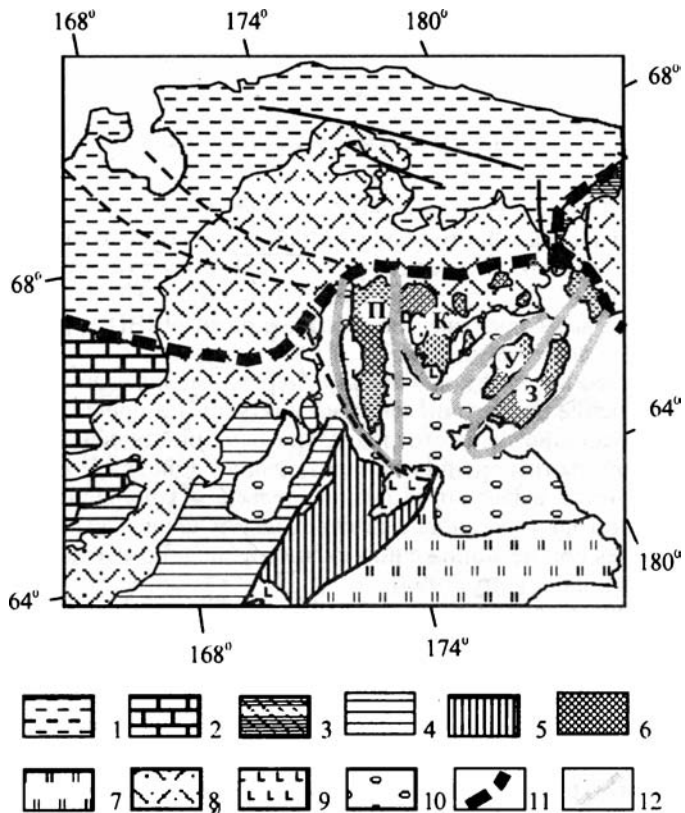


Рис. 1. Схема основных структурных элементов Центральной Чукотки

1 – Чукотский континент; 2 – Омолонский микроконтинент; 3 – Эскимосский массив; 4 – Удско-Мургальская система; 5 – Алгано-Великороченская зона; 6 – Пекульнейско-Золотогорская система; 7 – Корякско-Камчатская область; 8 – Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП); 9 – Анадырско-Бристольский вулканический пояс (АБВП); 10 – кайнозойские впадины; 11 – Южно-Анойская и Колучинско-Заливо-Крестовская сuture; 12 – границы блоков в Пекульнейско-Золотогорской системе (блоки: П – Пекульнейский; К – Канчаланский; У – Ушканьегорский; З – Золотогорский)

Глава 3

Чукотский континент

Чукотский континент (террейн) занимает северную часть п-ова Чукотка, протягиваясь к востоку от р. Анюй, а также охватывая значительную часть примыкающего арктического шельфа и ряд островов [Зоненшайн и др., 1990]. Его граница с Пекульнейско-Золотогорской системой перекрыта на всем протяжении образованиями ОЧВП и рыхлыми кайнозойскими отложениями.

Чехол континента изучен весьма неравномерно. Он имеет многоярусное строение с многочисленными хиатусами и представлен отложениями широкого возрастного диапазона – от рифея–венда до мезозоя. Для западной части континента в позднепалеозойской и раннемезозойской части чехла выделяются фации шельфа и континентального подножия, для которых установлены переходы от шельфовых к склоновым фациям, отвечающие понижению склона в западном и южном направлениях [Зоненшайн и др., 1990].

В изученном районе в строении Чукотского континента участвуют три вещественно-структурных комплекса, отражающих различные этапы его развития в период до формирования ОЧВП: 1) *пермь-триасовый карбонатно-терригенный комплекс*; 2) *комплекс позднеюрских–раннемеловых отложений*; 3) *раннемеловой комплекс гранитоидов* (рис. 2).

Пермь-триасовый карбонатно-терригенный комплекс

Отложения этого комплекса весьма сильно деформированы, вплоть до образования изоклинальной складчатости; разбиты многочисленными нарушениями и на отдельных участках интенсивно изменены в экзоконтактных зонах интрузий раннемеловых гранитоидов. Это песчаники, алевролиты и аргиллиты, часто с заметной долей карбоната в цементе, конкрециями сульфидов и локальным обогащением пелитов углестым веществом. В обломочном материале пород доминирует кварцполевошпатовая кластика.

Пермские отложения в районе фаунистически не датированы. По данным геолого-съемочных работ Е.Г.Бордюгова (1973 г.), к ним отнесена толща (250–300 м) переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, выходящая в бассейне р. Прозрачная и выделяемая в качестве позднепермской иультинской свиты. Подстилающие эти отложения породы не известны, а перекрываются они согласно накоплениями раннего триаса. В экзоконтакте раннемеловых гранитоидов эти образования превращены в порфиробластические сланцы с кордиеритом, силлиманитом и гранатом.

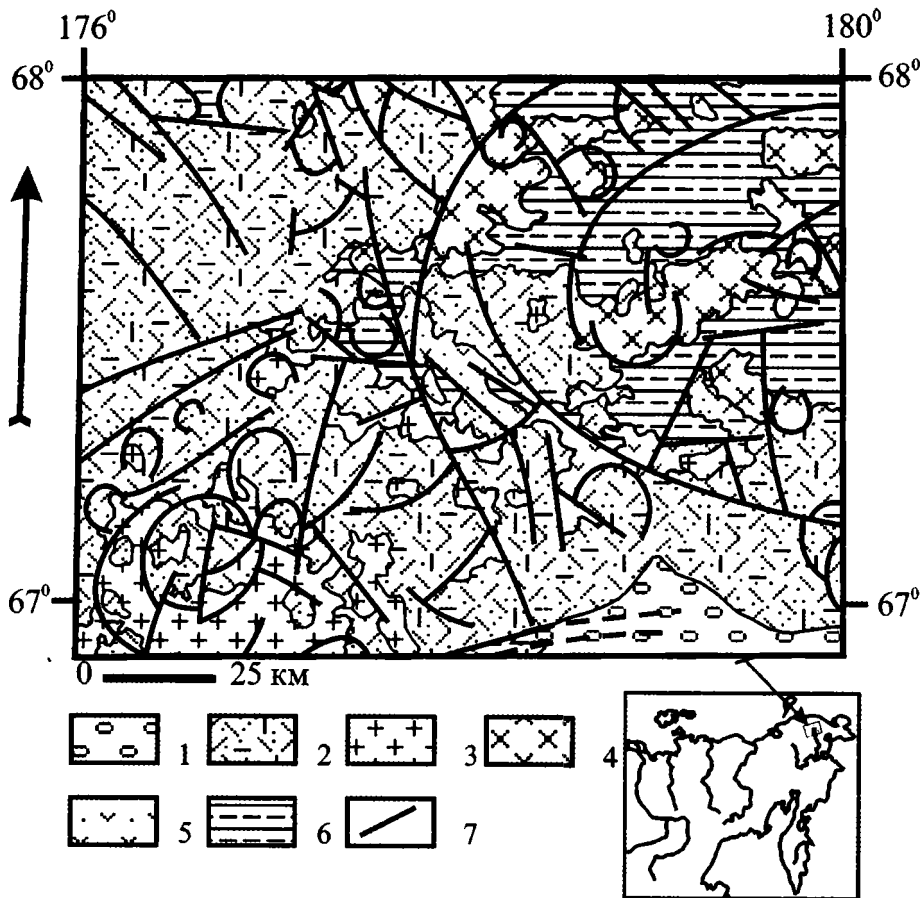


Рис. 2. Схема геологического строения южной части Чукотского континента (составлена с использованием данных Г.И.Богомолова, Е.Г.Бордюгова, В.Г.Желтовского, А.В.Куканова, Е.Е.Петренко, В.К.Садакова, В.И.Чубарова и др.)

1 – рыхлые кайнозойские отложения, нерасчлененные; 2 – средне-позднемеловые комплексы ОЧВП, нерасчлененные; 3 – позднемеловые гранитоиды; 4 – раннемеловые гранитоиды; 5 – позднеюрские–раннемеловые туфотерригенные и вулканогенно-терригенные отложения; 6 – отложения пермско-триасового карбонатно-терригенного комплекса; 7 – разрывные нарушения

В составе триасовых отложений в районе выделяются нерасчлененные нижний и средний отделы (амгуэмская свита – T_{1-2am}), а также карнийский и норийский ярусы. Несмотря на кажущееся однообразие состава – песчаники, алевролиты и аргиллиты, – триасовые отложения об-

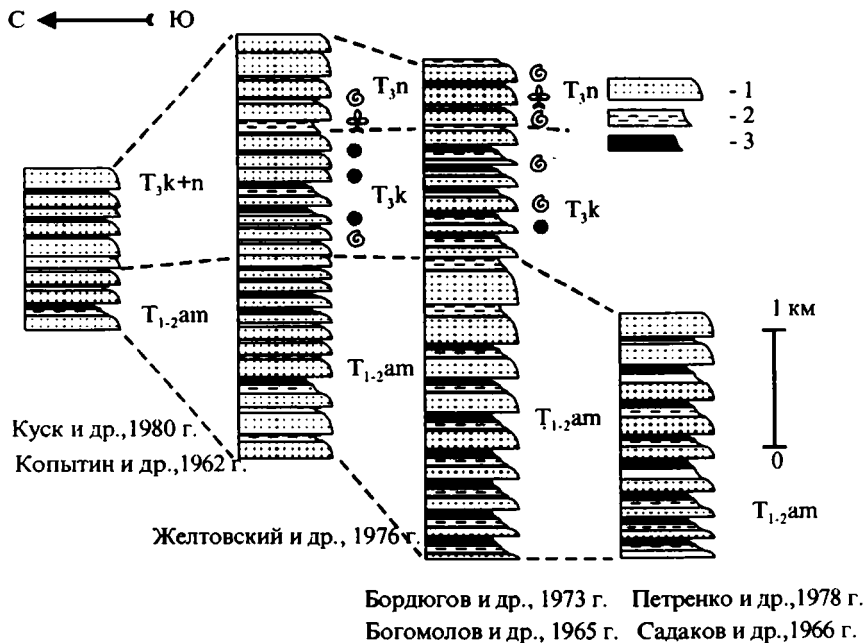


Рис. 3. Схема сопоставления триасовых отложений южной окраины Чукотского континента (с севера на юг).

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты

ладают выраженной фациальной изменчивостью как по латерали, так и по вертикали (рис. 3).

При анализе описаний и материалов геологических съемок Е.Г.Бордюгова (1973 г.), Г.И.Богомолова (1965 г.), Е.Е.Петренко (1978 г.), В.К.Садакова (1967 г.), В.Г.Желтовского (1976 г.) и других геологов, выявляется следующая картина. В истоках левых притоков р.Амгуэма мощность отложений нижнего и среднего триаса достигает 2500 м. По описаниям они обладают отчетливым ритмичным строением, с развитием полных (ABCDE) и неполных (AB, ABC, DCE) циклов Боума. Соответствующие элементы ритмов характеризуются массивными, косо-слоистыми и параллельно-слоистыми текстурами. Отмечаются также следы эрозии в подошве пластов и оползания осадка. В целом, вверх по разрезу увеличивается роль песчаников, возрастают мощности ритмов и происходит их деградация. В верхах разреза встречается оленекская фауна псидоний.

Отложения карния и нория, приуроченные к южной и юго-восточной части поля развития позднего триаса в районе, имеют аналогичное

флишевое строение. Для них также характерны прямая гра́дация, следы оползания осадка и эрозии в подошве пластов и поглубление материала к верхним частям разреза, вплоть до появления мелкогалечных конгломератов. Максимальная мощность этих отложений оценивается в 1500 м. Среди существенно сланцевых пород карния встречаются трубчатые остатки типа *Dentalium*, а также флагрины и галобии. В более грубых песчано-алевритовых отложениях нория встречаются монотисы, образующие иногда скопления обломков, и крупные фрагменты растительности.

К северу и к северо-западу облик отложений карния и нория меняются. При сохранении литологического набора – песчаники, алевролиты, аргиллиты – эти отложения здесь характеризуются сокращением мощностей, широким развитием линзовидной слоистости и знаков ряби. Наряду с этим, отмечаются обильные ходы илоедов и многочисленные органические остатки. В породах карния постоянно присутствуют остатки флагрин, а в нории встречаются скопления монотисов.

Исходя из приведенных особенностей строения разреза (см. рис. 3), можно предположить, что накопление отложений раннего и среднего триаса (в рассматриваемом районе) происходило, в основном, за счет развитых гравитационных потоков типа турбидитов. В это время область седиментации, вероятно, представляла собой подножие или континентальный склон, где происходил рост мощной осадочной призмы. Накопление осадков не было изостатически уравновешено, что приводило к постепенному вертикальному росту призмы, с приближением ее поверхности к кромке шельфа и увеличением вверх по разрезу доли проксимальных фаций.

В отложениях позднего триаса вверх по разрезу и в направлении с юга на север фиксируется смена турбидитов шельфовыми осадками, в которых перенос и осаждение осадочного материала были связаны, в основном, с водными течениями разной интенсивности при снижении скоростей седиментации и высокой биопродуктивности. Подобная зональность отчетливо указывает на понижение континентального склона и проградацию шельфа в южном направлении.

Комплекс позднеюрских–раннемеловых отложений

Накопления позднеюрского–раннемелового возраста, участвующие в строении окраины Чукотского континента, разделены на две части: туфотерригенную и вулканогенно-терригенную. Они вскрываются из-под наложенного Охотско-Чукотского вулканического пояса преимущественно к востоку от истоков р. Танюер, по левым притокам р. Амгуэма.

Время формирования туфотерригенных отложений, по сообщениям Е.Е.Петренко (1978 г.), В.К.Садакова (1967 г.), В.И.Чубарова (1978 г.), судя по многочисленным определениям бухий, заключено в интервале от ранней волги до позднего валанжина – раннего готерива включительно. Кроме этого, на различных интервалах разреза встречаются ос-

татки флоры неокомского и позднеюрского–раннемелового возраста. Основание туфотерригенного разреза нигде не вскрыто. Однако по различиям в степени дислокаций и по характеру обломочного материала предполагается несогласное налегание этих отложений на образования триаса. Видимая мощность отложений увеличивается с севера на юг, достигая в некоторых разрезах 1500 м.

Строение частных разрезов весьма различно. Отмечается незакономерное переслаивание пачек, сложенных песчаниками с редкими линзами ракушнякав, алевролитами и аргиллитами. На отдельных участках, особенно в северных выходах, появляются конгломераты и гравелиты, либо приуроченные к видимому основанию разреза, либо образующие внутриформационные прослои и линзы. Характерной чертой отложений является преобладание кварц-полевошпатовой кластики в нижней половине разреза, с некоторым количеством обломков терригенных пород, и туфогенность верхних горизонтов, датированных поздневаланжинскими бухиями. В этих случаях, по сообщению Е.Е.Петренко (1978 г.) и Е.Г.Бордюгова (1973 г.), отмечается появление прослоев (до 30 м) зернистых туффитов, либо туфогенная примесь в песчаниках, или вулканомиктовый состав обломков в псефитах.

Сходный состав и строение имеют позднеюрско–раннемеловые отложения, развитые восточнее, на простирации рассматриваемой структуры, ближе к заливу Креста. В них, по сообщению А.В. Куканова (1983 г.) и В.И.Плясунова (1976 г.), на валанжинском уровне, либо в верхней части неокомского, также отмечается появление вулканомиктовых конгломератов, гравелитов, туфов и, реже, лав дацитового и среднего–основного состава.

Вулканогенно-терригенный тип отложений, в составе позднеюрско–раннемелового комплекса, в рассматриваемом районе впервые был выделен В.И.Чубаровым (1978 г.), на водоразделе рек Танюрер–Вульвыеем. Им была описана пачка (125 м) переслаивания лав и лавобрекчий андезитового состава, алевролитов и туфопесчаников, содержащих остатки брахиопод, двустворок и устриц. Эта пачка согласно перекрывается толщей (335 м) грубого переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых известняков, для которых характерны увеличение грубости материала вверх по разрезу и смена в этом же направлении морских фаций континентальными. На основании находок иноцерам возраст верхней пачки определялся готеривом, а нижней – условно берриас-валанжином.

В междуречье Танюрер–Вульвыеем автором была установлена сильная фациальная изменчивость этих отложений, линзовидно-прерывистый характер распределения, с быстрым изменением по простирацию их фациального облика. В видимом основании разреза выходит пачка (300–450 м) чередования лав, лавобрекчий и разнообломочных туфов андезитов, андезибазальтов, реже базальтов и андезидацитов. Они расслоены редкими горизонтами (первые метры) песчаников, туфопес-

чаников и алевролитов, иногда сливающимися в более мощные (первые десятки метров) линзы осадочного материала. В песчаниках, как на поверхности, так и внутри пластов, встречаются крупные фрагменты обугленной древесины и листовой флоры, а иногда в верхней части разреза и остатки *Belemnites* gen. indet., *Plagiostoma* sp., *Inoceramus* sp. indet., *Lima* sp. indet., *Tancredia* sp. indet., *Brachiopoda* gen. indet., по заключению К.В.Паракецова, скорее всего, имеющие готеривский возраст.

Выше следует чередование песчаников, туфопесчаников и туфоалевролитов с горизонтами лав, лавобрекчий и туфов андезитов и дацитов. Отмечаются прослои (до 4–5 м) перемытых зернистых и пелитовых пепловых туфов, иногда с текстурами оползания осадка, свидетельствующими о понижении склона в южном направлении. Среди песчаников и туфоалевролитов встречаются остатки двустворок, обломки раковин устриц и призматических слоев иноцерамид. Мощность пачки 70–100 м.

Завершается разрез существенно терригенной пачкой (200–400 м), сложенной незакономерно переслаиваемыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, часто углистыми и известковистыми. Обычна линзовидная слоистость разного масштаба, а также волнистая и диагональная, в том числе, мульдообразная. Анализ текстурных особенностей пород позволяет сделать вывод о перемещении обломочного материала с севера на юг, а в совокупности с данными по строению разреза – о смене в процессе накопления осадков условий мелководной прибрежной части открытого морского бассейна обстановкой речной дельты и быстрого мелеющих заливов.

Время формирования вулканогенно-терригенных отложений в районе было, вероятно, очень коротким и охватывало верхнюю часть валанжина и ранний готерив. Об этом свидетельствует появление следов вулканизма в верхневаланжинских слоях туфотерригенных отложений и исчезновение туфовой примеси в верхней части горизонтов с заведомо готеривской фауной.

При анализе особенностей геохимического состава вулканитов комплекса выявляется их обогащенность крупными литофилами, при относительно низкой величине фракционирования (FeO^*/MgO) для всех разновидностей (табл. 1), и умеренные содержания титана. Использование критерия Ирвина–Барагара [Irvine, Baragar, 1971], позволяет отнести эти породы к вулканитам известково-щелочной серии, а характер соотношения щелочей – к породам калиево-натриевой серии. При анализе на диаграмме, с использованием нормализации на Н-базальт СОХ (рис. 4), базальты и андезитобазальты комплекса обнаруживают значительную обогащенность крупными литофилами (в том числе La и Ce) и P, при выраженных локальных минимумах Ti и Nb, что характерно для надсубдукционных составов типа известково-щелочных [Пирс и др., 1987; Сондерс, Тарни, 1987].

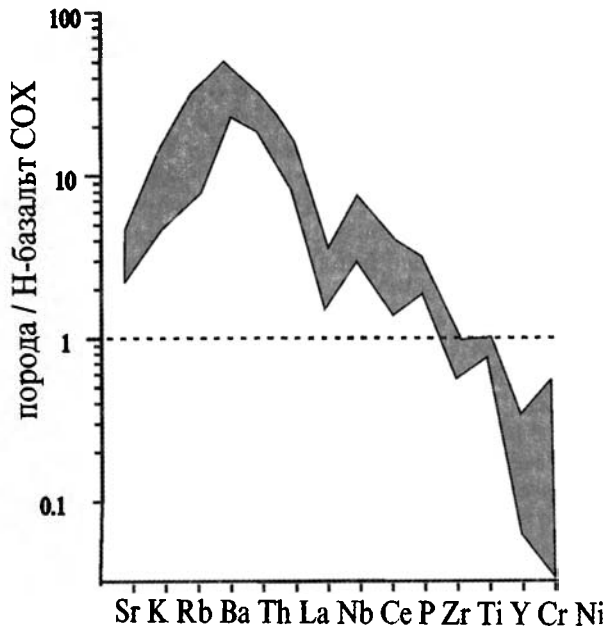


Рис. 4. Нормализованный многоэлементный график для валанжинготеривских базальтов и андезибазальтов южной окраины Чукотского континента

При анализе андезитов была сделана попытка их нормализации, но уже на андезит Галапагосского спредингового центра (рис. 5). Это, с точки зрения автора, как и в традиционной нормализации на Н-базальт СОХ, позволяет проследить поведение элементов, которыми обычно обогащены составы во внутриплитных обстановках (относительно СОХ) и обеднены в надсубдукционных. Действительно, при рассмотрении нормализованных кривых на рис. 5 видно обеднение андезитов Zr, Eu, ТРЗЭ, при ярко выраженном минимуме Nb, что характеризует окисленные надсубдукционные составы.

* Здесь и ниже для нормализации используются следующие значения (в г/т): хондрит – La–0,33; Ce–0,88; Nd–0,6; Sm–0,18; Eu–0,069; Tb–0,047; Yb–0,2; Lu–0,034. Н-базальт СОХ – Rb–1; Ba–12; K–830; Sr–136; Th–0,2; La–3; Ce–10; Nb–2,5; Ta–0,17; P–570; Hf–2,5; Zr–88; Eu–1,2; Ti–8400; Tb–0,71; Y–35; Yb–3,5; Ni–138; Cr–290 [Сондерс, Тарни, 1987]; андезит Галапагос – Sr–258; K₂O–1,49%; Rb–29; Ba–230; Th–5,45; La–30,5; Nb–34; Ta–2; Ce–74; P₂O₅–0,31%; Zr–433; Eu–2,46; TiO₂–1,29%; Tb–1,54; Yb–4,81; Cr–10,3; риодацит Галапагос – Sr–64; K₂O–4,05%; Rb–67; Ba–475; Th–10,6; La–70; Nb–95,2; Ta–5,6; Ce–153; P₂O₅–0,05%; Zr–876; Eu–3,81; TiO₂–0,27%; Tb–3,94; Yb–12,9.

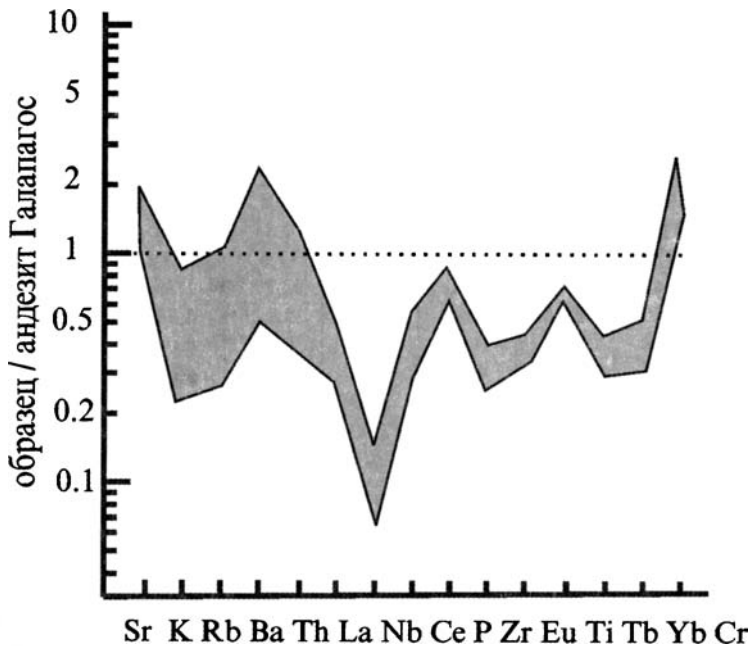


Рис. 5. Нормализованный многоэлементный график для валанжин-готеривских андезитов южной окраины Чукотского континента

Все эти особенности позволяют нам рассматривать вулканы комплекса в качестве производных известково-щелочных магм, генерированных над зоной субдукции. Кроме этого, петро- и геохимические особенности вулкаников сближают их с эффузивами Na и K-Na известково-щелочной серии Андийской окраины [Магматические горные породы..., 1985, 1987]. В сравнении с однотипными вулканиками энсиматических островных дуг, в рассматриваемых породах отчетливо фиксируется контаминирующее влияние сиалического цоколя, выраженное в относительном повышении концентраций Nb и крупных литофилов, однако значительно более низкое, в сравнении с дифференцированными вулканиками внутриплитных построек и континентальных рифтов [Магматические горные породы, 1985, 1987].

К вулканогенно-терригенным отложениям этого возраста автором условно отнесена часть развитых в районе доальбских эффузивов среднего-основного состава, не датированных фаунистически и либо выходящих на простирации описанных отложений, либо прорванных раннемеловыми гранитоидами, либо перекрытых апт-альбскими накоплениями ОЧВП.

Таблица 1. Химический состав валанжин-готеривских вулканитов из истоков р.Танжурер

Компонент	6120	6120/20	6120/30	6120/40	6127	6120/50	6120/10	6127/10
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50,84	58,82	55,94	56,42	56,72	57,00	58,56	50,84
TiO ₂	1,82	1,20	0,86	0,96	0,84	0,98	0,98	0,90
Al ₂ O ₃	17,01	15,60	16,95	16,90	17,60	18,40	17,28	18,05
Fe ₂ O ₃	1,47	4,68	1,10	2,58	2,70	1,36	1,86	4,20
FeO	4,89	5,76	5,66	4,22	4,22	4,54	4,32	4,76
MnO	0,18	0,16	0,15	0,05	0,12	0,08	0,11	0,13
MgO	3,23	5,44	4,34	3,53	3,23	4,01	3,62	4,92
CaO	9,00	5,94	3,78	6,29	6,66	1,98	3,24	6,68
Na ₂ O	3,04	3,62	2,75	2,50	2,69	5,86	6,86	3,17
K ₂ O	0,80	0,88	1,49	1,17	1,32	0,55	0,33	0,80
P ₂ O ₅	0,48	0,40	0,31	0,30	0,21	0,27	0,21	0,18
ппп	6,88	3,54	6,33	4,67	3,22	4,48	2,30	5,00
Сумма	99,69	100,01	99,73	99,68	99,62	99,58	99,75	99,72
SO ₃	0,013	0,036	0,085	0,009	0,009	0,040	0,013	0,018
CO ₂	3,79	0,053	1,95	2,02	0,92	0,64	0,21	1,52
H ₂ O	0,72	0,72	0,77	0,37	0,35	0,70	0,42	0,56
Cr ₂ O ₃	0,0026	0,014	0,0064	0,0078	0,0036	0,0031	0,0028	0,0026
V ₂ O ₅	0,038	0,040	0,056	0,064	0,074	0,064	0,070	0,080
CoO	0,0036	0,0046	0,0033	0,0029	0,0029	0,0036	0,0042	0,0029
NiO	0,0061	0,0097	0,0025	0,0051	0,0002	0,0020	0,0071	0,0005
Rb	18	23	„55	24	32	12	8,1	16
Ba	530	610	480	580	560	430	130	380
Sr	670	590	280	420	480	500	270	550
Y	34	31	24	25	24	21	16	27
Zr	220	210	80	180	170	130	120	180
Nb	15	8,3	8,0	7,8	4,9	2,7	2,7	3,9
Th	6,2	5,0	6,4	4,8	7,0	2,1	3,1	3,9
U	3	25	1,5	1,3	2,1	<1	1,8	1,5
La	(32)	(42)	–	(25)	15	9,1	11	(25)
Ce	(54)	(68)	–	(45)	41	23	25	(32)
Nd	–	–	–	–	21	12	13	–
Sm	–	–	–	–	4,0	2,8	2,9	–
Eu	–	–	–	–	1,1	0,86	0,95	–
Tb	–	–	–	–	0,64	0,51	0,51	–
Yb	–	–	–	–	2,4	1,6	1,5	–
Lu	–	–	–	–	0,36	0,24	0,22	–

Примечание (здесь и далее): (*) – суммарное содержание железа в окисной или закисной форме. Значения La и Ce, указанные в скобках, определялись рентгено-спектральным методом. Значения FeO – в скобках в сумму не входят. Содержания породообразующих окислов (в %) определялись химическим и рентгено-флюорес-

Таблица 1 (окончание)

Компонент	6128/10	6129/20	6128/20	6129/10
	9	10	11	12
SiO ₂	49,66	54,08	55,68	60,92
TiO ₂	1,40	0,86	1,10	1,04
Al ₂ O ₃	19,80	16,03	16,21	15,44
Fe ₂ O ₃	1,62	1,23	1,23	1,23
FeO	5,43	5,43	6,10	5,66
MnO	0,11	0,13	0,16	0,13
MgO	3,13	3,62	3,50	2,68
CaO	9,17	6,38	4,86	2,70
Na ₂ O	3,30	2,38	3,17	5,43
K ₂ O	0,46	1,62	0,99	0,17
P ₂ O ₅	0,53	0,32	0,53	0,33
ппп	5,30	7,94	6,22	3,80
Сумма	100,00	100,08	99,82	99,57
SO ₃	0,30	0,018	0,058	0,045
CO ₂	2,37	4,10	2,37	1,06
H ₂ O	0,62	0,50	0,61	0,52
Cr ₂ O ₃	0,013	0,0048	0,0050	0,0040
V ₂ O ₅	0,070	0,052	0,060	0,032
CoO	0,0046	0,0029	0,0029	0,0025
NiO	0,0005	0,0031	0,0036	0,0020
Rb	7,3	38	25	19
Ba	300	540	530	140
Sr	620	330	540	230
Y	36	26	38	41
Zr	280	190	320	330
Nb	9,0	7,8	11	12
Th	7,5	4,0	5,8	6,8
U	2,2	1,4	2,5	1,6
La	(13)	(29)	(49)	(52)
Ce	(77)	(36)	(81)	(93)
Nd	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-

центным методами; элементы-примеси (в г/т) – рентгено-спектральным и нейтронно-активационным методами (лаборатория ПГО «Укрчерметгеология»; Бронницкая лаборатория ИМГРЭ; ГИН РАН; ГЕОХИ РАН).

В целом, следует отметить, что отделение этих отложений от более молодых образований весьма затруднено, как из-за большого сходства состава вулканитов, так и из-за бедности толщ органическими остатками. Одним из критериев может служить наличие в позднеюрских–неокомовых отложениях морской фауны, тогда как образования Охотско-Чукотского пояса в этом районе формировались в континентальных условиях.

Сходные по возрасту, составу и положению в структуре региона образования развиты вдоль юго-западной окраины Чукотского континента, к северу от р.Большой Анюй. Там они налегают с несогласием на отложения триаса и выделяются в качестве Нутесынской [Наталин, 1984] или Куольпольнейской [Богданов, Тильман, 1990] островодужных серий. Это позволяет предположить генетическое единство позднеюрских–раннемеловых вулканогенно-осадочных образований, развитых в разных частях южной окраины Чукотского континента. Вероятно, они образовывали единый пояс относительно короткого развития, маркировавший активную континентальную окраину и перекрытый позднее на значительном протяжении наложенным Охотско-Чукотским вулканическим поясом.

Раннемеловой комплекс гранитоидов

Эти гранитоиды в пределах Чукотского континента прорывают дислоцированные образования пермско-триасового и позднеюрского – раннемелового возраста. Они слагают различные по размеру массивы округлой или удлиненной овальной формы, обычно осложненные многочисленными апофизами. Подобные тела выходят в ядрах поднятий типа «молодых» гранитных куполов или валов, в ряде случаев значительно усложняя и затушевывая картину более ранней линейной складчатости.

Массивы гранитоидов окружены зональными метаморфическими ореолами, во внутренних зонах которых развиты амфиболиты и порфиробластические сланцы с биотитом и андалузитом, сменяющиеся к внешним частям слабометаморфизованными образованиями. В краевых частях массивов широко проявлены явления гибридизма. В этих случаях в эндоконтакте преобладают диориты и кварцевые диориты, имеющие такситовое и агматитовое строение. К центральным частям массивов диориты сменяются гранодиоритами и аляскитами. Переходы между различными типами пород как постепенные, так и резкие, отражающие в последнем случае многоэтапность формирования массивов.

Геологи, проводившие в районе геолого-съёмочные работы масштаба 1:200 000 и 1:50 000, приходили порой к весьма различным выводам о возрасте и этапности формирования гранитоидов. Обычно здесь выделялись два многофазных комплекса – раннемеловой и позднемеловой. Иногда количество комплексов возрастало до трех: два раннемеловых (начало и конец раннего мела) и один позднемеловой. Если по поводу

позднемелового комплекса гранитоидов разногласий обычно не возникло (он рассматривался в качестве плутонического члена Охотско-Чукотского пояса), то данные по раннемеловым гранитоидам бывали весьма противоречивы. Результаты радиологических определений возраста раннемеловых гранитоидов обнаруживали весьма значительный разброс – от 80 млн лет (данные В.К. Садакова, 1967 г.) до 121–96 млн лет (данные В.Г. Желтовского, 1976 г.).

По-разному понимались соотношения этих гранитоидов с образованиями ОЧВП: от несогласного перекрытия гранитоидов нижними свитами вулканитов пояса до активного контакта со стороны гранитоидов по отношению к наиболее ранним накоплениям ОЧВП. В последнем случае, вероятно, не следует исключать возможность ошибочного отнесения к образованиям Охотско-Чукотского пояса более древних (валанжин-готеривских) вулканогенно-осадочных отложений.

Обломки раннемеловых гранитоидов, так же как и роговики из экзоконтактовых зон, в значительном количестве встречаются в псефитах апт-альбского возраста (ольховская свита, дацитовая толща и их аналоги), которые в данном районе рассматриваются в основании разреза ОЧВП. Эти данные позволяют сделать вывод о становлении раннемеловых гранитоидов в готерив-аптское время, на пике деформаций. В геодинамическом отношении они, судя по всему, являются комплексом – показателем коллизии Чукотского континента, что произошло непосредственно перед формированием Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Изложенный материал позволяет сделать несколько выводов по рассматриваемой части Чукотского континента. 1. В позднепалеозойское – триасовое время Чукотский континент имел в этой части пассивную окраину, включавшую в себя шельф и склон, понижавшийся в южном направлении. 2. В юрское время произошли деформации континентальной окраины, связанные с заложением под нее зоны субдукции. Над этой зоной субдукции с поздней юры начал формироваться островодужный или окраинно-континентальный пояс [Наталин, 1984; Богданов, Тильман, 1990]. В рассмотренной, юго-восточной, части Чукотского континента вулканизм начался только с конца валанжина, что могло быть обусловлено крайне низкими темпами конвергенции в соответствовавшей части границы плит. 3. К середине раннего мела произошло окончательное сближение и столкновение Чукотского континента с блоками, выходящими к югу от него. Результатом этой коллизии были интенсивные деформации чехла континента и становление комплекса коллизионных гранитоидов. Непосредственно после этого и сама окраина континента и коллизионный шов оказались перекрыты Охотско-Чукотским вулканическим поясом.

Глава 4

Пекульнейско-Золотогорская система

Общая характеристика

В современном структурном плане Пекульнейско-Золотогорской системы выделяются субмеридиональный и субширотный отрезки.

Субмеридиональный отрезок системы представлен Пекульнейским сегментом, который отвечает поднятию хребта Пекульней и маркируется соответствующими вещественно-структурными комплексами. В гравитационном поле он выделяется в виде положительной линейной высокоградIENTной аномалии, ограниченной с обеих сторон контрастными минимумами. Западный минимум соответствует Бельской депрессии, а восточный – Танюерской впадине.

Бельская депрессия заполнена мощным комплексом вулканогенно-осадочных отложений позднего мела, вскрытых по обоим ее бортам, а также вулканогенными и терригенными накоплениями палеогена и неогена и рыхлыми четвертичными осадками, мощность которых в центральной части депрессии достигает 400 м (данные А.Е.Махлай, 1981, 1985 гг.).

Кроме этого, в осевой части депрессии установлена цепочка локальных положительных гравитационных и магнитных аномалий, свидетельствующих о наличии здесь не вскрытых тел гипербазитов. Можно предположить, что основанием осадочного чехла Бельской депрессии служит деформированная меланократовая кора, фрагменты которой тектоническим путем были выведены в вышележащие осадочные слои. Возможно, что фрагменты верхней части именно этой коры, тектонически “выплеснуты” на северо-западный борт Пекульнейского сегмента, где вскрываются в районе горы Ворон.

Танюерская впадина расположена между Пекульнейским сегментом и южной частью Канчаланского. Она заполнена мощным комплексом туфотерригенных отложений баррем-альбского и позднемелового возраста, перекрытых покровами палеогеновых вулканитов и чехлом рыхлых кайнозойских осадков. Мощность этих отложений в центральной части впадины оценить весьма сложно, однако у западного борта впадины, в отрогах хребта Пекульней, их суммарная величина для интервала баррем–сенон, достигает 7 км.

В южной части Танюерской впадины выделяется осложняющий элемент в виде антиклинального поднятия гор Карганай. В пределах этого поднятия вскрываются палеогеновые вулканиты и подстилающие их верхнемеловые туфотерригенные отложения. Здесь фиксируется ло-

кальная линейная магнитная аномалия и высокоградиентная аномалия поля силы тяжести, свидетельствующие о присутствии на небольшой глубине пластинообразного тела базит-ультрабазитового состава. В этом случае можно предположить, что основанием осадочного чехла впадины (так же, как и для Бельской депрессии) служит деформированная мафическая кора, фрагменты которой в результате сжатия и коробления были тектонически выведены в вышележащие осадочные слои. Фрагменты подобной коры выходят у западного борта впадины, на восточных склонах хребта Пекульней, в виде пакета бескорневых пластин. Эти пластины интерпретируются как офиолиты [Кайгородцев, 1961] окраинно-морского [Марков и др., 1982] или океанического генезиса, структурно отвечающие аккреционному клину Пекульнейской палеодуги [Морозов, 1992].

Субширотный отрезок Пекульнейско-Золотогорской системы состоит из трех сегментов – Канчаланского, Ушканьегорского и Золотогорского, которые протягиваются с северо-запада на юго-восток, кулисообразно наращивая друг друга. Современное положение этих сегментов вероятно обусловлено правосдвиговыми смещениями, нарушившими первичную цепочку.

Пространственные границы сегментов определяются достаточно четко по различиям структурного рисунка и положению разнозначимых аномалий поля силы тяжести. Ушканьегорскому и Золотогорскому сегментам (так же, как и Пекульнейскому) отвечают высокоградиентные положительные гравияномалии, а швы, вдоль которых происходили их столкновения и сдвиговые перемещения, маркируются контрастными линейными отрицательными аномалиями.

Канчаланский сегмент, в отличие от Пекульнейского, Ушканьегорского и Золотогорского, не имеет яркого выражения в геофизических полях, впрочем, как и сатура отделяющая его от Чукотского континента. Подобная специфика может определяться как различиями в строении фундамента, так и весьма широким развитием в пределах этих двух структурных элементов вулканоплутонических комплексов Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Пекульнейский сегмент

Пекульнейский сегмент охватывает одноименное горное сооружение к северу от левобережья р. Анадырь. Естественным его ограничением на востоке и западе служат Танюерская и Бельская впадины. Южное окончание Пекульнейского сегмента скрыто под чехлом рыхлых отложений. По геофизическим данным, вдоль его южного окончания выделяется Крестовско-Майницкий разлом северо-западного простирания. Он выражен субпараллельными магнитными аномалиями и резкой ступенью поля силы тяжести. К тому же, он обрывает и смещает все нарушения северо-восточного или субмеридионального простирания. Наи-

более вероятной динамикой этого разлома является левый сдвиг. Северное окончание Пекульнейского сегмента перекрыто вулканическими накоплениями ОЧВП, и его положение фиксируется только косвенными методами – характером изменения геофизических полей и сменой структурного рисунка.

Современный структурный план хребта Пекульней во многом определяется протяженными субмеридиональными постсенонскими (скорее всего долгоживущими и обновляемыми) нарушениями (рис. 6, 7), разделяющими хребет на серию полосовидных блоков. Эти нарушения отчетливо выделяются на космо- и аэрофотоснимках как протяженные линейные элементы, выраженные в рельефе уступами, распадками и седловинами. Среди них преобладают взбросы, формирующие клавишный рисунок ступенчатого асимметричного горста, при общей тенденции продольного погружения блоков в северных и южных румбах. Таким образом, наиболее приподнятой является осевая зона центральной части хребта. Наряду с этим, по крайней мере некоторые из этих разломов обладали левосдвиговой компонентой, что привело к значительному изменению соотношений между разными комплексами и к формированию складок волочения с крутопадающими, вплоть до вертикальных, шарнирами.

Вслед за Г.Е.Некрасовым [1978], в чешуйчато-складчатоблоковой структуре хребта автором выделяются три основных комплекса: автохтон, аллохтон и неоавтохтон, хотя они рассматриваются в несколько ином объеме, с определенными изменениями в интерпретации их внутренней структуры и генезиса. Следует также отметить, что понятия “автохтон”, “аллохтон” и “неоавтохтон”, в приложении к современной структуре хребта, весьма условны, так как неоднократное проявление разноориентированных напряжений привело к значительному усложнению структуры, с существенным изменением соотношений между комплексами. В целом, разновозрастные образования хребта Пекульней составляют латеральный и вертикальный ряды ВСК, слагающих деформированный фрагмент позднеюрской–раннемеловой островодужной системы, и перекрывающий его многоярусный неоавтохтон [Морозов, 1992].



Рис. 6. Схема геологического строения хребта Пекульней (составил О.Л. Морозов с использованием данных Г.И.Агальцова, И.Л.Жулановой, В.А.Захарова, А.А.Мануйлова, Г.Е.Некрасова и др.)

1 – континентальные грубообломочные отложения олигоцена–миоцена; 2 – базальты палеоцена–эоцена; 3 – сенонские прибрежно-морские и континентальные угленосные отложения; 4 – туфотерригенные мелководные отложения сеномана–турона; 5 – верхнемеловые кислые вулканиты ОЧВП; 6 – апт?–альбские терригенно-вулканогенные накопления ОЧВП; 7 – флишoidные туфотерригенные отложения готерива?–баррем-альба; 8 – меланж по готеривскому пикрит-базальтовому вулканоплутоническому комплексу и блоки в нем; 9 – раннемеловой кремнисто-терригенно-базальтовый комплекс горы Ворон; 10–13 – позднеюрский–раннемеловой вулканоплутонический (островодужный) комплекс; 10 – вулканогенно-осадочная

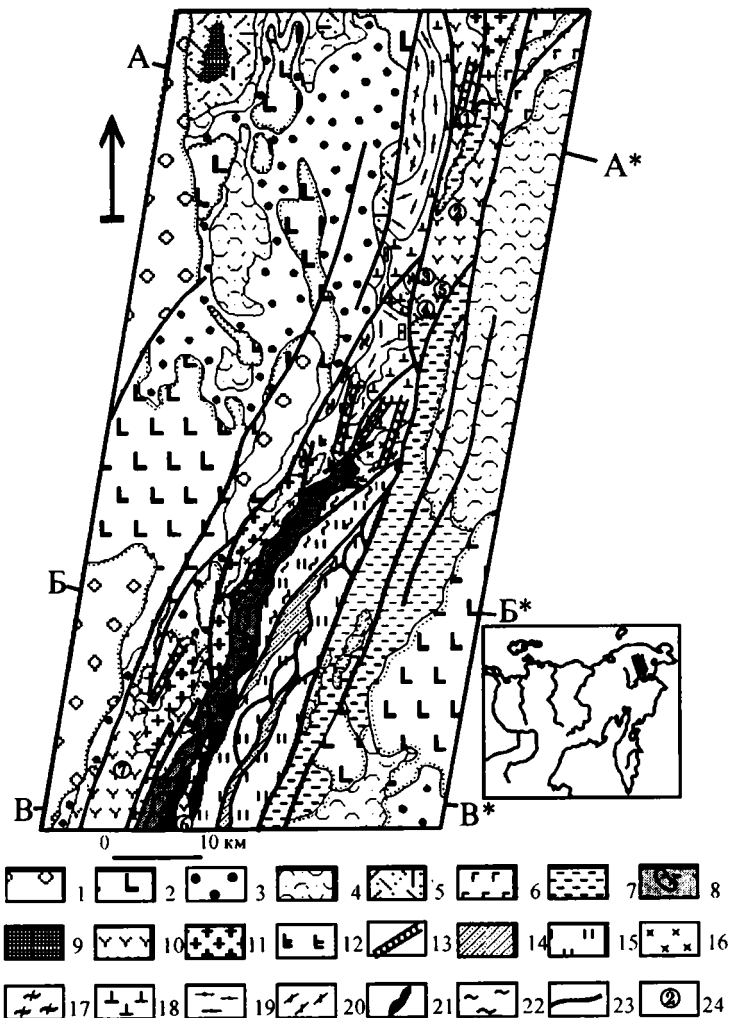


Рис. 6 (окончание)

толща, 11 – плагиограниты, 12 – амфиболовые габброиды, 13 – комплекс сближенных даек пестрого состава; 14 – раннемеловой тектоно-гравитационный микстит; 15 – среднеюрский-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс; 16–20 – комплексы допозднемезозойского гетерогенного основания: 16 – раннемезозойские гранитоиды, 17 – позднепалеозойская метавулканогенно-осадочная толща, 18 – позднепалеозойские (?) расслоенные габброиды, 19 – мигматизированные габбро-нориты и апогаббровые кристаллосланцы (докембрий?), 20 – параамфиболиты (докембрий?); 21 – метаморфогенно-магматический комплекс базит-ультрабазитового состава (докембрий?); 22 – метаморфиты зеленосланцевой фации; 23 – разломы; 24 – участки изучения опорных разрезов и их номера.

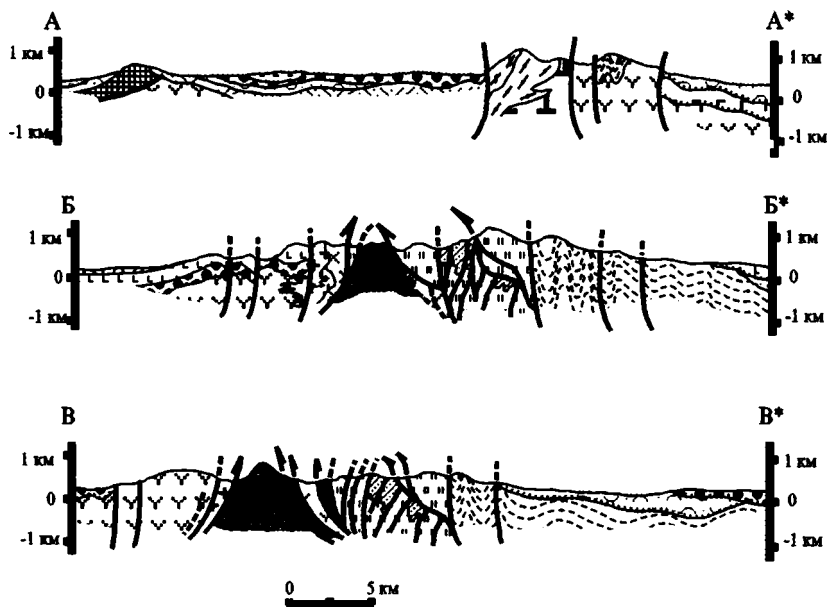


Рис. 7. Профили к схеме геологического строения хребта Пекульней (см. рис. 6)

Характер соотношения выделяемых основных структурных элементов весьма неоднозначен. Значительные различия обнаруживают и внутренняя структура, характер и степень деформаций по отдельным комплексам и блокам. Так, в ряде случаев наблюдается, что автохтонные комплексы тектонически перекрывают аллохтонные, а на неоавтохтонные образования надвинуты пластины аллохтона, и т.п.

Все это свидетельствует не только о многоэтапности проявления напряжений, но и о различиях в характере их приложения к отдельным частям Пекульнейского сегмента. Таким образом, в современной структуре хребта большая часть комплексов находится в перемещенном положении и понятия “автохтон”, “аллохтон” и “неоавтохтон” в значительной степени реконструируемы.

Осевая часть хребта отвечает поднятию палеодуги (автохтон), в объеме которого рассматриваются *позднеюрско-раннемеловой вулканоплутонический островодужный комплекс* и комплексы допозднемезозойского гетерогенного основания: *позднепалеозойский-раннемезозойский вулканоплутонический комплекс (?), докембрийский (?) метабазит-габбровый комплекс*. Как тектонические отторженцы меланократового фундамента автохтона, вероятно, можно рассматривать и *докембрийский (?) метаморфогенно-магматический комплекс базит-ультрабазитового*

состава. К автохтону предположительно отнесен и *готеривский пикрит-базальтовый вулканоплутонический комплекс*.

В составе аллохтона в структуре Пекульнейского сегмента выделяются: *кремнисто-вулканогенный комплекс среднеюрского—раннемелового возраста* и пространственно ассоциирующий с ним *кремнисто-туфотерригенный комплекс раннемелового возраста* (тектоногравитационный микстит).

К аллохтонным элементам, вероятно, относится *кремнисто-терригенно-базальтовый комплекс раннемелового возраста*. Он расположен западнее структур автохтона, на северо-западных отрогах хребта Пекульней (гора Ворон), и повсеместно перекрыт отложениями ОЧВП.

К образованиям многоярусного *неоавтохтона* отнесены различные по генезису накопления, залегающие с выраженным несогласием на деформированных разновозрастных и разноформационных комплексах, пространственно совмещенных в современной структуре хребта, и имеющие преимущественно послеготеривский возраст.

Внутреннее строение автохтона весьма неоднородно (см. рис. 6 и 7).

Комплексы *допозднемезозойского гетерогенного основания* автохтона и породы *позднеюрско-раннемелового островодужного комплекса* слагают протяженные полосовидные блоки с пологими внутренними дислокациями, ограниченные крутопадающими взбросами и надвигами. Эти блоки испытали дифференцированную степень воздымания и осложнены диагональными и поперечными нарушениями. Внутри них иногда наблюдаются и пологие малоамплитудные надвиги, являющиеся, по сути, сколами, сформированными при сдвиговых перемещениях.

В южной половине хребта автохтонные комплексы надвинуты с запада по крутым нарушениям на образования *пикрит-базальтового комплекса* и выходящие вдоль его западной границы мелкие бескорневые пластины аллохтона (см. рис. 6 и 7). В центральной части хребта, в районе р. Правая Бычья, отмечается пологий надвиг (с северным падением) автохтонного блока на *пикрит-базальтовый комплекс* и на сщущенные вдоль его границы пластины аллохтона (рис. 8). Одновременно с этим, на востоке этот же блок граничит по крутопадающему разлому с породами аллохтона и неоавтохтона. Характер складок волочения в породах смежных блоков позволяет сделать вывод о том, что формирование этого надвига связано со смещением блока по левому сдвигу.

Положение *готеривского пикрит-базальтового комплекса* в структуре хребта Пекульней оценивается далеко неоднозначно. Преобладает мнение, что этот комплекс является нижней структурной единицей аллохтона [Марков и др., 1982; Некрасов, Сумин, 1987]. Кроме этого, он рассматривается и как комплекс, выполняющий грабен-синклинали в структуре хребта [Бельий, Гельман, 1988].

В значительной степени противоречивы и оценки положения в структуре и происхождения *метаморфогенно-магматического комплекса базит-ультрабазитового состава*. В его строении принимают уча-

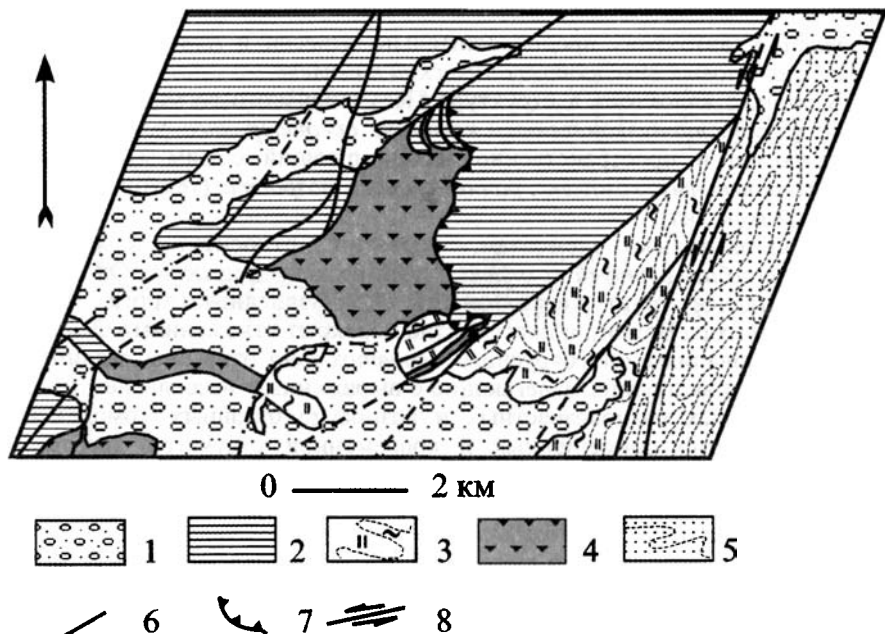


Рис. 8. Структурная схема истоков р. Правая Бычья.

1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – комплексы автохтона нерасчлененные; 3 – зеленосланцевые метаморфиты по кремнисто-вулканогенному комплексу аллохтона; 4 – пикрит-базальтовый комплекс; 5 – неавтохтонные флишеидные отложения готерив(?)–альбского возраста; 6 – крутопадающие разломы; 7 – надвиги; 8 – направления смещения по сдвигам

стие шпинелевые и гранат-шпинелевые клинопироксениты, верлиты, дуниты, амфибол-цоизитовые, часто с гранатом, кристаллосланцы и эклогиты. Они слагают пластинообразные и линзовидные тела сложного зонально-слоистого строения с тектоническими ограничениями, ориентированные субвертикально или круто погружающиеся на восток и приуроченные к восточной границе пикрит-базальтового меланжа (см. рис. 6).

Отличительной чертой этого комплекса, отмеченной всеми исследователями, является сонахождение в его пределах как явно магматических пород (дуниты, верлиты, гранат-шпинелевые клинопироксениты), так и явно метаморфических (кристаллосланцы и эклогиты), а также тесная пространственная ассоциация с телами диафорированных биотит-гранатовых плагиогнейсов. При этом выявлены рвущие соотношения между отдельными группами пород (ксенолиты эклогитов и гранат-амфибол-цоизитовых кристаллосланцев в дунит-верлитовом субстрате) и резкие различия их геохимических характеристик [Некрасов, Ляпунов, 1987]. Для эклогитов определен смешанный состав граната (пи-

роп+альмандин+гроссуляра) [Пинус и др., 1973] и повышенная натровость клинопироксена (с реликтами омфацита) [Некрасов и др., 1988]. Все это свидетельствует о весьма сложной эволюции и полигенетичности комплекса в целом.

Перечисленные особенности определили широкий спектр взглядов на природу комплекса, который рассматривается как гетерогенное образование, в котором совмещены меловые глубинные ультрабазитовые интрузии и преобразованные фрагменты архейских (?) кристаллических комплексов, залегающих на уровне становления этих интрузий и выше [Жуланова, Перцев, 1988 а]; как фундамент аллохтона, в котором совмещены архейские метаморфические и протерозойские магматические породы [Некрасов, Сумин, 1987]; как член позднеюрской–раннемеловой офиолитовой ассоциации [Кайгородцев, 1961а; Паланджян и др., 1982].

Имеющиеся изотопные датировки различных пород комплекса, сделанные Рb-Рb термоизохронным методом по цирконам, заключены, по данным Г.Е.Некрасова и Л.В.Сумина [1987], в широком интервале от 2400 до 1200 млн лет. До подтверждения докембрийских датировок новыми радиологическими данными, полученными с использованием иных разработанных методов, эти цифры, по мнению автора, следует расценивать как предварительные указания на возможный древний возраст образований комплекса.

Помимо перечисленных выше характеристик, проведенные автором исследования и анализ имеющихся материалов позволяют выделить несколько наиболее важных особенностей структурного положения и геологических соотношений комплекса. Прежде всего, наибольшие по площади выходы пород комплекса сосредоточены в среднем течении р. Северный Пекульнейвеем, где его блоки структурно подстилают пластины аллохтонного кремнисто-вулканогенного комплекса среднеюрско-раннемелового возраста (рис. 9). Подобное положение и определяет во многом взгляды о генетическом единстве метаморфогенно-магматического комплекса с кремнисто-вулканогенным. Однако, как видно из рис. 9, с пластинами метаморфогенно-магматического комплекса постоянно пространственно ассоциируют не только блоки диафторированных гнейсов, но и блоки, сложенные позднеюрскими–раннемеловыми вулканогенно-осадочными отложениями островодужного комплекса. Наряду с этим, базиты и ультрабазиты комплекса прорываются гранитоидами и дайками диабазов, сходными по составу с плутоническими членами позднеюрской–раннемеловой островодужной ассоциации. По сообщению В.Е.Стерлиговой (1982), в поздневулканогенных “островодужных” туфогравелитах встречаются минералы, указывающие на размыв пород метаморфогенно-магматического комплекса.

Следует отметить, что весьма специфический состав и строение комплекса, геохимические характеристики слагающих его пород [Некрасов, Ляпунов, 1987], не позволяют рассматривать комплекс в генетическом единстве ни с готеривской пикрит-базальтовой ассоциацией, ни со сред-

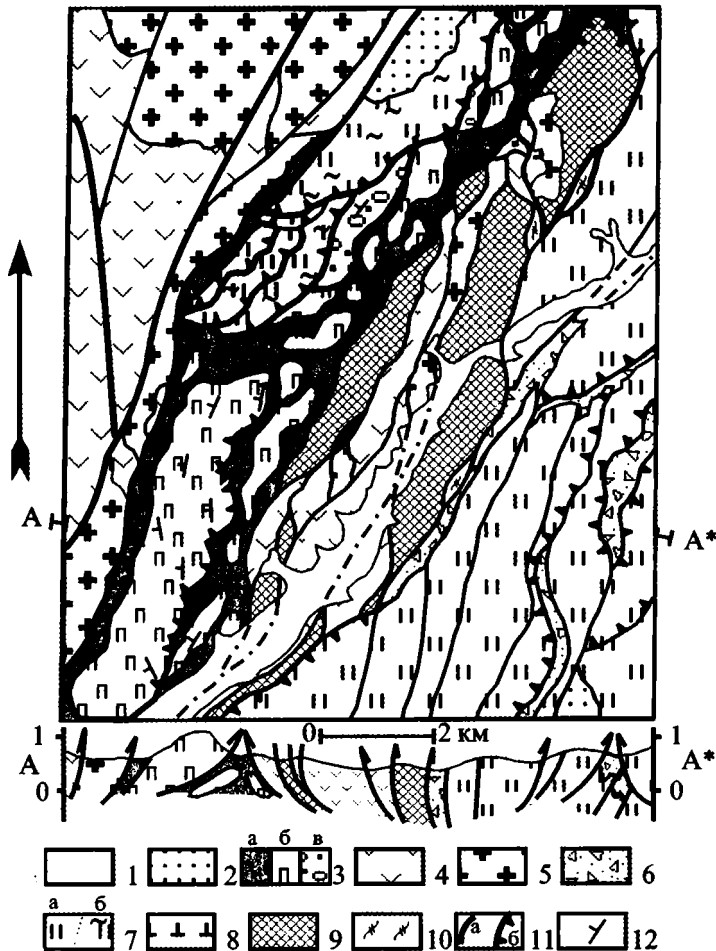


Рис. 9. Схема геологического строения среднего течения р. Северный Пекульнейвеем

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – позднемеловые туфотерригенные отложения (неоавтохтон); 3 – готеривский пикрит-базальтовый комплекс, в том числе: а – меланж по нему; б – вулканиты; в – грубые туфотерригенные отложения; 4 – позднеюрско-раннемеловой островодужный комплекс; 5 – позднеюрско-раннемеловые гранитоиды; 6 – образования раннемелового тектоногравитационного микстита; 7 – среднеюрский – раннемеловой кремнисто-вулканогенный комплекс (а) и поля проявления зеленосланцевого метаморфизма (б); 8 – позднепалеозойские (?) расслоенные габброиды; 9 – базиты и ультрабазиты метаморфогенно-магматического комплекса докембрийского (?) возраста, нерасчлененные; 10 – докембрийские (?) диафторированные гнейсы; 11 – разрывные нарушения: а – крутопадающие; б – надвиги; 12 – ориентировка падения пластов

неюрским–раннемеловым кремнисто-вулканогенным комплексом. Хотя геодинамическая обстановка формирования комплекса в целом и природа взаимосвязи составляющих его образований не ясны, исходя из приведенных особенностей, автор предполагает, что породы комплекса слагают тектонические отторженцы меланократового фундамента автохтона (палеодуги).

Метабазит-габбровый комплекс

Метабазит-габбровый комплекс докембрийского (?) возраста вместе с породами позднепалеозойского–раннемезозойского(?) вулканоплутонического комплекса (вулканогенно-осадочная толща, расслоенные габброиды и гранитоиды) участвует в строении тектонических выступов гетерогенного основания автохтона на северо-западе хребта Пекульней. В составе комплекса выделяются две группы пород, тесно переплетающиеся друг с другом, так что разделение их весьма затруднено.

Первая группа – это мигматизированные амфиболиты, амфибол-гиперстен-куммингтонитовые и амфибол-гиперстен-биотитовые сланцы, образовавшиеся в условиях перехода от амфиболитовой к гранулитовой фации метаморфизма вулканогенно-осадочных отложений существенно базитового состава [Жуланова, Перцев, 1987; Некрасов, Сумин, 1987].

Вторая группа пород представлена апогаббровыми кристаллосланцами, амфиболовыми габбро-норитами, амфибол-клинопироксеновыми и амфиболовыми габбро, обычно насыщенными неосомами, варьирующими по составу от лейкогаббро до амфибол-гиперстеновых тоналитов. В этих случаях породы приобретают облик мигматитов и агматитов.

Существуют три основных взгляда на возраст и происхождение пород метабазит-габбрового комплекса. Согласно точки зрения И.Л.Жулановой [Жуланова, Перцев, 1987], метабазиты представляют собой фрагменты вмещающей рамы палеозойского возраста, а габбро-нориты являются мощной эндоконтактной фацией раннемелового плутона расслоенных габбро островодужного генезиса.

По мнению Г.Е.Некрасова [Некрасов, Сумин, 1987; Некрасов, Ляпунов, 1987], метабазиты, габбро-нориты и расслоенные габброиды представляют собой генетически единый метабазит-габбровый комплекс раннепротерозойского возраста протоокеанического ряда. При этом габбро-нориты также рассматриваются им в качестве краевой фации расслоенных габброидов.

Ряд исследователей рассматривают метабазиты и габбро-нориты, вместе с расслоенными габброидами, в качестве членов офиолитовой ассоциации [Симонов, 1993].

Мнение о генетическом единстве габбро-норитов и расслоенных габброидов основано на тесной пространственной связи этих породных ассоциаций. Вопросы их взаимоотношений, а также петрологии, геохи-

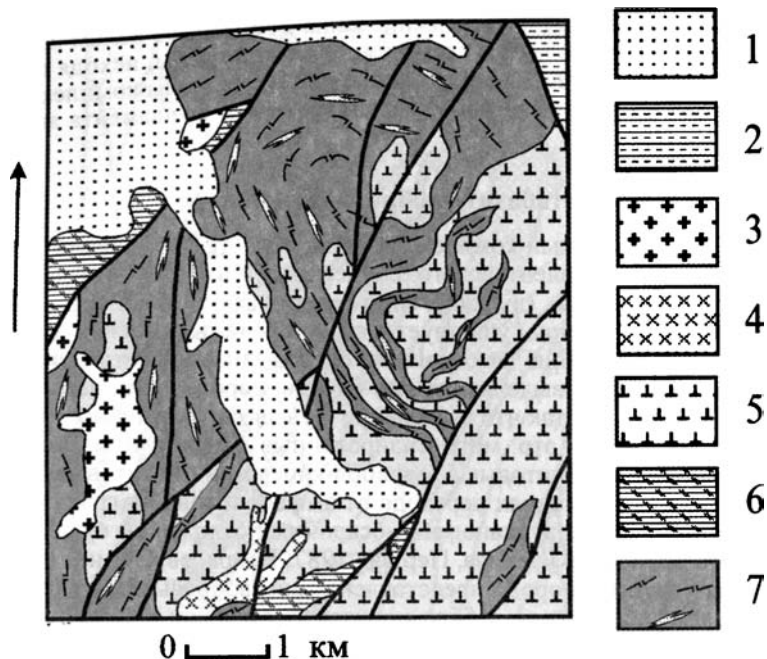


Рис. 10. Геологическая карта района горы Одноглавый

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – готерив-барремские флишоидные отложения; 3 – раннемеловые гранитоиды и габбро-диориты, нерасчлененные; 4 – раннемезозойские гранитоиды; 5 – позднепалеозойские расслоенные габброиды, нерасчлененные; 6 – позднепалеозойская (?) метавулканогенно-осадочная толща; 7 – метагаббро-нориты (докембрий?) и лейкосома в них

мии и изотопии освещены достаточно детально [Жуланова, Перцев, 1987; Марков, Некрасов, 1980, Марков и др., 1982; Некрасов, Сумин, 1987, Некрасов, Ляпунов, 1987], поэтому коротко остановимся лишь на некоторых наиболее важных моментах.

Метабазиты и габбро-нориты не только прорываются породами основной и дополнительных фаз расслоенного комплекса, но и в виде крупных ксенолитов содержатся внутри расслоенных плутонов. Характер этих взаимоотношений хорошо виден на южных склонах горы Одноглавый. Здесь расслоенные габбро образуют мощное “стратифицированное” тело, западный контакт которого осложнен многочисленными апофизами, уходящими на сотни метров от основной камеры в габбро-нориты (рис. 10).

Возникающий таким образом “слоеный пирог” имеет своеобразное

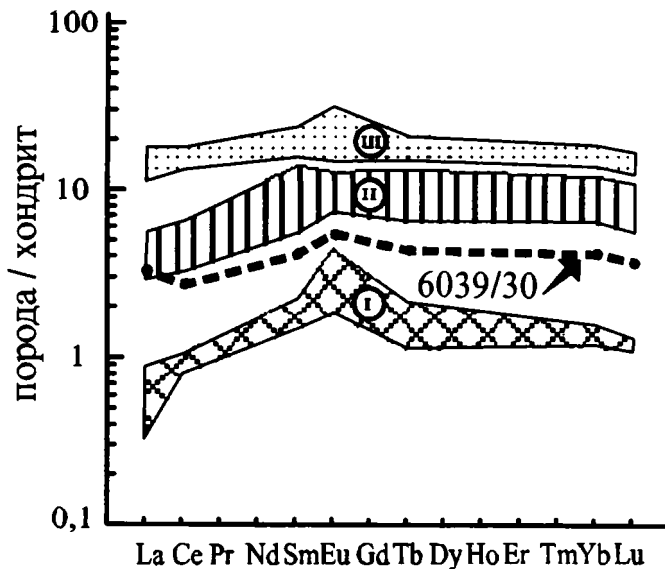


Рис. 11. Спектры распределения РЗЭ в породах метабазит-габбрового комплекса

I–III – по данным Г.Е.Некрасова и С.М.Ляпунова [1987]: I – габбро-нориты восточной зоны, II – габбро-нориты и метагаббро западной зоны, III – метабазиты и амфиболиты; 6039/30 – амфиболовый габбро-норит (гора Одноглавый)

строение. Слой расслоенных габбро (30–50 м) сменяется вверх по разрезу габбро-норитами, образующими примерно такой же по мощности слой. В подошвенной части габбро-нориты несут следы перекристаллизации. В них появляются “гнездовидные” и линейные выделения неосомы лейкогаббрового состава. Выше объем неосомы растет, ее состав меняется в сторону гиперстеновых тоналитов, и в верхних частях габбро-норитового слоя объем неосомы превышает объем палеосомы. К западу, апофизы расслоенных габброидов выклиниваются, и в сплошных обнажениях наблюдаются только габбро-нориты, разделенные на горизонты с различной степенью насыщения неосомой.

Подобная картина может быть объяснена возникновением очагов частичного плавления в габбро-норитах, при внедрении в них расслоенных габбро. Однако это не противоречит модели длительно развивавшегося многофазового плутона, которой придерживается ряд исследователей [Жуланова, Перцев, 1987]. Отсюда возникает необходимость поиска иных критериев для разделения метабазитов и габбро-норитов, с одной стороны, и расслоенных габброидов с другой.

Как видно из рис. 11, на котором приведены данные Г.Е.Некрасова и С.М.Ляпунова [1987] и автора (табл. 2), характер распределения РЗЭ в

породах метабазит-габбрового комплекса однотипен. Наименьшими абсолютными концентрациями РЗЭ обладают габбро-нориты, встречающиеся в виде включений (крупных ксенолитов) в восточной части расслоенных

Таблица 2. Химический состав пород метабазит-габбрового комплекса докембрийского (?) возраста хребта Пекульней

Компонент	6039/30	1325/60	1325/70	1325/10	1325/80	1325/20	1325/30	1325/40
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47,52	45,70	46,92	49,36	51,89	52,80	65,28	75,26
TiO ₂	0,64	0,88	0,48	0,82	1,04	0,84	0,52	0,34
Al ₂ O ₃	18,39	18,31	17,82	16,44	21,90	23,40	17,48	13,28
Fe ₂ O ₃	4,17	3,90	3,26	3,00	3,99	2,99	1,94	0,91
FeO	5,69	7,02	6,08	7,72	3,54	4,21	3,04	1,17
MnO	0,23	0,19	0,19	0,27	0,20	0,20	0,12	0,052
MgO	7,74	8,03	10,07	8,23	3,27	2,54	1,78	0,53
CaO	12,58	12,24	11,92	9,91	8,98	7,95	5,26	5,00
Na ₂ O	1,43	1,53	0,96	1,89	3,50	3,43	3,08	2,98
K ₂ O	0,05	0,11	0,08	0,14	0,14	0,08	0,15	0,17
P ₂ O ₅	0,066	0,11	0,044	0,40	0,28	0,20	0,14	0,51
ппп	1,33	1,50	1,81	1,84	0,79	1,03	0,78	0,25
Сумма	99,90	99,53	99,72	99,76	99,56	99,70	99,62	100,01
SO ₃	0,26	0,14	0,036	0,054	0,063	0,054	0,027	0,11
CO ₂	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,04	0,04	<0,01
Cr ₂ O ₃	0,013	0,011	0,018	0,011	0,0033	0,0021	0,0025	0,0022
V ₂ O ₅	0,048	0,091	0,072	0,071	0,042	0,028	0,046	0,024
CoO	0,0025	0,0047	0,0049	0,0034	0,0015	0,0015	0,0011	0,0013
NiO	0,0029	0,0048	0,0048	0,0037	0,0028	0,0018	0,0023	0,0015
Rb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	11	18	10	24	55	46	41	58
Sr	360	430	260	290	600	700	510	370
Y	9,1	18	17	38	13	4,7	5,6	24
Zr	<5	32	19	24	7	<5	66	130
Nb	1,1	1,0	<1	≤1	1,2	1,1	1,2	1,8
La	1,1	-	-	-	-	-	-	-
Ce	2,6	-	-	-	-	-	-	-
Sm	0,79	-	-	-	-	-	-	-
Eu	0,46	-	-	-	-	-	-	-
Tb	0,21	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0,77	-	-	-	-	-	-	-
Lu	0,12	-	-	-	-	-	-	-
Ta	0,11	-	-	-	-	-	-	-
Cr	83	-	-	-	-	-	-	-
Sc	64	-	-	-	-	-	-	-
Co	40	-	-	-	-	-	-	-
Hf	2,0	-	-	-	-	-	-	-

Примечание: № пп: 1–4 – амфиболовые габбро-нориты и метагаббро (меланосома); 5–8 – лейкосома; 5, 6 – лейкогаббро, 7 – тоналит, 8 – лейкоплаггиогранит.

габброидов. Для них характерно обеднение ЛРЗЭ ($La/Yb=0,5$)_N и резко выраженный Eu-максимум, что, возможно, свидетельствует о кумуляции плагиоклаза.

В амфиболовых габбро-норитах и метагаббро западной части массива рисунок спектров РЗЭ сохраняется с обеднением элементами Се-группы ($La/Yb=0,5-0,86$)_N, однако при более высоких абсолютных концентрациях РЗЭ. Это позволяет рассматривать обе группы пород в едином ряду дифференциации толеит-базальтового расплава с последовательным равномерным накоплением в процессе эволюции всех РЗЭ и закономерным снижением доли Eu в дифференциатах. Метабазиты в этом ряду занимают крайнее положение, обладая максимальными содержаниями РЗЭ, при некотором увеличении доли La и Ce ($La/Yb=1$)_N, что хорошо согласуется с представлениями об их образовании за счет эффузивов.

Таким образом, метабазит-габбровый комплекс можно рассматривать как единую вулканоплутоническую ассоциацию пород, испытавших неоднократный и весьма неравномерно проявленный метаморфизм. При сравнении микроэлементных характеристик пород метабазит-габбрового комплекса (см. табл. 2) с габброидами офиолитовых ассоциаций [Магматические горные породы ..., 1985, 1987], для которых предполагается океаническое происхождение, а также с габброидами внутриплитных плутонов, выявляются серьезные различия в концентрациях Sr, Ba, Zr, Nb, Y, Ti. По соотношениям и уровню содержаний этих элементов метабазиты и габбро-нориты наиболее хорошо сопоставляются с истощенными толеитами островных дуг.

Главным же и самым серьезным отличием этих пород от позднепалеозойских расслоенных габброидов является характер распределения РЗЭ. При сравнительном анализе выясняется, что расслоенные габброиды отчетливо обогащены легкими лантаноидами ($La/Yb=1,1-4,8$)_N, в отличие от метабазитов и габбро-норитов ($La/Yb=0,5-1$)_N, а это явно не согласуется с моделью единого многофазного плутона с мощной краевой группой и указывает на различия их источников.

Среди комплексов, слагающих выступы гетерогенного основания автохтона, метабазит-габбровый является наиболее древним. Он прорывается не только расслоенными габброидами позднепалеозойского(?) возраста, но и раннемезозойскими гранитоидами, а также пестрыми по составу дайками, гранитами и габбро позднейорского-раннемелового островодужного вулканоплутонического комплекса.

На основании опубликованных Г.Е.Некрасовым и Л.В.Суминым [1987] определений возраста цирконов из пород комплекса, сделанных Рb-Рb термоизохронным методом и составляющих от 2900 до 1450 млн лет, возраст метабазит-габбрового комплекса принимается докембрийским. На основании имеющихся данных, невозможно однозначно определить геодинамическую обстановку его формирования. Однако можно заключить, что, по крайней мере, с позднего палеозоя, метабазит-габбровый комплекс входил в состав коры Пекульнейского сегмента.

Позднепалеозойский–раннемезозойский вулканоплутонический комплекс

В этот комплекс условно объединены три вещественные ассоциации: позднепалеозойские расслоенные габброиды; позднепалеозойская метавулканогенно-осадочная толща и раннемезозойские гранитоиды. Все эти породы в тесной пространственной взаимосвязи участвуют в строении выступов основания автохтона и, вероятно, имеют и генетические связи.

Позднепалеозойские расслоенные габброиды представлены широкой гаммой пород, образующих ряд: плагиоклазовый перидотит, мелано-, мезо- и лейкократовый троктолит, амфибол-оливиновый габбро-норит, габбро-анортозит и амфиболовое лейкогаббро. Отличительной их чертой является присутствие практически во всех разностях магматической роговой обманки и оливина. Некоторое исключение составляют только ритмично расслоенные породы краевой фации, в которых оливин встречается преимущественно в меланократовых прослоях.

Расслоенные габброиды прорывают образования метабазит-габбрового комплекса и позднепалеозойскую метавулканогенно-осадочную толщу и, в свою очередь, рвутся раннемезозойскими гранитоидами и позднеюрскими–раннемеловыми габбро, гранитами и дайками пестрого состава, входящими в состав островодужного вулканоплутонического комплекса.

Породы, слагающие основной объем расслоенных габбровых плутонов, характеризуются наличием нормальной кумулятивной слоистости (параллельной, косой, волнистой) с субгоризонтальной или пологонаклонной ориентировкой и закономерной сменой вверх по разрезу плагиоклазовых перидотитов, троктолитов и габбро-анортозитов амфиболовыми лейкогаббро и габбро-пегматитами. Породы краевой фации характеризуются тонкой незакономерной расслоенностью с субвертикальной ориентировкой и обычно безоливиновыми парагенезисами в лейко- и мезократовых разностях. Породы мелких сателлитов и дополнительных фаз слагают дайки и штоки, прорывающие как образования рамы, так и ранее кристаллизовавшиеся породы расслоенного комплекса. В этом случае образуются сложно ветвящиеся тела неопределенной конфигурации. Внутренняя расслоенность в этих телах может присутствовать, но выражена, как правило, плохо.

Породы расслоенного комплекса характеризуются повышенными (табл. 3) содержаниями Ba, Sr (от 180 г/т в плагиоклазовых перидотитах до 730–910 г/т в лейкогаббро и габбро-анортозитах), низкими концентрациями Ti, Zr и исчезающе малыми – Nb.

Спектры распределения РЗЭ (рис. 12) обладают такой характерной чертой, как обогащение легкими лантаноидами, особенно La ($La_N/Yb_N = 1,1-4,8$; $La_N/Ce_N = 1,05-2,05$). Подобное распределение РЗЭ может быть объяснено либо образованием исходного расплава при плавлении неистощенного или слабо обогащенного мантийного субстрата (однако это

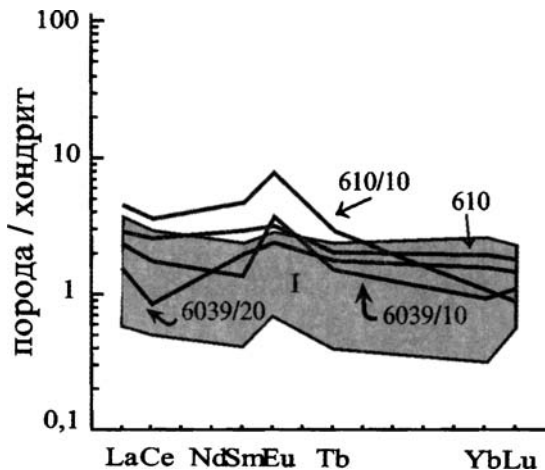


Рис. 12. Распределение РЗЭ в габброидах позднепалеозойского расслоенного комплекса

I – по данным Г.Е.Некрасова и С.М.Ляпунова [1987]; обр. 610 – полевошпатовый перидотит; обр.610/10 – габбро-анортозит (правобережье р. Северный Пекульнейвем); 6039/10 – анортозит (гора Одноглавый); 6039/20 – оливин-амфиболовый габбронорит (гора Одноглавый)

му противоречат крайне низкие содержания Ti, Nb и Zr), либо плавлением гидратированного и ранее истощенного мантийного субстрата, дополнительно метасоматически обогащенного наиболее подвижными элементами (Ba, Sr, La, Ce).

Последние условия, реализация которых возможна над зоной субдукции, оказываются более предпочтительными для объяснения состава пород расслоенного комплекса. Так, по оценкам А.Д.Сондерса Дж.Тарни [1987] и Дж.А.Пирса с соавторами [1987], при дегидратации субдуцированной плиты из нее в составе надкритической флюидной фазы выносятся наиболее подвижные элементы, в частности, – такие, как Ba, Sr, La, Ce, обогащающие надсубдукционный мантийный клин.

Одновременно с этим, гидратированные условия плавления, при высоком парциальном давлении H_2O и O_2 , приводят, с одной стороны, к удержанию в исходном субстрате таких элементов, как Nb, Ti, Zr [Сондерс, Тарни, 1987], а с другой – к смещению состава выплавки в сторону лейкократовости. Соответственно, такие особенности состава пород расслоенного комплекса, как высокая глиноземистость (лейкократовость), постоянное присутствие водосодержащих минеральных фаз (роговая обманка), повышенные содержания Ba, Sr и относительный избыток ЛРЗЭ, весьма низкие концентрации Ti, Nb, Zr, Ta, Hf – позволяют рассматривать их в качестве глубинных аналогов высокоглиноземистых базальтов островных дуг.

Таблица 3. Химический состав позднепалеозойских расслоенных габброидов хребта Пекульней

Компонент	610	610/10	6039/20	6039/10	6039	716
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	37,037	46,282	45,50	43,88	46,62	39,016
TiO ₂	0,499	0,199	0,20	0,084	0,25	0,149
Al ₂ O ₃	8,836	25,672	17,25	30,59	16,72	8,238
Fe ₂ O ₃	20,225*	4,676*	1,51	0,66	1,60	15,890*
FeO	–	–	5,38	2,78	5,38	–
MnO	0,260	0,080	0,14	0,058	0,15	0,222
MgO	23,038	4,925	12,64	4,23	12,51	24,922
CaO	4,869	14,885	15,07	15,27	14,17	5,285
Na ₂ O	0,540	1,560	0,48	0,74	0,59	0,380
K ₂ O	0,130	0,250	0,02	0,05	0,05	0,070
P ₂ O ₅	0,047	0,031	0,037	0,032	0,037	0,038
ппп	4,510	1,440	1,38	1,39	1,55	5,290
Сумма	99,992	100,00	99,70	99,77	99,72	99,500
SO ₃	0,05	0,10	0,22	0,16	0,26	0,03
CO ₂	0,22	0,55	0,07	0,04	0,04	–
H ₂ O ⁻	–	–	–	–	–	0,20
FeO	11,66	3,12	–	–	–	–
Cr ₂ O ₃	–	–	0,052	0,0047	0,054	–
V ₂ O ₅	–	–	0,030	0,006	0,030	–
CoO	–	–	0,0053	0,0022	0,0051	–
NiO	–	–	0,0066	0,0048	0,0104	–
Rb	<10	3,0	<1	<1	≤1	≤1
Ba	1	55	8	17	10	<10
Sr	180	470	200	380	180	210
Y	<10	13	4,6	3,1	6,5	4,5
Zr	20	20	12	<5	10	<5
Nb	≤1	≤1	<1	≤1	≤1	<1
La	0,90	1,5	0,54	0,76	–	–
Ce	2,3	3,2	0,70	1,4	–	–
Sm	0,50	0,88	0,33	0,25	–	–
Eu	0,19	0,50	0,16	0,20	–	–
Tb	0,091	0,14	0,086	0,082	–	–
Yb	0,36	0,19	0,31	0,14	–	–
Lu	0,057	0,22	0,051	0,027	–	–
Ta	<0,04	0,08	<0,04	0,01	–	–
Cr	2200	230	360	25	–	–
Sc	15	19	69	9,9	–	–
Co	140	26	58	23	–	–
Hf	<0,4	0,50	<1	<0,4	–	–

Таблица 3 (окончание)

Компо- ненты	723/10	741	718/10	916/10	723	716/10
	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	47,481	45,049	43,472	44,691	44,454	43,878
TiO ₂	0,545	0,421	0,876	0,482	0,974	0,380
Al ₂ O ₃	22,475	23,063	26,193	26,418	15,966	17,623
Fe ₂ O ₃	7,188*	6,690*	7,566*	7,472*	12,761*	8,393*
FeO	—	—	—	—	—	—
MnO	0,114	0,103	0,088	0,065	0,196	0,129
MgO	4,920	7,100	5,134	3,755	11,249	12,721
CaO	12,535	13,896	12,338	12,471	11,014	12,747
Na ₂ O	2,480	1,460	2,160	2,480	1,620	1,190
K ₂ O	0,400	0,160	0,430	0,480	0,150	0,140
P ₂ O ₅	0,093	0,038	0,099	0,113	0,096	0,033
ппп	1,270	1,500	1,520	1,830	1,020	2,570
Сумма	99,500	99,500	99,876	100,258	99,500	99,804
SO ₃	0,09	0,16	0,08	0,05	0,13	0,10
CO ₂	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,14	0,12	0,24	0,20	0,20	0,14
FeO	4,60	4,39	5,28	3,90	7,92	6,09
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—
Rb	1,0	3,1	5,3	<10	1,0	1,2
Ba	28	64	1200	30	2,25	17
Sr	450	910	960	730	250	530
Y	7,0	10	5,4	<10	16	7,4
Zr	10	21	10	10	24	<5
Nb	≤1	1,1	≤1	≤1	≤1	≤1
La	—	—	—	—	—	—
Ce	—	—	—	—	—	—
Sm	—	—	—	—	—	—
Eu	—	—	—	—	—	—
Tb	—	—	—	—	—	—
Yb	—	—	—	—	—	—
Lu	—	—	—	—	—	—
Ta	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—
Sc	—	—	—	—	—	—
Co	—	—	—	—	—	—
Hf	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1, 2 – массив руч. Двойной; 3–12 – Северо-Пекульнейский массив (3–5 – центральная часть; 6–12 – краевая часть)

Имеющиеся на сегодняшний день изотопные датировки цирконов из пород расслоенного комплекса, сделанные Pb-Pb термоизохронным методом, составляют, по данным Г.Е.Некрасова и Л.В.Сумина [1987] от 2400 до 1450 млн лет, что, по мнению автора, не соответствует возрасту пород, так как не согласуется с геологическими данными. В ряде мест отмечаются активные контакты расслоенных габброидов с метавулканогенно-осадочными отложениями позднепалеозойского возраста (?), которые, хотя и не датированы в пределах хребта Пекульней, однако по своему составу и характеру преобразований хорошо сопоставляются с фаунистически охарактеризованными позднепалеозойскими отложениями Канчаланского сегмента.

Подобные соотношения наблюдались в междуречье Левый Янранай – Моховая, где в экзоконтакте расслоенных габброидов встречены биотит-гранатовые плагиогнейсы с роговиковой структурой, а также амфиболовые роговики и высокотемпературные роговики по песчаникам. Сходная картина отмечалась и в северной части хребта, к западу от озера Щель, где в тектоническом блоке, сложенном позднепалеозойскими (?) гранат-кордиерит-биотитовыми роговиками и линзовидно-полосчатыми биотит-графитовыми (с олигоклазом и кордиеритом) сланцами с роговиковой структурой, встречено секущее тело среднерзностных роговообманковых габбро, аналогичных габбро верхней части расслоенного комплекса. Верхний возрастной предел расслоенных габброидов ограничен активным по отношению к ним контактом со стороны раннемезозойских гранитоидов. Перечисленные данные позволяют оценить возраст расслоенных габбро как позднепалеозойский.

Позднепалеозойская метавулканогенно-осадочная толща имеет весьма незначительные по площади выходы в пределах хребта Пекульней, где ее образования участвуют в строении выступов основания автохтона как на севере, так и на юге хребта. Породы толщи испытали крайне неравномерные динамотермальные преобразования. В пределах небольших по размеру клиньев среди расслоенных габброидов они превращены в графит-гранат-биотитовые (иногда с кордиеритом) метаморфические сланцы и гранат-биотитовые, гранат-кордиерит-двуслюдяные плагиогнейсы. Фрагменты толщи, выходящие на периферии блоков, представлены переслаиванием вулканомиктовых, туфогенных и кварцполевошпатовых песчаников, гравелитов, алевролитов и аргиллитов, часто известковистых и углистых, туфов основного, среднего и кислого состава, порфириидов и порфиритоидов, а также карбонатных пород. По мере приближения к экзоконтакту раннемезозойских гранитоидов или позднепалеозойских габброидов, эти породы также претерпевают изменения от слабого ороговикования, рассланцевания и аргиллизации до полной перекристаллизации с образованием олигоклаз-двуслюдяных, андалузит-кордиеритовых и других роговиков, разнообразных скарнов, а также графит-гранат-биотитовых, иногда с кордиеритом и хлоритоидом, метаморфических сланцев. Перекристаллизация пород не только

сопровождается образованием порфиробластических и сплошных мозаичных структур, но часто носит пятнистый и послойный избирательный характер. При этом даже в наиболее высокометаморфизованных частях толщи обычно сохраняются реликты исходных текстур и структур.

Основание толщи нигде не вскрыто, а максимальная видимая мощность по левобережью ручья Олень составляет 550–750 м.

Возраст метавулканогенно-осадочной толщи в пределах хребта Пекульней фаунистически не подтвержден и считается позднепалеозойским на следующих основаниях: 1) в псеффитах берриас-валанжинского возраста остроугольного комплекса встречается большое количество обломков пород, аналогичных по составу породам толщи – это разнообразные роговики, в том числе и по вулканитам пестрого состава; плаггиогнейсы, иногда диафторированные и с гранатом, и разнообразные графитовые сланцы, часто с андалузитом, кордиеритом или гранатом; 2) наблюдаются активные контакты и ороговикование пород толщи со стороны раннемезозойских гранитоидов и позднеюрско-раннемеловых даек пестрого состава; 3) по своим литологическим особенностям и характеру преобразований толща сопоставляется с фаунистически датированными вулканогенно-осадочными отложениями позднего палеозоя Канчаланского сегмента.

В вопросе воссоздания обстановки формирования толщи достаточно много неясного, однако обилие пирокластических пород и дифференцированный характер вулканитов, а также смешанный карбонатно-терригенный мелководный характер седиментации позволяют предположить ее остроугольный генезис.

Раннемезозойские гранитоиды сравнительно широко распространены в пределах хребта Пекульней. Они образуют сложно дифференцированные интрузии среди пород основания автохтона и слагают отдельные тела, либо имеющие тектонические ограничения, либо выступающие в роли рамы для раннемеловых плаггиогранитов (см. рис. 6). В эндоконтактах гранитоиды иногда приобретают порфирировидный облик и содержат большое количество ксенолитов перекристаллизованных габброидов, амфиболитов и разнообразных метаморфических пород, местами вытянутых в длинные субпараллельные полосы, как в зонах гранитизации, и ориентированных вдоль контакта. В непосредственной близости от раннемезозойских гранитоидов в расслоенных габброидах наблюдается ороговикование с грануляцией роговой обманки и плаггиоклаза и отчетливая перекристаллизация, часто сопровождающаяся рассланцеванием. Верхнепалеозойские отложения в экзоконтакте гранитоидов интенсивно ороговикуются и скарнированы.

В строении тел раннемезозойских гранитоидов принимают участие роговообманковые и биотит-роговообманковые габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, кварцевые монцониты, гранодиориты и плаггиограниты, сложно сочетающиеся друг с другом.

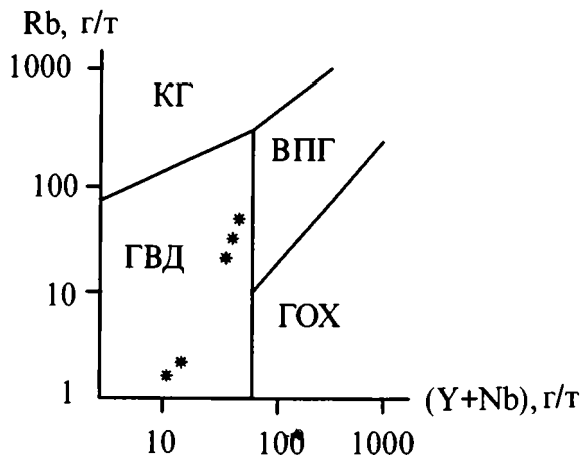


Рис. 13. Дискриминационная диаграмма Дж.Пирса [Pearce et al., 1984] для раннемезозойских гранитоидов

ГВД – гранитоиды вулканических дуг; ГОХ – гранитоиды океанических хребтов; КГ – коллизионные гранитоиды; ВПГ – внутриплитные гранитоиды

В петрохимическом отношении (табл. 4) это породы нормального и субщелочного ряда, калиево-натриевой и натриевой специализации, высоко- и весьма высокоглиноземистые. По содержанию петрогенных окислов и микроэлементов породы комплекса наиболее хорошо сопоставляются с гранитоидами андезитового ряда [Кузьмин, 1985], которые характерны для островных дуг. Это, в свою очередь, подтверждается положением фигуративных точек составов раннемезозойских гранитоидов на дискриминантной диаграмме Дж. Пирса [Pearce et al., 1984] (рис. 13), где они отчетливо локализуются в пределах поля гранитоидов вулканических дуг.

Радиологический возраст гранитоидов, определенный К-Аг методом в лаборатории абсолютного возраста ГНПП “Аэрогеология”, заключен в интервале от 226 до 195 ± 6 млн лет (табл. 5). Эти данные позволяют предварительно оценить возраст гранитоидов комплекса как раннемезозойский, тем более, что они прорываются многочисленными дайками пестрого состава и плагиогранитами позднеюрского–раннемелового возраста, а в псеффитах берриаса–валанжина в изобилии содержатся обломки кварцевых диоритов, гранодиоритов и других пород, аналогичных по составу породам комплекса. Однако, учитывая возможность “омоложения” радиологических возрастов, нельзя исключать и более древний, быть может, позднепалеозойский, возраст гранитоидов.

Таблица 4. Химический состав раннемезозойских гранитоидов хребта Пекульней

Компонент	705/10	705/20	703	630	705/30	632/20	632/10
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,828	56,605	62,671	66,281	70,412	70,500	76,135
TiO ₂	1,563	1,078	0,825	0,531	0,254	0,351	0,198
Al ₂ O ₃	18,837	18,337	15,862	14,635	12,983	12,914	12,984
Fe ₂ O ₃	10,287*	8,381*	5,576*	0,97	2,888*	1,42	1,63
FeO	—	—	—	3,55	—	2,34	1,63
MnO	0,173	0,150	0,124	0,130	0,222	0,070	0,210
MgO	3,254	2,787	2,297	1,037	0,370	0,888	0,188
CaO	7,809	6,000	4,355	1,903	3,537	3,064	0,778
Na ₂ O	3,720	4,420	4,690	4,920	7,440	4,150	5,290
K ₂ O	0,530	1,300	2,460	2,940	1,930	1,350	1,540
P ₂ O ₅	0,339	0,291	0,202	0,179	0,075	0,057	0,053
ппп	1,160	1,150	1,260	2,530	0,390	2,640	0,460
Сумма	99,500	100,500	100,500	100,00	100,500	100,00	100,00
SO ₃	0,12	0,09	0,06	0,07	<0,01	0,01	0,03
CO ₂	—	—	—	0,94	—	1,98	0,99
H ₂ O	0,16	0,03	0,20	—	0,25	—	—
FeO	6,02	4,68	3,12	—	2,20	—	—
Rb	6,3	22	29	50	11	30	20
Ba	110	270	330	360	170	320	190
Sr	640	650	340	180	520	260	170
Y	30	27	32	50	2,0	≤10	40
Zr	130	290	170	310	45	110	260
Nb	4,6	3,6	6,7	10	1,0	<10	20
Th	2,8	3,6	5,8	5,7	1,9	0,6	7,4
U	1,0	≤1	1,7	—	<1	—	—
La	—	—	—	30	—	7,5	32
Ce	—	—	—	58	—	16	68
Sm	—	—	—	7,9	—	2,2	8,1
Eu	—	—	—	1,3	—	0,59	0,36
Tb	—	—	—	1,2	—	0,41	1,2
Yb	—	—	—	4,2	—	1,6	3,3
Lu	—	—	—	0,71	—	0,25	0,45
Ta	—	—	—	0,71	—	<0,8	0,92
Cr	—	—	—	<20	—	12	21
Sc	—	—	—	12	—	13	3,9
Co	—	—	—	6,7	—	6,9	39
Hf	—	—	—	8,8	—	3,1	8,0

Таблица 5. Результаты определения абсолютного возраста (К–Аг метод) из гранитоидов раннемезозойского комплекса

Порода	Номер образца	К, %	возд. Аг, %	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	$^{40}\text{Ar} \cdot 10^{-9}$	Возраст, млн лет
Плагιοгранит	771	1,61	1	0,0097	8,7	195 ± 6
Кварцевый диорит	771/10	0,97	4	0,0131	7,4	213 ± 5
Кварцевый диорит	771/20	0,81	35	0,013	5,1	226 ± 6
Кварцевый монзонит	771/40	1,17	8	0,012	8,4	204 ± 5
Кварцевый диорит	771/70	1,0	21	0,013	6,1	218 ± 6
Диорит	771/80	0,97	10	0,013	6,1	225 ± 6

Принимая во внимание тесную пространственную взаимосвязь рассмотренных гранитоидов, расслоенных габброидов и метавулканогенно-осадочной толщи, а также предполагаемое близкое время их формирования и сходный генезис, нельзя исключить, что они представляют собой единую вулканоплутоническую ассоциацию позднепалеозойского или позднепалеозойского–раннемезозойского возраста, маркировавшую конвергентную границу плит.

Позднеюрский–раннемеловой вулканоплутонический островодужный комплекс

В этот комплекс объединены вулканогенно-осадочные отложения волжско-валанжинского возраста и разновозрастные плутонические магматиты. Протягиваясь прерывистой полосой вдоль всего хребта Пекульной (см. рис. 6), вулканогенно-осадочные отложения характеризуются сильной фациальной изменчивостью (рис. 14). Наиболее полные разрезы, вскрывающиеся на северо-восточных склонах хребта, изучались в междуречье Перевальная – Поперечная, где они имеют отчетливое трехчленное строение.

В видимом основании разреза выходит мощная (до 800 м) лавовая толща, сложенная базальтами, андезибазальтами, андезитами, их туфо- и лавобрекчиями. На отдельных участках среди вулканитов появляются прослой и пачки (до 30 м) красноцветных и зеленых, вулканомиктовых и туфогенных конгломератов и гравелитов, реже песчаников и алевролитов.

Выше разрез надстраивается толщей (400–750 м) как незакономерно, так и ритмичного, часто флишоидного чередования туфопесчаников, туффитов и туфоалевролитов, расслоенных отдельными горизонтами градируемых туфов и потоками лав основного, среднего и кислого

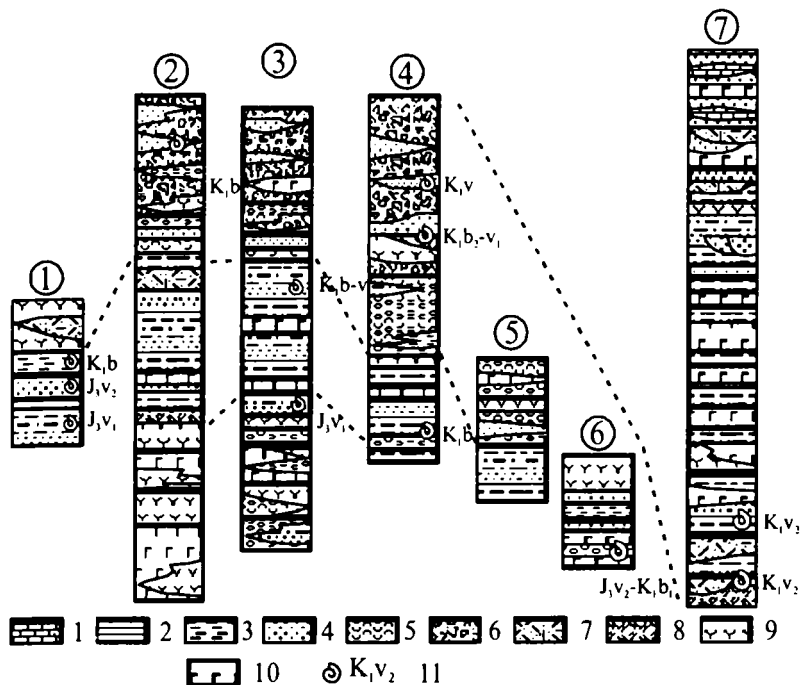


Рис. 14. Схема сопоставления позднеюрских – раннемеловых вулканогенно-осадочных отложений хребта Пекульней (номера разрезов соответствуют номерам на рис. 6)

1 – известняки; 2 – аргиллиты; 3 – алевролиты; 4 – песчаники; 5 – конгломераты; 6 – брекчии; 7 – риолиты и их туфы; 8 – дациты и их туфы; 9 – андезиты и их туфы; 10 – базальты и их туфы; 11 – привязка остатков ископаемой фауны и ее возраст

состава. В верхах толщи встречаются слоистые алевролиты и аргиллиты со знаками крупной ряби, а также массивные пудинговые алевролиты с редкими плавающими обломками гранитоидов.

В нижней половине разреза найдены ранневожжские *Buchia* cf. *piochii* (Gabb), *B. aff. lindstroemi* (Sok.), *B. ex gr. mosquensis* (Buch), *B. aff. rugosa* (Fisch.), *Buchia* sp. indet., а в верхней – берриасские *Buchia terebratuloides* (Lah.), *B. volgensis* (Lah.), *B. aff. robusta* (Pavl.), *B. aff. inflata* (Toula), *B. cf. okensis* (Pavl.), *Buchia* sp. indet. (здесь и ниже определения бухий К.В.Паракецова). Помимо этого, в алевролитах встречаются скопления фрагментов листовой флоры, а в туфопесчаниках – обломки углефицированной древесины.

Завершается разрез сильно изменчивой, существенно грубообломочной толщей, для которой намечается определенная зональность в рас-

пределении фаций с запада на восток. В западной части выходов разрез толщи начинается, как правило, с появления среди алевролитов и песчаников пластов (2–5 м) плохо сортированных туфоконгломератов, или конглобрекчий, сопоставимых по строению с отложениями пирокластических или грязекаменных потоков. Состав обломков в псеффитах полимиктовый. Преобладают эффузивы разного состава, туфогенно-осадочные породы, а также метаморфиты и изверженные породы, аналогичные породам комплексов основания. Среди последних встречаются: порфирииды, порфиритоиды, разнообразные роговики и метасоматиты, графитовые метаморфические сланцы, – в том числе с кордиеритом, андалузитом или гранатом, и биотит-роговообманковые плагиогнейсы, иногда с гранатом и кордиеритом и часто диафторированные. Наряду с ними, в значительных количествах присутствуют обломки биотит-роговообманковых габбро и габбро-диоритов, диоритов, тоналитов и гранитов.

Размер обломков варьирует в широких пределах, от мелких галек до валунов (30–40 см), встречаются как хорошо окатанные, так и полуокатанные, вплоть до зазубренных форм, обломки. Конглобрекчий и туфоконгломераты перемежаются с невыдержанными пластами массивных, реже слоистых туфопесчаников, туфоалевролитов и туффитов, среди которых широкое распространение имеют пуддинговые разности. Обломки в пуддингах распределены весьма неравномерно, образуя либо разрозненные скопления, либо изолированные включения размером до 1 м, иногда окруженные редким шлейфом мелкой кластики.

Вверх по разрезу увеличивается доля необработанного материала в псеффитах. Брекчий и конглобрекчий образуют мощные плохо стратифицированные наслоения, а также свалы без выраженной стратификации. В обломочном материале существенно увеличивается роль гранитоидов, вплоть до их полного преобладания. Среди брекчий встречаются как многоцементные разности, часто с выраженной слоистостью, так и практически бесцементные, состоящие из угловатых, плотно пригнанных обломков. На разных интервалах разреза среди брекчий и конглобрекчий встречаются редкие горизонты лав, ксенокластолав и туфов кислого, реже основного и среднего состава. В прослоях песчаников и алевролитов содержатся берриасские *Buchia* cf. *unschensis* (Pavl.), *Buchia* sp. indet., позднеберриасские–ранневаланжинские *Buchia inflata* (Toula), *B. cf. unciformis* (Pavl.), и валанжинские *Buchia* aff. *uncitoides* (Pavl.), *B. cf. crassa* (Pavl.), *Buchia* sp. indet. Видимая мощность разрезов толщи в западной части достигает 800–1000 м.

К востоку брекчий и конглобрекчий фациально замещаются наслоениями плохо сортированных туфоконгломератов, разделенных пластинами массивных песчаников и алевролитов, а также туфов и лавобрекчий разного состава. В пластах песчаников отмечаются скопления обломков углефицированной древесины, часто уложенной по напластованию. Видимая мощность накоплений достигает 250 м.

Несколько иное строение и сокращенные мощности имеют разновозрастные отложения, развитые севернее, в бассейне р. Озерная (см. рис. 6 и 14). Здесь О.С.Березнер описана толща (300 м), сложенная в нижней части туфоалевролитами, туффитами и тонкообломочными туфами, которые сменяются чередованием черных алевролитов и песчаников, включающих прослой и линзы гравелитов и ракушняков. По всему интервалу разреза собраны многочисленные остатки ранневожжских *Buchia piochii* (Gabb), *B. cf. mosquensis* (Buch), поздневожжских *Buchia cf. krotovi* (Pavl.), *B. cf. fischeriana* (Orb.), *B. cf. terebratuloides* (Lah.), *B. cf. flexuosa* (Parak.) и берриасских *Buchia cf. inflata* (Toula), *B. cf. unschensis* (Pavl.), *B. cf. bulloides* (Lah.), *B. robusta* (Pavl.). Завершается разрез пачкой (200 м) переслаивания вулканитов пестрого состава.

На юге хребта Пекульней нижние горизонты вулканогенно-осадочных отложений известны на левобережье р.Северный Пекульнейвеем. Здесь, в устье руч. Обратного, выходят базальты, андезибазальты и андезиты, расслоенные туфогравелитами, разнообломочными туффитами и туфоалевролитами с остатками поздневожжских-раннеберриасских *Buchia cf. terebratuloides* (Lah.), *B. aff. circula* (Parak.), *Buchia* sp. indet. Видимая мощность разреза 300 м.

Наиболее высокие горизонты вулканогенно-осадочных отложений вскрываются в юго-западной части хребта, в бассейне р. Ледяная, где они имеют следующее строение (основание не вскрыто).

Мощность, м

1. Лавы, ксенокластолавы и туфы кислого, умеренно кислого и среднего состава; прослой разнообломочных туффитов и туфоалевролитов; остатки поздневаланжинских *Buchia sublaevis* (Keys.), *B. aff. crassa* (Pavl.), *B. cf. crassicollis* (Keys.), *Buchia* sp. indet. 500
2. Чередование массивных потоков, агломератовых лав и градированных туфов, базальтов и андезибазальтов. Прослой туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов 800
3. Переслаивающиеся туффиты, туфопесчаники и туфоалевролиты; горизонты разнообломочных туфов и, режé, лав кислого, среднего и основного состава; линзы песчаных известняков и туфогравелитов 1000

Интервал формирования этих отложений, вероятно, охватывает верхнюю часть валанжинского и нижнюю готеривского ярусов.

Кратко суммируя особенности строения вулканогенно-осадочных отложений, следует отметить их сильную фаціальную изменчивость, большое разнообразие литологических типов пород и дифференцированный характер вулканизма с высоким коэффициентом эксплозивности. По составу среди вулканических пород преобладают базальты и андезибазальты. Андезиты, дациты и риолиты играют подчиненную роль и приурочены, в основном, к верхней половине разреза, а кислые разности преобладают в туфовой и субвулканической фациях.

В целом, седиментация и вулканизм протекали как в субэвальной,

так и в субаквальной обстановке, в условиях резко расчлененного рельефа. Часть осадочных пород накапливалась в мелководной прибрежной зоне, о чем свидетельствуют следы ряби на поверхности слоев, полая косая слоистость, устричные банки, скопления растительного детрита и другие признаки. В верхней части разреза на юге хребта встречаются линзы известковистых песчаников со сложной мульдообразной диагональной слоистостью, характерной для речных отложений, и серии линз песчанистых известняков с резким запахом сероводорода, что характерно для быстро захороненных лагунных фаций.

Другая часть отложений формировалась за счет перемещения обломочного материала грязекаменными или пирокластическими потоками от подножия наземных вулканических аппаратов в прибрежную и более глубоководные зоны прилегающего бассейна. Неоднократное переотложение обводненных осадков или трансформация высокоплотностных потоков осадочного вещества на крутых склонах приводили к накоплению на мелких террасах склона ритмично градированных туфотерригенных отложений флишоидного типа.

Формирование верхних грубообломочных хаотических образований северной части хребта (брекчии и конглобрекчии) происходило в неспокойных, резко меняющихся условиях. Брекчии накапливались у подножия крутых склонов и уступов за счет обрушения и осыпания пород поднятий цоколя в периоды усиленной тектонической активности. Испытывая в дальнейшем незначительные перемещения, часть брекчий приобретала черты грубой стратификации, а дезинтегрированный мелкообломочный материал перемывался с образованием слоистых текстур, часто смешиваясь с продуктами эксплозий и терригенным веществом. Часть крупных обломков, попадая в рыхлый туфовый или терригенный матрикс, запечатывалась в нем, либо провоцировала образование оползней.

Синхронно с накоплением осыпных брекчий происходило перемещение грубообломочного вулканомиктового материала грязекаменными или пирокластическими потоками от смежных источников сноса. Захват этими потоками шлейфов осыпей приводил к формированию смешанных отложений – разнообразных конглобрекчий. В периоды затухания тектонической активности на грубообломочных породах накапливался относительно тонкий туфотерригенный материал с развитием морских биоценозов.

Плутонические члены позднеюрского-раннемелового вулканоплутонического островодужного комплекса представлены субвулканами кислого и умеренно кислого состава, комплексом сближенных даек пестрого состава, а также гнипабиссальными интрузиями плагиогранитов и амфиболовых габброидов.

Комплекс сближенных даек впервые был выделен Г.Е.Некрасовым [1978] в северной части хребта Пекульней, а позднее изучался и автором [Морозов, Симонов, 1988]. В этот комплекс объединены многочислен-

ные трещинные тела, варьирующие по составу от базальтов до риолитов и образующие разобщенные зоны интенсивного насыщения (часто по типу “дайка в дайке”) среди волжско-валанжинских вулканогенно-осадочных отложений, пород гетерогенного основания автохтона и, редко, раннемеловых гранитоидов.

Отмечается достаточно много в разной степени разобщенных и выраженных скоплений даек как в северной, так и в южной половине хребта (см. рис. 6), однако наибольший интерес вызывают некоторые из них. Так, на севере хребта, в районе р. Озерная, туфотерригенные отложения нижней части волжско-валанжинского разреза прорваны многочисленными дайками диабазов, диорит-порфиритов, порфировых дацитов и риолитов, вертикальными и крутонаклонными, субмеридионального простирания, мощностью от 20 см до 20 м.

Наиболее мощные тела содержат ксенолиты вмещающих пород, часто почти не перемещенные. При увеличении размера ксенолитов форма даек становится сложно разветвленной. В ряде случаев наблюдаются апофизы, которые проникают по межслоевым поверхностям в виде силлов мощностью до 5 м. В эндоконтакте породы становятся афировыми, микрозернистыми, полосчатыми. Экзоконтактовые изменения выражаются в уплотнении вмещающих образований. В зонах максимального насыщения дайками они по объему превышают вмещающие породы. Одновременно с этим, наблюдается уменьшение количества даек в вышележащих вулканогенных горизонтах, где, вероятно, часть из них переходит в покровы.

Южнее, в междуречье Поперечная – Правая Бычья, сближенные дайки прорывают расслоенные габброиды, раннемезозойские диориты и гранитоиды и позднепалеозойскую метавулканогенно-осадочную толщу. Наибольшее сгущение даек наблюдается в восточной части выходов, где они образуют расширяющуюся к югу полосу длиной 15 км и шириной от 0,5 до 5 км. Отмечается уменьшение степени насыщения вмещающих пород дайками к западу, выклинивание дайковой серии к северу и расщепление ее на отдельные, иногда разноориентированные дайковые рои к югу. Дайки вертикальные, крутонаклонные, редко пологие до субгоризонтальных, иногда осложненные апофизами.

Они плотно прилегают одна к другой или прорывают друг друга, то под косыми углами, то по типу “дайка в дайке”; иногда их разделяют маломощные скрины вмещающих пород. Участки, построенные по типу “дайка в дайке”, мощностью до нескольких десятков метров, разделены зонами, менее насыщенными дайками. Мощность отдельных тел колеблется от первых сантиметров до 10 м. Благодаря хорошей обнаженности и большим относительным превышениям они прослеживаются по вертикали на 600–700 м. Преимущественное субмеридиональное простирание на севере сменяется северо-восточным на юге, встречаются дайки северо-западного и субширотного простирания.

В эндоконтактных частях тел наблюдаются отчетливо выраженные закалочные зоны (0,5–1,5 см) хотя в ряде случаев при внедрении дайки в дайку образуются нерезкие, как бы размытые границы, свидетельствующие о близодновременном внедрении. Иногда вмещающие породы (включая дайки более ранних генераций) испытывают контактовый метаморфизм.

В южной половине хребта комплекс сближенных даек развит локально. Здесь обнаружены отдельные дайковые рои в магматических и метаморфических породах выступов основания, среди позднеюрских – раннемеловых вулканотерригенных отложений и плагиогранитов. Простирание и наклон даек в пределах одного роя, как правило, постоянные, в то время как в различных роях они могут широко варьировать – от субмеридионального до северо-восточного и северо-западного, и от вертикального до субгоризонтального. С позднеюрскими – раннемеловыми плагиогранитами дайки имеют весьма сложные взаимоотношения. В одних случаях они образуют сгущения рвущих тел в эндоконтактных частях массивов, а в других встречаются в виде ксенолитов. Часть кислых даек оперяет массивы плагиогранитов, являясь своеобразными апофизами. Среди позднеюрских – раннемеловых отложений дайковые рои интенсивно насыщают нижние туфотерригенные горизонты и постепенно исчезают в верхних – вулканогенных, возможно переходя в аналогичные по составу покровы.

Большая часть субвулканических тел, входящих в состав позднеюрского – раннемелового вулканоплутонического комплекса, приурочена к верхним частям разреза на юго-западе хребта. Слагающие субвулканы риолиты и риодациты инъецируют различные горизонты, образуя мощные (до 300 м) грубосогласные линзовидные залежи, часто соединенные перемычками и осложненные апофизами. Эти тела выступают в качестве своеобразной контрастной начинки для вмещающих их основных эффузивов и туфогенно-осадочных пород. Различающиеся по степени раскристаллизации основной массы в периферических и центральных частях тел, крупно-порфировые риолиты и риодациты у подводящих каналов и в апикальных частях довольно часто приобретают кластические структуры и содержат ксеногенные включения.

На севере хребта субвулканические образования среди волжско-валанжинских отложений развиты весьма ограничено. Здесь выделяется несколько небольших тел сложной морфологии, сложенных риолитами, трахириолитами и трахириодацитами. Тела оперяются маломощными непротяженными дайками игнимбригов, а внутри тел встречаются зоны эруптивных брекчий.

Интрузивные члены рассматриваемого вулканоплутонического комплекса представлены в южной половине хребта небольшими массивами гиабиссальных плагиогранитов и амфиболовых габброидов, прорывающих как нижние части вулканогенно-осадочных отложений, так и породы комплекса основания. В северной части хребта преобладают дифференцированные диорит-гранитные интрузивные массивы. Экзо-

контактные изменения вокруг этих тел, как правило, незначительны и выражаются в слабом ороговиковании с частичной перекристаллизацией вмещающих пород.

Радиологический возраст интрузивных и субвулканических пород, определенный К-Аг методом в лаборатории абсолютного возраста ГНПП "Аэрогеология", составляет от 142 ± 8 до 105 ± 6 млн лет (табл. 6), что в целом согласуется с геологическими данными, при вероятном омоложении ряда возрастов.

Таблица 6. Результаты определения абсолютного возраста (К-Аг метод) пород позднеюрского-раннемелового островодужного комплекса.

Порода	Номер образца	К, %	возд.Аг, %	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	Возраст, млн лет
Плаггиогранит	758/20	0,31	48	0,008	133 ± 5
Габбро	6037	0,16	75	0,00782	130 ± 9
Плаггиогранит	6037/10	0,45	35	0,008186	134 ± 8
Кварцевый диорит	6056/40	0,84	42	0,006423	107 ± 8
Риолит	850/10	0,98	20	0,006272	105 ± 6
Риолит	6044/50	1,95	9	0,008583	142 ± 8

При рассмотрении геохимических характеристик пород комплекса, наряду с основными породообразующими окислами, особое внимание уделялось элементам-примесям, наиболее устойчивым в условиях низкотемпературного гальмиролиза и метаморфизма. Это позволило не только достаточно уверенно сопоставить различные фациальные типы пород вулканоплутонического комплекса, но и разделить их на разные геохимические типы.

Как дайки, так и эффузивы описанных отложений характеризуются большим геохимическим и петрографическим разнообразием. Среди излившихся базальтов и андезитов встречаются стекловатые и полнокристаллические разновидности, плотные и пористые, афирновые и крупнопорфирные. Вкрапленники занимают порой до половины объема породы и сложены плаггиоклазом, либо его гломеропорфирными сростками, реже оливином, моноклинным и ромбическим пироксеном и роговой обманкой. Некоторые породы содержат мелкие выделения калиевого полевого шпата, биотита и керсутита.

Дайки по составу варьируют от базальтов до риолитов, образуя широкую гамму петрографических разновидностей в зависимости от степени раскристаллизации, особенностей минерального состава и структурно-текстурных характеристик. Среди пород основного и среднего состава встречаются как афирновые, так и порфирные разновидности с криптозернистой или хорошо раскристаллизованной основной массой. Они сложены роговой обманкой, клинопироксеном, плаггиоклазом разного состава и зональности, иногда с каемками щелочного полевого шпата. В ряде слу-

чаев встречается биотит. В интерстициях обычно развит гранофировый агрегат или кварц, занимающий до 10% объема основной массы, кроме этого, кварц иногда отмечается в виде ксеногенных вкрапленников, окруженных оторочкой клинопироксена. Для кислых даек характерны мезофировые, олигофировые и интерсертальные структуры. Вкрапленники представлены кислым плагиоклазом и кварцем.

При анализе на различных вариационных диаграммах поля даек и эффузивов в целом перекрывают друг друга и образуют две основные группы, с различными тенденциями в накоплении железа и щелочей и отвечающие толеитовому и известково-щелочному трендам дифференциации [Морозов, Симонов, 1988]. При рассмотрении основных пород в координатах дискриминантных функций $F_1 - F_2$ и $F_2 - F_3$ [Pearce, Cann; 1973], либо с использованием других разделительных критериев, фигуративные точки их составов локализуются в пределах полей известково-щелочных базальтов и низкокальциевых толеитов островных дуг [Морозов, Симонов, 1988].

При более детальном анализе характера распределения в базитовых дайках и вулканитах элементов-примесей (табл. 7), с использованием методики нормализации основных пород на многоэлементных графиках (рис. 15–20), видно, что при всей вариативности составов они обладают рядом таких общих индикаторных черт, присущих надсубдукционным базальтам, как избирательное обогащение литофилами с крупными ионными радиусами (элементами КИР – Rb, Ba, K, Sr, La, Ce) и P, относительно элементов с высокозаряженными ионами (ВЗИ с Nb по Yb на рис. 15), при локальных отрицательных аномалиях для Nb, Ta, \pm Zr, \pm Ti и др. элементов.

В существующих петрологических моделях подобные соотношения связываются с метасоматическим обогащением мантийного клина над зоной субдукции за счет выноса элементов КИР в составе надкритической флюидной фазы из обводненной погруженной океанической плиты [Пирс др., 1987; Сондерс, Тарни, 1987; Цветков, 1987].

При этом локальные отрицательные аномалии Nb, Ta, Zr, Ti свидетельствуют не столько о плавлении истощенного мантийного субстрата, сколько о гидратированных условиях плавления, когда при высоком давлении летучих (H_2O и O_2) эти элементы могут связываться во второстепенных минеральных фазах и удерживаться в исходном субстрате [Сондерс, Тарни, 1987].

В целом же, большая вариативность в характере распределения и концентрациях РЗЭ и микроэлементов в позднеюрских–раннемеловых вулканитах и дайках свидетельствует об их полигенетичности, различных путях эволюции исходных расплавов и разной степени влияния контаминирующих факторов. Это позволяет разделить эффузивы и дайки на несколько геохимических типов (см. табл. 7), причем в большинстве случаев обнаруживается соответствие даек и вулканитов среди выделяемых породных групп.

Таблица 7. Химический состав позднерюрских–раннемеловых магматических пород островодужной ассоциации хребта Пекульной

Комп- нент	6025/30	6025/10	844/40	6052/30	6050/20	6052/20	6052	6052/40	6025
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	47,56	48,20	49,30	50,82	50,88	50,88	51,00	51,76	48,60
TiO ₂	0,97	1,17	0,70	0,84	0,88	0,76	0,76	0,88	1,24
Al ₂ O ₃	17,27	17,28	20,63	19,59	20,31	19,92	19,92	17,48	17,09
Fe ₂ O ₃	3,92	4,19	3,24	2,60	2,86	1,82	2,07	3,60	2,54
FeO	7,60	8,42	5,52	7,14	5,62	6,77	6,54	6,32	7,37
MnO	0,18	0,18	0,13	0,18	0,16	0,20	0,17	0,19	0,18
MgO	6,26	4,56	4,14	4,34	4,13	4,55	4,22	4,55	6,05
CaO	9,42	8,38	8,71	8,39	7,36	8,24	8,68	8,54	8,60
Na ₂ O	2,57	3,43	2,76	2,49	2,97	2,98	2,36	2,32	3,17
K ₂ O	0,33	0,28	0,26	0,61	0,38	0,42	0,63	0,50	0,61
P ₂ O ₅	0,10	0,14	0,046	0,14	0,17	0,13	0,15	0,19	0,17
ппп	3,49	3,31	3,92	2,41	3,22	2,94	3,25	3,50	3,92
Сумма	99,75	99,63	99,36	99,61	99,60	99,68	99,80	99,88	99,69
SO ₃	0,081	0,063	0,05	0,063	0,072	0,12	0,054	0,045	0,072
CO ₂	0,28	0,07	0,32	0,08	0,14	0,08	0,08	0,08	0,35
H ₂ O	–	–	0,92	–	–	–	–	–	–
Cr ₂ O ₃	0,002	0,001	–	0,0039	0,0033	0,0028	0,0047	0,0052	0,016
V ₂ O ₅	0,068	0,078	–	0,054	0,056	0,064	0,046	0,048	0,052
CoO	0,0039	0,0039	–	0,0022	0,0022	0,0031	0,0022	0,0028	0,0042
NiO	0,0025	0,0025	–	0,0028	0,0028	0,0036	0,0031	0,0028	0,0092
Rb	2,7	2,7	3,5	7,8	15	5,4	8,2	5,9	5,5
Ba	94	130	38	240	200	160	100	120	480
Sr	380	420	400	620	620	520	530	480	430
Y	13	19	12	22	23	19	23	21	22
Zr	37	44	14	85	65	61	56	83	73
Nb	<1	≤1	1,0	1,5	2,1	1,8	1,3	1,3	1,0
La	(<10)	3,2	2	(<10)	(12)	4,9	(<10)	(12)	(13)
Ce	(<10)	7,6	5,2	(16)	(20)	14	(19)	(20)	(22)
Sm	–	2,1	1,6	–	–	3,2	–	–	–
Eu	–	0,84	0,61	–	–	0,98	–	–	–
Tb	–	0,5	0,35	–	–	0,56	–	–	–
Yb	–	1,8	1,4	–	–	2	–	–	–
Lu	–	0,31	0,23	–	–	0,3	–	–	–
Ta	–	0,063	0,032	–	–	0,059	–	–	–
Sc	–	48	35	–	–	42	–	–	–
Cr	–	12	23	–	–	12	–	–	–
Co	–	36	26	–	–	29	–	–	–
Hf	–	1,6	1,2	–	–	2,0	–	–	–
Ni	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Таблица 7 (продолжение)

Компо- нент	6047/20 10	6042/30 11	6042/20 12	6042/60 13	6042/10 14	6042/50 15	6021/10 16	6052/10 17	1077/10 18
SiO ₂	54,92	47,78	48,20	48,48	48,72	49,84	53,96	60,84	49,21
TiO ₂	1,20	1,08	1,16	1,16	1,04	1,12	1,32	1,32	1,11
Al ₂ O ₃	15,52	15,78	17,50	18,23	15,28	18,44	17,88	14,00	16,39
Fe ₂ O ₃	2,60	5,26	4,86	4,33	7,38	4,83	1,83	2,73	1,91
FeO	7,08	5,04	4,73	5,38	2,12	4,38	6,55	5,27	9,02
MnO	0,19	0,19	0,22	0,20	0,17	0,24	0,16	0,15	0,15
MgO	3,48	9,03	7,16	6,19	7,52	5,87	3,61	2,54	5,71
CaO	7,46	7,35	7,38	8,25	9,73	3,15	7,80	5,00	4,78
Na ₂ O	3,24	2,81	2,98	2,81	3,17	4,64	2,87	2,97	3,51
K ₂ O	0,61	1,09	1,26	0,66	1,09	1,94	0,87	1,94	4,25
P ₂ O ₅	0,19	0,20	0,21	0,29	0,23	0,18	0,26	0,39	0,21
ппп	3,02	4,16	4,04	3,65	3,21	5,13	2,43	2,48	3,36
Сумма	99,58	99,85	99,76	99,71	99,73	100,03	99,59	99,69	99,61
SO ₃	0,054	0,054	0,063	0,072	0,045	0,045	0,18	0,036	0,06
CO ₂	0,08	0,71	0,53	0,15	0,85	1,34	0,07	0,08	0,44
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,0026	0,039	0,011	0,043	0,031	0,0036	0,005	0,0033	-
V ₂ O ₅	0,068	0,044	0,048	0,036	0,048	0,026	0,036	0,052	-
CoO	0,0011	0,0041	0,0041	0,0041	0,0034	0,0022	0,0029	0,0021	-
NiO	0,0018	0,0043	0,0042	0,011	0,0042	0,0023	0,0036	0,0033	-
Rb	14	16	16	8,3	14	44	7,2	38	49
Ba	140	180	170	140	170	370	320	860	480
Sr	590	430	530	590	560	50-	540	480	350
Y	27	17	21	20	18	21	21	35	16
Zr	130	76	81	110	80	93	120	280	98
Nb	2,5	1,0	1,6	3,8	1,8	2,2	3,9	8,2	2,3
La	(14)	8	9,4	(13)	(15)	(13)	(17)	27	(<10)
Ce	(23)	22	20	(23)	(28)	(19)	(31)	58	(13)
Sm	-	4,9	4,9	-	-	-	-	7,3	-
Eu	-	1,4	1,4	-	-	-	-	1,7	-
Tb	-	0,65	0,88	-	-	-	-	1,2	-
Yb	-	2,3	2,2	-	-	-	-	3,5	-
Lu	-	0,36	0,36	-	-	-	-	0,49	-
Ta	-	0,12	0,12	-	-	-	-	0,29	-
Sc	-	49	47	-	-	-	-	27	-
Cr	-	280	73	-	-	-	-	<0,6	-
Co	-	40	36	-	-	-	-	18	-
Hf	-	2,2	2,7	-	-	-	-	7,3	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 7 (продолжение)

Компо- нент	6048/10	6042/40	6047/10	6052/60	6052/50	1328/50	902/80	702/50	758/5
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	55,86	45,36	47,56	51,36	51,50	46,94	48,61	50,23	43,09
TiO ₂	0,64	2,48	2,28	2,24	2,00	0,88	0,81	0,80	0,83
Al ₂ O ₃	17,76	17,84	15,99	15,27	15,46	17,79	19,77	19,57	14,95
Fe ₂ O ₃	2,73	4,32	4,30	3,90	3,90	2,60	–	–	2,88
FeO	5,38	8,02	8,42	7,61	7,61	8,19	8,90*	9,84*	9,99
MnO	0,18	0,28	0,26	0,18	0,19	0,22	0,18	0,18	0,27
MgO	3,70	5,13	5,08	4,54	4,34	6,87	5,86	4,32	14,49
CaO	2,50	7,81	7,21	8,34	8,68	10,25	10,80	11,24	8,15
Na ₂ O	3,59	3,30	3,04	2,69	2,81	1,74	1,56	1,69	1,62
K ₂ O	3,64	0,36	0,31	0,69	0,66	0,77	0,25	0,42	0,38
P ₂ O ₅	0,21	0,33	0,30	0,52	0,52	0,084	0,13	0,10	0,13
ппп	3,48	4,59	5,21	2,28	2,28	3,27	1,90	1,79	1,72
Сумма	99,68	99,88	100,03	99,70	100,00	99,71	98,79	100,19	98,50
SO ₃	0,018	0,036	0,072	0,22	0,17	0,16	–	–	0,037
CO ₂	0,42	0,49	1,58	0,08	0,08	0,14	–	–	–
H ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–	0,35
Cr ₂ O ₃	0,0014	0,0052	0,0061	0,0046	0,0048	0,0094	0,023	0,013	–
V ₂ O ₅	0,016	0,056	0,068	0,078	0,042	0,094	–	–	–
CoO	0,0006	0,0036	0,0037	0,0032	0,0041	0,0061	–	–	197
NiO	0,0023	0,0043	0,0056	0,0051	0,0061	0,0058	–	–	–
Rb	77	3,1	2,3	4,5	8,8	21	4,5	6,2	4,1
Ba	550	120	74	140	290	130	51	81	57
Sr	340	510	450	700	520	340	410	400	330
Y	19	38	34	20	39	12	15	14	13
Zr	85	150	160	72	230	30	24	34	49
Nb	1,6	3,2	3,1	1,8	8,8	<1	<1	<1	1,5
La	6,1	11	(14)	(14)	(24)	(<10)	–	1,6	3,9
Ce	17	26	(22)	(18)	(36)	(<10)	–	3,6	8,5
Sm	3,4	7,8	–	–	–	–	–	1,5	2
Eu	1,2	2,3	–	–	–	–	–	0,57	0,69
Tb	0,71	1,2	–	–	–	–	–	0,42	0,41
Yb	2,2	4	–	–	–	–	–	1,7	1,4
Lu	0,37	0,62	–	–	–	–	–	0,28	0,24
Ta	0,085	0,21	–	–	–	–	–	<0,10	0,044
Sc	16	43	–	–	–	–	–	44	34
Cr	<2,0	43	–	–	–	–	–	36	200
Co	14	40	–	–	–	–	–	31	70
Hf	2,6	4,4	–	–	–	–	–	1,2	1,4
Ni	–	–	–	–	–	–	–	19	–

Таблица 7 (продолжение)

Компо- нент	702/10	902/60	704/30	903/10	906/70	910	905/80	6023	6023/1
	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	53,84	57,37	53,41	54,32	48,00	51,54	55,90	65,20	69,46
TiO ₂	1,01	1,31	2,17	1,74	0,61	0,57	0,51	0,58	0,60
Al ₂ O ₃	17,23	16,87	15,24	15,65	18,10	16,38	16,68	15,97	14,79
Fe ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	2,34	1,83
FeO	8,53*	8,69*	11,11*	10,96*	8,80*	8,00*	7,22*	2,57	2,18
MnO	0,18	0,19	0,23	0,25	0,22	0,16	0,16	0,12	0,087
MgO	5,46	2,72	4,09	3,91	10,35	8,57	7,33	2,21	1,89
CaO	8,17	6,22	7,32	7,10	9,31	10,10	8,99	1,63	1,36
Na ₂ O	2,58	4,20	4,23	3,61	1,62	1,86	2,36	4,19	5,50
K ₂ O	0,87	0,89	1,01	1,01	0,54	0,60	0,33	2,64	0,08
P ₂ O ₅	0,21	0,40	0,38	0,37	0,09	0,11	0,12	0,16	0,19
ппп	2,40	1,41	1,65	1,42	3,06	2,76	–	1,98	1,59
Сумма	100,48	100,27	100,84	100,35	100,70	100,65	99,60	99,61	99,57
SO ₃	–	–	–	–	–	–	–	0,099	0,045
CO ₂	–	–	–	–	–	–	–	0,35	0,28
H ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cr ₂ O ₃	0,024	0,016	0,013	0,012	0,060	0,070	0,053	<0,001	<0,001
V ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	0,021	0,001
CoO	–	–	–	–	–	–	–	0,0013	<0,000
NiO	–	–	–	–	–	–	–	<0,0001	<0,000
Rb	15	8,3	17	11	9,0	8,7	3,5	22	<1
Ba	160	400	180	350	180	180	120	740	45
Sr	420	420	400	340	290	390	400	170	85
Y	27	36	43	34	9,0	12	13	35	38
Zr	92	99	160	100	22	42	57	130	110
Nb	2,7	2,4	2,5	1,7	<1	<1	<1	2,9	2,5
La	6,5	9,6	9	–	1,2	3,1	4,8	–	–
Ce	16	23	23	–	3,4	7,5	10	–	–
Sm	3,5	4,9	5,8	–	0,87	1,5	1,6	–	–
Eu	1,3	1,5	2	–	0,35	0,5	0,57	–	–
Tb	0,73	1,1	1,1	–	0,2	0,4	0,34	–	–
Yb	2,4	3,4	4	–	0,82	1,3	1,5	–	–
Lu	0,4	0,6	0,64	–	0,13	0,24	0,27	–	–
Ta	0,13	0,19	0,21	–	0,03	<0,1	<0,04	–	–
Sc	3,2	32	39	–	46	37	33	–	–
Cr	100	19	50	–	330	340	340	–	–
Co	27	18	25	–	36	34	31	–	–
Hf	2,7	2,6	4,1	–	<0,8	1,3	1,9	–	–
Ni	18	21	15	–	80	83	69	–	–

Таблица 7 (окончание)

Компо- нент	6044/50	1328/20	624	773/50	6037	6037/10	6056/40
	37	38	39	40	41	42	43
SiO ₂	69,74	73,94	71,73	49,95	47,46	69,36	56,70
TiO ₂	0,60	0,14	0,25	0,51	0,72	0,38	1,00
Al ₂ O ₃	15,25	12,39	14,08	16,07	17,83	14,31	17,66
Fe ₂ O ₃	0,39	0,66	0,60	9,11*	2,44	2,54	2,85
FeO	2,34	1,17	2,06	—	7,44	2,84	4,80
MnO	0,03	0,046	0,05	0,19	0,20	0,13	0,13
MgO	0,63	0,53	0,14	7,37	8,23	1,13	3,21
CaO	1,91	1,62	0,77	11,82	11,22	4,33	6,61
Na ₂ O	3,33	0,60	3,68	1,89	1,22	3,23	3,75
K ₂ O	2,22	6,60	4,83	0,53	0,17	0,44	1,04
P ₂ O ₅	0,19	0,26	0,043	0,043	0,048	0,12	0,24
ппп	3,02	1,87	1,55	3,030	2,87	0,78	1,91
Сумма	99,67	99,62	100,00	100,500	99,92	99,59	99,95
SO ₃	0,099	0,027	0,05	0,24	0,38	0,036	0,027
CO ₂	0,86	1,00	0,66	—	0,11	0,11	<0,01
H ₂ O	—	—	—	0,26	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,0026	0,003	—	—	0,011	0,0018	0,0064
V ₂ O ₅	0,021	0,021	—	—	0,056	0,004	0,048
CoO	0,0001	0,0004	—	—	0,0034	<0,0001	0,0026
NiO	0,0018	0,0028	—	—	0,0048	0,0008	0,0041
Rb	50	220	—	5,7	1,8	6,1	16
Ba	—	1100	—	87	27	130	270
Sr	—	210	—	240	240	410	490
Y	—	11	—	9,3	13	8,5	27
Zr	—	150	—	24	27	120	140
Nb	—	1,7	—	<1	<1	<1	5,4
La	—	(16)	—	—	1,9	—	—
Ce	—	(38)	—	—	3,9	—	—
Sm	—	—	—	—	1,7	—	—
Eu	—	—	—	—	0,50	—	—
Tb	—	—	—	—	0,39	—	—
Yb	—	—	—	—	1,6	—	—
Lu	—	—	—	—	0,26	—	—
Ta	—	—	—	—	<0,04	—	—
Sc	—	—	—	—	68	—	—
Cr	—	—	—	—	71	—	—
Co	—	—	—	—	45	—	—
Hf	—	—	—	—	<1	—	—
Ni	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1–23 – эффузивы; 24–34 – дайки; 35–39 – субвулканы; 40–41 – амфиболовые габброиды; 42 – плагиогранит; 43 – кварцевый диорит.

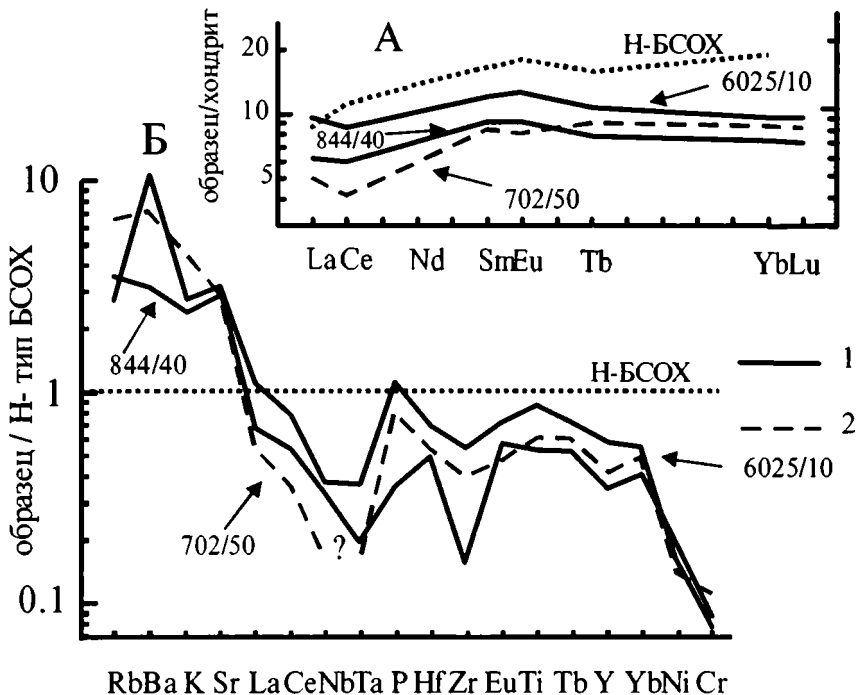


Рис. 15. Распределение РЗЭ (А) и многоэлементные графики (Б) для лав и даек I геохимического типа позднеюрского–раннемелового островодужного вулканоплутонического комплекса

1 – лавы; 2 – дайки

К первому геохимическому типу относятся афировые и плагиофировые базальты и диабазы (см. табл. 7, анализы 1–3, 24–26), обычно высокоглиноземистые, фракционированные ($FeO^*/MgO = 1,8–2,6$), с низкими отношениями Zr/Y (1,2–2,6) и содержаниями $TiO_2 = 0,7–1,1\%$. Они характеризуются низкими абсолютными концентрациями РЗЭ (4–10 уровней хондрита; см. рис. 15), иногда с обеднением легкими лантаноидами ($La_N/Sm_N = 0,58–0,83$; $La_N/Yb_N = 0,57–1,1$) и слабо выраженным Еу-максимумом.

Подобные спектры распределения РЗЭ довольно обычны для низкокалиевых толеитов островных дуг. Некоторое увеличение в рассматриваемых спектрах относительно модельного состава [Цветков, 1987] доли легких лантаноидов и Sm, вероятно, отображает избирательную контаминацию исходного вещества над зоной субдукции, а участие в этом процессе водонасыщенных пелагических осадков, с их выраженной от-

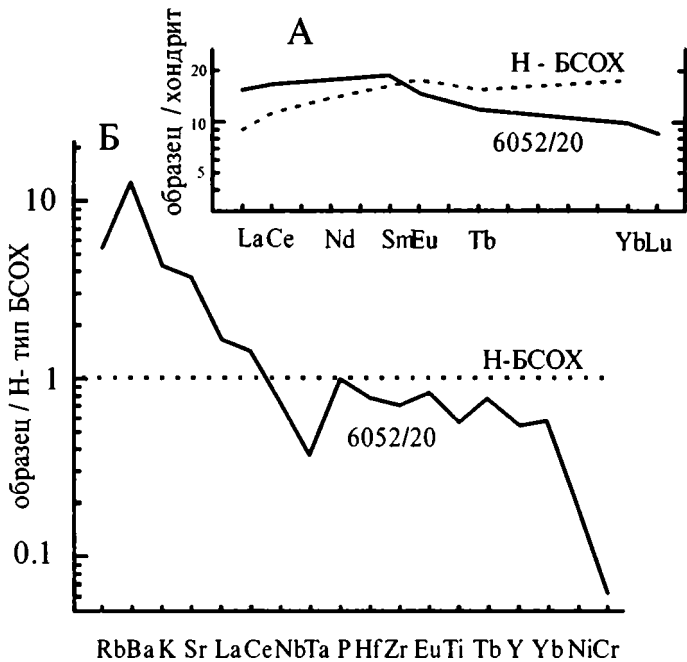


Рис. 16. Распределение РЗЭ (А) и многоэлементный график (Б), для базальтов II геохимического типа
Условные обозначения см. на рис. 15

рицательной Ce-аномалией, возможно, фиксируется в базальтах увеличением доли La ($La_N/Ce_N > 1$).

Характер кривых на многоэлементной диаграмме (см. рис. 15), нормализованных на N-базальт СОХ свидетельствует, что по своим геохимическим характеристикам базальты первого типа отвечают фракционированным низкокалийевым толеитам островных дуг. Область их генерации, вероятно, располагалась на относительно небольших глубинах, в пределах сильно истощенного вещества (рестита) субокеанической литосферы, гидратированного и избирательно обогащенного над зоной субдукции.

В качестве второго (промежуточного) геохимического типа выделяются высокоглиноземистые плагиофировые базальты (см. табл. 7, анализы 4–9), фракционированные и имеющие сходные с толеитами первого типа низкие концентрации элементов ВЗИ (см. рис. 16). Однако в этих базальтах отмечается некоторое увеличение роли крупных литофилов (Sr, Ba, K, Rb), отношения Zr/Y и отчетливая тенденция возрастания роли легких лантаноидов (см. рис. 16) ($La_N/Yb_N = 1,5$; $Sm_N/Yb_N = 1,8$), что

сближает их с породами известково-щелочного ряда. Подобные различия с толеитами первого типа едва ли можно объяснить только процессами фракционирования единого толеит-базальтового расплава. Вероятно, они могут быть обусловлены как вовлечением в процесс плавления менее истощенного мантийного субстрата, так и возрастанием контаминирующего влияния субдущированной океанической плиты.

К третьему геохимическому типу относятся породы, обладающие довольно отчетливыми признаками известково-щелочной серии. Базальты этого типа (см. табл. 7, анализы 11–15) имеют невысокие концентрации TiO_2 (1,04–1,16%) и отношения $FeO^*/MgO = 1,1–1,5$. Одновременно в них повышаются содержания K_2O (0,6–2%) и величина Zr/Y отношения (4–5,5). Их спектры распределения РЗЭ (см. рис. 17) характеризуются выраженным обогащением легкими лантаноидами и Sm ($La_N/Yb_N = 2,1–2,6$; $Sm_N/Yb_N = 2,3–2,5$) с превышением хондритового уровня для тяжелых РЗЭ (Yb) в 11 раз.

При анализе нормализованных кривых базальтов этого типа на многоэлементном графике (см. рис. 17) видны высокие отношения элементов КИР к ВЗИ, концентрации которых, в общем, отвечают уровню нормализации, с локальным минимумом Nb и Ta и максимумом – P , значения, которых уже обсуждалось. В целом, наблюдаемые в базальтах уровни содержания и соотношения различных элементов позволяют довольно уверенно сопоставить их с известково-щелочными базальтами незрелых островных дуг.

В андезибазальтах и андезитах, относящихся к этому геохимическому типу (см. табл. 7, анализы 16, 17, 28, 29), отмечается некоторое увеличение отношений FeO^*/MgO (2,3–3), Zr/Y (до 8), концентраций ряда элементов ВЗИ (см. рис. 17), при сохранении локальных минимумов Ti , Nb , Ta , а также резкое обогащение крупными литофилами и легкими лантаноидами ($La_N/Yb_N \sim 4,7$; $La_N/Sm_N \sim 2$). Подобная картина не только позволяет рассматривать андезиты и базальты в качестве продуктов дифференциации единого расплава, но и свидетельствует о возрастающей роли контаминации остаточных магм коровым материалом, что и обусловило увеличение доли Nb и Zr в андезитах.

Представляется также весьма интересным попадание в эту группу пикробазальта из дайки, не имеющего прямых аналогов среди лав. Этот пикробазальт (см. табл. 7, анализ 27) имеет обогащенный легкими и промежуточными лантаноидами спектр распределения РЗЭ (см. рис. 17) ($La_N/Yb_N = 1,7$; $Sm_N/Yb_N = 1,6$), сходный со спектрами известково-щелочных базальтов, но при более низких абсолютных концентрациях РЗЭ. Аналогичная картина наблюдается и при сравнении нормализованных кривых на многоэлементном графике (см. рис. 17), где видно обогащение пикробазальта крупными литофилами и фосфором на фоне $Ta-Nb$ минимума. Все это позволяет рассматривать пикробазальт в качестве промежуточного звена в ряду дифференциации исходный расплав – из-

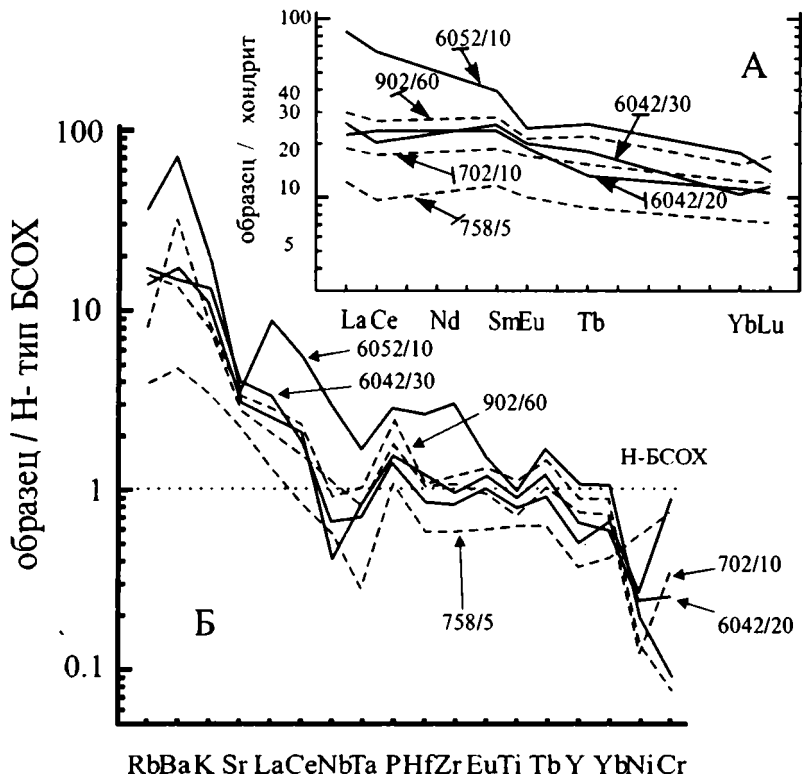


Рис. 17. Распределение РЗЭ (А) и многоэлементный график (Б) для пород III геохимического типа
Условные обозначения см. на рис. 15

вестково-щелочной базальт и, не исключено, как состав максимально приближенный к первичной выплавке.

Базальты и андезибазальты четвертого геохимического типа (см. табл. 7, анализы 18, 19) не имеют выделенных аналогов в дайковом комплексе и встречаются только в верхних частях разреза на северо-востоке хребта. Они обладают рядом весьма специфических черт, сближающих их с шошонитами. Это низкие содержания CaO (2,5–4,7%); TiO_2 (0,6–1,1%); V (90 г/т); Sc (16 г/т), высокая глиноземистость, а также весьма высокие концентрации K_2O (3,64–4,25%), при отношениях $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1-1,2$. На многоэлементной диаграмме (см. рис. 18) видно также их резкое обогащение Rb и Ba, минимальные концентрации Ni и Cr и ярко выраженные минимумы Nb, Ta и Ti.

Однако, в отличие от шошонитов, эти породы имеют невысокие содержания Sr и легких лантаноидов (см. рис. 18), при отношениях $La_N/Yb_N = 1,7$. Подобная картина слабых коррелятивных связей между K, Rb и Ba, с одной стороны, и Sr, La, Ce – с другой встречается в некоторых шошонитах и высококалийевых андезибазальтах [Фролова и др., 1989] и может быть объяснена значительной степенью контаминации расплава туфограувакковым осадочным материалом.

В качестве пятого геохимического типа выделяются высокотитанистые ($TiO_2 = 1,75-2,5\%$) фракционированные ($FeO^*/MgO=2,1-2,6$) базальты и андезибазальты, встречающиеся как среди даек, так и среди лав (см. табл. 7, анализы 20–23, 30–31). Они имеют невысокие содержания щелочей ($Na_2O/K_2O=3,4-3,6\%$, до 5% в андезибазальтах), отношения $Zr/Y = 3-6$ и характеризуются высокими абсолютными концентрациями РЗЭ (см. рис. 19), с взгорбленным спектром распределения за счет резкого обогащения Sm ($La_N/Yb_N=1,7$; $Sm_N/Yb_N=2,2$).

Одновременно наблюдается их относительное обогащение крупными литофилами и, в соответствии со степенью фракционирования, элементами ВЗИ (см. рис. 19), с типичными для островодужных базальтов отклонениями для Ta, Nb и P.

Таким образом, эти породы обладают определенной двойственностью геохимических характеристик. С одной стороны, – высокие концентрации РЗЭ, с обогащением легкими и промежуточными лантаноидами, при высоких содержаниях Ti, Hf, Zr и повышенных Zr/Y отношениях более характерны в ряду фракционирования составов E-MORB, или внутриплитных толеитов, в формировании которых значительную роль играют глубинные неистощенные мантийные источники. С другой стороны, эти породы характеризуются ярко выраженным относительным обеднением Nb и Ta на фоне максимума P, что является индикатором надсубдукционных вылавок. Все это позволяет сделать вывод, что, несмотря на высокие содержания Ti, рассмотренные составы имеют надсубдукционный (островодужный) генезис, а их особенности могут быть следствием снижения потенциала кислорода в процессе приповерхностного фракционирования расплавов с соответственным увеличением доли Fe и Ti в крайних дериватах.

Как самостоятельный геохимический тип выделяется ряд составов, встреченный среди даек и не имеющий прямых аналогов среди лав волжско-валанжинского комплекса. Эти породы представлены высокомагнезиальными базальтами и андезибазальтами (см. табл. 7, анализы 32–34), имеющими крайне низкие концентрации элементов ВЗИ (см. рис. 20), особенно Ta, Nb и Ti, при относительном обогащении P и крупными литофилами (Rb, Ba, K, Sr, $\pm La$, $\pm Ce$). Подобные черты присущи как бонинитам, так и истощенным толеитам островных дуг. При этом с бонинитами их сближают высокие концентрации Cr (330–340 г/т) и отношение $Ni/Co > 2,5$; а с островодужными толеитами – значительные содержания Al_2O_3 .

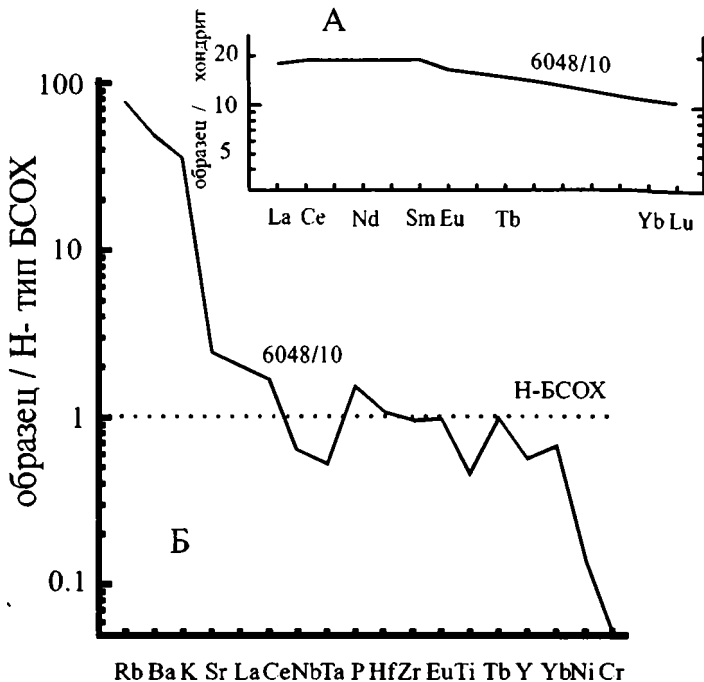


Рис. 18. Распределение РЗЭ (А) и многоэлементный график (Б) для андезибазальтов IV геохимического типа позднеюрского – раннемелового вулканоплутонического комплекса

Условные обозначения см. на рис. 15

Подобная двойственность просматривается и при анализе спектров распределения РЗЭ (см. рис. 20). При низких абсолютных концентрациях РЗЭ базальты характеризуются фракционированными, относительно плоскими спектрами с выраженными разнозначимыми Eu-аномалиями, что более типично для островодужных толеитов. Спектр же андезибазальтов имеет отчетливую V-образную форму, что присуще многим бонинитам.

Таким образом, сочетание в этих породах геохимических черт как бонинитов, так и истощенных островодужных толеитов можно объяснить образованием исходного расплава за счет более высокой (по сравнению с островодужными толеитами) степени плавления сильно истощенного мантийного (гарцбургитового) субстрата, при значительной концентрации водного флюида, низком давлении и дополнительном метасоматическом обогащении крупными литофилами, La и Ce.

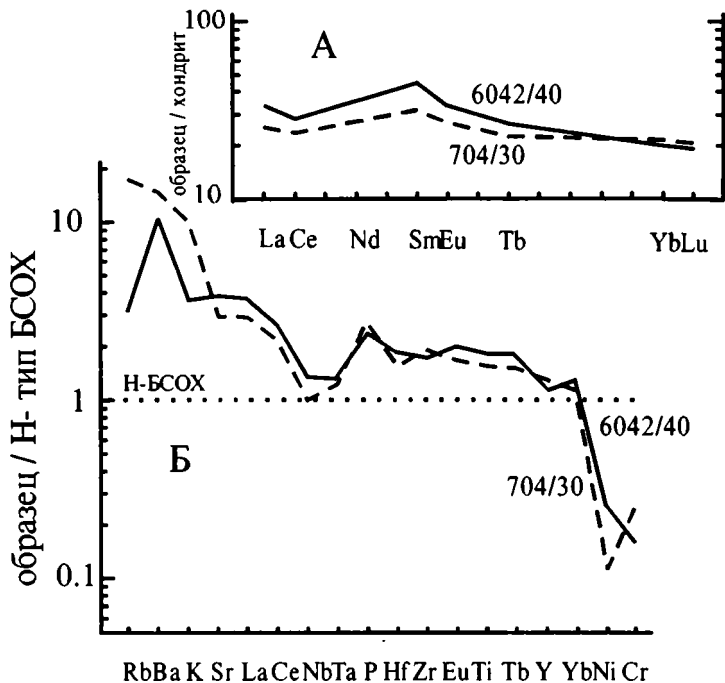


Рис. 19. Распределение РЗЭ (А) и многоэлементный график (Б) для базальтов и андезитбазальтов V геохимического типа
Условные обозначения см. на рис. 15

Какая геохимическая особенность кислых плутонических членов волжско-валанжинского комплекса (см. табл. 7, анализы 35–39, 42), отметим их генетическое единство с выделенными типами основных и средних магматитов. Преобладающие среди субвулканов, даек и гипабиссальных интрузий (особенно на юге хребта) плаггиограниты и плаггиориолиты характеризуются невысокими содержаниями щелочей (с преобладанием Na), Zr (до 150 г/т), Sr (85–400 г/т), Ba (40–300 г/т) и Rb (1–40 г/т) и толеитовым трендом дифференциации. Они имеют также крайне низкие концентрации Nb (до 3 г/т). Подобные особенности не только позволяют рассматривать их в качестве крайних по кремнекислотности продуктов дифференциации толеит-базальтовых расплавов, но и свидетельствуют об отсутствии значимых признаков контаминации магм сиалическим коровым материалом.

В кислых производных известково-щелочных и субщелочных магм отмечается сопутствующее росту доли К увеличение концентраций Rb и Ba, при неизменно пониженных содержаниях Nb и Zr. В этом отноше-

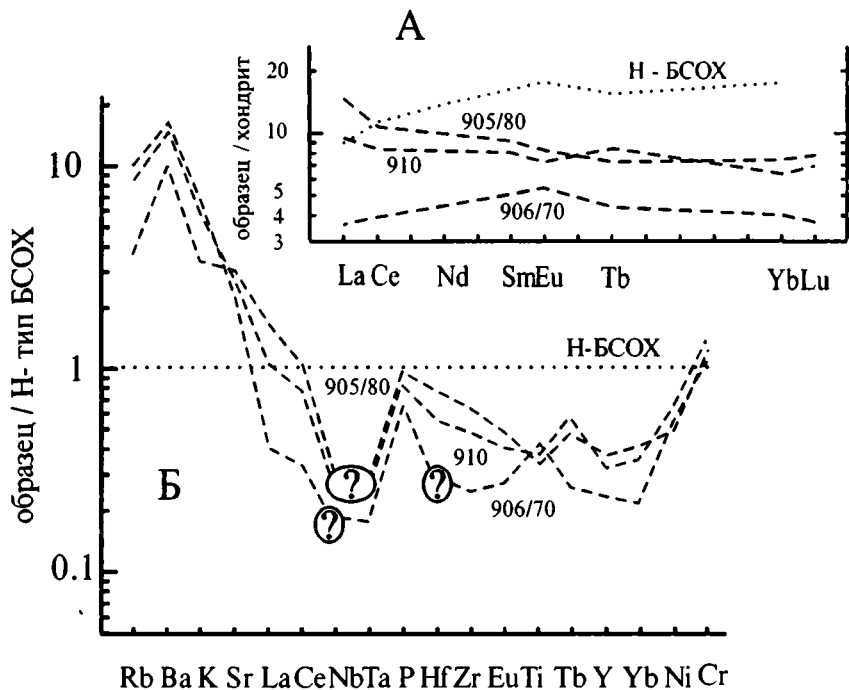


Рис. 20. Распределение РЗЭ (А) и многоэлементный график (Б), для высокомагнезиальных базальтов и андезитбазальтов
Условные обозначения см. на рис. 15

нии определенный интерес представляют трахириолиты и трахириодациты. Имея содержания K_2O до 6,6%, при отношениях K_2O/Na_2O от 1 до 10, они характеризуются отчетливой тенденцией к увеличению концентраций Rb (до 220 г/т) и Ba (до 1100 г/т). Однако при этом концентрации Nb (2 г/т) и Zr (150 г/т) остаются стабильно низкими. Таким образом, представляется вероятным, что эти трахириолиты являются ликватами субщелочных островодужных магм, а их "остатком" могли служить либо выделенные шохониты, либо высокотитанистые базальты V геохимического типа. Причем в последнем случае предполагалось, что наиболее поздняя эволюция протекала в сухих восстановительных условиях, вследствие чего появились высокожелезистые трахириолиты.

Рассмотренные особенности состава магматитов волжско-валанжинского вулканоплутонического комплекса свидетельствуют о том, что все они, являясь фашиальными разновидностями, образуют некую общность в пределах единой структуры и отражают различные формы проявления островодужного магматизма. Определенная вариативность их геохими-

ческих характеристик является следствием различий в путях эволюции и степени контаминации исходных расплавов и вовлечения в процесс плавления разноглубинных частей надсубдукционного мантийного клина.

Наблюдаемое сонахождение в единых дайковых роях и вулканических разрезах толеитовых, известково-щелочных и высокотитанистых базальтов, часто закономерно сменяющих друг друга по вертикали и латерали, вероятно, свидетельствует о весьма крутом наклоне палеозоны субдукции. В этом случае подъем флюидов, возникших при дегидратации субдуцированной океанической плиты, должен был происходить практически в одной плоскости. Понижая солидус мантии, водные флюиды способствовали плавлению разноглубинных частей мантийного клина. При этом проекция на поверхность разноглубинных очагов представляла собой весьма узкую линию, что и определило сонахождение в единых разрезах разных геохимических типов магматитов.

Кроме этого, подъем мантийных выплавов в весьма узкой плоскости способствовал проявлению процессов надсубдукционного растяжения в теле островной дуги, о чем свидетельствует комплекс сближенных даек. Появление в дайковом комплексе пород с чертами как островодужных истощенных толеитов, так и бонинитов, возможно фиксирует моменты наибольшего проявления растягивающих напряжений, сопровождавшихся сбросом давления в областях генерации истощенных толеитов и соответственным увеличением степени плавления исходного тугоплавкого мантийного субстрата. На возрастание в процессе эволюции мощности коры островодужной постройки довольно отчетливо указывают приуроченность основной массы кислых вулканитов к верхним частям разреза и появление на этих же интервалах щелочных базальтов, сходных по составу с шошонитами.

Готеривский пикрит-базальтовый вулканоплутонический комплекс

Этот комплекс протягивается узкой полосой вдоль осевой части южной половины хребта Пекульней и повсеместно имеет тектонические ограничения (см. рис. 6). На западе по крутому взбросу с ним соприкасаются породы верхней части и основания автохтона, а на востоке он перекрыт крутыми и пологими пластинами вулканогенно-кремнистого комплекса аллохтона, из-под которых на отдельных участках обнажаются клинья островодужного разреза и тектонические отторженцы меланократового фундамента автохтона (рис. 21; см. рис. 9). На севере зона распространения пикритов ограничена малоамплитудным присдвиговым надвигом пород позднепалеозойского основания автохтона (см. рис. 8), а на юге пикриты и базальты, при общей для них тенденции к погружению и уменьшению амплитуды оперяющих разломов, перекрываются чехлом позднемеловых и кайнозойских отложений.

В настоящее время готеривский пикрит-базальтовый комплекс превращен в своеобразный мономиктовый меланж, цементирующая масса которого и включенные в нее блоки представлены породами комплекса и различаются лишь по степени переработки. Блоки, сложенные породами других формационных комплексов, приурочены к границам меланжа и представлены фрагментами рамы и ее основания, или остатками тектонически переброшенных через меланж покровов (см. рис. 9 и 21). Матрикс меланжа сложен рассланцованным метаморфизованным переробленным и перетертым апопикритовым, реже апобазальтовым материалом, с развитием парагенезисов актинолит-тремолита, серпентина, хлорита, талька и магнетита в одном случае, и актинолита, хлорита, эпидота и альбита – в другом. Обладая пластичностью, передробленный апопикритовый материал иногда выдавливается по трещинам среди базальтов или других компетентных пород, принимая форму ветвящихся дайкоподобных тел.

В строении меланжа наблюдается продольная зональность. В северном его отрезке как матрикс, так и включенные в него блоки представлены преимущественно пикритами (эффузивных и субвулканических фаций), пикробазальтами и продуктами их переработки. К югу в строении меланжа увеличивается роль базальтов, вплоть до полного их преобладания на крайнем юге территории, пикриты же, в основном, представлены метаморфизованными разностями, образующими цемент меланжа, либо слагают мелкие единичные блоки и обломки, встречающиеся в цементе и внутри пикритовых просечек по разломам.

Отмечается определенная закономерность и в ориентировке блоков пикрит-базальтового комплекса внутри меланжа. Так, блоки, приуроченные к западной границе меланжа, имеют преимущественно западное падение, а к восточной части – восточное. Подобное строение позволяет рассматривать пикрит-базальтовый комплекс в качестве деформированной и меланжированной антиформы, погружающейся на юг и ограниченной с обоих бортов взбросами и надвигами.

Сильная тектонизация пикрит-базальтовой толщи затрудняет корреляцию частных разрезов, оценку мощностей и последовательности накопления различных, пространственно разобщенных фрагментов разреза. Однако наблюдавшиеся в пределах единых блоков соотношения и последовательность напластования различных типов пород позволяют со значительной степенью уверенности восстановить первичный облик готеривских отложений. При этом отмеченная зональность в продольном строении меланжа отражает стратиграфическую последовательность в формировании пород пикрит-базальтовой толщи. Наиболее приподнятой оказывается северная часть меланжа, где вскрывается более ранние ультраосновные магматиты, а соответственно, на юг происходит погружение, где преобладают уже поздние вулканиты базальтового состава, ассоциирующие с ними осадочные породы и вулканиты кислого состава.

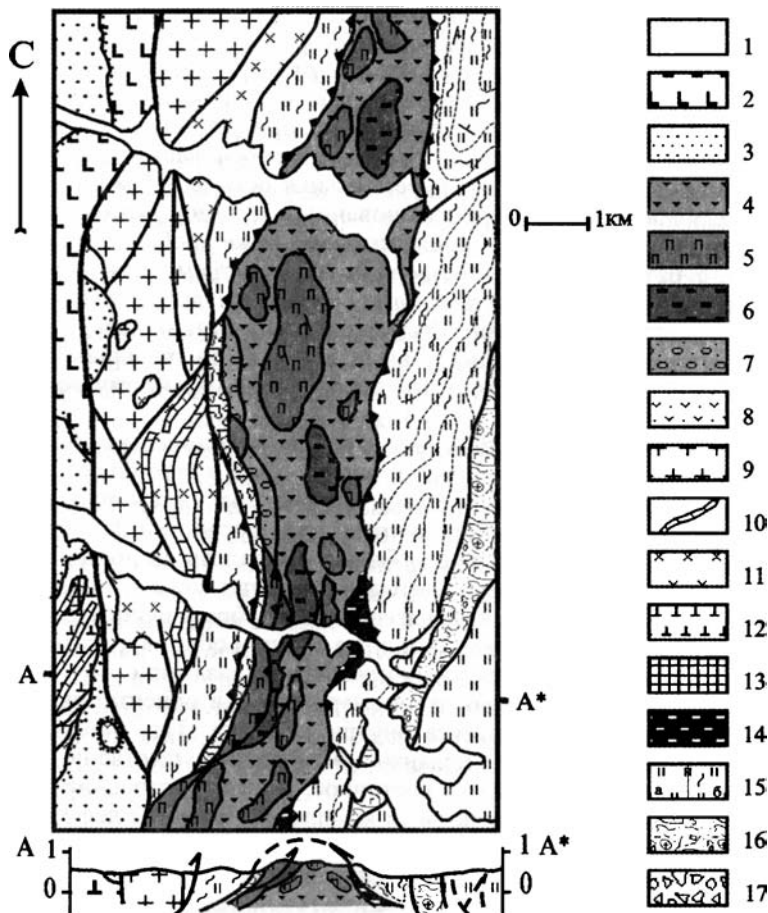


Рис. 21. Геологическая карта междуречья Правого и Левого Ярнана (составил О.Л. Морозов с использованием данных А.А.Мануйлова и Г.И.Агальцова)

1 – современные отложения; 2 – вулканиты палеогена; 3 – туфотерригенные отложения позднего мела; 4–7 – готеривский пикрит-базальтовый комплекс: 4 – меланж, 5 – лавы пикритов и базальтов, 6 – субвулканические тела основного и ультраосновного состава, 7 – грубые туфотерригенные отложения; 8–10 – позднерюрско-раннемеловой островодужный комплекс: 8 – вулканогенно-осадочные отложения, 9 – гранитоиды, 10 – комплекс сближенных даек пестрого состава; 11–13 – комплексы основания автохтона: 11 – раннемезозойские гранитоиды, 12 – позднепалеозойские габброиды, 13 – позднепалеозойская metavулканогенно-осадочная толща; 14 – докембрийский (?) метаморфогенно-магматический комплекс базит-ультрабазитового состава; 15 – среднеюрский-раннемеловой кремнисто-вулканогенный комплекс (а) и зеленосланцевые метаморфиты по его породам (б); 16 – раннемеловой тектоно-гравитационный микстит; 17 – зоны интенсивного тектонического дробления

Многие вопросы строения, минералогии и геохимии пород пикрит-базальтового комплекса были освещены в работах Б.А.Марковского и Г.В.Богданова [1985], С.С.Зиминой с соавторами [1979, 1983] и других исследователей, поэтому можно ограничиться лишь краткой характеристикой наиболее важных особенностей его состава и внутреннего строения.

Породы нижней части разреза весьма сильно фрагментированы и слагают маломощные (до 100–150 м) блоки, разделенные разломами, которые заполнены перетертым и передробленным апопикритовым материалом. Относящиеся к этой части разреза пикриты, пикробазальты и меланобазальты слагают потоки пластовых и пиллоу-лав (мощностью от десятков сантиметров до первых метров), а также горизонты вулканических брекчий и гиалокластитов. Лавы имеют плотное и пористое сложение, а для пластовых потоков характерна веерообразная гофрировка кровли в виде застывших следов течения. В подошвенной части подобных потоков иногда отмечается полосчатость, по типу флюидальности.

Среди гиалокластитов выделяется несколько различных типов, сложно сочетающихся друг с другом. Это непемещенные десквамационные гиалокластиты, выполняющие неровности в кровле потоков, в виде скоплений мелких стекловатых корок, обычно деформированных и рассланцованных. Помимо этого, в большом количестве встречаются перемещенные гиалокластиты, несущие отчетливые следы перемыва, сортировки и укладки водными течениями разной интенсивности. Среди подобных гиалокластитов по слоям наблюдаются скопления овальных фрагментов порфиристых пикритов, напоминающих обработанные гальки, однако имеющих закалочную корку. Большое распространение имеют также вулканические брекчии, состоящие из оскольчатых и угловатых обломков пикритов, или пикробазальтов, погруженных в измененный пикритовый мезостазис. Суммарная мощность стратифицированных вулканокластических горизонтов достигает первых десятков метров. В ряде случаев в ассоциации с описанными вулканитами встречаются отчетливо слоистые тонкообломочные породы, которые можно определить как туфогенные или вулканомиктовые алевролиты и песчаники. Главной особенностью этих пород является апопикритовый состав обломочного материала, который обычно сильно изменен, и весьма своеобразные текстуры, свидетельствующие о накоплении пород в водной среде с изменчивой гидродинамикой.

В более высокой базальтовой части разреза роль вулканических брекчий и гиалокластитов резко падает. Базальты встречаются как крупнопористые, так и плотные и образуют либо плохо стратифицированные наслоения массивных потоков, либо пачки пиллоу-лав. С ними в значительном объеме ассоциируют осадочные породы, слагающие маломощные (до первых метров) невыдержанные прослои и представленные тонкообломочными базальтовыми туффитами, тефроидами, туфопесчаниками и туфогравелитами. Грубообломочные разности иногда содержат многочисленные, но очень фрагментированные остатки мелковод-

ных организмов – это обломки гастропод, звездчатых криноидей, иглы морских ежей, толстые призматические слои, фрагменты крупных грубобугорчатых раковин типа тригоний и мелкие острорребристые двустворки, или брахиоподы. В ряде случаев встречен крупный неопределимый растительный детрит. В подобном горизонте В.И.Шкурским был найден аммонит *Simbirskites* sp., который в основном и определяет возрастную датировку пикрит-базальтовой толщи.

В верхних частях разреза среди базальтов бывают заключены мало-мощные (до 1 м), но протяженные (десятки метров) линзы органогенно-обломочных известняков, состоящие из перекристаллизованных остатков мшанок и содержащие единичные замещенные радиолярии. Для верхнего уровня также характерны горизонты (от первых до десятков метров) сложно переслаивающихся кислых пепловых и зернистых туфов, грубообломочных (до бомбовых) ксенотуфов и спекшихся туфов риолитов. Видимая мощность описанной, существенно базальтовой, части достигает 1000 м. В качестве маркирующих горизонтов для базальтовой части разреза могут рассматриваться вулканомиктовые или туфогенные гравелиты и тефроиды с мелководным органогенным детритом, а также кислые пепловые туфы и ксенотуфы. И те, и другие породы прослеживаются в виде разных по мощности горизонтов, соответственно, в средней и верхней частях разреза, среди пространственно разделенных базальтовых пачек, даже в случаях резких различий базальтов как по морфологии, так и по составу.

С вулканитами пикрит-базальтового комплекса пространственно и структурно связаны блоки готеривских грубообломочных накоплений. Это плохо стратифицированные полимиктовые, вулканомиктовые и существенно туфогенные конглобрекции и гравелиты. Для них характерна плохая сортировка материала и, в ряде случаев, отсутствуют следы флювиальной транспортировки и обработки обломков. Состав обломочного материала весьма разнообразен и свидетельствует, что источником служили породы комплексов автохтона. Среди обломков встречаются разнообразные базальты, андезиты, кислые эффузивы, плагиограниты, диориты, амфиболиты, метаморфические сланцы, кварциты, роговики, скарны и всевозможные туфогенно-осадочные породы, иногда с переотложенными остатками позднеюрских бухий. Подобные породы слагают пачки мощностью до 500 м, выходящие в блоках вдоль западной и восточной границ пикрит-базальтового меланжа. Хотя непосредственного перехода между этими отложениями и пикрит-базальтовыми вулканитами не обнаружено, представляется наиболее вероятным, что они фациально замещают друг друга.

С эффузивами пикрит-базальтового комплекса тесно связаны многочисленные субвулканические и гипабиссальные интрузивные тела основного и ультраосновного состава, имеющие форму даек, силлов, штоков и довольно мощных линзовидных залежей. В верхней базальтовой части разреза сосредоточены в основном силлы основного состава, тогда

как в нижней пикрит-базальтовой части локализуются субвулканические и гипабиссальные интрузивные тела ультраосновного, реже основного состава. В качестве плутонических членов пикрит-базальтового комплекса, вероятно, могут рассматриваться изометричные тела гипабиссальных полевошпатовых перидотитов, встречающиеся среди более древних габброидов в северной половине хребта.

Пикриты лав и обломков в гиалокластитах и вулканических брекчиях, а также силлов и даек, представлены порфировыми разностями, иногда пористыми, с вкрапленниками (до 20%) идиоморфного оливина (до 3 мм), как правило, полностью замещенного бесцветным хлоритом и серпентином или агрегатом актинолита – тремолита, серпентина и магнетита. Основная масса также, как правило, полностью замещена актинолитом – тремолитом, однако в ней часто отмечаются реликты ветвисто-лучистых или дендритовых игольчатых сростков клинопироксена, благодаря которым формируется специфическая закалочная структура типа “пироксеновый спинифекс”. Реликты подобной структуры отмечаются также в пластовых маломощных потоках афировых пикробазальтов. Причем в этих случаях структура спинифекс прослеживается по всей мощности потока, меняется только размер минеральных индивидуов. Помимо этого, в некоторых разностях пикритов Б.А.Марковским и Г.В.Богдановым [1985] были описаны выделения бурой роговой обманки и флогопита.

Ультраосновные породы гипабиссальных интрузивных тел по особенностям строения и состава можно назвать плагиоклазовыми перидотитами. Для них характерны типично кумулятивные (пойкилитовые) структуры с крупными идиоморфными кристаллами оливина, заключенными в ойкокристаллах пироксена, и ксеноморфными выделениями (в интерстициях между ранними минералами) замещенной плагиоклазовой компонентой. Для краевых частей гипабиссальных интрузивных тел также характерно появление дендритовых сростков кристаллов удлиненного габитуса, т.е. закалочных структур типа спинифекс.

Общей особенностью для всех фациальных разновидностей пикритов [Марковский, Богданов, 1985; Магматические горные породы..., 1988] является высокое содержание CaO в оливинах (0,12–0,30%), что характерно для вулканических и субвулканических пород и свидетельствует о приповерхностной кристаллизации оливина [Магматические горные породы..., 1988]. Определенный интерес представляют и приведенные Б.А.Марковским данные по магнезиальности оливинов пикритов, колеблющейся в диапазоне $FeO/MgO=0,12-0,21$. Подобные данные свидетельствуют о преимущественно кумулятивной природе оливинов в большинстве типов пикритов комплекса.

Если принять во внимание, что коэффициент разделения Fe и Mg между исходным расплавом и оливином $\{(FeO/MgO)_{ol}/(FeO/MgO)_{pora}\}=0,3$, то величина FeO/MgO в исходном расплаве должна варьировать в диапазоне от 0,5 до 0,7 (только в одном замере 0,4), что отвечает

скорее составу магнезиального пикробазальта или низкомагнезиального пикрита.

Наряду с этим, выявляется большое разнообразие геохимических характеристик магматических пород пикрит-базальтового комплекса. Значительные различия бросаются в глаза при анализе распределения в пикритах и базальтах TiO_2 и MgO (рис. 22; табл. 8). Так, породы разделяются на две дискретные группы – низкотитанистую (сопоставимую с истощенными коматиитами и базальтами о-ва Горгона) и высокотитанистую, приближающуюся к пикритам трапповой формации и континентальных рифтовых зон. Аналогичный тренд имеют и базальты обогащенного типа о-ва Горгона.

При последующем рассмотрении выделенных совокупностей пород на диаграмме $Zr - Y$ (см. рис. 22) группа низкотитанистых пикритов и базальтов образует достаточно компактное поле, отвечающее низким концентрациям Zr и Y , при $Zr/Y < 3$ и сопоставимое по своим характеристикам с пикритами о-ва Троодос, коматиитами и базальтами о-ва Горгона. Высокотитанистые пикриты и базальты на этой диаграмме в свою очередь разделяются на две группы. Первая из них характеризуется высокими концентрациями Zr и Y , при устойчивых отношениях $Zr/Y = 3-3,5$, что характерно для составов типа ферротолентов СОХ и трансформных разломов. Вторая группа образует фракционированный ряд со стабильно высокими содержаниями Zr , при повышенных отношениях $Zr/Y = 4-6$, что сближает их с вулканитами внутриплитных построек, континентальных рифтовых зон и обогащенными базальтами СОХ (Е-тип).

Подобный предварительный анализ позволяет разделить пикриты и базальты на три основные группы: низкотитанистые (истощенные) пикриты и базальты; высокотитанистые (обогащенные) пикриты и базальты и ферротоленты. Первая группа – самая представительная, породы этой группы слагают основной объем готеривского комплекса, тогда как породы второго типа играют резко подчиненную роль и присутствуют скорее в качестве экзотики, чередуясь в разрезах с породами первой группы. Ферротоленты, наоборот, обычно слагают обособленные разрезы однотипных лав, среди которых встречаются (описанные выше) маркирующие горизонты ксенотуфов и вулканомиктовых гравелитов с мелководным органогенным детритом, что и заставляет рассматривать эти ферротоленты в составе готеривского комплекса.

В первую группу объединены разнофациальные пикриты и базальты (см. табл.8; анализы 1–17), геохимические особенности которых свидетельствуют о крайней истощенности их мантийного источника. Пикриты этой группы характеризуются нормальной щелочностью, с резким преобладанием Na при отношениях $CaO/Al_2O_3 < 1$ (исключение составляют кумулятивные перидотиты гипабиссальных интрузий). Они отличаются широкими вариациями в концентрациях MgO , что, видимо, указывает на значительную роль сепарации оливина при формировании пород.

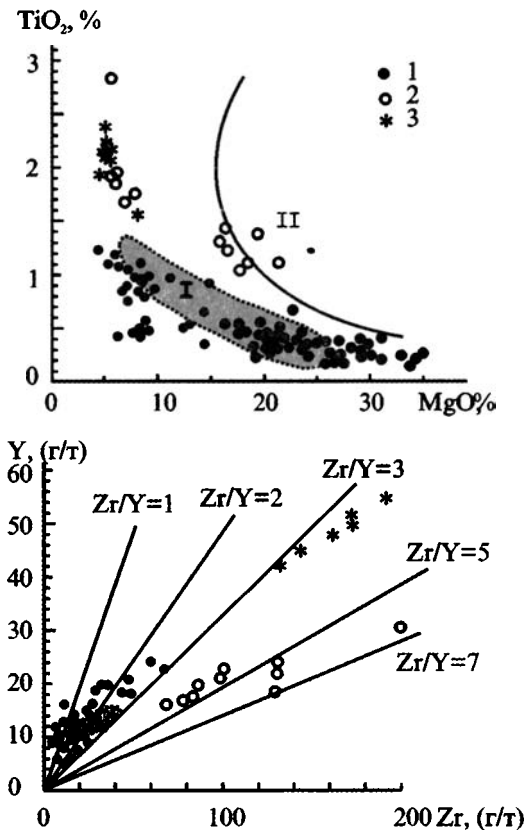


Рис. 22. Диаграммы $\text{TiO}_2\text{-MgO}$ и Y-Zr для пород пикрит-базальтового комплекса

1 – низкотитанистые пикриты и базальты; 2 – высокотитанистые пикриты и базальты; 3 – феррогелены; I – поле коматиитов о-ва Горгона [Dietrich et al., 1981; Echeverria, 1980]; II – поле пикритов трапповой формации и Африканской рифтовой зоны [Магматические горные породы, 1988]

Кумулятивная природа значительной части пикритов определяется и при анализе составов на вариационной диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (рис. 23), где отчетливо проявлены тренд кумуляции оливина и соответственное снижение роли глинозема, при повышении магнезиальности в ряду: лавы пикробазальтов и пикритов – гиалокластиты и вулканические брекчии – пикриты силлов и даек – породы гипабиссальных интрузий. Если при этом вспомнить сделанные выше предварительные выводы о магнезиальности ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0,5\text{-}0,7$) первичных расплавов, основанные на данных по магнезиальности вкрапленников оливина, то в эту область

Таблица 8. Химический состав магматических пород готеривского пикрит-базальтового комплекса хребта Пекульней.

Компонент	803/10	820	803/20	757/20	737/60	737/10	1017/20	737/5	1017/10	737/40
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	38,26	42,01	43,31	42,88	43,15	42,57	42,67	41,99	41,14	44,08
TiO ₂	0,44	0,17	0,38	0,31	0,45	0,39	0,58	0,77	0,59	0,97
Al ₂ O ₃	3,89	5,86	7,24	7,90	10,22	9,84	11,50	9,58	10,51	12,60
Fe ₂ O ₃	6,78	4,39	2,43	10,37*	–	–	3,69	2,91	4,17	2,89
FeO	5,31	5,10	6,66	–	9,22*	9,72*	7,81	8,00	8,24	8,62
MnO	0,04	0,19	0,16	0,17	0,176	0,19	0,19	0,14	0,21	0,12
MgO	31,17	25,76	23,64	26,53	19,32	22,77	16,29	22,63	19,34	14,78
CaO	3,26	8,33	8,05	6,99	8,59	7,04	10,43	6,75	8,71	9,88
Na ₂ O	0,25	0,20	0,38	0,11	6,09	0,42	1,13	0,81	0,86	2,93
K ₂ O	0,03	0,034	0,03	0,02	0,03	0,04	0,13	0,17	0,10	0,15
P ₂ O ₅	0,05	0,033	0,05	0,04	0,084	0,07	0,044	0,02	0,072	0,05
ппп	9,58	7,09	6,48	4,20	3,72	6,56	5,49	5,50	5,14	2,44
Сумма	99,06	99,17	99,81	99,713	101,225	99,871	99,954	99,54	100,00	99,64
SO ₃	0,19	<0,001	0,012	–	–	–	0,20	–	0,13	–
CO ₂	0,20	0,11	0,91	–	–	–	0,33	–	1,10	–
H ₂ O	0,63	0,69	0,38	–	–	–	–	0,27	–	0,13
Cr ₂ O ₃	–	–	–	0,193	0,175	0,261	–	–	–	–
V ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
CoO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
NiO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Rb	2,5	2,1	≤1	<1	<1	<1	<1	<10	<10	<10
Ba	<10	<10	<10	<10	12	11	13	<10	7	26
Sr	45	46	44	35	49	83	110	49	31	70
Y	8,6	7,7	8,6	11	15	13	–	14	<10	13
Zr	18	10	19	14	30	18	–	15	10	28
Nb	<1	<1	≤1	<1	<1	<1	–	<10	<10	<10
La	0,48	0,41	0,51	0,17	0,83	(<10)	0,64	0,12	1,5	0,82
Ce	0,9	0,86	1,9	0,42	2,3	(<10)	1,7	0,39	3,1	2,2
Nd	–	–	–	–	–	–	–	1,3	–	3,2
Sm	0,67	0,46	0,87	0,52	1,1	–	1,1	0,80	1,1	1,4
Eu	0,27	0,19	0,35	0,23	0,44	–	0,42	0,26	0,46	0,46
Tb	0,23	0,18	0,28	0,24	0,32	–	0,32	0,30	0,35	0,47
Yb	0,61	0,7	0,85	0,88	1,3	–	1,1	1,1	1,3	1,5
Lu	0,087	0,11	0,13	0,12	0,2	–	0,16	0,16	0,18	0,22
Sc	19	65	28	27	35	–	33	–	36	–
Cr	4300	1500	1500	1500	1000	–	1800	2400	2300	3500
Co	130	110	89	92	77	–	86	–	106	–
Hf	0,48	<0,5	0,68	<0,5	<1	–	<0,4	–	<0,6	–
Ta	0,09	–	0,055	<0,04	0,12	–	<0,04	–	<0,06	–
Ni	–	–	–	–	864	–	749	820	863	560

Таблица 8 (продолжение)

Компонент	757/10	810/10	6005/10	757/15	6002	6005/40	839/20	737	6005	6005/20
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	45,81	44,50	45,22	48,25	47,66	48,44	48,91	43,66	45,32	47,14
TiO ₂	0,57	0,85	0,51	0,58	0,82	0,90	1,11	1,12	2,87	1,77
Al ₂ O ₃	13,34	14,80	15,81	13,55	15,82	14,36	12,87	8,76	13,38	14,01
Fe ₂ O ₃	11,31*	3,49	2,86	12,04*	2,33	2,42	5,82	–	5,07	2,73
FeO	–	8,36	7,84	–	7,72	8,25	6,16	10,36	10,76	9,01
MnO	0,18	0,20	0,17	0,17	0,18	0,17	0,20	0,19	0,19	0,17
MgO	12,38	8,18	8,40	8,85	8,72	7,22	8,25	18,05	5,21	7,29
CaO	11,19	12,71	11,86	11,39	10,50	11,31	8,11	8,45	19,14	11,04
Na ₂ O	3,69	2,53	1,68	3,67	2,63	2,75	4,21	3,99	2,69	2,44
K ₂ O	0,19	0,04	0,33	0,16	0,42	0,36	0,55	0,11	0,42	0,26
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,066	0,054	0,091	0,091	0,084	0,14	0,23	0,16
ппп	0,95	2,83	4,79	1,30	2,72	3,26	2,49	4,03	3,29	4,19
Сумма	100,50	98,55	99,63	100,00	99,72	99,63	98,75	98,86	99,67	100,30
SO ₃	–	0,19	0,14	0,077	0,22	0,21	0,008	–	0,045	0,081
CO ₂	–	–	0,07	–	0,35	<0,01	–	–	0,14	0,35
H ₂ O	–	0,12	–	0,16	–	–	0,36	–	–	–
Cr ₂ O ₃	0,110	–	0,033	–	0,049	0,029	–	0,232	0,017	0,019
V ₂ O ₅	–	–	0,033	–	0,046	0,051	–	–	0,063	0,056
CoO	–	–	0,0061	–	0,0055	0,0045	–	–	0,0056	0,0052
NiO	–	–	0,018	–	0,013	0,014	–	–	0,013	0,015
Rb	<1	1,7	3,9	1	3,4	8,1	4,6	≤1	5,0	3,8
Ba	26	18	290	96	22	27	14	18	81	41
Sr	93	140	130	190	190	280	230	160	220	170
Y	19	25	15	20	18	18	23	17	32	22
Zr	30	61	24	36	49	45	70	70	200	100
Nb	≤1	1,5	≤1	1,0	<1	1,9	1,6	4,4	6,7	5,9
La	0,11	1,5	1	–	1,5	2,2	2,8	5,7	12	(<10)
Ce	0,91	3,8	2,2	–	4,4	6	6,5	13	30	(17)
Nd	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sm	0,45	2,2	0,96	–	1,6	2,1	2,8	2,8	6,7	–
Eu	0,52	0,88	0,44	–	0,75	0,77	0,9	1,0	2,4	–
Tb	0,14	0,65	0,4	–	0,5	0,48	0,52	0,57	1,5	–
Yb	0,47	2,6	2,3	–	2,3	1,9	2,4	1,2	2,7	–
Lu	0,074	0,44	0,36	–	0,35	0,29	0,38	0,18	0,39	–
Sc	41	54	48	–	54	51	57	29	37	–
Cr	810	250	210	–	340	170	–	1400	110	–
Co	59	54	50	–	47	44	52	74	55	–
Hf	<1,1	2,0	0,7	–	1,5	1,6	2,2	2,0	5,4	–
Ta	0,05	0,13	0,05	–	0,072	0,11	0,13	0,20	0,29	–
Ni	–	–	–	–	–	–	–	787	–	–

Таблица 8 (окончание)

Компо- нент	6005/30	6001/20	6001/10	6001	6031	6031/10	6031/20	6031/40	822	842/15
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	47,82	48,12	48,92	49,50	48,68	48,56	49,62	50,22	48,90	68,56
TiO ₂	1,68	1,94	1,86	1,94	2,24	2,40	2,24	1,92	2,10	0,56
Al ₂ O ₃	14,86	14,26	14,30	14,30	13,43	12,93	12,70	12,39	12,49	14,07
Fe ₂ O ₃	3,13	6,38	2,73	3,37	4,67	4,63	4,65	5,20	6,23	5,35*
FeO	8,77	6,20	7,98	7,48	11,41	10,66	10,87	8,91	8,57	—
MnO	0,17	0,15	0,16	0,18	0,24	0,22	0,23	0,23	0,22	0,074
MgO	6,83	6,05	5,82	5,80	4,87	4,77	4,90	4,51	5,08	1,71
CaO	9,52	9,96	12,13	11,13	8,53	9,33	7,89	9,87	10,36	2,46
Na ₂ O	2,75	2,26	2,32	3,23	2,32	2,01	2,72	1,74	1,51	5,67
K ₂ O	0,33	1,63	0,26	0,55	0,33	0,05	0,07	0,08	0,09	0,16
P ₂ O ₅	0,13	0,19	0,18	0,18	0,26	0,23	0,29	0,23	0,25	0,12
ппп	3,66	2,49	3,52	2,56	2,63	3,96	3,89	4,29	2,93	1,20
Сумма	99,75	99,74	100,29	100,33	99,68	99,82	100,16	99,65	98,73	99,96
SO ₃	0,054	0,036	0,21	0,063	0,27	0,14	0,54	0,036	<0,001	—
CO ₂	0,07	0,14	1,12	0,28	0,04	0,07	0,11	0,14	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	0,38	—
Cr ₂ O ₃	0,021	0,031	0,034	0,031	0,0092	0,0074	0,0061	0,0074	—	0,026
V ₂ O ₅	0,059	0,066	0,063	0,063	0,064	0,062	0,052	0,052	—	—
CoO	0,0049	0,0042	0,0052	0,0037	0,0051	0,0044	0,0047	0,0044	—	—
NiO	0,015	0,012	0,0079	0,015	0,0058	0,0048	0,0058	0,0055	—	—
Rb	3,1	45	2,1	7,0	3,2	<1	1,0	1,0	1,6	2,8
Ba	81	120	51	67	57	21	25	16	43	92
Sr	240	210	350	180	150	120	110	42	34	250
Y	83	19	24	23	53	57	56	46	130	19
Zr	100	130	130	130	170	170	190	140	5,4	700
Nb	3,2	5,5	4,4	5,0	5,8	6,9	7,7	5,8	—	2,3
La	5,4	(<10)	(<10)	(<10)	9	(<10)	(11)	—	—	—
Ce	13	(18)	(14)	(17)	21	(12)	(20)	—	—	(14)
Nd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sm	3,7	—	—	—	6,7	—	—	—	—	(21)
Eu	1,3	—	—	—	2,1	—	—	—	—	—
Tb	0,79	—	—	—	1,5	—	—	—	—	—
Yb	1,8	—	—	—	6,3	—	—	—	—	—
Lu	0,27	—	—	—	1	—	—	—	—	—
Sc	42	—	—	—	52	—	—	—	—	—
Cr	120	—	—	—	55	—	—	—	—	—
Co	47	—	—	—	50	—	—	—	—	—
Hf	0,96	—	—	—	5,6	—	—	—	—	—
Ta	0,21	—	—	—	0,28	—	—	—	—	—
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1–17 – породы истощенного типа: 1–3 – гиабиссальные интрузии, 4,5 – субвулканические пикриты, 6,7 – гиаокластиты пикритов, 8 – пикрит из обломка в вулканической брекчии, 9–11 – лавы пикритов и пикробазальтов, 12–13 – габбро-диабазы силлов и даек, 14–17 – базальты; 18–24 – породы обогащенного типа: 18 – гиаокластиты пикритов, 19–24 – базальты; 25–29 – ферротоленты; 30 – кластолава риолита.

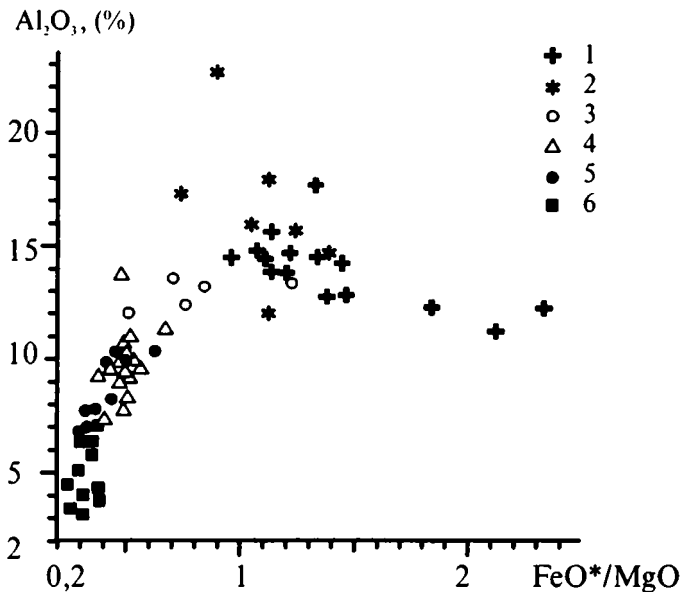


Рис. 23. Диаграмма $Al_2O_3 - FeO^*/MgO$ для пород первого (истощенного) геохимического типа готеривского пикрит-базальтового комплекса

1 – базальты; 2 – габбро-диабазы силлов и даек; 3 – лавы пикритов и пикробазальтов; 4 – гиалокластиты и вулканические брекчии пикритов; 5 – субвулканические пикриты; 6 – породы гипабиссальных интрузий

преимущественно попадают гиалокластиты, вулканические брекчии и лавы пикритов и пикробазальтов, породы же гипабиссальных интрузий и субвулканических тел пикритов в основном локализируются в поле кумулятов.

Пикриты первого типа обладают крайне низкими концентрациями Ta, Nb и других элементов ВЗИ, а также РЗЭ, при сильной деплетированности легкими лантаноидами ($La_N/Sm_N = 0,08-0,74$; $La_N/Yb_N = 0,065-0,7$). Как видно из рис. 24, их спектры распределения РЗЭ сходны со спектрами кайнозойских коматитов о-ва Горгона, однако для ряда составов отмечаются более низкие концентрации тяжелых лантаноидов и значительные вариации в поведении легких и промежуточных редких земель. Такие вариации не могут быть объяснены только процессами фракционирования и, видимо, отражают различия в составе исходного субстрата, а также степени и этапности его плавления.

Для фанерозойских ультраосновных вулканитов с подобными геохимическими характеристиками одним из наиболее вероятных вариантов происхождения считается повторное плавление (при относительно низ-

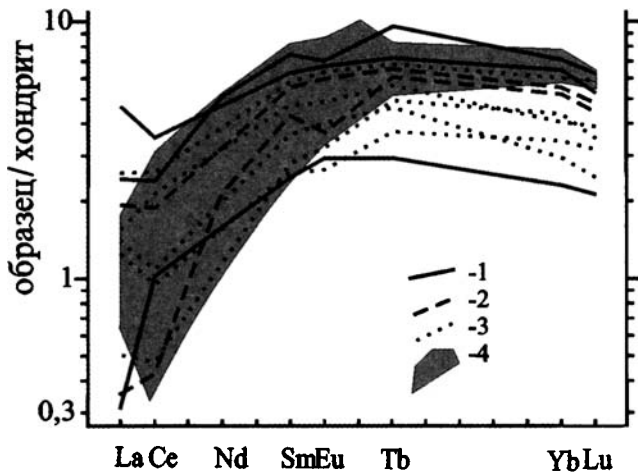


Рис. 24. Распределение РЗЭ в пикритах и пикробазальтах “истощенного” типа готеривского пикрит-базальтового комплекса

1 – лавы; 2 – гиаокластиты и вулканические брекчии; 3 – породы субвулканов и гипабиссальных интрузий; 4 – диапазон распределения РЗЭ в коматинитах о-ва Горгона [Dietrich, 1981; Echeverria, 1980, 1986]

ком давлении) предварительно сильно истощенного ультраосновного субстрата, при вероятном присутствии воды, что подтверждается и экспериментальными данными [Магматические горные породы..., 1988].

Поэтому автор попробовал пойти по пути Р.Кея [Кей, 1980], который использовал методику расчетов распределения РЗЭ при парциальном плавлении истощенного перидотита с добавлением определенной доли осадка для объяснения составов лантаноидов надсубдукционных базальтов. Ниже приведена табл. 9, где указаны значения РЗЭ для истощенного перидотита (рестита), равновесного с базальтом СОХ [Кей, 1980]; парциальные выплавки из этого рестита; состав железистого окисленного силицита из среднеюрского–раннемелового кремнисто-базальтового комплекса хребта Пекульней и парциальные выплавки из рестита с различной долей участия осадка. Коэффициенты распределения РЗЭ в минералах и парциальных выплавках заимствованы из работы Р.Кея [Кей, 1980].

Необходимость привлечения контаминирующего фактора при оценке состава исходных расплавов для пикритов комплекса прежде всего вызвана вариативностью распределения ЛРЗЭ в породах.

Так, среди истощенных пикритов и пикробазальтов (разной фациальной принадлежности) выделяются породы с отношениями $La_N/Ce_N > 1$ и $La_N/Ce_N < 1$, при незначительных различиях в распределении промежуточных и тяжелых РЗЭ, что, видимо, указывает на различия в первичном субстрате. Соответственно, были проведены расчеты различных парци-

альных выплавков из “чистого” рестита и с добавлением к нему разных пропорций (0,05 и 0,1%) железисто-глинистого силицита. Как видно из рис. 25, подобный контаминирующий фактор приводит к резкому увеличению доли La, с образованием отношений $La_N/Ce_N > 1$, а также к росту доли промежуточных РЗЭ.

Таблица 9. Расчетные данные для модели формирования истощенных пикритов (концентрации в г/т)

Элемент	MORB	Рестит	Расплав		Осадок	Рестит+осадок		Расплав			
	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
La	2,926	0,004	0,154	0,08	33	0,037	0,02	0,73	0,40	1,42	0,79
Ce	9,8	0,026	0,94	0,49	42	0,067	0,047	1,32	0,91	2,51	1,72
Nd	8,5	0,046	1,59	0,87	33	0,079	0,063	1,5	1,19	2,72	2,17
Sm	2,9	0,024	0,77	0,44	7,9	0,032	0,028	0,59	0,52	1,03	0,9
Yb	2,6	0,049	1,2	0,79	3,5	0,053	0,051	0,84	0,81	1,29	1,25

Примечание. А – MORB из работы: [Кау, 1980]; В – реститовый перидотит, равновесный с базальтом А [Кау, 1980]; С – 2,5 %-ная выплавка из мантийного рестита В; D – 5 %-ная выплавка из мантийного рестита В; Е – железисто-глинистый силицит из среднеюрского–раннемелового кремнисто-базальтового комплекса (обр. 6035/15) хребта Пекульней; F – рестит В с добавлением 0,1%-ного осадка Е; G – рестит В с добавлением 0,05%-ного осадка Е; H – 5% выплавка из рестита F; I – 5%-ная выплавка из рестита G; J – 2,5 %-ная выплавка из рестита F; K – 2,5%-ная выплавка из рестита G. При расчетах использовались пропорции и коэффициенты распределения элементов, примененные Р.Кеем [Кау, 1980].

Перед тем, как приступить к сравнению модельных и реальных составов, попробуем определить требования к породам, которые могут быть наиболее приближены к первичным расплавам. Прежде всего, эти породы должны иметь закалочные структуры, а при порфировом строении, закалочные структуры обязаны быть и в основной массе, тогда как вкрапленники должны быть более или менее равновесны с мезостазином. Кроме этого, в породах должны отсутствовать признаки значимой кумуляции или иного фракционирования, выраженные как в строении пород, так и в характере распределения элементов. Если принять во внимание предварительные выводы по магнетизмности первичных расплавов, сделанные выше, то в рассматриваемой выборке под эти условия подходят некоторые лавы пикритов и пикробазальтов, их вулканические брекчии и гиалокластиты, а также часть пикритов силлов и даек, для которых величина $FeO^*/MgO = 0,5-0,7$.

При вынесении составов, удовлетворяющих этим требованиям, лав и гиалокластитов пикритов (см. рис. 25), видно их большое сходство, если не идентичность модельным расплавам, для которых введен контаминирующий фактор. При этом для всей выборки (см. табл. 8, анализы 1–10) отмечается закономерное изменение концентраций РЗЭ при эволюции, т.е. снижение содержаний в высокомагнезиальных кумулятах гипабис-

сальных интрузий и увеличение – в поздних дериватах. В этот диапазон контаминированных выплавов попадают также данные Б.А.Марковско-го по пикритам хребта Пекульней [Магматические горные породы..., 1988].

Однако в имеющейся выборке есть ряд составов, которые не укладываются в один ряд с рассмотренными. Например, пикробазальт со структурой “пироксеновый спинифекс” (обр. 757/10) имеет не только отношение $La_N/Ce_N < 1$, при $La_N/Sm_N = 0,13$, но и самые низкие концентрации РЗЭ, что вызывает удивление при сравнении с высокомагнезиальными кумулятами гипабиссальных интрузий.

Помимо этого, пикробазальт имеет слабо взгорбленный в средней части спектр, за счет увеличения доли Sm, Eu и Tb, и отношение $FeO^*/MgO = 0,82$, что позволяет предположить предшествовавшую сепарацию оливина и соответственное увеличение клинопироксеновой составляющей. Но в таком случае исходный для этого пикробазальта расплав был более магнезиален, имел еще более низкие концентрации РЗЭ и более истощенный легкими лантаноидами спектр.

Образование состава с подобными характеристиками из единого с ранее рассмотренной группой пикритов источника нельзя объяснить ни процессами фракционирования, ни различиями в условиях плавления. В этом случае необходимо привлечение либо другого, еще более истощенного источника, либо последующей стадии плавления того же самого, многократно истощенного рестита, хотя, вероятно, и в меньших пропорциях.

Несмотря на то, что проведенное моделирование и оценка состава первичных расплавов в достаточной степени условны и не учитывают многих факторов, это все-таки предоставляет возможность сделать ряд весьма важных выводов.

Прежде всего, в исходных расплавах содержание MgO, вероятно, колебалось в пределах 15–20%, что соответствует пикробазальту или низкомагнезиальному пикриту. Подобные величины достижимы при невысокой степени плавления истощенного перидотита. О том, что плавлению подвергался сильно истощенный мантийный субстрат, причем в условиях малой глубинности, свидетельствуют: характер распределения и концентрации РЗЭ и весьма низкие отношения (в вулканических пикритах и пикробазальтах) CaO/Al_2O_3 (0,7–0,9) и Zr/Y (1–2).

Вероятно, плавление исходного тугоплавкого субстрата происходило в условиях резкой декомпрессии и в присутствии водного флюида. В пользу высокого давления летучих в расплаве и, в частности, воды свидетельствует присутствие гидроксилсодержащих фаз [Марковский, Богданов, 1985], пористость многих лав и обилие взрывчатых разностей ультраосновных вулканитов.

Помимо этого, как следует из проведенного моделирования, исходный субстрат был контаминирован материалом, сходным с океанскими металлоносными и радиоляриевыми осадками по характеру распределения РЗЭ. Учитывая высокую вероятность присутствия при этом и воды,

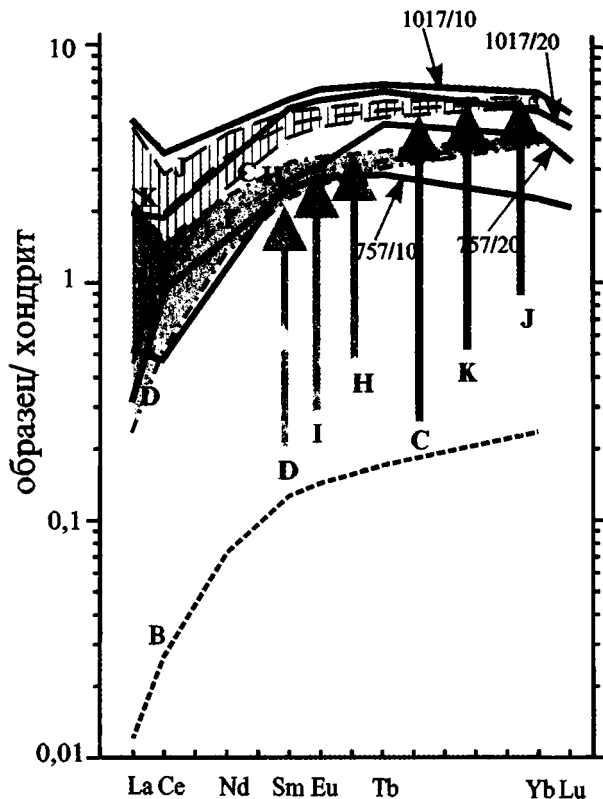


Рис. 25. Распределение РЗЭ в расчетных парциальных (2,5%-ных и 5%-ных) выплавках (С, D, H, I, J, K; см. табл. 9) из остаточного перидотита (B; см. табл. 9) и в наименее фракционированных пикритах

Составы модельных кривых приведены в табл. 9, пикриты – в табл. 8

следует признать, что реализация таких условий возможна только в над-субдукционной обстановке. Однако нельзя не отметить, что исходный субстрат был либо неоднороден и в разной степени истощен и загрязнен, либо испытывал неоднократное плавление. Хотя весьма вероятно, что были задействованы все эти факторы.

Базальты и габбро-диабазы, входящие в эту группу (см. табл. 8, анализы 12–17), дифференцированы ($FeO^*/MgO = 0,75-2,3$), с низкими величинами Zr/Y отношений (1,5–3) и слабым накоплением титана в процессе эволюции расплавов (см. рис. 22). Положение фигуративных точек их составов на диаграмме $Al_2O_3 - FeO^*/MgO$ (см. рис. 23), указывает на совместное фракционирование оливина и плагиоклаза, и на значительную роль флотирующего плагиоклаза в разных по степени дифференци-

рованности породах. Они имеют более высокие, в сравнении с пикритами, концентрации РЗЭ, при сохранении субпараллельности спектров распределения (рис. 26) с обедненностью легкими лантаноидами ($La_N/Sm_N = 0,37-0,57$; $La_N/Yb_N = 0,25-0,7$).

По своим геохимическим характеристикам они наиболее близки истощенным толеитам островных дуг, отличаясь от базальтов СОХ пониженными содержаниями элементов ВЗИ (рис. 27) и некоторым увеличением доли крупных литофилов (Rb, Ba, K, Sr). Однако, по сравнению с толеитами островных дуг, они не имеют ярко выраженного Ta-Nb минимума и сопутствующего относительного обогащения Р, La и Се.

Наблюдаемые в базитах соотношения и концентрации редкоземельных и микроэлементов указывают на единый с пикритами истощенный мантийный источник, т.е. их можно рассматривать либо в едином ряду дифференциации, либо как производные более низких степеней плавления того же субстрата.

Как пикриты, так и базальты, относящиеся ко второй геохимической группе (см. табл. 8, анализы 18–24), обладают повышенными абсолютными концентрациями РЗЭ с отчетливым обогащением легкими и промежуточными лантаноидами ($La_N/Yb_N = 1,8-2,9$) (рис. 28). Одновременно с этим, в них резко увеличиваются содержания Ti, Nb, Ta, Zr и крупных литофилов (Rb, Ba, K, Sr), при возрастании Zr/Y отношения до 7. Эти особенности свидетельствуют о неистощенном или даже обогащенном характере их мантийного источника и низкой степени его плавления. Наблюдаемые как в пикритах, так и в базальтах этой группы низкие доли Yb и сопоставимого с ним по свойствам Y могут обеспечиваться только при устойчивости граната в области генерации расплавов, что достижимо при весьма значительных давлениях. Все эти особенности позволяют сопоставить пикриты и базальты второго геохимического типа с вулканитами внутриплитных построек или обогащенными составами СОХ.

Породы третьей геохимической группы представлены довольно однородными ферротолеитами (см. табл. 8, анализы 25–29), которые слагают мощные (до 800 м) лавовые пачки, однако не обнаруживают значительных вариаций в своем составе. Для них характерен высокий показатель дифференцированности ($FeO^*/MgO = 2,7-3,2$), устойчивые Zr/Y отношения (3–3,5) и высокие содержания TiO_2 (1,9–2,4%). Они обладают плоским спектром распределения РЗЭ, со слабым обеднением легкими лантаноидами (рис. 29) и по своим геохимическим характеристикам аналогичны сильно дифференцированным толеитам СОХ и трансформных разломов. Подобное сравнение хорошо подтверждается при анализе строения нормализованной кривой базальта на многоэлементном графике (см. рис. 29). Однако определенные опасения внушают не пропорционально повышенные концентрации Rb, Ba, K и La, при отношении $La_N/Ce_N = 1,14-1,45$, что может быть следствием “остаточной надсубдукционной” компоненты, но для аргументированной интерпретации

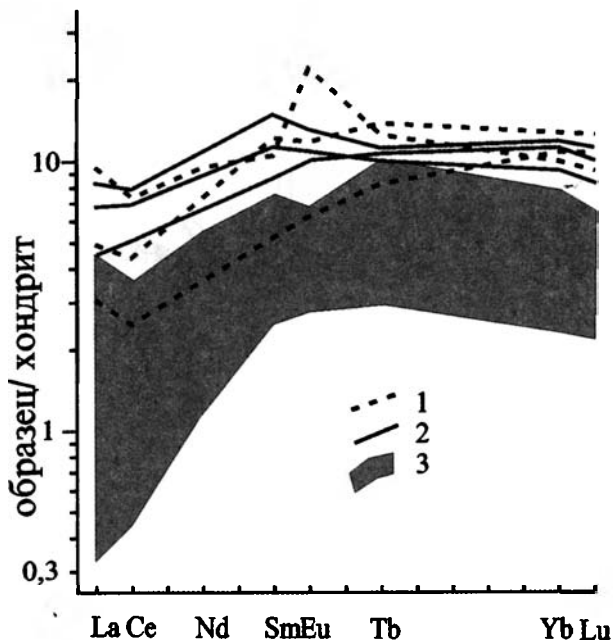


Рис. 26. Распределение РЗЭ в базитах “истощенного” типа пикрит-базальтового комплекса

1 – габбро-диабазы; 2 – базальты; 3 – диапазон распределения РЗЭ в пикритах (см. рис. 24)

этих аномалий не хватает аналитических данных. В отличие от пород первых двух геохимических групп, рассмотренных выше, источником для этих ферротолитов могла служить слабо деплетированная мантия океанического типа.

Коротко суммируя особенности строения разреза и состава пород готеривского пикрит-базальтового комплекса, можно сделать вывод, что его формирование происходило в условиях узкого прогиба, в пределах незначительного временного интервала. В осевой части прогиба на небольшой глубине происходили излияния эффузивов, фациально замещавшихся грубообломочными отложениями, которые накапливались у основания склона. О том, что формирование вулканитов происходило на небольшой глубине при низком гидростатическом давлении и изменчивой гидродинамике, причем на незначительном удалении от приподнятых участков суши, свидетельствуют: наличие крупно- и густопористых текстур в ряде лав; обилие следов перемыва, сортировки и укладки ме-

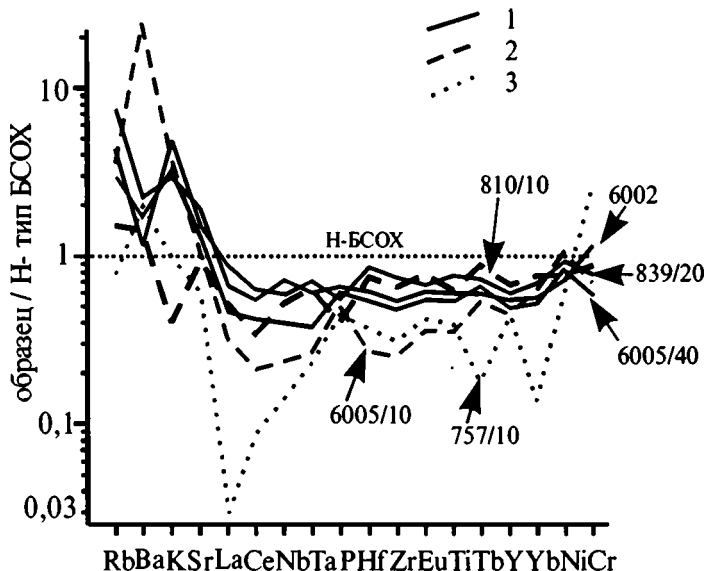


Рис. 27. Многоэлементный график для базитов “истощенного” типа готеривского пикрит-базальтового комплекса
 1 – базальты; 2 – габбро-диабазы; 3 – пикробазальты

няющимися течениями разнообразных вулканокластитов; мелководный характер фауны в биогермных известняках (мшанки) и перемытого и передробленного фаунистического детрита в вулканомиктовых псеффитах (гастроподы, толстостенные и груборебристые раковины, криноидеи, морские ежи и пр.); а также присутствие крупных растительных остатков.

Состав кластики в грубообломочных отложениях, фациально замещающих готеривские вулканиты, в целом отвечает составу пород позднеюрского–раннемелового островодужного комплекса и комплексов его гетерогенного основания. Все это позволяет предположить, что формирование готеривского комплекса происходило в узком прогибе (рифтовой впадине), заложенном на теле Пекульнейского сегмента, в связи с его расколом.

В результате этого раскола был вскрыт сильно истощенный мантийный субстрат, в разной степени гидратированный и контаминированный над зоной субдукции, плавление которого и обеспечило образование истощенных пикритовых расплавов. Уменьшение степени плавления мантийного субстрата в процессе эволюции, его неоднородность, а также латеральный и вертикальный перенос вещества в пределах астеносферного клина, с последующим фракционированием расплавов в промежу-

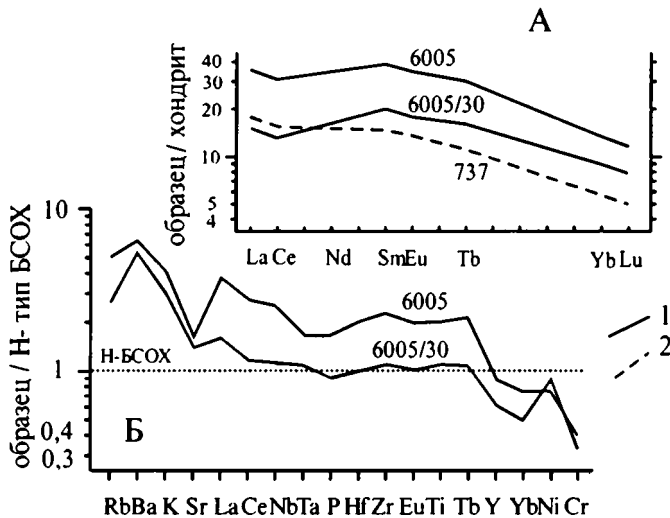


Рис. 28. Распределение РЗЭ (А) и многоэлементный график (Б) для пикритов и базальтов “обогащенного” типа готеривского пикрит-базальтового комплекса

1 – базальты; 2 – вулканические брекчии пикритов

точных камерах, и смена гидратированных условий плавления сухими, привели к появлению широкого спектра пород – от базальтов, сходных с низкокальциевыми истощенными толитами островных дуг и MORB, до пикритов и базальтов, имеющих черты внутриплитных. Вероятно также, что затухание процессов растяжения и проявление сжимающих напряжений привели к наращиванию мощности новообразованной в прогибе коры и появлению, в результате далеко продвинутых процессов дифференциации, кислых вулканитов в верхних частях разреза готеривского комплекса (см. табл. 8, анализ 30).

Таким образом, готеривский пикрит-базальтовый комплекс, вероятно, можно рассматривать как сформировавшийся в результате интрадугового спрединга на заключительном этапе эволюции островодужной системы. Если выводы автора о генезисе пород комплекса в какой-то степени верны, то это должно найти свое отражение в соответствующем смещении изотопных характеристик ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) для выделенных геохимических типов пикритов и базальтов.

В составе аллохтона в структуре Пекульнейского сегмента выделяются: *кремнисто-вулканогенный комплекс* среднеюрского–раннемелового возраста и пространственно ассоциирующий с ним *кремнисто-туфотерригенный комплекс* раннемелового возраста (тектоногравитационный микстит).

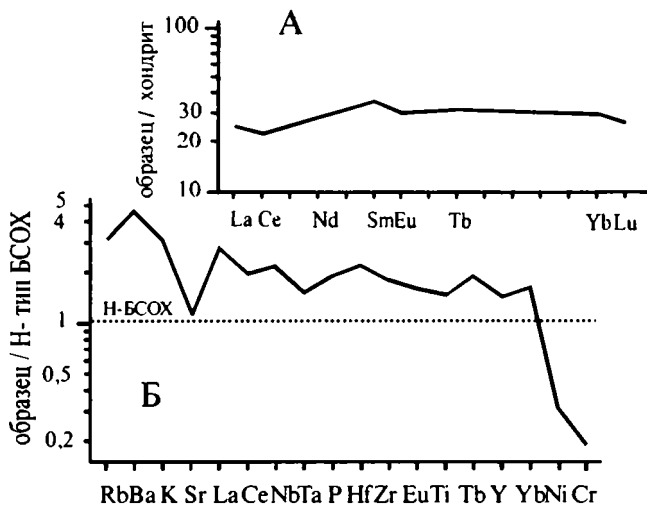


Рис. 29. Распределение редкоземельных элементов (А) и многоэлементный график (Б) для ферротрохилитов пикрит-базальтового комплекса

Кремнисто-вулканогенный комплекс

Кремнисто-вулканогенный комплекс среднеюрского–раннемелового возраста выходит на юго-восточных склонах хребта Пекульней (см. рис. б), где слагает пакет чешуй и пластин с западными и восточными падениями, в ряде случаев стоящих вертикально и иногда деформированных. Несколько небольших метаморфизованных пластин комплекса выделяется также и в западной части пикрит-базальтового меланжа. Со всеми окружающими разновозрастными и более древними образованиями породы кремнисто-вулканогенного комплекса имеют только тектонические контакты. Своеобразное исключение составляют склоновые отложения раннемелового тектоногравитационного микстита, содержащие многочисленные олистолиты и олистоплаки этого комплекса, тектонизированные и счешуенные фрагменты которого одновременно служат и цоколем для склоновых накоплений.

Кремнисто-вулканогенный комплекс имеет трехчленное строение (рис. 30). В его видимой нижней части выделяется горизонт, нацело сложенный пластинообразными телами параллельных диабазовых даек (мощностью до ~ 1 км). Над дайками развиты пиллоу-базальты (мощностью 600–800 м), перекрытые кремнистыми и глинисто-кремнистыми породами осадочного чехла (до 100–150 м).

Комплекс параллельных даек откартирован в пределах массива горы Острозубый, где он участвует в строении двух крутонаклоненных на за-

пад тектонических пластин (рис. 31). Дайки образуют полого залегающие тела (20–40°) с падением к северо-востоку, а перекрывающие их базальты круто (50–70°) погружаются на северо-запад. Внутреннее строение комплекса однородно: он сложен двузакальными, однозакальными разорванными телами и фрагментами тел без закалочных зон, заключенными между более поздними дайками. Мощность отдельных даек колеблется от 5 см до 1,5 м, составляя обычно 0,2–0,5 м. Зоны закалки, как правило, выражены отчетливо (3–10 мм). Дайки различаются по степени раскристаллизации и сложены клинопироксеном, по которому развигивается актинолит, сосюритизированным или альбитизированным плагиоклазом и рудным минералом. Корни дайкового комплекса не встречены, однако в видимом его основании наблюдалось грубосогласное тело крупнокристаллических габбро-диабазов. По периферии тела отмечается своеобразная промежуточная зона шириной в несколько десятков метров, где с той же ориентировкой, что и у окружающих даек, идет чередование средне- и крупнокристаллических разностей, границы между которыми расплывчаты. В центральной части тело сложено более однородными крупнокристаллическими породами с элементами такситовости. Каких-либо элементов кумулятивной слоистости не встречено.

К верхним частям дайкового горизонта приурочено появление рвущих тел магматических брекчий. Обычно они связаны с дайками постепенными переходами. Наблюдалось, как в краевой части, либо по простиранию пластовых тел, диабазы сменяются тонкоструктурными базальтами, иногда с признаками ликвации, и вариолитами. В них появляются зональные стекловатые обособления, разделенные системой трещин на блоки, еще не отодвинутые друг от друга, и потом довольно резко переходящие в гиалобрекчии. Эти гиалобрекчии сложены зональными стеклами вогнутой формы, или состоят из смеси изометричных и угловатых обломков диабазов, базальтов и стекол. Интерстиция между обломками заполнены агрегатом поздних альбита, кремнезема, сульфидов, хлорита и пр. Количество сульфидов в гиалобрекчиях достигает 10%.

Представляется возможным сочетание двух путей формирования магматических брекчий. С одной стороны, соприкосновение воды, проникшей по трещинам в верхние части дайкового комплекса, и быстро поднимавшегося (простреливавшего) расплава способствовало образованию стекловатой корки с одновременным ее растрескиванием и распадом на отдельные фрагменты. Сформированная таким путем обломочная смесь выполняла периферию диабазовых тел и, вероятно, перемещалась во фронте магматической колонны, наращивая ее. Таким образом, этот процесс сходен с десквамацией корок лавовых потоков, только протекал он, видимо, в других P–T-условиях и с иной динамикой. С другой стороны, взаимодействие расплава с водой, под высоким давлением, вероятно, способствовало возникновению своеобразной пульверизационной смеси. Обособившиеся при этом ячейки расплава практически моментально застывали, образуя втянутые к центру класты.

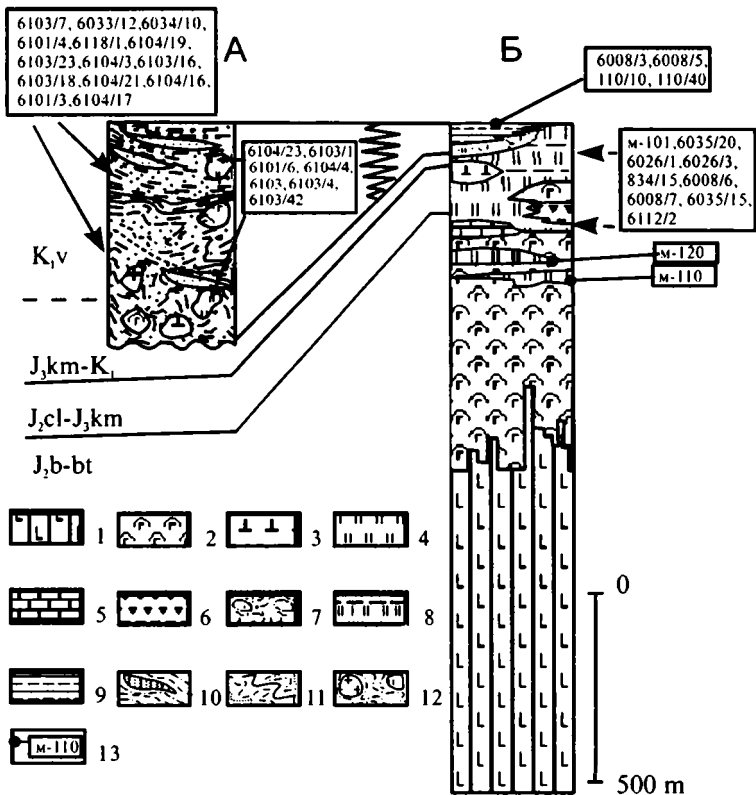


Рис. 30. Упрощенные литостратиграфические разрезы тектоногравитационного микстита (А) и кремнисто-вулканогенного комплекса (Б)

1–9 – кремнисто-вулканогенный комплекс: 1 – диабазы комплекса параллельных даек, 2 – базальты типа N-MORB, 3 – базальты типа E-MORB и WPB, 4 – радиолариты, железистые и глинистые силлициты, 5 – известняки, 6 – “нижние” эдафогенные брекчии, 7 – “верхние” эдафогенные отложения, 8 – кремнистые аргиллиты, 9 – горизонт туфосиллицитов, туфоалевролитов, песчаников; 10–12 – отложения тектоногравитационного микстита: 10 – преобладание туфоалевролитов, туффитов, песчаников, мелкообломочных брекчий, 11 – преобладание тонкообломочных туффитов, кремнистых туфоалевролитов и аргиллитов, 12 – олистостромовые горизонты; 13 – номера проанализированных образцов осадочных пород и их привязка к разрезам

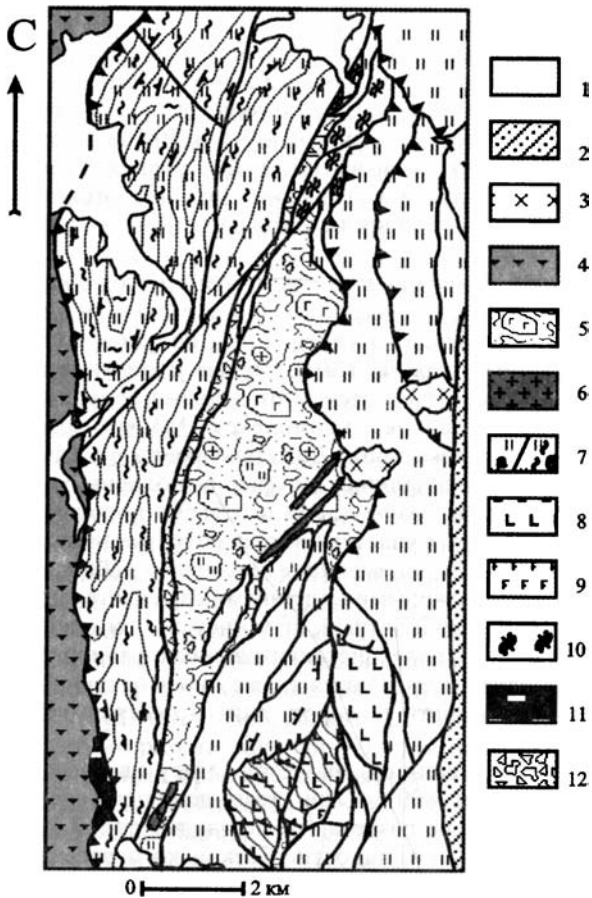


Рис. 31. Геологическая карта истоков рек Янранай и Левая Бычья (составил О.Л.Морозов с использованием материалов А.А.Мануйлова и Г.И.Агальцова)

1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – среднемиловые туфотерригенные отложения, нерасчлененные; 3 – позднемиловые диориты; 4 – пикрит-базальтовый меланж и блоки в нем; 5 – раннемиловый тектоно-гравитационный микстит; 6 – раннемиловые плагиограниты; 7-9 – среднеюрский – раннемиловый кремнисто-вулканический комплекс: 7 – эффузивно-осадочная часть(а) и зеленосланцевые метаморфиты по этим породам (б), 8 – комплекс параллельных диабазовых даек, 9 – крупнокристаллические габбро-диабазы; 10 – метаморфиты амфиболитовой фации по эффузивно-осадочной толще; 11 – метаморфогенно-магматический комплекс базит-ультрабазитового состава, докембрий(?); 12 – зоны интенсивного катаклаза и милонитизации

Строение зоны перехода от даек к лавам изучалось на северо-западных отрогах горы Острозубый. Здесь в верхних частях дайкового комплекса наблюдались редкие маломощные (1–2 м) скрины, сложенные разорванными фрагментами пиллоу-лав. Выше объем и количество скринов довольно резко возрастают, дайки распадаются на отдельные рои и в нижней части лавового горизонта наблюдаются лишь единичные рвушье тела. Видимая мощность дайкового горизонта составляет 1 км (см. рис. 31).

Основу эффузивно-осадочной части кремнисто-вулканогенного комплекса составляют пиллоу-базальты. Они образуют мощные (сотни метров) наслоения, состоящие из уплощенных подушек толщиной 0,2–1 м, обычно соединенных перемычками. Иногда отмечаются пластовые потоки (0,1–4 м). В петрографическом отношении большинство базальтов аналогично диабазам дайкового комплекса. Это, как правило, афировые породы с массивной текстурой. Довольно редко отмечаются разности, содержащие мелкие миндалины, которые выполнены хлоритом, иногда вместе с кварцем, и занимают до 1% от объема породы. В верхних частях разреза на некоторых участках встречаются базальты с керсутитом и буро-зеленым биотитом, не имеющие аналогов в дайковом комплексе. В интерстициях между лавовыми подушками отмечается десквамационная гиалокластика, либо карбонатный, кремнистый или смешанный материал, часто с остатками перекристаллизованных радиолярий. В верхних частях лавовых пачек встречаются также линзы и прослои (от долей до первых метров) карбонатных пород, яшм и пестрых гидротермальных силицитов.

Мощность ненарушенных разрезов эффузивно-осадочной толщи обычно не превышает 800 м. При этом довольно часто наблюдается сдваивание и страивание разреза, что приводит порой к необоснованно завышенным оценкам ее мощности. Несколько пересечений толщи позволили выявить основные особенности ее строения. На западных отрогах горы Острозубый развитые над дайками пиллоу-базальты образуют монотонный горизонт мощностью до 600 м с падением в СЗ румбах под углами 50–70°. Перекрывающие лавы осадочные породы представлены в нижней части преимущественно сургучными плитчатыми радиоляритами, постепенно сменяющимися железистыми и глинистыми силицитами и выше – красными кремнистыми аргиллитами с прослоями “верхних” радиоляритов.

При микроскопическом изучении этих пород выявляется практически полная стерильность радиоляритов, железистых и глинистых силицитов в отношении обломочной терригенной и пирокластической примеси. Весьма редко отмечаются единичные измененные базальтовые пепловые частицы и мелкие кристаллокласты полевых шпатов. В верхних же красных кремнистых аргиллитах примесь острооскольчатых плагиоклазов обычна (1–2%). Из нижних и верхних радиоляритов выделены два комплекса радиолярий (здесь и ниже определения Н.Ю.Брагина):

соответственно, в первом – бат-кимериджские *Hsuum* cf. *maxwelli* Pessagno, *Lupherium* cf. *office-rense* Pessagno et Whalen, *Archaeodictyomitra* sp., а во втором – позднеюрские–раннемеловые: *Archaeodictyomitra* cf. *apiara* (Rust), *Ristola* sp., *Pantanellium* sp. Суммарную видимую мощность осадочной части разреза здесь можно оценить в 100–150 м.

Как правило, эти породы сильно деформированы и сорваны с базальтового основания. Обычно они встречаются в виде сгруженных к западу от базальтового горизонта слоистых пачек (до 100 м) чешуйчатых фрагментов разреза и обрывков слоистых пачек, часто смятых в складки различной степени напряженности, вплоть до изоклинальных и сложно гофрированных. Западнее эта моноформационная тектоническая смесь разубоживается, среди блоков, сложенных породами кремнисто-вулканогенного комплекса, появляются породы матрикса тектоногравитационного микстита как с тектоническими, так и со стратиграфическими соотношениями (см. рис. 31).

Разрез, характеризующий переходную зону между лавовым горизонтом и осадочным чехлом, вскрывается на южном отроге горы Остроzubый. Здесь пиллоу-базальты перекрываются пачкой (5 м) чередования тонкоплитчатых сургучных радиоляритов с черными и красными железистыми и глинистыми силицитами. Из нижней части пачки выделены байосские (включая, вероятно, и батский век) радиолярии: *Paronaella illellensis* Carter, *Napora* cf. *horrida* Pessagno et Whalen, *Protunuma* aff. *turbo* Matsuoka, *Hsuum* sp. В верхней части содержатся радиолярии, датирующие среднюю юру, до келловае включительно: *Protunuma turbo* Matsuoka, *Unuma* ex. gr. *typicus* Gao, *Napora* sp., *Tritrabs* sp.

Над радиоляритами развит мощный (60 м) горизонт слабо стратифицированных эдафогенных брекчий, состоящих из несортированных угловатых и остроугольных обломков (1 мм–20 см) диабазов, базальтов, их стекол, а также разнообразных силицитов и радиоляритов. Обломки кремнистых пород имеют как резкие, так и расплывчатые границы с цементом, представленным тонкой бесструктурной красной (в поляризованном свете – черной) массой, обогащенной окислами железа и марганца. В цементе неравномерно рассеяна мелкая базальтовая кластика и редкие радиолярии средне-позднеюрского облика. Перекрываются эдафогенные брекчии 50-метровой пачкой пиллоу-базальтов, срезанной на западе по разлому.

Несколько иное строение имеет верхняя часть разреза по левобережью р. Северный Пекульнейвеем. Здесь, в пересечении по руч. Утро, установлен пакет тектонических пластин (по 600–800 м), образующих некое подобие веера. Основу разреза пластин составляет довольно мощная (500–600 м) толща пиллоу-базальтов, среди которых встречаются отдельные потоки с пластовой отдельностью (0,1–4 м). Выше отмечается 50-метровый горизонт, образованный скоплением оторванных базальтовых подушек и их фрагментов, заключенных в бесструктурный гиадокластитовый, кремнистый и глинисто-кремнистый материал. Этот го-

ризонт перекрывается 10-метровой пачкой сургучных радиоляритов и кремнистых аргиллитов, образующих деформированный субстрат, в котором неравномерно рассеяны мелкие лавовые подушки, их куски, а также обрывки слоев и линзочки яшм. Из радиоляритов субстрата выделены раннемеловые радиолярии: *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozynyak), *Praeconocaryomma* sp. В яшмах, слагающих обрывки слоев, содержатся оксфорд-кимериджские *Triactoma* cf. *trigonom* (Rust), *Tetratrape corallitosensis* (Pess.), *Hsuum maxwelli* Pessagno, *Hsuum* sp., *Emiluvia* sp., *Parvicingula* sp. и позднеюрские *Tritrape* cf. *exotica* Baumgartner, *Hsuum* sp., *Lupherium* sp.

Выше развиты светлые зеленые и серые плитчатые (3–10 см) туфосилициты, слагающие две пачки (10 м и 1,5 м), разделенные 5-метровым скоплением фрагментированных базальтовых подушек и пестрых яшмо-кварцитов. Туфосилициты, как правило, перекристаллизованы. В них отмечаются реликты пепловой структуры, а также неравномерно распределенная осколчатая кварц-плагиоклазовая кристаллокластика и единичные радиолярии. Венчается разрез горизонтом черных слоистых туфоалевролитов, содержащих прослой (9–20 см) псаммитовых туффитов. В туфоалевролитах наблюдается прямая градация, характерная для турбидной седиментации, наряду с которой встречаются тонкопелосчатые текстуры, указывающие на переотложение материала придонными течениями. Прослой туффитов имеют резкие ограничения в кровле и подошве, а также массивные внутренние текстуры без видимой градации. Их, вероятно, можно сопоставить с отложениями зерновых потоков. Обломочный материал представлен витрическим пеплом, остроугольными обломками плагиоклаза, вулканитами основного, среднего и кислого состава, фрагментами тонкостенных раковин и глинисто-кремнистых пород. Видимая мощность горизонта колеблется от 5 до 60 м, а его возраст определяется редкими находками поздневаланжинских бухий (сообщение В.И.Стерлиговой).

Породы кремнисто-вулканогенного комплекса испытали весьма неравномерно проявленный динамотермальный метаморфизм в узких линейных зонах, приуроченных к западной части выходов комплекса (см. рис. 6–9, 21, 31). При этом, кремнистые и карбонатно-кремнистые породы превращены в разнообразные кварциты – гематит-стильпномелановые, пьомонтит-гематитовые, карбонат-глаукофановые и др.; алевропелиты – в филлиты, филлониты и серицит-хлорит-кварцевые метаморфические сланцы. Для metabазальтов характерны бластокатаклатические и бластопорфиновые структуры, актинолит-альбит-эпидотовый состав, примесь лейкоксена, сфена, хлорита и пр. Весьма редко встречаются и более высокометаморфизованные породы. Так, в верхнем течении р. Хребтовая на простирации тектоногравитационного микстита (см. рис. 31) выходят мелкие чешуи, часть из которых сложена метаморфитами эпидот-амфиболитовой фации по переслаивающимся базитам и кремнисто-карбонатным породам.

Как уже упоминалось, метаморфизм носит крайне неравномерный характер. В ряде случаев, в пределах единых пластин и блоков, наблюдалось чередование, либо переход по простиранию от зеленых сланцев к бластомилонитам и слабоизмененным породам. Метабазальты в этих случаях сохраняют реликты подушечной отдельности и первичных минералов, а в гематитовых кварцитах встречаются тени перекристаллизованных радиолярий, вплоть до определенных форм. Так, из образца перекристаллизованных яшм, участвующих вместе с гематитовыми кварцитами, эпидот-актинолитовыми сланцами и апобазальтовыми бластомилонитами в строении тектонической чешуи на западных отрогах горы Игольчатая, были выделены позднеюрские – неокомские радиолярии *Archaeodictyomitra* sp.; *Ristola* sp.

Как следует из приведенной характеристики состава и строения кремнисто-вулканогенного комплекса, он может рассматриваться в качестве фрагментов коры бассейна океанического типа. Однако крайне важно постараться определить, какого рода это был бассейн – задуговой или океанический, а если океанический, то малый инициальный, типа Красного моря, либо крупный, ограниченный рифтовыми окраинами континентов (атлантический тип), или конвергентными границами (тихоокеанский тип). Проведение подобного палеогеодинамического анализа вполне возможно при рассмотрении особенностей состава всей совокупности пород комплекса и характера их соотношений.

В процессе исследования химического состава пород комплекса был выполнен силикатный анализ 61 образца магматических и 20 образцов осадочных пород. Из них в 60 были определены содержания микроэлементов и в 28 – содержания РЗЭ. В табл. 10 и 11 (см. ниже) представлена подборка, достаточно полно отражающая пределы вариаций состава выделенных типов пород.

Для предварительного разделения магматических пород комплекса на группы были использованы Zr, Y и Ti, поскольку эти элементы достаточно стабильны при гальмиролизе и низкотемпературном метаморфизме, а Zr/Y отношение в базальтах мало зависит от приповерхностного фракционирования плагиоклаза, оливина и пироксенов и может отражать особенности состава исходного расплава.

Как видно из приведенных на рис. 32 диаграмм Zr – Y и Ti – Y, породы комплекса отчетливо разделяются на две геохимические группы.

Первая группа представлена толеитами и ферротолеитами. В нее входят диабазы дайкового комплекса и подавляющая часть базальтов (см. табл. 10, анализы 1–32). Они образуют единый, далеко продвинутый в эволюции ряд составов и при большой вариативности абсолютных концентраций Ti, Zr и Y характеризуются весьма устойчивым Zr/Y отношением (~3,2). При выраженном тренде совместного накопления Ti и Y в остаточном расплаве величина Ti/Y также достаточно устойчива и снижается только в крайних членах ряда дифференциации – стекловатых магматических брекчиях. Для сравнения на диаграммах построены

Таблица 10. Химический состав магматических пород среднеюрско-го-раннемелового кремнисто-вулканогенного комплекса хребта Пекельной.

Компонент	111/20	6030/10	6030/20	110/30	6009/10	6009/30	6014/10
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,77	47,96	48,08	47,35	49,46	48,22	47,69
TiO ₂	1,16	1,76	1,76	1,97	1,64	1,92	2,45
Al ₂ O ₃	19,51	13,41	14,54	13,19	15,81	13,93	14,63
Fe ₂ O ₃	2,08	3,32	4,30	3,50	3,13	3,45	6,12
FeO	7,07	7,57	6,89	8,27	7,84	7,49	5,97
MnO	0,18	0,20	0,22	0,23	0,17	0,18	0,20
MgO	8,18	7,48	7,28	6,96	5,86	5,60	5,86
CaO	8,35	11,84	10,03	11,36	10,26	11,40	9,96
Na ₂ O	2,94	2,07	3,04	3,02	2,01	3,24	2,75
K ₂ O	0,20	0,08	0,02	0,24	0,09	0,05	0,55
P ₂ O ₅	0,10	0,17	0,16	0,19	0,14	0,16	0,19
ппп	5,20	3,90	3,68	3,64	3,13	3,99	3,22
Сумма	102,74	99,84	100,09	99,92	99,67	99,73	99,64
SO ₃	0,25	0,26	0,15	–	0,32	0,29	0,099
CO ₂	1,11	0,18	0,11	–	0,14	1,12	0,07
H ₂ O	–	–	–	–	–	–	–
Cr ₂ O ₃	–	0,016	0,029	–	0,041	0,026	0,011
V ₂ O ₅	–	0,061	0,064	–	0,076	0,066	0,076
CoO	–	0,056	0,0044	–	0,0052	0,0045	0,0058
NiO	–	0,0064	0,0094	–	0,0089	0,0071	0,0059
FeO*/MgO	1,09	1,41	1,48	1,64	1,82	1,9	1,96
Rb	1	<1	<1	≤1	3,5	<1	10
Ba	≤1	15	12	10	26	16	21
Sr	560	140	140	160	170	84	140
Y	20	35	36	40	34	44	54
Zr	60	120	120	120	100	150	180
Nb	–	3,7	3,2	–	2,7	2,8	3,5
La	2,5	(<10)	4,6	5,1	(<10)	(<10)	(<10)
Ce	7,8	(11)	11	14	(<10)	(18)	(18)
Sm	2,8	–	4,2	4,8	–	–	–
Eu	0,95	–	1,3	1,5	–	–	–
Tb	0,63	–	1	1,06	–	–	–
Yb	2,0	–	3,6	3,2	–	–	–
Lu	0,33	–	0,6	0,44	–	–	–
Ta	–	–	0,27	0,21	–	–	–
Sc	38	–	55	46	–	–	–
Cr	240	–	210	210	–	–	–
Co	51	–	46	43	–	–	–
Hf	1,8	–	3,7	3,1	–	–	–
Ni	147	–	–	36	–	–	–

Таблица 10 (продолжение)

Компонент	6112/10	6014	6009/40	1045	111/10	609/20	6028
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	46,02	48,98	45,50	47,66	44,61	47,28	48,70
TiO ₂	2,54	2,10	2,87	2,29	3,60	2,35	1,32
Al ₂ O ₃	13,23	14,00	13,69	13,11	11,90	13,53	16,71
Fe ₂ O ₃	4,32	4,95	5,99	4,63	5,48	5,46	2,24
FeO	10,65	7,49	9,83	9,86	11,07	8,66	6,07
MnO	0,24	0,18	0,24	0,30	0,27	0,22	0,12
MgO	7,25	5,40	6,10	5,63	5,54	4,13	7,22
CaO	9,00	9,69	10,14	9,93	9,02	11,77	11,30
Na ₂ O	2,44	3,01	2,50	2,87	3,52	3,32	2,57
K ₂ O	0,12	0,17	0,20	0,27	0,15	0,44	0,33
P ₂ O ₅	0,24	0,19	0,25	0,23	0,36	0,20	0,10
ппп	3,64	3,41	2,77	3,18	3,83	2,50	3,19
Сумма	99,90	99,66	100,18	99,96	99,35	99,87	99,96
SO ₃	0,404	0,21	0,48	-	-	0,55	0,054
CO ₂	0,07	0,28	0,35	-	-	0,56	0,14
H ₂ O	0,64	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,010	0,014	0,005	-	-	0,016	0,044
V ₂ O ₅	0,19	0,066	0,087	-	-	0,072	0,044
CoO	0,0061	0,0055	0,0058	-	-	0,0052	0,0035
NiO	0,0005	0,0074	0,0053	-	-	0,0064	0,0096
FeO*/MgO	2	2,21	2,5	2,5	2,9	3,28	1,12
Rb	≤1	2,9	2,7	-	<1	≤1	2,9
Ba	18	18	26	13	6	28	37
Sr	180	170	200	110	40	350	250
Y	61	49	67	40	80	55	27
Zr	190	160	230	150	240	190	84
Nb	1,6	3,0	4,3	-	-	3,1	2,1
La	(<10)	(<10)	(<10)	6,6	8,6	6	2,8
Ce	(14)	(13)	(14)	20	25	18	9,1
Sm	-	-	-	6,9	8,9	6,2	3,2
Eu	-	-	-	2,0	2,5	1,9	1,1
Tb	-	-	-	1,5	1,9	1,6	0,75
Yb	-	-	-	5,7	6,4	5,3	3,1
Lu	-	-	-	0,86	0,90	0,95	0,48
Ta	-	-	-	0,19	0,21	0,21	0,19
Sc	-	-	-	49	50	54	47
Cr	-	-	-	86	74	110	320
Co	-	-	-	49	47	3,8	36
Hf	-	-	-	4,2	7,2	5,4	2,5
Ni	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 10 (продолжение)

Компонент	6110	6027/80	6027/90	6027/10	6029/10	6027/70	6027/30
	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	48,94	47,84	48,80	47,90	48,38	48,20	47,70
TiO ₂	1,56	1,24	1,40	1,45	1,84	1,92	1,69
Al ₂ O ₃	15,97	15,07	14,89	15,09	13,92	13,88	14,52
Fe ₂ O ₃	2,46	2,77	2,64	3,19	3,72	3,52	3,12
FeO	6,88	7,85	7,61	7,25	8,84	7,85	8,19
MnO	0,14	0,13	0,15	0,15	0,13	0,13	0,16
MgO	6,86	8,48	8,00	7,74	7,98	6,84	6,57
CaO	12,06	9,79	10,40	11,13	8,77	10,94	11,50
Na ₂ O	2,32	2,87	2,69	2,38	2,32	3,04	2,50
K ₂ O	0,26	0,23	0,23	0,26	0,20	0,17	0,08
P ₂ O ₅	0,13	0,084	0,099	0,13	0,13	0,13	0,14
ппп	2,16	3,45	2,78	2,90	3,62	3,03	3,41
Сумма	99,90	99,89	99,77	99,74	99,94	99,71	99,70
SO ₃	0,018	0,036	0,054	0,14	0,58	0,072	0,081
CO ₂	0,11	0,21	0,11	0,21	<0,01	0,07	<0,01
H ₂ O	0,26	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,022	0,037	0,034	0,034	0,032	0,0092	0,031
V ₂ O ₅	0,12	0,052	0,048	0,054	0,052	0,056	0,072
CoO	0,0042	0,0047	0,0047	0,0064	0,0038	0,0038	0,0048
NiO	0,0097	0,0058	0,0099	0,012	0,0081	0,0056	0,0089
FeO*/MgO	1,33	1,22	1,25	1,34	1,53	1,61	1,67
Rb	2,1	1,1	1,8	1,6	1,2	1,2	≤1
Ba	26	24	20	30	21	23	30
Sr	210	170	190	230	160	200	150
Y	31	28	30	28	39	43	38
Zr	77	76	91	93	110	130	120
Nb	≤1	≤1	1,1	2,4	1,7	2,8	2,1
La	(<10)	(<10)	(<10)	(<10)	(<10)	(<10)	(<10)
Ce	(<10)	(<10)	(<10)	(13)	(<10)	(<10)	(14)
Sm	-	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 10 (продолжение)

Компонент	6027/20	6027	6029/30	6029/	6029/40	6029/20	6027/50
	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	48,04	47,88	48,30	48,36	47,86	48,34	48,64
TiO ₂	1,70	1,84	2,24	2,16	2,24	2,24	1,98
Al ₂ O ₃	14,39	14,51	13,13	13,15	13,60	13,55	14,30
Fe ₂ O ₃	3,52	3,13	4,30	4,55	4,67	5,22	3,85
FeO	8,31	8,54	8,71	8,60	8,95	8,23	8,54
MnO	0,15	0,18	0,27	0,28	0,36	0,33	0,15
MgO	6,69	0,64	7,35	6,96	7,22	6,96	6,12
CaO	10,76	11,13	9,15	9,15	8,43	8,61	11,04
Na ₂ O	2,60	2,75	2,81	2,75	2,69	2,44	2,69
K ₂ O	0,20	0,31	0,31	0,23	0,28	0,26	0,23
P ₂ O ₅	0,13	0,15	0,19	0,18	0,18	0,19	0,15
ппп	3,10	2,47	3,27	3,49	3,11	3,37	2,15
Сумма	99,70	99,70	100,10	99,94	99,67	99,82	99,94
SO ₃	0,054	0,31	0,38	0,27	0,41	0,79	0,090
CO ₂	0,07	0,21	0,21	<0,01	0,11	0,64	<0,011
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,032	0,025	0,015	0,012	0,016	0,014	0,011
V ₂ O ₅	0,062	0,066	0,058	0,064	0,064	0,064	0,074
CoO	0,0052	0,0052	0,0051	0,0051	0,0048	0,0044	0,0058
NiO	0,0079	0,0081	0,0058	0,0069	0,0048	0,0048	0,0061
FeO*/MgO	1,71	1,71	1,71	1,82	1,82	1,86	1,96
Rb	1,3	1,6	2,4	1,4	1,5	1,8	1,5
Ba	31	29	27	20	24	27	26
Sr	210	220	220	180	200	200	220
Y	37	37	49	51	52	48	42
Zr	140	130	160	170	160	170	130
Nb	2,4	2,6	4,2	2,8	2,8	4,7	2,1
La	4,5	(10)	(<10)	(<10)	(<10)	(<10)	(<10)
Ce	14	(16)	(<10)	(<10)	(12)	(<10)	(15)
Sm	4,4	-	-	-	-	-	-
Eu	1,4	-	-	-	-	-	-
Tb	1,1	-	-	-	-	-	-
Yb	3,9	-	-	-	-	-	-
Lu	0,63	-	-	-	-	-	-
Ta	0,38	-	-	-	-	-	-
Sc	53	-	-	-	-	-	-
Cr	220	-	-	-	-	-	-
Co	43	-	-	-	-	-	-
Hf	4,1	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 10 (продолжение)

Компонент	6027/60	6027/40	6114/35	833/30	6018/30	6016/10	6018/50
	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	48,08	47,82	46,74	51,96	45,50	47,12	45,64
TiO ₂	1,82	2,08	3,24	3,09	2,22	2,35	2,24
Al ₂ O ₃	14,70	13,74	12,62	11,94	14,20	13,80	14,74
Fe ₂ O ₃	3,34	5,27	5,80	4,84	3,13	4,03	3,19
FeO	7,68	9,00	10,65	9,56	10,41	9,48	8,42
MnO	0,15	0,16	0,222	0,25	0,23	0,20	0,20
MgO	5,19	6,18	7,50	3,62	7,68	6,90	5,86
CaO	13,00	10,38	4,50	6,15	9,59	9,41	10,86
Na ₂ O	2,93	2,75	2,75	3,99	2,50	2,58	2,57
K ₂ O	0,26	0,14	0,041	0,09	0,14	0,11	0,22
P ₂ O ₅	0,14	0,17	0,50	0,59	0,18	0,18	0,18
ппп	2,87	1,90	5,02	2,95	4,15	3,81	5,43
Сумма	100,28	99,68	99,75	99,03	100,04	100,07	99,67
SO ₃	0,075	0,054	0,18	0,55	0,50	0,42	0,12
CO ₂	0,21	0,21	0,11	0,68	0,42	0,07	1,69
H ₂ O	-	-	0,58	0,21	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,011	0,011	0,0055	-	0,021	0,016	0,027
V ₂ O ₅	0,048	0,072	0,15	-	0,076	0,081	0,071
CoO	0,0071	0,0052	0,0074	-	0,0052	0,0042	0,0048
NiO	0,0076	0,0066	0,0061	-	0,0081	0,0059	0,014
FeO*/MgO	2,06	2,22	2,12	3,85	1,72	1,9	1,93
Rb	1,7	≤1	<1	1,6	1,8	<1	1,9
Ba	23	21	18	17	14	11	12
Sr	210	180	100	140	82	55	150
Y	40	44	98	120	51	56	47
Zr	130	160	340	470	170	180	140
Nb	2,2	1,9	6,9	11	3,0	4,4	2,9
La	(<10)	4,8	(12)	17	-	-	-
Ce	(<10)	14	(28)	49	-	-	-
Sm	-	4,9	-	11	-	-	-
Eu	-	1,6	-	3,8	-	-	-
Tb	-	1,2	-	3	-	-	-
Yb	-	5,2	-	13	-	-	-
Lu	-	0,85	-	2,1	-	-	-
Ta	-	0,88	-	0,50	-	-	-
Sc	-	50	-	38	-	-	-
Cr	-	65	-	<10	-	-	-
Co	-	50	-	35	-	-	-
Hf	-	5,2	-	14	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 10 (окончание)

Компонент	6018/40	110/20	6008/30	834/10	6008/20	6009	6008/10
	36	37	38	39	40	41	42
SiO ₂	47,66	48,30	54,82	45,31	49,92	46,24	50,62
TiO ₂	2,27	2,16	1,88	2,66	3,01	2,17	1,79
Al ₂ O ₃	13,90	14,89	16,43	12,87	15,48	16,53	14,93
Fe ₂ O ₃	4,10	3,62	4,10	4,14	5,07	6,25	4,52
FeO	9,42	7,54	3,51	7,16	5,73	5,26	5,38
MnO	0,20	0,22	0,13	0,21	0,70	0,20	0,31
MgO	5,79	6,26	4,68	7,19	5,79	6,77	5,21
CaO	9,23	7,94	5,43	11,76	5,88	11,40	8,87
Na ₂ O	3,19	4,44	5,22	3,56	4,28	2,07	3,75
K ₂ O	0,17	0,48	1,04	1,16	0,50	0,14	0,14
P ₂ O ₅	0,19	0,29	0,18	0,55	0,33	0,20	0,16
ппп	3,38	3,64	2,25	3,09	3,10	2,58	3,84
Сумма	99,60	99,78	99,77	99,66	99,84	99,93	99,61
SO ₃	0,33	–	0,054	0,34	0,28	0,35	0,15
CO ₂	0,21	–	0,14	1,03	0,28	0,28	0,42
H ₂ O	–	–	–	0,14	–	–	–
Cr ₂ O ₃	0,014	–	0,042	–	0,006	0,039	0,032
V ₂ O ₅	0,074	–	0,042	–	0,034	0,051	0,037
CoO	0,0052	–	0,0048	–	0,0042	0,0048	0,0042
NiO	0,0066	–	0,014	–	0,0064	0,017	0,011
FeO*/MgO	2,26	1,72	1,54	1,52	1,78	1,6	1,81
Rb	1,8	6,6	27	16	11	1,1	2,3
Ba	12	61	230	1400	780	45	50
Sr	82	310	190	570	270	220	120
Y	53	20	24	27	30	37	23
Zr	160	120	110	190	370	180	100
Nb	3,0	10	11	41	42	8,8	8,3
La	–	10	(15)	(26)	38	(<10)	(<10)
Ce	–	20	(28)	(49)	75	(15)	(13)
Sm	–	4,8	–	–	12	–	–
Eu	–	1,6	–	–	3,2	–	–
Tb	–	0,77	–	–	1,3	–	–
Yb	–	1,6	–	–	2	–	–
Lu	–	0,18	–	–	0,24	–	–
Ta	–	–	–	–	2,8	–	–
Sc	–	24	–	–	20	–	–
Cr	–	230	–	–	36	–	–
Co	–	40	–	–	35	–	–
Hf	–	3,1	–	–	8,1	–	–
Ni	–	73	–	–	–	–	–

Примечание. 1–32 – толеиты первой геохимической группы: 1–13 – лавы, 14,15 – габбро-диабазы, 16–30 – диабазы комплекса параллельных даек, 31,32 – магматические брекчии дайкового комплекса; 33–36 – апобазальтовые зеленые сланцы; 37–42 – базальты второй геохимической группы: 37–40 – внутриплитный тип, 41,42 – переходный (обогащенный) тип.

Zr, г/т

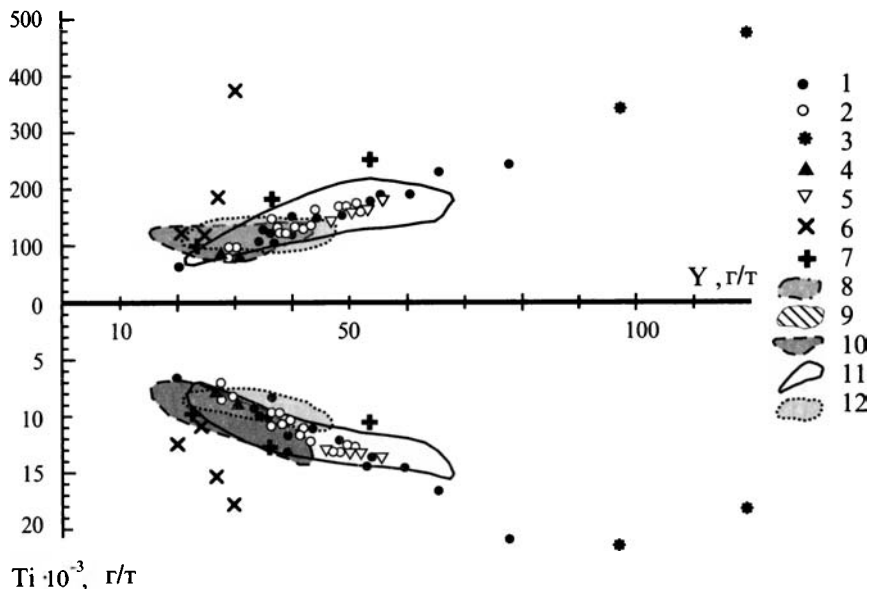


Рис. 32. Положение фигуративных точек составов магматических пород среднеюрского–раннемелового кремнисто-вулканогенного комплекса на диаграммах Zr – Y и Ti – Y

1 – толеиты и ферротолеиты; 2–4 – комплекс параллельных даек: 2 – диабазы, 3 – магматические брекчии, 4 – габбро-диабазы; 5 – метабазальты и апобазальтовые зеленые сланцы; 6 – базальты внутриплитного типа; 7 – базальты обогащенного типа; 8–12 – поля спрединговых базальтов из разных регионов: 8 – Красное море [Матвеенков и др., 1988], 9 – Атлантический океан, район Famous [Матвеенков и др., 1988], 10 – ВТП, скв.469–473, по данным: [Shibata et al., 1981], 11 – ВТП, скв.420, 421, 423, 429, 429 А; 12 – ОСРР, скв.422, 428, 428 А. 11 и 12 – по данным: [Humphris et al., 1980; Joron et al., 1980; Srivastava et al., 1980].

поля составов из различных скважин ВТП (Восточно-Тихоокеанского поднятия).

Характерный для океанических толеитов отчетливый тренд совместного фракционирования оливина и плагиоклаза в породах первой группы можно наблюдать при анализе изменения концентраций Al_2O_3 в соответствии с вариациями параметра FeO^*/MgO . Так, отмечается последовательное снижение содержания Al_2O_3 при попутном росте величины FeO^*/MgO . Наряду с этим, абсолютно не проявлен тренд кумуляции оливина и только один состав отвечает базальту с большой долей флотировавшего плагиоклаза.

Феннеровский тренд дифференциации с накоплением железа, при практически постоянной доле щелочей, иллюстрирует для этих пород диаграмма AFM, где они образуют компактное, слабо вытянутое поле, отвечающее изменению составов от оливиновых до ферротолейтов.

На диаграмме $TiO_2 - FeO^*/MgO$ (рис. 33), наряду с фигуративными точками составов толейтов первой группы, вынесены и построены поля составов базальтов из океанических хребтов с различными скоростями спрединга. Наличие корреляции между скоростью спрединга, величиной FeO^*/MgO и содержанием TiO_2 в базальтах СОХ убедительно показано в ряде работ [Матвеевков и др., 1988]. Как видно из приведенной диаграммы, минимальными содержаниями TiO_2 , при сопоставимых величинах FeO^*/MgO , характеризуются базальты Красного моря и Срединно-Атлантического хребта (район 37° с.ш.), где скорости спрединга составляют, соответственно, 1,5 и 2,5 см/год. Повышение концентраций TiO_2 наблюдается в базальтах ВТП (район 21° с.ш., скв. 469–473 DSDP), ОСРР (скв. 422, 428, 428А, DSDP) и ВТП (район $8-9^\circ$ с.ш., скв. 420, 421, 423, 429, 429А, DSDP), где фиксируются скорости спрединга от 6 до 12 см/год, соответственно. Толейты первой группы занимают на этой диаграмме область высокоспрединговых базальтов, образуя ступенчатое в поле перекрытия составов двух районов ВТП с разными скоростями спрединга, при ограниченном развитии более дифференцированных разностей. Таким образом, опираясь на приведенную зависимость, можно оценить скорость спрединга, при которой формировались породы первой группы, в диапазоне от 6 до 10 см/год.

В качестве дополнительного критерия можно рассматривать и структуру лав. При исследовании современных океанических рифтовых систем установлена статистическая закономерность: базальты низкоспрединговых хребтов имеют, как правило, порфириновую структуру, тогда как в высокоспрединговых хребтах базальты преимущественно афировые [Матвеевков и др., 1988; Зоненшайн, Кузьмин, 1993]. Исходя из этого, можно сделать вывод, что преобладание афирового типа базальтов и даек в рассматриваемом комплексе, свидетельствует, вероятно, о высоких скоростях спрединга при его формировании.

В работах, посвященных отличиям базальтов задуговых бассейнов от базальтов СОХ [Пирс и др., 1987; Сондерс, Тарни, 1987], указывается на их избирательное обогащение литофильными элементами с крупными ионными радиусами – Rb, Ba, K, Sr + La, Ce при сниженных концентрациях таких элементов, как Nb, Ta, Ti, Hf. Это объясняется гидратированными условиями плавления астеносферы и влиянием “надсубдукционной компоненты”. При этом во многих случаях отмечается сильная пористость подобных базальтов, что связывается с высокой газонасыщенностью расплавов.

Составы толейтов первой геохимической группы (см. табл. 10, анализы 1–32) свидетельствуют об отсутствии их видимого обогащения крупными литофилами, хотя иногда и отмечается широкий разброс в

Zr, г/т

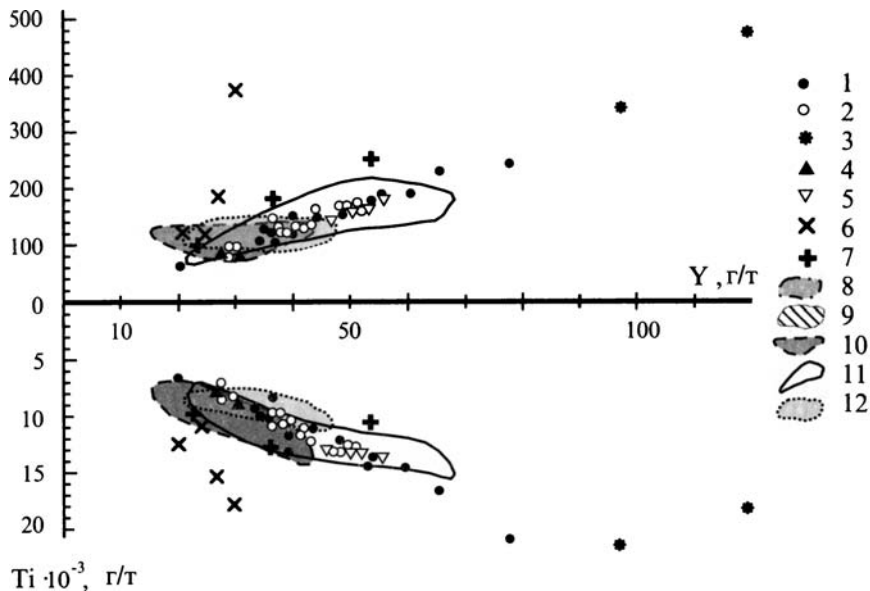


Рис. 32. Положение фигуративных точек составов магматических пород среднеюрского–раннемелового кремнисто-вулканогенного комплекса на диаграммах Zr – Y и Ti – Y

1 – толеиты и ферротолеиты; 2–4 – комплекс параллельных даек: 2 – диабазы, 3 – магматические брекчи, 4 – габбро-диабазы; 5 – метабазальты и апобазальтовые зеленые сланцы; 6 – базальты внутриплитного типа; 7 – базальты обогащенного типа; 8–12 – поля спрединговых базальтов из разных регионов: 8 – Красное море [Матвеенков и др., 1988], 9 – Атлантический океан, район Famous [Матвеенков и др., 1988], 10 – ВТП, скв.469–473, по данным: [Shibata et al., 1981], 11 – ВТП, скв.420, 421, 423, 429, 429 А; 12 – ОСРР, скв.422, 428, 428 А. 11 и 12 – по данным: [Humphris et al., 1980; Joron et al., 1980; Srivastava et al., 1980].

поля составов из различных скважин ВТП (Восточно-Тихоокеанского поднятия).

Характерный для океанических толеитов отчетливый тренд совместного фракционирования оливина и плагиоклаза в породах первой группы можно наблюдать при анализе изменения концентраций Al_2O_3 в соответствии с вариациями параметра FeO^*/MgO . Так, отмечается последовательное снижение содержания Al_2O_3 при попутном росте величины FeO^*/MgO . Наряду с этим, абсолютно не проявлен тренд кумуляции оливина и только один состав отвечает базальту с большой долей флюорированного плагиоклаза.

Феннеровский тренд дифференциации с накоплением железа, при практически постоянной доле щелочей, иллюстрирует для этих пород диаграмма AFM, где они образуют компактное, слабо вытянутое поле, отвечающее изменению составов от оливиновых до ферротолеритов.

На диаграмме $TiO_2 - FeO^*/MgO$ (рис. 33), наряду с фигуративными точками составов толеритов первой группы, вынесены и построены поля составов базальтов из океанических хребтов с различными скоростями спрединга. Наличие корреляции между скоростью спрединга, величиной FeO^*/MgO и содержанием TiO_2 в базальтах СОХ убедительно показано в ряде работ [Матвеевков и др., 1988]. Как видно из приведенной диаграммы, минимальными содержаниями TiO_2 , при сопоставимых величинах FeO^*/MgO , характеризуются базальты Красного моря и Срединно-Атлантического хребта (район 37° с.ш.), где скорости спрединга составляют, соответственно, 1,5 и 2,5 см/год. Повышение концентраций TiO_2 наблюдается в базальтах ВТП (район 21° с.ш., скв. 469–473 DSDP), ОСРР (скв. 422, 428, 428А, DSDP) и ВТП (район $8-9^\circ$ с.ш., скв. 420, 421, 423, 429, 429А, DSDP), где фиксируются скорости спрединга от 6 до 12 см/год, соответственно. Толериты первой группы занимают на этой диаграмме область высокоспрединговых базальтов, образуя сгущение в поле перекрытия составов двух районов ВТП с разными скоростями спрединга, при ограниченном развитии более дифференцированных разностей. Таким образом, опираясь на приведенную зависимость, можно оценить скорость спрединга, при которой формировались породы первой группы, в диапазоне от 6 до 10 см/год.

В качестве дополнительного критерия можно рассматривать и структуру лав. При исследовании современных океанических рифтовых систем установлена статистическая закономерность: базальты низкоспрединговых хребтов имеют, как правило, порфириновую структуру, тогда как в высокоспрединговых хребтах базальты преимущественно афировые [Матвеевков и др., 1988; Зоненшайн, Кузьмин, 1993]. Исходя из этого, можно сделать вывод, что преобладание афирового типа базальтов и даек в рассматриваемом комплексе, свидетельствует, вероятно, о высоких скоростях спрединга при его формировании.

В работах, посвященных отличиям базальтов задуговых бассейнов от базальтов СОХ [Пирс и др., 1987; Сондерс, Тарни, 1987], указывается на их избирательное обогащение литофильными элементами с крупными ионными радиусами – Rb, Ba, K, Sr \pm La, Ce при сниженных концентрациях таких элементов, как Nb, Ta, Ti, Hf. Это объясняется гидратированными условиями плавления астеносферы и влиянием “надсубдукционной компоненты”. При этом во многих случаях отмечается сильная пористость подобных базальтов, что связывается с высокой газонасыщенностью расплавов.

Составы толеритов первой геохимической группы (см. табл. 10, анализы 1–32) свидетельствуют об отсутствии их видимого обогащения крупными литофилами, хотя иногда и отмечается широкий разброс в

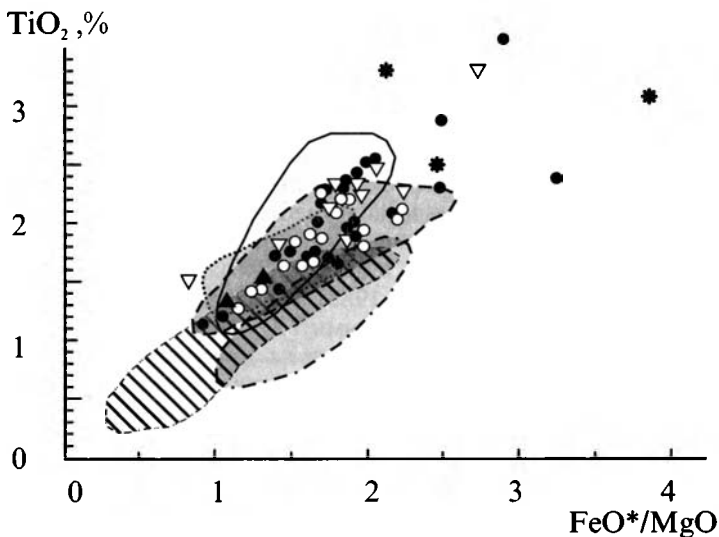


Рис. 33. Положение фигуративных точек составов магматических пород первой группы кремнисто-вулканогенного комплекса на диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$.

Условные обозначения см. на рис. 32

концентрациях наиболее подвижных элементов – Rb, Ba, K, Sr, что, вероятно, обусловлено измененностью пород. Закономерное совместное увеличение содержаний этих элементов, особенно Sr, наблюдается только в высокоглиноземистых разностях, что согласуется с возросшей ролью плагиоклаза в породах. Это подтверждается и при анализе составов, нормированных на N-MORB, на многокомпонентной диаграмме (рис. 34). Отношение же малоподвижных элементов КИР – La и Ce – к элементам ВЗИ (с Nb по Yb) в них достаточно стабильно и близко к такому в среднем базальте Н-типа СОХ. При сравнении с вынесенными на рис. 34 базальтами ВТП, виден однотипный характер эволюции с равномерным накоплением ЛРЗ и элементов ВЗИ, при последовательном уменьшении доли Sr, Ni и, в меньшей степени, Eu, что хорошо объясняется совместным фракционированием оливина и плагиоклаза.

Как следует из рис. 34, породы первой группы деплетированы ЛРЗЭ, при отношениях $\text{La}_N/\text{Sm}_N = 0,48-0,84$; $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0,55-0,81$ и $\text{La}_N/\text{Ce}_N < 1$, что свидетельствует о поступлении расплавов из слабо истощенного источника океанического типа, аналогичного источнику для базальтов ВТП. Сами спектры РЗЭ отражают единый, далеко продвинутый в эволюции ряд составов с последовательным равномерным обогащением в процессе дифференциации всеми РЗЭ, при некотором уменьшении доли Eu. Все перечисленные выше особенности свидетельствуют скорее об

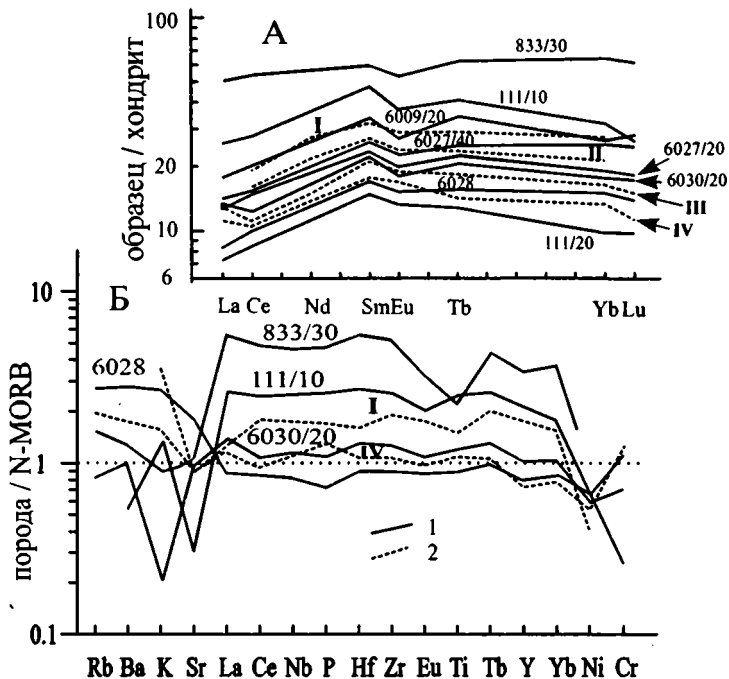


Рис. 34. Распределение РЗЭ (А) и многоэлементный график (Б) для магматических пород первой геохимической группы кремнисто-вулканогенного комплекса.

1 – базальты и диабазы кремнисто-вулканогенного комплекса; 2 – базальты ВТП и ОСРР: I – ВТП обр.423-5сс, I [Сахно, Мартынов, 1987; Humphris et al., 1980]; II – ВТП, обр. 420-13сс, I [Humphris et al., 1980]; III – ОСРР, обр. 428А-7-2, Iа; IV – ОСРР, обр. 428А-6-1, II [Srivastava et al., 1980]

океанической, нежели окраинно-морской природе толеитов первой группы.

Вторую группу магматических пород комплекса образуют базальты, встречающиеся только в верхних частях разреза. По своим геохимическим особенностям они разделены на два типа – “внутриплитный” и “обогащенный” (или переходный) тип. Базальты внутриплитного типа (см. табл. 10, анализы 37–40) представлены преимущественно керсутит-содержащими разностями и имеют высокие отношения Zr/Y (4,6–12,3) и Ti/Y (470–647) (см. рис. 32), высокую долю щелочей, при отсутствии корреляции между величиной FeO^*/MgO и содержанием Al_2O_3 .

Распределение в этих базальтах РЗЭ (рис. 35) характеризуется резким обогащением легкими и промежуточными лантаноидами $L_{a_N}/Sm_N = 1,1-$

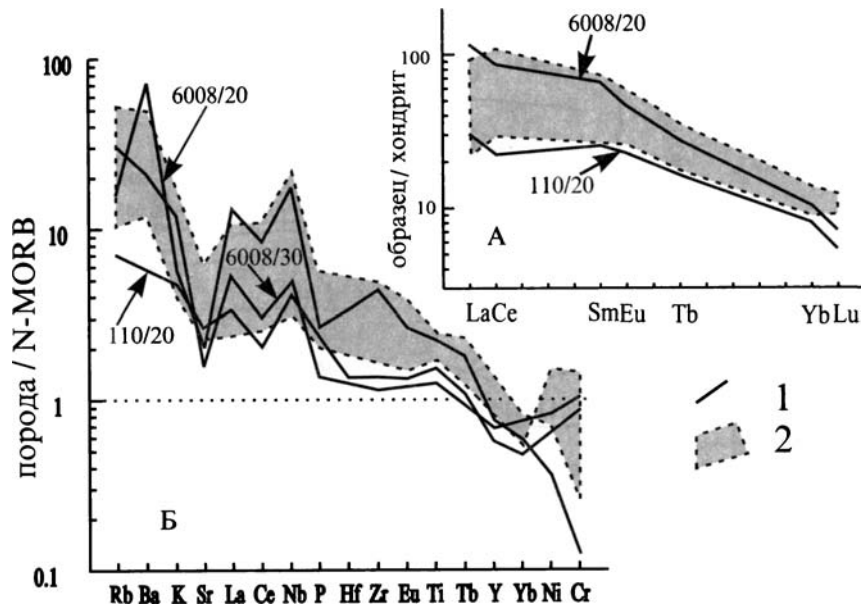


Рис. 35. Распределение РЗЭ (А) и многоэлементный график (Б) для базальтов внутриплитного типа кремнисто-вулканогенного комплекса
 1 – базальты хребта Пекульней; 2 – базальты Гавайских островов [Говоров и др., 1987] (диапазон вариаций от толеитового базальта до гавайита)

1,73; $La_N/Yb_N = 3,8-11,5$ и весьма сходно со спектрами базальтов Гавайских островов [Говоров и др., 1987].

При нормализации на N-базальт СОХ на многоэлементной диаграмме (см. рис. 35), выявляется резкое обогащение этих пород литофильными элементами КИР (Rb, Ba, K, Sr, La, Ce), а также Nb (до 42 г/т), и повышение концентраций P, Hf, Zr и Ti. Такое избирательное обогащение, особенно Nb и Ta, характерно для лав океанических внутриплитных построек, что хорошо видно при сравнении с кривыми базальтов Гавайских островов, вынесенными на рис. 35.

Базальты обогащенного или переходного типа (см. табл. 10, анализы 41, 42) ассоциируют с внутриплитными и по своим геохимическим характеристикам занимают промежуточное положение между ними и ферротолейтами первой группы. Они не имеют выраженных петрографических отличий и выделяются повышенными содержаниями Ba (до 50 г/т) и Nb (до 8,8 г/т), при увеличенных значениях Zr/Y (см. рис. 32).

Составы метабазальтов и апобазальтовых зеленых сланцев (см. табл. 10, анализы 33–36) в большинстве своем не имеют видимых отличий от состава толеитов первой группы (см. рис. 32 и 33). Это является дополнительным аргументом в пользу рассмотрения их в качестве производ-

ных низкотемпературного метаморфизма пород комплекса, а также свидетельствует об изохимическом характере метаморфизма.

Осадочные породы кремнисто-вулканогенного комплекса обладают определенными тенденциями в изменении петро- и геохимического состава, отражающими различия в условиях седиментации и диагенеза и отвечающими вертикальной смене в разрезе различных литологических типов отложений. Прежде чем приступить к более подробному рассмотрению особенностей их геохимического состава, попробуем понять, какие факторы являются определяющими и индикаторными в геохимическом облике осадочных отложений различного фациального типа, формирующих чехол бассейнов с новообразованной (океанической) корой, и какие из этих факторов являются доминирующими в различных типах бассейнов.

Осадки океанических бассейнов не только сложены различным материалом, но и поступление его шло несколькими основными путями. Одну из ведущих ролей занимают терригенный материал и продукты его разложения, поступающие с участков прилегающей суши либо золотым путем в зонах с аридным климатом, либо при разгрузке речных и склоновых систем в зонах с гумидным климатом, с дальнейшей транспортировкой и перетолжением материала гравитационными потоками и контурными течениями. Гранулометрическая характеристика и мощность осадочных тел, сложенных терригенным материалом, меняются в зависимости от удаленности от источников сноса, так же, как и минералогический состав, зависящий от климатической зоны и усредненного состава области сноса.

В отдельных структурах весьма значительную роль приобретает вулканогенный материал, поступающий в осадок как при воздушном переносе (эксплозии), так и водным путем (пирокластические субаквальные потоки и вулканомиктовые турбидиты). В местах с беспокойным тектоническим режимом вулканомиктовый материал поступает в осадок и при подводном выветривании пород ложа (эдафогенные отложения). Тонкий пирокластический материал, как и терригенный, составляет значительную часть океанической взвеси и таким образом во многом определяет фоновую пелагическую седиментацию.

Как незначительную добавку к аллотигенному материалу можно рассматривать метеорную пыль, которая приобретает какую-то роль только в областях с крайне низкой скоростью седиментации.

Весьма большое значение в строении осадочных отложений бассейнов океанического типа имеет биогенный фактор, в котором доминирующее положение занимает планктон. Именно остатки планктона формируют мощные осадки в зонах высокой биопродуктивности, состав которых меняется от карбонатных до кремнистых, в зависимости от глубины накопления. Костный фосфат и пеллеты приобретают значимую роль только в зонах с крайне низкими скоростями накопления осадков.

Крайне важную роль играет также и эндогенный фактор, проявленный в областях с активным вулканизмом. Именно к этим областям в спрединговых зонах приурочены активные гидротермы, за счет которых формируются различные типы гидротермальных и гидротермально-осадочных отложений. Кроме этого, происходит значительный разнос материала гидротерм, который оказывает большое влияние и на осадки смежных областей.

Кроме рассмотренных основных путей поступления материала в осадочные отложения, следует отметить также и химическую открытость и неоднородность среды на границе вода – осадок. Именно этот фактор, в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала среды и длительности экспозиции осадка, может оказывать весьма значительное влияние на их геохимический облик. В подобных случаях идет активное перераспределение элементов между водой и осадками, с прямой сорбцией элементов из воды некоторыми минеральными фазами и, наоборот, растворение, и удаление других минеральных фаз и элементов.

Перечисленные факторы весьма разнородны и подчас весьма сложно сочетаются друг с другом, оказывая различное влияние на формирование отложений океанических бассейнов, в зависимости от их структуры и положения. Однако результаты исследований современного Мирового океана, проводившиеся в последние 30 лет и изложенные во множестве работ и обобщений, не только позволяют оценить влияние этих факторов в бассейнах различных типов, но и дают возможность применить геохимические критерии для их оценки.

При изучении кремнистых и глинистых пород складчатых сооружений континентов и последующем сопоставлении их с осадками современных океанов, пристальное внимание уделяется особенностям распределения в них РЗЭ. Это прежде всего базируется на представлениях о закономерном изменении редкоземельного состава океанской воды от окраин континентов к открытым пелагическим областям, и от поверхностных слоев к глубинным, что, в зависимости от степени влияния седиментологических факторов, находит свое отражение в накапливающихся осадках разных зон. Наиболее информативно поведение Се, так как для океанских вод типичен его дефицит, особенно для глубинных окисленных горизонтов. По имеющимся данным, в Атлантическом океане отношение абсолютных концентраций Се/La для глубинных вод варьирует в пределах 0,4–0,9; а для поверхностных слоев достигает 1,3; в Тихом океане соотношение этих элементов в глубинной воде еще ниже – Се/La = 0,12–0,54 [de'Baar et al., 1985; Elderfield, Greaves, 1983; Hogdachi et al., 1968; Masuda, Ikeuchi, 1979].

Аналогичные характеристики часто наследуют и пелагические осадки современных океанов, как металлоносные [Деков, 1994; Лисицын и др., 1990; Marchig et al., 1982], так и биогенные – радиоляриевые, диатомовые и фораминиферовые илы, с характерным дефицитом Се и высокой долей ТРЗЭ [Бойко, Лисицына, Бутузова, 1988; Савенко, 1988;

Elderfield et al., 1981]. Выявленные закономерности используются как один из факторов при оценке условий формирования древних кремнистых пород, как, например, было сделано при изучении мезозойских кремнисто-вулканогенных комплексов России, Калифорнии и Японии [Константиновская, 1998; Murray et al., 1990; Rangin et al., 1981; Shimizu et al., 1977]. Однако не всегда и не для всех пелагических океанских осадков характерен дефицит Се. Так, увеличение доли Се в общем количестве РЗЭ фиксируется в ЖМК (железо-марганцевых конкрециях) и тонкозернистых отложениях из разных зон пелагиали Тихого океана [Бойко, Лисицына, Бутузова, 1988; Бойко, Дворецкая, Ляпунов, 1988], что объясняется его фракционированием в окислительной среде и сорбцией реакционноспособными гидроокислами Fe и Mn и глинистыми минералами. Длительность экспозиции осадков в окислительной обстановке, вероятно, обуславливает и эффект их сорбционного обогащения Y и ПРЗЭ.

Очевидна необходимость использования в качестве геохимических критериев таких элементов (или их соотношений), которые отражали бы вклад разных седиментологических факторов и характеризовались бы устойчивостью при преобразованиях первичных осадков. Считается, что подобным требованиям удовлетворяют РЗЭ, Y, а также Zr. Далее попробуем оценить значимость геохимических критериев в привязке к различным седиментологическим факторам.

В осадках с преобладанием аллотигенной составляющей – прибрежных и глубоководных терригенных и пирокластических отложениях – распределение элементов в основном контролируется составом источников сноса [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], т.е. зависит от провинциальных особенностей. Концентрации и, иногда, соотношения элементов в них могут изменяться в зависимости от фракции осадка, а также количества глинистой составляющей и дисперсной органики. Однако есть ряд общих закономерностей, которые прослеживаются в рассматриваемых образованиях. Так, в осадках пассивных континентальных окраин и континентальных вулканических дуг распределение РЗЭ и отношения $Se/La > 1,8$ и $Zr/Y = 4,5-12$, близки показателям средней речной взвеси и средних составов постархейских сланцев [Корж, 1991; Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. В сравнении с ними, сланцевые отложения преддуговых регионов современных и древних энсиматических дуг имеют дефицит ЛРЗЭ по отношению к ТРЗЭ и сниженные отношения $Zr/Y = 4,5-5,5$ [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

При геохимической оценке биогенного фактора необходимо отметить океанский планктон, хотя его вклад в баланс РЗЭ в осадке не считается определяющим, но именно его остатки формируют значительную часть отложений. Уже давно в ряде работ отмечено, что скелеты радиоларий и фораминифер наследуют спектр распределения РЗЭ океанской воды с характерным Се-минимумом и обогащением ТРЗЭ [Бойко, Лисицына, Бутузова, 1988; Elderfield et al., 1981]. Усредненная оценка океан-

ского планктона в целом характеризуется значениями $Ce/La = 1,5$ и Zr/Y , близким к 1 [Савенко, 1988]. Значительное влияние на геохимические характеристики ряда пелагических осадков, вероятно, оказывает костный фосфат, так как именно с ним связывается интенсивная сорбция из океанской воды Ce и Y [Бойко, Лисицына, Бутузова, 1988].

Изучение гидротермальных растворов в современных океанах показало, что, помимо разнообразных металлов (Fe , Mn , Zn , и т.д.), концентрации которых различаются по регионам и в зависимости от температуры растворов, для них характерно повышенное содержание As и крайне высокая доля Eu в сравнении с другими лантаноидами ($Eu/Sm > 1$) [Лисицын и др., 1990]. Кроме этого, практически отсутствует значимый привнос Zr и Y , при отношении $Zr/Y = 0,5-2$. Относительно повышенная роль Eu фиксируется и в осадках со значительной долей гидротермального материала, накапливающихся вблизи зон разгрузки гидротермальных растворов. В этом случае величина Eu/Sm обычно превышает 0,3 [Деков, 1994; Лисицын и др., 1990].

Изложенный материал дает возможность наметить основные закономерности в характере распределения Zr , Y , La и Ce в осадках. Так, разные по гранулометрии терригенные и вулканогенные осадки имеют высокие отношения Zr/Y ($>4,5$) и Ce/La ($>1,8$), а океанский планктон – низкие – $Zr/Y \sim 1,3$; $Ce/La < 1,5$. Это согласуется с данными по составу океанской взвеси (рис. 36), занимающей, по рассматриваемым отношениям, промежуточное положение между планктоном и средней речной взвесью. Для гидротермальных же образований океанских срединговых хребтов, по имеющимся данным, характерны крайне низкие отношения Zr/Y ($0,2-2$) и Ce/La ($0,1$) [Лисицын и др., 1990; Marchig et al., 1982].

Подобная тенденция в изменении рассмотренных соотношений сохраняется и в смешанных осадках, в зависимости от вклада того или иного материала. Так, в металлоносных осадках океанических бассейнов отмечаются широкие вариации отношений Zr/Y и Ce/La , в соответствии со степенью участия гидротермального, аллотигенного, аутигенного и биогеогенного компонентов. Для удаленных от источников терригенного сноса металлоносных отложений Тихого океана величины отношений Ce/La колеблются в пределах $0,3-0,9$; и $Zr/Y = 0,5-1,98$, а для таких же отложений Атлантики величина Ce/La возрастает от $0,8$ до $1,44$, вероятно, из-за увеличения доли аллотигенного материала (данных по Zr/Y нет) [Деков, 1994; Лисицын и др., 1990; Marchig et al., 1982]. В рифте Таджурра постоянная золотая примесь обеспечивает высокие отношения Zr/Y (в среднем $5,8$) в осадках [Геохимия и геология ..., 1989]. Однако эта тенденция в ряде случаев значительно усложняется.

Как отмечалось во многих работах [Бойко, Лисицына, Бутузова, 1988; Страхов, 1976, 1979], длительная экспозиция донного осадка приводит к значительному увеличению содержания ряда компонентов из-за их сорбции из океанской воды гидроксидами железа и марганца, глинистыми минералами и костным фосфатом (быть может, пеллетами). Этот

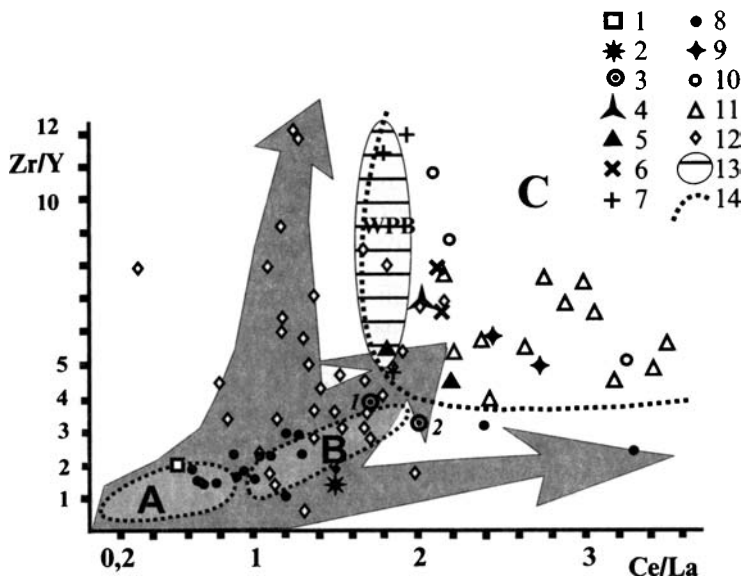


Рис. 36. Диаграмма $Zr/Y - Ce/La$ для осадочных пород кремнисто-вулканогенного комплекса и отложений современных и древних океанических бассейнов

1 – океанская вода [Masuda, Ikeuchi, 1979; Корж, 1991]; 2 – средний планктон океана [Савенко, 1988]; 3 – средняя океанская взвесь: 1 – [Корж, 1991], 2 – [Савенко, 1988]; 4 – средняя речная взвесь [Корж, 1991]; 5 – отложения фронтальных бассейнов островных дуг [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]; 6 – отложения активных континентальных окраин и континентальных дуг [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]; 7 – терригенные осадки пассивных континентальных окраин [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]; 8–10 осадочные породы кремнисто-вулканогенного комплекса: 8 – радиоляриты, железистые и глинистые силициты и кремнистые аргиллиты нижней части чехла, 9 – алевритистые гематит-кремнистые сланцы, 10 – туфосилициты и черные туфоалевропелиты верхнего горизонта; 11 – породы матрикса тектоногравитационного микстита; 12 – юрские и меловые кремнистые и терригенные породы скв. 801 [Larson, Lancelot, et al., 1992]; 13 – поле составов базальтов Гавайских островов [Говоров и др., 1987; Сахно, Мартынов, 1987] и внутриплитных базальтов из скв. 801 [Larson, Lancelot, et al., 1992]; 14 – границы области и полей составов генетически различных типов осадочных отложений: А – гидротермальных, диагенетических и смешанных металлоносных осадков Тихого океана [Marchig et al., 1982; Лисицын и др., 1990; Деков, 1994], В – средних пелагических осадков (глин) Мирового океана [Marchig et al., 1982; Лисицын, 1984, Лисицын и др., 1990; Тейлор, Мак-Леннан, 1988]; С – терригенных и туфогенных осадков окраин океанов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Стрелками показаны вероятные тренды изменения параметров осадков (остальные пояснения в тексте)

процесс приводит к увеличению концентраций Y, Ce и PR3Э, с возрастанием Ce/La отношений в пеллетах до 7 [Савенко, 1988], а в ЖМК до 6 [Бойко, Дворецкая, Ляпунов, 1988]. Вероятно, значительное влияние он оказывает и на облик эвпелагических (красных) глин, в которых по разным оценкам соотношения Ce/La = 1–1,9, а Zr/Y = 1–3,75. Таким образом, эвпелагические красные глины по величине Ce/La занимают промежуточное положение между металлоносными осадками и ЖМК, а по величине Zr/Y – между металлоносными осадками и средним составом океанской взвеси (см. рис. 36).

К сожалению, остаются неясными степень и характер влияния на осадки окраин океанов, выявленная в этих зонах гидрохимическая неоднородность вод, как в желобе Кариако [de'Vaar et al., 1988], где для верхнего окисленного слоя воды (до 278 м) характерна негативная Ce-аномалия, сменяющаяся с глубиной, в восстановленных горизонтах, – положительной. Однако рассмотренные закономерности в изменениях соотношений Zr/Y и Ce/La, при параллельном анализе поведения петрохимических модулей и ряда микроэлементов, все-таки дают возможность оценить генезис древних осадков, выходящих в складчатых сооружениях континентов.

Предварительно попробуем выявить теоретически возможные тренды в изменениях Zr/Y и Ce/La отношений. В используемой паре Zr и Y, только Y, по имеющимся данным [Бойко, Лисицына, Бутузова, 1988], способен осаждаться из воды и обогащать осадок в окислительной среде при его длительной экспозиции. Вместе с тем, не происходит значимого привноса этих элементов гидротермальными источниками [Лисицын и др., 1990], а поступление Zr связано преимущественно с детритовым материалом [Marchig et al., 1982]. Из основных компонентов, слагающих океанские осадки, самые низкие отношения Zr/Y, как и абсолютные концентрации этих элементов, наблюдаются в планктоне и гидротермальных образованиях [Лисицын и др., 1990; Савенко, 1988]. В N-базальтах COX (N-MORB), являющихся наиболее широко распространенным источником поступления аутигенных компонентов в океанские осадки, соотношение Zr/Y тоже крайне низкое и обычно колеблется в районе трех [Говоров и др., 1987; Сондерс, Тарни, 1987]. Значительное увеличение этого отношения (Zr/Y = 4,5–12) наблюдается в продуктах разрушения поднятий островных дуг и континентов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Другим важным источником поступления аллотигенного материала в осадок служат вулканические поднятия внутриплитных океанических построек, для вулканитов которых характерны также высокие величины Zr/Y (4–12) [Сахно, Мартынов, 1987].

В другой паре анализируемых элементов – Ce и La, только для Ce установлена способность обогащать осадок в пелагической оксидной обстановке, связанная с его окислением до 4-валентной нерастворимой формы. Наряду с этим, высокие отношения Ce/La характеризуют как гемипелагические, так и прибрежные терригенные и вулканогенные осад-

ки [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], а низкие – биогенные пелагические илы [Бойко, Лисицына, Бутузова, 1988; Elderfield et al., 1981], планктон [Савенко, 1988], а также разнообразные металлоносные отложения [Деков, 1994; Лисицын и др., 1990; Marchig et al., 1982].

Таким образом, можно наметить три основных тренда в изменении Zr/Y и Ce/La отношений. Тренд одновременного роста Zr/Y и Ce/La (см. рис. 36) указывает на увеличение аллотигенной составляющей в осадке и отвечает изменению составов от металлоносных отложений (А) к эвпелагическим красным глинам (В) и к средним значениям терригенных и вулканогенных осадков (С). Аналогичная тенденция наблюдается и в изменении характеристик усредненных составов: океанский планктон – океанская взвесь – речная взвесь.

Второй тренд характеризуется ростом величины Zr/Y , при низких значениях Ce/La , что отвечает изменению параметров пелагических осадков, накапливавшихся в зоне влияния внутриплитного магматизма. Как следует из рис. 36, вдоль этого тренда локализируются среднеюрские – меловые пелагические осадки, вскрытые скв. 801 [Larson, Lancelot et al., 1992] в западной части Тихого океана. Главной особенностью этой скважины является смена вверх по разрезу толечитов COX и ассоциирующих с ними кремней – примитивными и обогащенными (внутриплитными) базальтами, радиоляритами и пелагическими кремнистыми и глинистыми породами, разделенными горизонтом глубоководных кремнистых вулканомиктовых алевролитов и песчаников. Наиболее вероятным источником обломочного материала для этих пород служили близодновозрастные гийоты.

Третий, теоретически возможный, тренд характеризуется высокими значениями Ce/La при низких Zr/Y ($<3,5$) (см. рис. 36), что отвечает пелагическим сорбционным системам. Вдоль этого тренда должно происходить изменение параметров таких осадков и их компонентов, как красные эвпелагические глины, ЖМК, пеллеты, костный фосфат и другие, для которых устанавливается эффект сорбционного обогащения Ce и Y в пелагической оксидной обстановке при крайне низких скоростях седиментации. К сожалению, автором не найдены аналитические материалы, представительно характеризующие ЖМК, костный фосфат и пеллеты по всем четырем используемым параметрам – Zr , Y , La и Ce . Однако изложенные выше данные все-таки дают возможность выделить этот тренд в качестве наиболее вероятного.

Таким образом, высокие значения Ce/La , при низких Zr/Y ($<3,5$) характеризуют длительную экспозицию осадка в окислительной среде на значительном удалении от области сноса аллотигенного материала. Параллельный рост этих отношений показывает увеличение аллотигенной составляющей и быстрые темпы седиментации и, наоборот, низкие значения Ce/La и Zr/Y отвечают накоплению осадка с незначительной долей аллотигенной составляющей, т.е. характерно для органогенных (радиоляриевых и фораминиферовых) и различных металлоносных илов

СОХ. Рост величины Zr/Y , при сохранении низких значений Ce/La свидетельствует о накоплении пелагических осадков в области с активным влиянием внутриплитного магматизма.

Приступая к рассмотрению геохимических особенностей осадочных пород кремнисто-вулканогенного комплекса, отметим, что описание будет проводиться согласно их положению в разрезе, т.е. снизу – вверх. При отображении на графиках использовалась нормализация на постархейский сланец Австралии – PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], с добавлением к РЗЭ циркония и иттрия как индикаторов аллотигенной примеси.

Гидротермальные силициты образуют тела неправильной формы среди базальтов и часто имеют брекчиевидное строение. Гидротермально-осадочные силициты слагают между пиллоу-лавами маломощные (до 1 м) пластовые тела с видимой параллельно-слоистой текстурой. При микроскопическом изучении этих пород видно, что и те и другие имеют в разной степени выраженное глобулярное и сферолитовое строение и сложены оксидами железа, как в тонком срастании с кремнеземом, так и с обособлением их на периферии сферолитов, либо в межсферолитовом пространстве.

Для гидротермальных и гидротермально-осадочных силицитов, на фоне высоких содержаний кремнезема и Fe (табл. 11, обр. М-110, М-120), характерны исчезающе малые концентрации щелочей, титана и фосфора, при весьма низком уровне глинозема и магнезия. Соответственно, происходит резкое увеличение значений модуля $(Fe+Mn)/Ti$ (>1000) и модуля $(Fe+Mn)/Al = 16-24$. При этом следует отметить сравнительно высокую долю окисной формы железа, хотя закись и преобладает. Эти особенности позволяют сделать вывод о том, что основными породообразующими компонентами являются: свободный кремнезем и оксиды железа, а глинистые минералы терригенного, аутигенного или гидротермального (нонtronиты и смектиты) генезиса, если и присутствуют в породах, то в весьма незначительном количестве.

Перечисленные выше характеристики дают возможность сделать предварительное заключение, что формирование рассматриваемых пород связано с коагуляцией и последующей раскристаллизацией слабоокисленных низкотемпературных железисто-кремнистых гелей гидротермального генезиса. Наряду с этим, они обладают самыми низкими, среди проанализированных образцов, концентрациями Zr и Y , а также РЗЭ. На нормализованном многоэлементном графике (рис. 37) видно, что распределение РЗЭ в гидротермальном силиците (обр. М-110) аналогично распределению лантаноидов в океанской воде ($La/Yb = 3,1$) при выраженном дефиците ЛРЗЭ и Ce -минимуме, т.е. имеет гидрогенный характер. На этом фоне отчетливо выделяется максимум Eu , при отношениях $Eu/Sm = 0,38$, что характерно для отложений гидротермальных источников и собственно гидротерм СОХ [Деков, 1994; Лисицын и др., 1990].

Таблица 11. Химический состав осадочных пород кремнисто-вулканогенного комплекса хребта Пекульней

Компонент	M-110	M-120	M-101	M-101/1	M-101/2	M-101/3	6035/20	6035/15	6026/1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	85,66	86,12	86,87	79,38	78,73	—	86,27	61,24	89,58
TiO ₂	<0,01	<0,01	0,27	0,28	0,03	—	0,25	0,37	0,15
Al ₂ O ₃	0,74	0,64	0,80	2,72	3,21	—	4,10	6,24	2,66
Fe ₂ O ₃	6,54	8,89	5,98	8,20	9,55	—	3,96*	20,50*	3,14*
FeO	3,14	2,48	0,82	1,30	0,78	—	—	—	—
MnO	0,05	0,02	0,22	0,53	0,55	—	0,322	0,043	0,495
MgO	0,38	<0,1	1,15	3,36	2,64	—	1,03	2,98	1,03
CaO	1,72	1,21	1,47	1,54	1,06	—	1,16	0,39	0,39
Na ₂ O	<0,2	<0,2	0,07	0,05	<0,2	—	0,09	1,46	0,07
K ₂ O	<0,01	<0,01	0,11	0,19	0,16	—	0,91	2,88	0,61
P ₂ O ₅	<0,05	0,07	0,14	0,22	0,20	—	0,18	0,09	0,11
ппп	1,39	0,66	1,50	2,90	2,58	—	1,65	3,60	1,65
Сумма	99,63	100,09	99,40	100,67	99,49	—	99,97	99,82	99,95
Rb	4,0	5,0	6,0	9,0	10	4,0	34	91	21
Ba	150	30	950	210	230	2800	200	86	310
Sr	22	25	29	28	32	54	32	49	36
Y	1,1	2,3	7,7	13	15	5,9	27	23	15
Zr	2,6	2,5	15	20	21	8,9	49	69	23
Nb	<1	<1	<1	1,3	<1	1,7	3,8	22	2,1
As	25	2,4	3,3	5,8	6,2	2,2	8,4	—	16
Sb	0,4	0,5	0,5	0,9	1,2	0,7	—	—	—
Sc	0,7	0,4	1,6	2,3	2,4	1,0	—	—	—
Co	7,7	0,5	7,9	17	17	2,7	—	—	—
Ni	—	—	62	100	—	—	—	—	—
V	—	—	30	115	—	—	—	—	—
Cr	69	16	67(60)	22(10)	14	55	—	—	—
La	0,75	1,5	10	17	17	4,8	20	33	14
Ce	0,87	1,8	6,3	11	12	3,1	19	42	14
Nd	0,80	1,5	9,0	14	18	4,0	—	33	—
Sm	0,17	0,29	1,8	2,5	3,6	0,88	4,5	7,9	2,6
Eu	0,065	0,065	0,37	0,60	0,77	0,17	1,1	1,7	0,64
Tb	0,043	0,048	0,31	0,46	0,56	0,12	0,8	1,6	0,53
Yb	0,24	0,22	0,78	1,3	1,4	0,36	2,1	3,5	1,2
Lu	0,045	0,040	0,12	0,17	0,20	0,056	0,34	0,53	0,16
(Fe+Mn)/Ti	—	—	32	—	—	—	20	65	28,6
(Fe+Mn)/Al	16,13	24,1	12	—	—	—	1,4	4,35	1,8
Al/Ti	—	—	2,7	—	—	—	14,5	14,9	15,6
Ce/La	1,06	1,2	0,63	0,65	0,7	0,65	0,95	1,27	1
Zr/Y	2,3	1,09	1,95	1,54	1,4	1,51	1,81	3	1,53

Таблица 11 (окончание)

Компо- нент	6026/3	834/15	6008/7	6008/6	6112/2	6008/3	6008/5	110/10	110/40
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	84,49	90,93	92,46	91,61	73,93	87,31	75,36	55,83	64,79
TiO ₂	0,25	0,08	0,10	0,10	0,76	0,25	0,42	0,98	0,89
Al ₂ O ₃	4,73	1,15	1,45	1,39	9,23	5,70	12,70	16,35	16,04
Fe ₂ O ₃	5,17*	4,39*	1,96*	3,49*	6,05	—	1,03	1,55	1,44
FeO	—	—	(0,30)	—	0,39	3,70*	1,00	4,50	4,90
MnO	0,521	0,137	0,093	0,19	0,20	0,125	0,03	0,17	0,05
MgO	1,03	0,43	0,02	0,19	2,43	1,12	0,58	2,28	2,24
CaO	0,91	0,97	0,47	0,90	1,52	0,24	1,04	4,09	1,08
Na ₂ O	0,43	0,07	1,01	0,12	1,05	0,33	5,19	3,93	4,98
K ₂ O	0,75	0,41	0,43	0,34	2,26	0,19	1,15	2,04	0,63
P ₂ O ₅	0,13	0,03	0,06	0,05	0,03	0,06	0,03	0,25	0,13
ппп	1,53	1,25	1,55	1,65	1,94	0,50	0,69	6,01	3,26
Сумма	99,97	99,95	99,63	100,09	99,52	99,54	99,52	100,05	100,45
Rb	23	13,5	13	13	81	5,1	50	30	10
Ba	460	2400	1300	600	—	100	42	580	190
Sr	42	54	44	49	75	30	73	800	200
Y	16	6,1	10	13	27	8,8	—	20	10
Zr	45	10	19	18	86	47	—	180	110
Nb	—	1,6	—	2,5	—	4,4	—	—	—
As	—	8,1	—	640	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sc	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—
La	—	4,4	—	11	29	14	37	16	11
Ce	—	3,9	—	8,6	70	47	80	35	23
Nd	—	—	—	—	27	12	39	—	—
Sm	—	1,1	—	2,1	4,9	2,3	9,1	5,6	3,6
Eu	—	0,29	—	0,5	0,92	0,54	2,1	1,4	0,93
Tb	—	0,27	—	0,47	0,85	0,30	2,1	0,88	0,60
Yb	—	0,58	—	1,1	2,4	1,1	6,2	2,6	1,7
Lu	—	0,87	—	0,17	0,36	0,16	0,80	0,38	0,23
(Fe+Mn)/I	26,8	66	24	43	10,3	19,6	6	8	9
(Fe+Mn)	1,6	5,2	1,88	3,5	0,96	0,96	0,23	0,54	0,57
Al/Ti	16,7	12,7	12,8	12,3	10,7	20	27	15	16
Ce/La	—	0,9	—	0,78	2,4	3,35	2,16	2,2	2,1
Zr/Y	2,8	1,64	1,9	1,38	3,2	5,3	—	9	11

Примечание. 1 – гидротермальный силицит; 2 – гидротермально-осадочный силицит; 3–6 – плитчатый сургучный радиоларит: 3 – весь слой, 4 – кровля слоя, 5 – подошва слоя, 6 – центральная часть слоя; 7, 9–13 – радиолариты; 8 – железистый силицит; 14 – гематит-глинисто-кремнистый радиолариевый сланец; 15, 16 – серые туфосилициты; 17, 18 – черные песчанистые туфоалевролиты и туфоаргиллиты

В гидротермально-осадочных силицитах (см. табл. 11, обр. М-120) концентрации Zr, Y и PЗЭ остаются крайне низкими. Отмечается некоторое увеличение доли Y ($Zr/Y = 1,1$), легких и промежуточных PЗЭ ($La/Yb = 6,8$), с сохранением Ce-минимума и падением доли Eu (см. рис. 37).

Подобные различия и особенности состава этих образцов можно объяснить следующим образом: поскольку первичным источником для гидротерм СОХ является циркулирующая среди базальтов придонная вода [Лисицын и др., 1990], то в случае обр. М-110 мы наблюдаем коагуляцию низкотемпературного гидротермального раствора внутри толщи лав.

Вероятно, при взаимодействии океанских придонных вод с относительно слабо прогретыми базальтовыми горизонтами, в условиях восстановленного глубинного флюида, происходило выщелачивание и насыщение растворов кремнеземом, гидроокислами железа и, при разложении основных плагиоклазов, – Eu. Соответственно, при коагуляции таких железисто-кремнистых зольей внутри лавовой толщи, окончательные производные заимствовали спектр PЗЭ от исходной океанской воды, однако, с присущей гидротермальным источникам высокой долей Eu. Наряду с этим, реакционноспособные гидроокислы железа гидротермального генезиса не имели возможности сорбции PЗЭ из придонных океанских вод.

В отличие от обр. М-110, обр. М-120 является производным излияния подобных железисто-кремнистых зольей на поверхность океанского дна. В этом случае, на фоне геохимического барьера и коагуляции золя, с одной стороны, могло происходить вовлечение в процесс формирования отложений аллотигенного, аутигенного и биогенного компонентов. Вместе с тем, экспозиция реакционноспособных гидроокислов железа способствовала сорбции ими легких и промежуточных PЗЭ, что в результате привело к нивелированию Eu-максимума и увеличению доли легких и промежуточных лантаноидов в общем балансе PЗЭ гидротермально-осадочных силицитов.

Среди пород нижней и средней частей разреза осадочного чехла анализировались радиоляриты, железистые и глинистые силициты и кремнистые аргиллиты. Радиоляриты (см. табл. 11, обр. М-101, 6035/20, 6026/1, 6026/3, 834/15, 6008/6, 6008/7) – плитчатые, сургучного цвета породы ($SiO_2/Al_2O_3 = 18-108$), сложенные многочисленными (до 50% и более) остатками радиолярий. Встречаются микросферолиты неясного состава (доли миллиметра), вокруг которых увеличивается количество дисперсных Fe-Mn окислов. Эти породы практически стерильны в отношении обломочной аллотигенной примеси. Весьма редко отмечаются единичные измененные базальтовые частицы и мелкие кристаллокласты полевых шпатов и темноцветных минералов.

Основная масса представляет собой криптозернистый или микрогранобластовый агрегат кремнезема, в разной степени окрашенный рассеян-

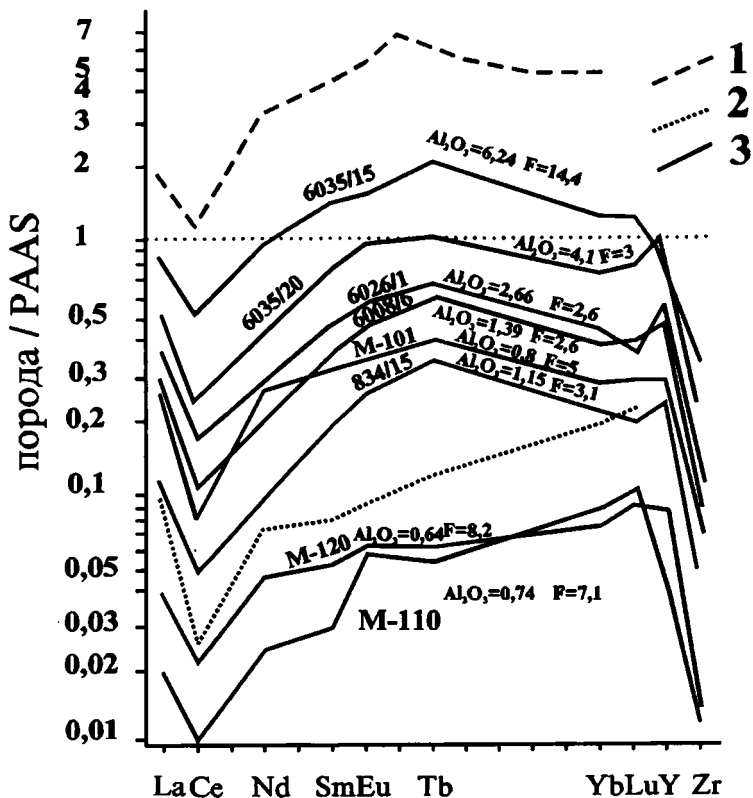


Рис. 37. Распределение РЗЭ, Zr и Y в кремнистых породах кремнисто-вулканогенного комплекса

1 – радиолариевый ил экваториальной зоны Тихого океана [Elderfield et al., 1981]; 2 – вода Тихого океана ($\times 10^6$) [Masuda, Ikeuchi, 1979]; 3 – осадочные породы кремнисто-вулканогенного комплекса; F – (Fe+Mn),%

ными оксидами железа и марганца с примесью глинистых минералов. На границе плиток падает насыщенность радиолариями и возрастает доля глинистой и Fe-Mn составляющей. Структура радиоларитов внутри плиток как массивная, так и микрослоистая. Слойки (до 1–2 мм) выделяются снижением доли раковин радиоларий и увеличением глинистой и Fe-Mn окисной компоненты. Видимые следы перемыва, сортировки и укладки радиоларий придонными течениями отсутствуют.

Радиолариты характеризуются широкими вариациями величин модулей $Al/Ti = 2,65\text{--}16,7$; $(Fe+Mn)/Ti = 20\text{--}66$; $(Fe+Mn)/Al = 1,4\text{--}11,9$ (см. табл.11), что в основном отвечает металллоносным илам COX по классификации И.О.Мурдмаа [Мурдмаа, 1987]. Несмотря на то, что во многих

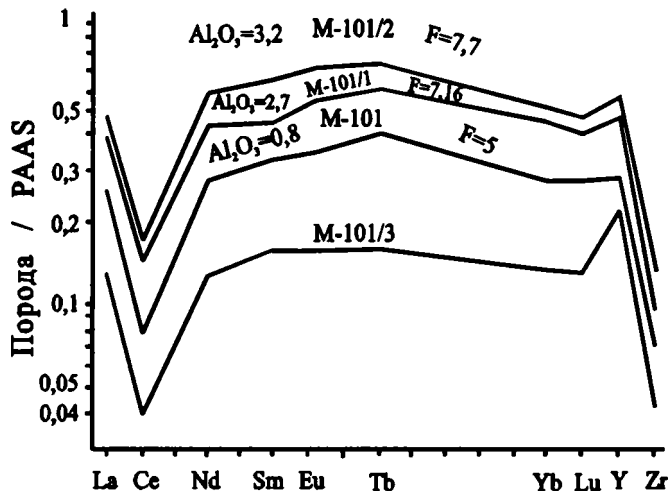


Рис. 38. Распределение P3Э в слое плитчатого радиоларита
 М-101 – слой в целом; М-101/1 – кровля слоя; М-101/2 – подошва слоя; М-101/3 – центральная часть слоя

проанализированных образцах абсолютные содержания Fe и Mn не слишком высоки, следует отметить, что обычно исследователи осадков современных океанов металлоносными считают отложения, имеющие суммарное содержание Fe и Mn > 10% в абиогенной части, т.е. в пересчете на бескарбонатное и бескремнистое вещество [Деков, 1994; Лисицын, 1984; Мурдмаа, 1987; и др.]. Наряду с этим, по соотношениям Ce/La (0,63–1) и Zr/Y (1,4–2,8) (см. рис. 36) радиолариты попадают в поля как металлоносных осадков, так и пелагических глин океана.

Спектры распределения P3Э в радиоларитах (см. рис. 37) однотипны, имеют гидрогенный характер, с отчетливо выраженным Се-минимумом, и аналогичны распределению P3Э в радиолариевых илах экваториальной зоны Тихого океана [Elderfield et al., 1981]. В них отмечается сильный дефицит Zr и рост доли Y относительно величины нормализации. Наряду с этим, из рис. 37 видно, что распределение лантаноидов, Zr и Y в радиоларитах сходно с рисунком P3Э в базальтах COX, что, вероятно, свидетельствует о значительной доле аутигенных минералов среди глинистой составляющей пород.

Для выяснения характера распределения микроэлементов, была предпринята попытка раздельного анализа кровли, подошвы, центральной части и слоя плитчатых радиоларитов в целом. Как видно из результатов анализов (см. табл. 11, обр. М-101, /1, /2, /3) и из рис. 38 спектры распределения P3Э, Zr и Y в проанализированных образцах однотипны. В кровельной и подошвенной частях слоя, обогащенных глинистой и

железоокисной компонентой, происходит соответствующее увеличение концентраций Rb, Zr, Y, As, Co, Sc и PЗЭ с выраженным Се-минимумом, при сохранении Zr/Y отношения. В центральной, существенно кремнистой радиоляриевой части слоя, при минимальной концентрации PЗЭ, отмечается резкое увеличение доли Ba и, в меньшей степени, Sr.

Полученные результаты, отраженные на рис. 37 и 38, позволяют сделать несколько предварительных выводов: 1) рисунок спектров PЗЭ, Zr и Y в проанализированных радиоляритах не зависит от соотношений глинистой, железомарганцевой и кремнистой составляющей породы; 2) породы имеют крайне незначительную долю аллотигенной компоненты и гидрогенный характер распределения PЗЭ и Y, при сохранении Се-минимума; 3) суммарное содержание PЗЭ, Zr и Y в породах находится в прямой корреляционной связи скорее с глиноземом, нежели с валовым содержанием Fe и Mn.

Несомненно, проведенные виды аналитических исследований не предоставляют возможности судить о первичной доле реакционноспособных окислов железа в исходном осадке, ибо они могли являться сорбентом значительной части PЗЭ. Однако даже поверхностное сопоставление суммы PЗЭ в породах с величинами глинозема и суммарной железомарганцевой составляющей (см. табл. 11; рис. 37 и 38) подталкивает к выводу о преобладающей роли алюмосиликатной фазы в общем балансе лантаноидов в породах.

Подобная картина входит в кажущееся противоречие: 1) с данными об интенсивной сорбции Се донными осадками пелагиали Тихого океана и исчезновении в них отрицательной Се-аномалии [Бойко, Лисицына, Бутузова, 1988]; 2) с представлениями о том, что основными носителями PЗЭ в пелагических металлоносных осадках, в том числе в органогенных металлоносных илах, являются гидротермальные гидроксиды железа [Деков, 1994; Лисицын и др., 1990; и др.].

Наряду с радиоляритами, среди опробованных пород нижней половины разреза встречены (макроскопически идентичные им) железистые силициты, состоящие из агрегата кремнезема (без видимых остатков радиолярий), интенсивно пропитанного бурыми оксидами железа. Эти породы (см. табл. 11, обр.6035/15) характеризуются относительно высокой долей несвязанного SiO₂ (SiO₂/Al₂O₃ = 9,8); Fe (Fe₂O₃ = 20,5%) и отношениями (Fe+Mn)/Ti = 65; Al/Ti = 15; (Fe+Mn)/Al = 4,35, позволяющими их сопоставить с высококремнистыми металлоносными илами СОХ [Мурдмаа, 1987]. Они имеют высокий уровень содержания PЗЭ (см. рис. 37), с гидрогенным спектром распределения, близким к спектрам радиоляритов, а также Y, при сильном дефиците Zr (Zr/Y = 3; Ce/La = 1,27). Однако, в отличие от металлоносных осадков ВТП [Деков, 1994], приближенных к зоне спрединга и области разгрузки гидротермальных растворов, в этих породах нет даже намека на положительную Eu-аномалию. Наряду с этим возникает вопрос, какая из компонент контролирует уровень концентраций PЗЭ в железистых силицитах? Если рас-

сматривать эти породы в едином ряду с радиоляритами, что напрашивается из анализа рис. 37, то основной уровень сорбированных элементов в них, вероятно, также определяется алюмосиликатной компонентой.

Это заключение подтверждается при анализе состава радиоляритов и глинисто-железистых силицитов кремнисто-вулканогенного комплекса из олистолитов в тектоногравитационном микстите. Проанализированные радиоляриты (табл. 12, обр. 6103; 6104/23) датированы радиоляриями келловей-кимериджского интервала и представляют собой кремнистые ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 32-36$) плитчатые породы, лишенные аллотигенной класической примеси. Они имеют массивное и слоистое строение и сложены раковинами радиолярий (>50%), погруженных в криптозернистый агрегат кремнезема, интенсивно пропитанный красными и бурыми оксидами железа. По величинам петрохимических модулей ($\text{Al}/\text{Ti} = 16$; $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Al} = 1,5-2,8$; $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti} = 25-45$) радиоляриты занимают промежуточное положение между металлоносными илами и пелагическими глинами [Мурдмаа, 1987].

Ассоциирующие с радиоляритами глинисто-железистые силициты (табл. 12; обр. 6101/6; 6104/4) по показателям тех же петрохимических модулей ($\text{Al}/\text{Ti} = 15,8-16,1$; $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Al} = 1,9-2,1$; $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti} = 31-33$), сопоставляются с металлоносными илами, а по соотношениям $\text{Zr}/\text{Y} = 2,2-2,3$; и $\text{Ce}/\text{La} = 0,9-1,15$ занимают промежуточное положение между металлоносными и пелагическими осадками (см. рис. 36).

При анализе характера распределения РЗЭ, Zr и Y (рис. 39) видно, что и те и другие породы имеют достаточно однотипные фракционированные водородные спектры, с выраженным дефицитом Ce и Zr, при видимом относительном обогащении Y и ПРЗЭ. Видно также наличие устойчивой корреляции содержаний РЗЭ с глиноземом и отсутствие подобной устойчивой связи с железомарганцевой компонентой.

Изложенные материалы позволяют предположить, что формирование пород двух рассмотренных групп происходило на значительном удалении от источников поступления аллотигенного материала, при заметном влиянии гидротерм и на глубинах ниже уровня карбонатокомпенсации, в окислительной обстановке. Причем, если накопление радиоляритов шло в зоне высокой биопродуктивности, то формирование железистых и глинисто-железистых силицитов, вероятно, связано с выходом области осадконакопления из зоны высокой биопродуктивности, при сохранении активного привноса гидротермального материала.

Можно также заключить, что темпы седиментации были достаточно низкими, о чем свидетельствует сорбционная природа РЗЭ и Y и то обстоятельство, что породы, сопоставимые с РААС по сумме лантаноидов, имеют гораздо более низкий уровень содержания алюмосиликатной компоненты. Подобные условия седиментации можно сопоставить в современной обстановке с западными флангами ВТП [Лисицын, 1984; Лисицын и др., 1990; Мурдмаа, 1987].

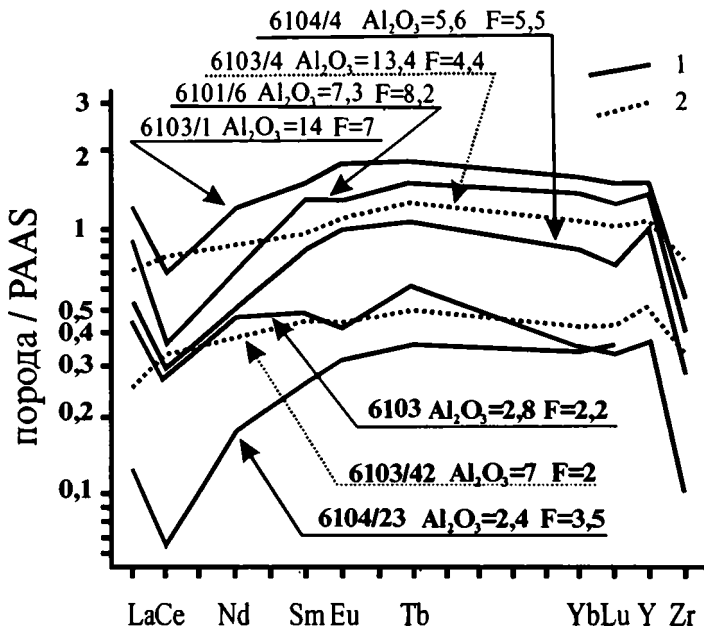


Рис. 39. Распределение РЗЭ, Zr и Y в осадочных породах олистолитов
 1 – радиоляриты, железисто-глинистые силициты и железисто-кремнистые аргиллиты; 2 – алевритистые гематит-глинисто-кремнистые сланцы

В отобранной коллекции образцов были также проанализированы гематит-глинисто-кремнистый сланец (см. табл. 11, обр. 6112/2) и гематит-кремнистый аргиллит (см. табл. 12, обр. 6103/1). Кремнистый аргиллит надстраивает в разрезе радиоляриты келловей-кимериджского возраста и представляет собой слабо сланцеватую породу красного цвета, сложенную тонким агрегатом глинистых минералов, гематита и кремнезема. Внутреннее строение скорее массивное, слабо комковатое.

Иногда в подобных породах наблюдались тонкие линзовидные слои более железистого или более кремнистого материала. В ряде случаев отмечаются единичные полурастворенные остатки раковин радиолярий и мелкая редкая (эоловая?) кластика. Анализ петрогенных окислов свидетельствует, что это сильно окисленная, умеренно кремнистая ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 4,3$) порода, которая по величинам стандартных модулей ($\text{Al}/\text{Ti} = 15,3$; $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Al} = 1$; $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti} = 14,7$) сопоставляется с красными пелагическими глинами по И.О. Мурдмаа [1987]. Характер соотношения $\text{Zr}/\text{Y} = 3$; $\text{Ce}/\text{La} = 1,2$, также характеризует фации тонких пелагических осадков океана (см. рис. 36). Распределение РЗЭ, Zr и Y (см. рис. 39) в кремнистом аргиллите аналогично спектрам радиоляритов и

глинисто-железистых силицитов и имеет фракционированный гидротермальный характер, с выраженной негативной Ce-аномалией и резким обеднением Zr. Примечательно, что в ряду рассмотренных пород кремнистый аргиллит также укладывается в предпочтительный тренд прямой корреляции суммы РЗЭ и величины глинозема.

Вероятно, появление в разрезе подобных красных аргиллитов отражает дальнейшее продвижение участка океанической плиты от спредингового хребта, с выходом из зоны заметного влияния гидротерм и высокой биологической продуктивности, но с сохранением форм седиментации с низкими скоростями. Это согласуется с сорбционным характером распределения РЗЭ и Y в аргиллите. Однако даже в этом случае отсутствует значимое избирательное обогащение Ce.

Иная картина наблюдается в гематит-глинисто-кремнистом сланце (см. табл. 11, обр. 6112/2). Это коричневая, сланцеватая порода, состоящая из микрогранобластового агрегата кварца с рассеянным гематитом и глинистыми минералами. В основной массе присутствуют спиккулы губок и немногочисленные (до 10–15%) остатки радиолярий верхов средней юры. Эти радиоляриевые сланцы приурочены к низам разреза и перекрываются горизонтом эдафогенных брекчий (с радиоляриями в Fe-Mn окисном цементе) и пачкой “верхних”, наиболее фракционированных ферротолентов (N-MORB). Накопление этих брекчий и ферротолентов, вероятно, было связано с формированием небольших уступов вдоль сбросов, оперяющих спрединговый хребет, с последующим излиянием незначительных порций остаточных, наиболее фракционированных толентов базальтов из спрединговой камеры [Морозов, 1992; Ставский и др., 1994]. Соответственно, накопление этих сланцев должно было происходить не на удаленных флангах СОХ или абиссальной равнины, а в сравнительной близости от спредингового центра.

Такая трактовка входит в определенное противоречие с их геохимическими характеристиками. Гематит-глинисто-кремнистые сланцы – сильно окисленные породы с достаточной высокой долей свободного кремнезема ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 8$). Величины петрохимических модулей ($\text{Al}/\text{Ti} = 11$; $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Al} = 1$; $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti} = 11$) для них, показывают средние значения эпелагических глин по И.О.Мурдмаа [1987] и крайне незначительное участие гидротермального материала. Величины отношений Zr/Y (3,18) и Ce/La (2,4) также, скорее, характеризуют пелагические осадки с длительной экспозицией (см. рис. 36).

Распределение лантаноидов в радиоляриевых сланцах имеет слабо фракционированный характер (рис. 40), близкий к спектру РЗЭ в пелагических глинах [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], при сопутствующей высокой доле Y и резком дефиците Zr. Обращает также на себя внимание присущая им слабая положительная Ce-аномалия, при отсутствии видимой аллотигенной кластической примеси.

Таким образом, геохимические характеристики пород входят в определенное противоречие с их положением в разрезе и литологическими

Таблица 12. Химический состав осадочных пород кремнисто-вулканогенного комплекса из олистолитов в тектоногравитационном микстите хребта Пекульной

Компонент	6103/1	6104/4	6101/6	6104/23	6103	6103/4	6103/42
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	60,45	67,76	70,33	86,97	89,26	67,74	83,33
TiO ₂	0,81	0,31	0,41	0,13	0,15	0,63	0,31
Al ₂ O ₃	14,05	5,65	7,34	2,40	2,78	13,40	7,05
Fe ₂ O ₃	9,98*	7,91*	11,51*	4,43*	2,67	5,50*	2,63*
FeO	(0,75)	—	—	—	(0,14)	—	—
MnO	0,233	0,213	0,220	0,591	0,448	0,703	0,259
MgO	2,78	2,64	1,91	0,81	0,50	1,40	1,07
CaO	1,26	6,30	1,44	1,00	0,52	2,24	0,73
Na ₂ O	2,13	1,06	0,19	1,16	1,19	2,25	1,12
K ₂ O	3,64	1,06	2,66	0,30	0,62	2,29	0,95
P ₂ O ₅	0,21	0,15	0,08	0,15	0,06	0,08	0,04
Cr ₂ O ₃	0,027	0,039	0,025	0,019	0,023	0,023	0,038
ппп	4,35	6,55	3,85	2,00	1,78	3,65	2,40
Сумма	99,923	99,642	99,935	99,960	100,001	99,906	99,927
Rb	120	28	76	—	18	65	30
Ba	390	2500	230	—	180	290	1100
Sr	74	130	37	—	38	130	130
Y	40	28	38	—	10	28	14
Zr	120	61	88	—	22	160	70
Nb	11	4,0	7,8	—	—	7,0	4,3
As	—	12	<5	—	—	19	36
Cu	—	63	89	—	—	86	61
Zn	160	76	46	—	—	320	65
Pb	31	16	23	—	—	—	—
U	—	1,3	2,1	—	—	1,9	2,7
Th	—	2,2	5,6	—	—	8,3	3,3
La	46	20	33	4,9	17	27	9,8
Ce	55	23	30	5,3	22	65	27
Nd	39	—	—	6,0	15	—	—
Sm	8,1	4,8	8	1,5	2,7	5,5	2,5
Eu	2,0	1,1	1,5	0,38	0,46	1,2	0,48
Tb	1,4	0,8	1,2	0,29	0,47	1	0,39
Yb	4,5	2,4	4,1	0,99	0,99	3,1	1,2
Lu	0,67	0,33	0,57	0,16	0,14	0,46	0,19
(Fe+Mn)/Ti	14,7	31	33,4	45,6	24,6	11,6	11
(Fe+Mn)/Al	0,96	1,9	2,1	2,8	1,5	0,62	0,55
Al/Ti	15,3	16	15,8	16,3	16,4	18,8	20,1
Ce/La	1,2	1,15	0,9	1,08	1,3	2,4	2,75
Zr/Y	3	2,2	2,3	—	2,2	5,7	5

Примечание. 1–5 – радиоляриты, железисто-глинистые силициты и железисто-кремнистые аргиллиты; 6, 7 – алевритистые гематит-глинисто-кремнистые сланцы.

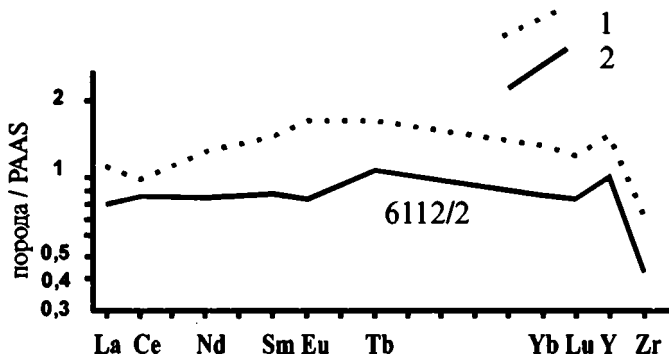


Рис. 40. Распределение PЗЭ, Zr и Y в гематит-глинисто-кремнистых сланцах

1 – пелагическая глина [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]; 2 – гематит-глинисто-кремнистый сланец

особенностями. К тому же, определенное сомнение внушает и наличие спикул губок – биоты, приближенной к поднятиям.

Однако синтез имеющихся материалов позволяет предположить для них следующую картину формирования. Накопление этих радиоляриевых сланцев происходило на ближних флангах СОХ в непосредственной близости от уступов террасированного поднятия хребта и в определенной изоляции от поступления гидротермального материала. В результате подводного выветривания вскрытых в поднятии пород базальтового горизонта, биогенный осадок разбавлялся значительным количеством разнообразных аутигенных продуктов по базальтам. Вероятно, это привело к увеличению роли глинозема, Mg, Fe, Ti, Ce и Zr, со смещением геохимических характеристик породы. Дальнейшие события привели к локальному обрушению уступов и перекрытию радиоляриевых сланцев подводно-осыпными глубоководными (эдафогенными) брекчиями.

Иные геохимические характеристики наблюдаются в алевритистых гематит-кремнистых сланцах (см. табл. 12, обр. 6103/4, 6103/42). Это темно-красные плитчатые породы, состоящие из агрегата глинистых минералов и кремнезема, густо пигментированных окислами Fe и Mn, с редкими рассеянными радиоляриями позднеюрского возраста, алевритовой примесью плагиоклаза, кварца и единичными мелкопсаммитовыми обломками фельзитов, силицитов и вулканических стекол. Обращают на себя внимание повышенные содержания Mn ($MnO = 0,26-0,7\%$), Zn (до 320 г/т), As (19–36 г/т).

Наряду с этим, невысокие концентрации Fe и величины петрохимических модулей в гематит-глинистых силицитах и сланцах – $Al/Ti = 19-20$; $(Fe+Mn)/Ti = 11$; $(Fe+Mn)/Al = 0,55-0,62$ – свидетельствуют о значи-

тельной роли разбавляющего кислого аллотигенного материала и сближают эти породы с кремнисто-глинистыми илами зон апвеллинга окраин океанов [Мурдмаа, 1987]. Характер распределения РЗЭ в них близок к спектру пелагических осадков (см. рис. 39), но высокие отношения Ce/La (2,4–2,75) и особенно Zr/Y (5–5,7) (см. рис. 36) указывают на относительную близость области накопления этих пород к источникам сноса.

Таким образом, седиментация подобных сланцев, вероятно, отражает смещение участка океанической плиты от спрединговой зоны к зоне конвергенции, когда еще в относительно глубоководной обстановке общий фон осадка уже определялся смешением терригенного, вулканогенного и биогенного материала, определяющим облик гемипелагитов окраин океана. Обращает на себя внимание пониженное суммарное содержание РЗЭ, при сопоставимых значениях глинозема, в сравнении с радиоляритами. Это подтверждает аллотигенный характер спектров РЗЭ сланцев, при меньшем содержании глинистой фракции и отсутствии значимого сорбционного обогащения микроэлементами.

Совершенно иные геохимические характеристики имеют зеленые туфосилициты и черные туфоалевропелиты, слагающие верхний осадочный горизонт. Туфосилициты образуют отдельные прослои и плитчатые пачки среди туфоалевропелитов в нижней части горизонта и, как правило, перекристаллизованы. Помимо реликтов пепловой структуры, в них отмечаются неравномерно распределенная оскольчатая кварц-плагиоклазовая кристаллокластика и единичные радиолярии. Группа черных туфоалевропелитов объединяет туфоалевролиты и кремнистые туфоаргиллиты с прослоями (9–20 см) псаммитовых туффитов. Эти породы слагают пласты с прямой градационной слоистостью, типичной для турбидной седиментации, среди которых встречаются горизонты с тонкопараллельнослоистыми текстурами, свидетельствующие о переотложении материала придонными течениями. Прослои псаммитовых туффитов имеют резкие ограничения в кровле и подошве, а также массивные внутренние текстуры без видимой градации. Их, вероятно, можно сопоставить с отложениями плоскостных зерновых потоков. Обломочный материал представлен витрическим пеплом, остроугольными обломками плагиоклаза, вулканитами основного, среднего и кислого состава, фрагментами тонкостенных раковин и глинисто-кремнистых пород.

В отличие от рассмотренных выше радиоляритов и железистых силицитов, черные туфоалевропелиты и зеленые туфосилициты характеризуются крайне низкой степенью окисленности Fe (см. табл. 11, обр. 6008/3, 6008/5, 110/10, 110/40) и резким преобладанием Na₂O над K₂O. При анализе величин модулей Al/Ti; (Fe+Mn)/Ti; (Fe+Mn)/Al в породах, возникает следующая картина. Так, туфосилициты имеют высокое отношение Al/Ti = 20–27, свидетельствующее о значительной доле кислого островодужного материала [Мурдмаа, 1987], тогда как в туфоалевропелитах эта величина снижается до 15–16, в соответствии со значительной ролью в их обломочной части вулканокластики основного и средне-

го состава. Кроме этого, если во всех образцах вариации величин $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti} = 6-9$ и $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Al} = 0,23-0,57$ отвечают преддуговым отложениям, то в туфосилиците обр. 6008/3, на фоне островодужного отношения $\text{Al}/\text{Ti} = 20$ происходит рост отношений $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti} = 19,6$ и $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Al} = 1$, связанный с увеличением роли Fe и снижением доли Ti. Подобная картина, при отсутствии в породе видимых следов минералов-носителей Fe (пирит), может быть объяснена либо существенной долей железистого хлорита в кремнистом мезостазице, либо прямым привнесом железа гидротермами, либо значительной сорбцией Fe из воды. Одновременно с этим, в туфосилиците появляется отчетливый Се-максимум ($\text{Ce}/\text{La} = 3,35$).

При анализе характера распределения РЗЭ (рис. 41) для остальных трех образцов, обнаруживается обеднение ЛРЗЭ, при спектрах, аналогичных спектрам сланцевых отложений преддуговых регионов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Для сравнения на рис. 41 вынесен также спектр распределения РЗЭ, Zr и Y в андезитах из позднеюрского-раннемелового "островодужного" комплекса хребта Пекульней как показатель усредненного, наиболее вероятного, источника сноса. Видно, что рисунки спектров очень близки, особенно для обломочных пород. Исключение составляет один туфосилицит (обр. 6008/3), относительно обогащенный легкими лантаноидами, особенно Се. Одновременно с этим, во всех образцах достаточно четко проявлено снижение доли Y, при высокой роли Zr. На диаграмме $\text{Zr}/\text{Y} - \text{Ce}/\text{La}$ (см. рис. 36) проанализированные образцы ложатся в поле составов терригенных и вулканокластических осадков.

Суммируя изложенный материал, попробуем оценить условия формирования кремнисто-вулканогенного комплекса. Строение горизонта параллельных даек свидетельствует о его образовании в зоне дивергенции, при непрерывно-пульсирующем характере растягивающих напряжений. Дайки служили подводными каналами к пиллоу-лавам, излияние которых происходило в подводных условиях на значительной глубине (при высоком гидростатическом давлении), о чем свидетельствует низкая пористость базальтов и небольшой размер миндалинов.

Источником исходного расплава для толеитов первой группы служила первично истощенная мантия океанического типа. Быстро поднимаясь в верхние горизонты литосферы, исходный расплав испытывал кристаллизационную дифференциацию в приповерхностных условиях. Преимущественное развитие среди пород первой группы афировых разновидностей, при отсутствии отчетливо проявленных в них кумулятивных фаз, указывает на их образование за счет расплава, поступавшего из верхних частей обширной магматической камеры, что более характерно для высокоспредиговых хребтов [Матвеевков и др., 1988; Зоненшайн, Кузьмин, 1993].

При анализе геохимических особенностей толеитов и ферротолеитов первой группы не выявлено сколько-нибудь выраженных признаков надсубдукционных базальтов зон вторичного растяжения (окраинных

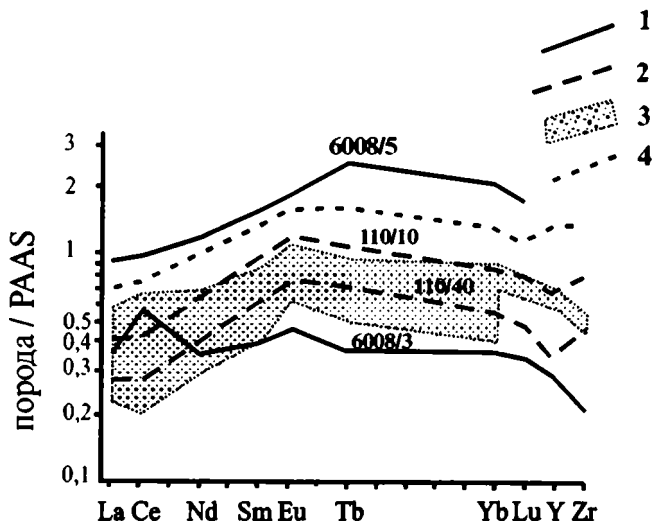


Рис. 41. Распределение РЗЭ, Zr и Y в верхних туфосилицитах и черных туфоалевропелитах кремнисто-вулканогенного комплекса

1 – туфосилициты; 2 – туфоалевропелиты; 3 – вариации распределения РЗЭ в современных и древних отложениях преддуговых бассейнов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]; 4 – андезиты позднеюрского–раннемелового островодужного комплекса хребта Пекульней

морей). Как по характеру эволюции, так и по составу, они хорошо сопоставляются с высокоспреди́нговыми базальтами ВТП. Скорость спрединга, при которой формировались породы первой группы, по характеру корреляции FeO^*/MgO и TiO_2 оценивается в диапазоне от 6 до 10 см/год.

Излияние базальтов в реконструируемой спрединговой зоне сопровождалось ограниченным накоплением карбонатного, кремнисто-карбонатного и кремнистого материала, с последующим преобладанием кремнистых отложений, при отсутствии во всех разностях видимого привноса аллотигенного материала. Это указывает, во-первых, на палеоглубины, близкие к уровню карбонатокомпенсации, и на быстрое последующее погружение новообразованной коры ниже этого уровня (что также более характерно для высокоспреди́нговых хребтов); а во-вторых, – на удаленность и изолированность этой области от источников поступления аллотигенного материала (что характерно для обширных океанических бассейнов, особенно ограниченных зонами конвергенции).

Появление на некоторых участках эдафогенных брекчий, перекрывающих как базальты, так и осадки, вероятно связано со смещением новообразованной коры на флангах спрединговой зоны по оперяющим ее разломам и с последующим накоплением эдафогенного материала в уг-

лублениях созданного рельефа. В некоторых случаях, вдоль этих трещин, происходил отжим сильно фракционированного (остаточного) расплава, формировавшего тела магматических брекчий, наиболее поздних в дайковом комплексе. При более значительном раскрытии трещин, расплав достигал поверхности, образуя маломощные горизонты пиллоулав над эдафогенными брекчиями. Эти особенности свидетельствуют о значительной протяженности магматического очага, что также более характерно для высокосрединговых хребтов [Зоненшайн, Кузьмин, 1993].

Смена литологических типов пород комплекса вверх по разрезу достаточно хорошо сопоставляется с латеральной и вертикальной изменчивостью состава современных осадков в Тихом океане [Лисицын, 1984; Мурдмаа, 1987].

Рассмотренные выше особенности состава радиоляритов, железистых и глинистых силицитов, а также их окраска в красно-бурых тонах, отсутствие обломочной терригенной и пирокластической примеси, обогащенность некоторых разновидностей Fe и Mn свидетельствуют о низких скоростях седиментации, окислительных условиях раннего диагенеза, удаленности (и, быть может, изолированности) от источников терригенного сноса и ареалов эксплозивного вулканизма, а также о влиянии низкотемпературных эксгаляций.

Появление редкой обломочной примеси в верхних кремнистых аржиллитах указывает на приближение к источникам сноса по мере продвижения плиты. Возникновение же хаотических горизонтов с нарушенной стратификацией в верхних частях разреза, типа описанных по руч. Утро, вероятно, связано с приближением плиты к зоне конвергенции, с изгибом ее на приокеаническом склоне желоба и с образованием ступенчатого рельефа за счет малоамплитудных сбросов. В этих условиях могло происходить переотложение более древних кремнистых осадков и лавовых фрагментов в накапливавшийся кремнисто-глинистый материал.

Венчающие разрез туфоалевропелиты, туффиты и туфосилициты отражают снос материала с поднятий островной дуги, причем поступление осадков происходило как за счет осаждения разного по составу материала эксплозий, так и за счет потоков гравититов разного типа, при их дальнейшем незначительном перемыве придонными течениями.

Небольшая мощность осадочной части разреза комплекса (до 150 м), позволяет опять-таки провести аналогию с Тихим океаном (учитывая уплотнение при диагенезе), для которого среднее значение мощности осадочного чехла составляет 280 м, при том, что на трети площади ложа океана мощность осадков не превышает 100 м [Лисицын, 1984]. Весьма значительны и различия наблюдаемого строения и состава осадочного разреза комплекса с осадочными чехлами океанических бассейнов иных структурных позиций. Так, в задуговых бассейнах весьма значительна доля дифференцированной пирокластической примеси во всех типах отложений, к тому же наблюдается совсем иная зональность, и даже в

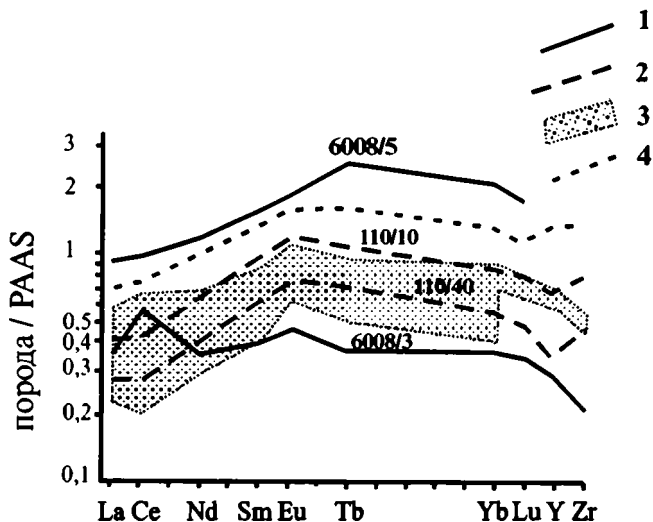


Рис. 41. Распределение РЗЭ, Zr и Y в верхних туфосилицитах и черных туфоалевропелитах кремнисто-вулканогенного комплекса

1 – туфосилициты; 2 – туфоалевропелиты; 3 – вариации распределения РЗЭ в современных и древних отложениях преддуговых бассейнов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]; 4 – андезиты позднеюрского–раннемелового островодужного комплекса хребта Пекульней

морей). Как по характеру эволюции, так и по составу, они хорошо сопоставляются с высокоспреди́нговыми базальтами ВТП. Скорость спрединга, при которой формировались породы первой группы, по характеру корреляции FeO^*/MgO и TiO_2 оценивается в диапазоне от 6 до 10 см/год.

Излияние базальтов в реконструируемой спрединговой зоне сопровождалось ограниченным накоплением карбонатного, кремнисто-карбонатного и кремнистого материала, с последующим преобладанием кремнистых отложений, при отсутствии во всех разностях видимого привноса аллотигенного материала. Это указывает, во-первых, на палеоглубины, близкие к уровню карбонатокомпенсации, и на быстрое последующее погружение новообразованной коры ниже этого уровня (что также более характерно для высокоспреди́нговых хребтов); а во-вторых, – на удаленность и изолированность этой области от источников поступления аллотигенного материала (что характерно для обширных океанических бассейнов, особенно ограниченных зонами конвергенции).

Появление на некоторых участках эдафогенных брекчий, перекрывающих как базальты, так и осадки, вероятно связано со смещением новообразованной коры на флангах спрединговой зоны по оперяющим ее разломам и с последующим накоплением эдафогенного материала в уг-

дублиниях созданного рельефа. В некоторых случаях, вдоль этих трещин, происходил отжим сильно фракционированного (остаточного) расплава, формировавшего тела магматических брекчий, наиболее поздних в дайковом комплексе. При более значительном раскрытии трещин, расплав достигал поверхности, образуя маломощные горизонты пиллоулава над эдафогенными брекчиями. Эти особенности свидетельствуют о значительной протяженности магматического очага, что также более характерно для высокоспрединговых хребтов [Зоненшайн, Кузьмин, 1993].

Смена литологических типов пород комплекса вверх по разрезу достаточно хорошо сопоставляется с латеральной и вертикальной изменчивостью состава современных осадков в Тихом океане [Лисицын, 1984; Мурдмаа, 1987].

Рассмотренные выше особенности состава радиоляритов, железистых и глинистых силицитов, а также их окраска в красно-бурых тонах, отсутствие обломочной терригенной и пирокластической примеси, обогащенность некоторых разностей Fe и Mn свидетельствуют о низких скоростях седиментации, окислительных условиях раннего диагенеза, удаленности (и, быть может, изолированности) от источников терригенного сноса и ареалов эксплозивного вулканизма, а также о влиянии низкотемпературных эксгальций.

Появление редкой обломочной примеси в верхних кремнистых аргиллитах указывает на приближение к источникам сноса по мере продвижения плиты. Возникновение же хаотических горизонтов с нарушенной стратификацией в верхних частях разреза, типа описанных по руч. Утро, вероятно, связано с приближением плиты к зоне конвергенции, с изгибом ее на приокеаническом склоне желоба и с образованием ступенчатого рельефа за счет малоамплитудных сбросов. В этих условиях могло происходить переотложение более древних кремнистых осадков и лавовых фрагментов в накапливавшийся кремнисто-глинистый материал.

Венчающие разрез туфоалевропелиты, туффиты и туфосилициты отражают снос материала с поднятий островной дуги, причем поступление осадков происходило как за счет осаждения разного по составу материала эксплозий, так и за счет потоков гравититов разного типа, при их дальнейшем незначительном перемыве придонными течениями.

Небольшая мощность осадочной части разреза комплекса (до 150 м), позволяет опять-таки провести аналогию с Тихим океаном (учитывая уплотнение при диагенезе), для которого среднее значение мощности осадочного чехла составляет 280 м, при том, что на трети площади ложа океана мощность осадков не превышает 100 м [Лисицын, 1984]. Весьма значительны и различия наблюдаемого строения и состава осадочного разреза комплекса с осадочными чехлами океанических бассейнов иных структурных позиций. Так, в задуговых бассейнах весьма значительна доля дифференцированной пирокластической примеси во всех типах отложений, к тому же наблюдается совсем иная зональность, и даже в

крупных котловинах, типа Филиппинского моря, гемипелагические и красные пелагические глинистые осадки в разрезе выше более мелководных и насыщенных островодужной кластикой отложений [Хворова, Руженцев, 1985].

В малых (инициальных) океанических бассейнах доля аллотигенного материала также очень велика и обычно подавляет иные седиментологические факторы. Так, в Калифорнийском заливе, даже в его устьевой части, мощность чехла обогащенных органикой терригенных осадков достигает многих сотен метров, так что даже излияние базальтов происходит не на поверхности, а они формируют силлы в осадках, а в гидротермах крайне велика доля жидких углеводородов [Лисицын и др., 1990].

В зонах с аридным климатом, в малых бассейнах, велика доля эоловой терригенной кластики, даже в осадках спрединговых зон, как, например, в Красном море [Лисицын и др., 1990] или в рифте Таджура [Геохимия и геология ..., 1989].

В больших бассейнах, ограниченных рифтовыми окраинами континентов типа Атлантики, отсутствие структурных препятствий в виде желобов зон конвергенции приводит к резкому увеличению доли терригенных отложений, дистальные фации которых распространены почти до спредингового хребта и, соответственно, мощность и удельный вес которых резко увеличены в сравнении с океанами, ограниченными зонами конвергенции: (Атлантика – средняя мощность – 860 м, площадь океана в км²/объем осадков км³ – 1,16; Тихий океан – средняя мощность – 280 м; площадь океана 3,6) [Лисицын, 1984]. Все это позволяет с большой степенью уверенности утверждать, что формирование кремнисто-вулканогенного комплекса происходило в открытом океаническом бассейне типа Тихого океана.

Время формирования осадочных пород комплекса, накапливавшихся по мере продвижения базальтового основания от зоны спрединга до зоны конвергенции, заключено, по имеющимся данным, в интервале от байоса до валанжина включительно, что составляет около 50 млн лет (однако весьма вероятен и более древний возраст базальтового основания). Исходя из этого, пройденный путь базальтовой части разреза, без учета перемещения самого спредингового хребта и при условии сохранения скорости спрединга 6–10 см/год, можно определить в интервале от 1500 до 2500 км.

Появление в верхних частях разреза комплекса базальтов с внутриплитными характеристиками, аналогичных базальтам Гавайских островов, а также ассоциирующих с ними базальтов обогащенного типа, отражает либо прохождение плиты над горячей точкой, либо существование под спрединговым хребтом неоднородностей типа мантийных плюмажей. В пользу первого предположения свидетельствуют приуроченность внутриплитных базальтов исключительно к верхним частям разреза и отсутствие их в дайковом комплексе.

Кремнисто-туфотерригенный комплекс

Кремнисто-туфотерригенный комплекс раннемелового возраста (тектоногравитационный микстит) развит на юго-восточных склонах хребта Пекульней. Его хаотические накопления (с олистолитами и олистостромовыми горизонтами) протягиваются в субмеридиональном направлении в виде невыдержанных по ширине полос (0,1—4 км), зажатых и, в ряде случаев, тектонически перекрытых, пластинами кремнисто-вулканогенного комплекса (см. рис. 6, 9, 21, 30, 31). Образования микстита сильно тектонизированы и представляют собой фрагменты в разной степени стратифицированных пачек, ограниченных близвертикальными нарушениями. Специфической особенностью микстита, резко выделяющей его на фоне окружающих образований, является обилие инородных оторженцев, занимающих порой до половины его объема (рис. 42).

Видимым основанием микстита служат тектонизированные и сечуенные фрагменты кремнисто-вулканогенного комплекса, блоки диафторированных амфиболитов и плагиогнейсов, а также метаморфиты эпидот-амфиболитовой фации, предположительно по породам кремнисто-вулканогенного комплекса. Все эти породы встречаются и в виде экзотических включений в матрикс микстита.

Матрикс микстита разнороден и сложен туфогенными алевролитами и аргиллитами, песчаниками, гравелитами, брекчиями, кремнистыми туфоаргиллитами, туфосилицитами, туффитами и разнообразными смешанными типами пород. В их строении, в меняющихся пропорциях, участвует кремнистый, глинистый и биогенный материал, а также кластика алевритовой, псаммитовой и псефитовой размерности, терригенного, пирокластического, и эдафогенного происхождения. В зависимости от текстурно-структурных особенностей и количественных соотношений тех или иных компонентов, матрикс разделен на несколько основных вещественных ассоциаций.

В строении первой ассоциации участвуют черные туфоалевролиты и туфоаргиллиты, расслоенные пластинами (0,05—1 м) и линзами разнозернистых, вплоть до гравелистых, песчаников и гравелитов, а также зеленых алевритистых кремнистых туфоаргиллитов. Пласты песчаников имеют резкие ограничения в кровле и подошве и обладают отчетливыми признаками отложенных зерновых потоков. В них смешан окатанный, полукатанный и неокатанный материал, перемещенный с разных гипсометрических уровней и представленный дифференцированной вулканокластикой, разнообразными осадочными и интрузивными породами и кристаллокластикой.

Серо-зеленые кремнистые туфоаргиллиты, образующие тонкие сантиметровые прослои, накапливались непосредственно на черных туфоалевролитах и отражают фоновую гемипелагическую седиментацию. Для них характерна тонкая параллельная и микролинзовидная слоистость, реже массивные микротекстуры. В ряде случаев отмечаются разрывы

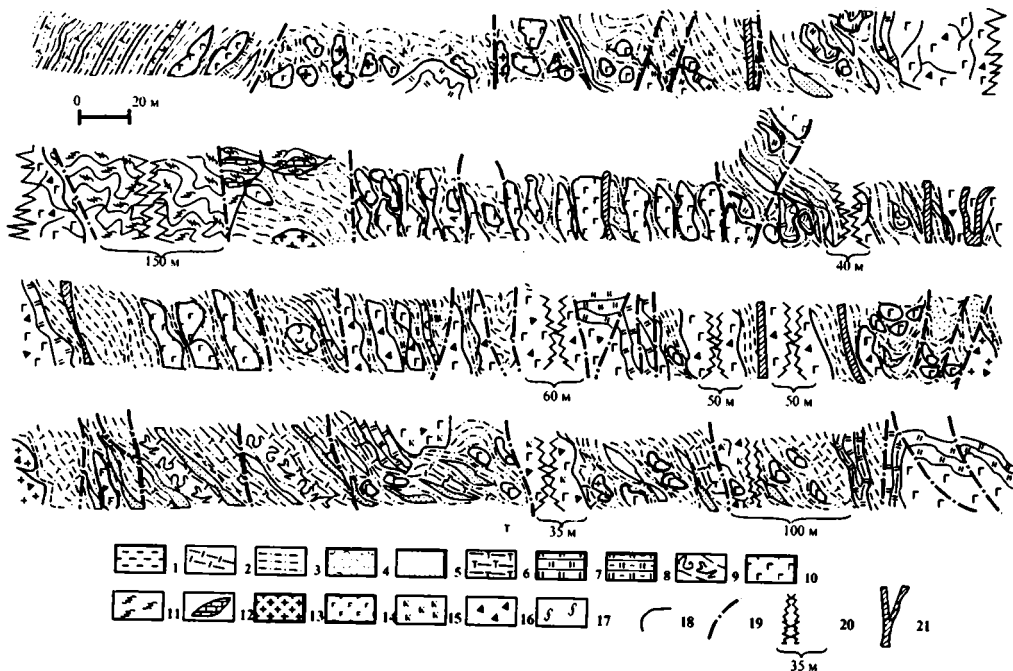


Рис. 42. Строение раннемелового тектоногравитационного микстита (истоки р.Левая Бычьа)

1 – алевролиты, аргиллиты; 2 – гематитизированные сланцы; 3 – песчанистые алевролиты; 4 – туфосилициты; 5 – песчаники, гравелиты; 6 – туффиты; 7 – радиоляриты; 8 – красные кремнистые аргиллиты; 9 – горизонты с нарушенным напластованием; 10 – базальты; 11 – диафорированные метаморфиты; 12 – линзы мраморов; 13 – гранитоиды; 14 – габброиды; 15 – какиритизация; 16 – катаклаз; 17 – милонитизация; 18 – границы олистолитов, олистоплаков; 19 – разломы; 20 – пропуск в разрезе и интервал; 21 – дайки палеогеновых (?) базальтов и андезитов

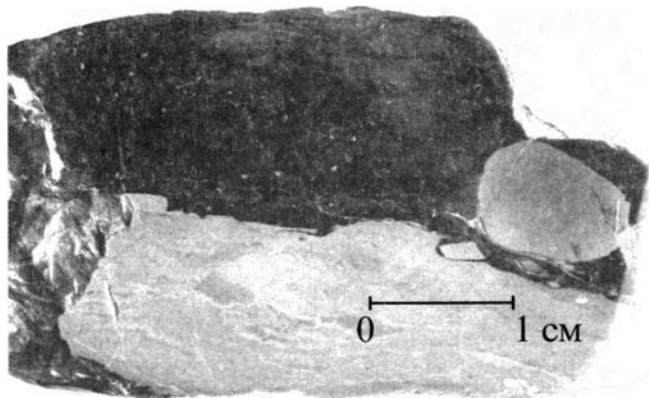


Рис. 43. Характер эрозионных границ в подошве черных туфоалевролитов

сплошности слоев и следы их оползания. Подобное оползание носило, по-видимому, преимущественно инициированный, принудительный характер за счет сцепления с перемещавшимися вышележащими осадочными массами. В этом случае образуются мелкие, как бы оторванные линзы с выпуклой нижней границей и вогнутой пластично деформированной верхней. Внутренняя тонкая слойчатость в линзах повторяет деформации кровли и косо срезается в подошве.

Черные туфоалевролиты имеют в разной степени выраженные эрозионные нижние границы и включают в подошвенной части разнообразные по форме интракласты и конволютные окатыши (рис. 43). Характер строения окатышей, а также в разной степени дезинтегрированных и перемещенных интракластов и линзовидных обрывков слоев в подошве черных туфоалевролитов свидетельствует о перемещении осадочного материала с запада на восток. Для туфоалевролитов характерно отсутствие внутренней слойчатости и градации материала, представленного (так же, как и в кремнистых туфоаргиллитах) угловатыми и острооскольчатými алевритовыми и, реже, мелкосаммитовыми обломками кислого плагиоклаза, иногда кварца, биотита, мусковита, вулканитов с гиалопелитовой структурой, а также пластинчатыми и рогульчатыми пепловыми частицами. Для основной массы обычны мелкие сферические и линзовидные выделения сульфидов, что свидетельствует об их обогащенности реакционноспособным органическим веществом и о восстановительных условиях раннего диагенеза.

Породы описываемой ассоциации образуют в различной степени стратифицированные пачки видимой мощностью до 70 м. Наблюдалось их несогласное налегание с алевролитами в основании на тектонизированные базальты и яшмы; последние в ряде случаев представляют собой

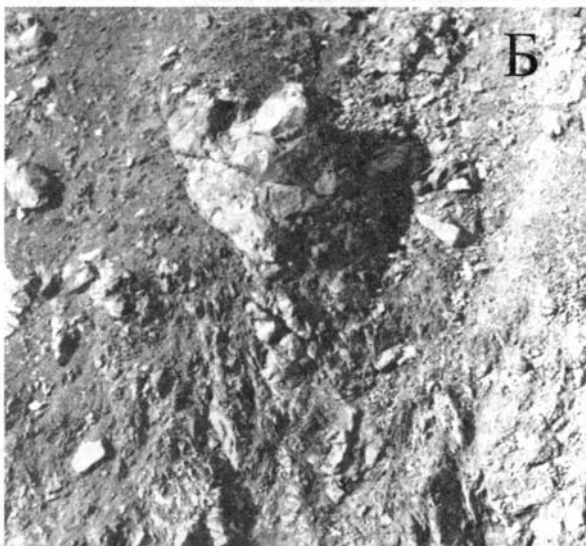


Рис. 44. Формы нахождения глыб в матриксе микстита
А, Б – различные формы нахождения глыб в микстите

хаотические скопления глыб и обломков, разделенных листоватым субстратом. В черных туфоалевролитах бывают заключены различные по размерам и форме инородные отторженцы, как вблизи подошвы, так и рассеянные по разрезу. Встречаются ориентированные согласно напластованию вмещающих пород обрывки пластов плитчатых яшм, линзовидные глыбы и обломки базальтов. Они образуют или единичные изолированные тела, или серию тел, приуроченных к одному уровню и иногда сменяющихся по простираанию более крупными оползевыми пластинами. "Линзы" базальтов обычно несут на поверхности следы тектонического развальцевания. Кроме этого, встречаются как бы вмятые в черный рассланцованный и иногда брекчированный алевропелитовый субстрат угловатые обломки и глыбы. Иногда они плотно прилегают друг другу, образуя глыбовые свалы или более рассредоточенные гнездовидные скопления, либо, наоборот, рассеиваются в алевропелитах, образуя редкую вкрапленность (рис. 44).

Подобное разнообразие форм нахождения глыб во вмещающем матриксе, вероятно, отражает различия в способе и скорости их транспортировки. Часть инородных отторженцев представляют собой блоки скольжения. В других случаях мы имеем дело с результатами обвалов, когда глыбы накапливались практически у основания выступа цоколя, либо перекатывались ниже по склону. Некоторые глыбы, попадая в алевропелиты, генерировали оползни, в материале которого рассредотачивались по мере его разжижения. Части отторженцев, помимо ореолов рассеяния кластики, сопутствуют монолитические горизонты, мощность которых колеблется от первых миллиметров до десятков сантиметров. Они состоят из несортированных остроугольных обломков, несущих следы тектонизации, предшествовавшей их накоплению.

В составе второй породной ассоциации (видимая мощность ~ 70 м) увеличивается доля серых кремнистых туфоаргиллитов. Они переслаиваются с черными алевритистыми аргиллитами и тонкозернистыми песчаниками и алевролитами с глинисто-кремнистым цементом. В песчаниках и алевролитах отсутствует градация и внутренняя слойчатость, они формируют тонкие (первые сантиметры) прослои, либо пачки тонкого напластования с резко выраженными верхними и нижними границами пластов, разделенных примазками пелитового вещества. Слоистость в кремнистых туффитах и алевритистых аргиллитах чаще тонкая горизонтальная, иногда микролинзовидная и волнистая, выражена в разной степени концентрацией обломков и (или) глинистого и кремнистого компонента.

Обломочный материал алевритовой и мелкопсаммитовой размерности, от угловатого до острооскольчатого, представлен альбитом, реже кварцем, биотитом и эпидотом, единичными зернами турмалина и разными количествами измененной витрокластики. В песчаниках, кроме этого, присутствуют обломки кислых вулканитов и пластично деформированных глинистых силицитов. Предполагается, что песчаники и алев-

ролиты сформированы маломощными плоскостными потоками разжиженного осадочного вещества, тогда как более тонкие породы отражают фоновое гемипелагическое осадконакопление, при значительном влиянии придонных (вдольсклоновых) низкоэнергетических течений.

В составе третьей породной ассоциации преобладают пестроокрашенные (в зеленые, сине-черные, желтые, красные и белесые тона) кремнисто-глинистые породы. Они содержат различную долю пирокластической и терригенной примеси алевритовой и псаммитовой размерности и иногда радиолярии (от единичных до 5% от объема породы). В зависимости от количества этой примеси и доли кремнистого или глинистого компонента они образуют широкий спектр литологических разновидностей: всевозможные песчано-алевритистые и алевритистые туфоаргиллиты, кремнистые аргиллиты, глинистые силициты, тонкообломочные туффиты и т.п. В подчиненном количестве присутствуют песчаники и мелкопсаммитовые туфы базальтов.

Для тонкообломочных пород характерно большое разнообразие макро- и микротекстур, от массивных до тонкогоризонтальнослоистых, от струйчатых до линзовиднослоистых. Обычны конседиментационные нарушения в виде обрывков слоев, микросбросов и горизонтов с измельченным и неизмельченным нарушенным напластованием (рис. 45). Подобные горизонты встречаются между ненарушенными слоями, либо в видимом основании разреза и, вероятно, отражают нарушение сплошности осадка в подошве незначительно перемещенных оползней.

В смешанных породах обломочная примесь занимает до 30% от объема и довольно беспорядочно рассеяна в пелитовом глинисто-кремнистом субстрате. Обычны скопления в виде линз и гнезд или, наоборот, встречаются мелкие линзы существенно пелитового материала. Иногда на общем фоне выделяются плавающие более грубые зерна, мелкий гравий или гальки, ориентированные подчас поперек слоистости.

Разбавляющая обломочная примесь представлена острооскольчатыми, реже плохоокатанными кристаллокластами плагиоклаза, кварца, эпидота, клинопироксена, рудного минерала, иногда отмечаются слюды, единичные зерна граната и турмалина. Варьирует по слоям насыщение обломками измененных вулканических стекол, эффузивов среднего, кислого и основного состава, а также пепловыми частицами. Иногда отмечаются маломощные линзы (1–2 см), сложенные мономиктовым эдафогенным материалом, несущим отчетливые следы доседиментационной тектонизации.

Песчаники в составе ассоциации имеют резко подчиненное значение и встречаются в виде маломощных (до 5 см) пластов, с резкими границами в кровле и подошве. Внутренняя текстура – массивная, без видимой градации. Обломочный материал слабо сортирован (0,1–2 мм), от угловатого до окатанного. Среди обломков преобладают серые силициты, встречаются и бурые, с реликтами радиолярий. Некоторые обломки осветлены по периферии, что, вероятно, является свидетельством их вы-

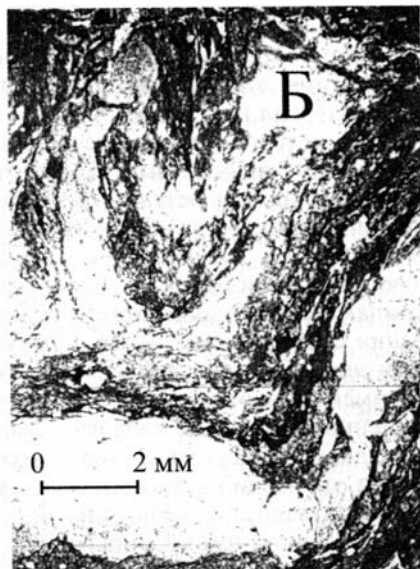
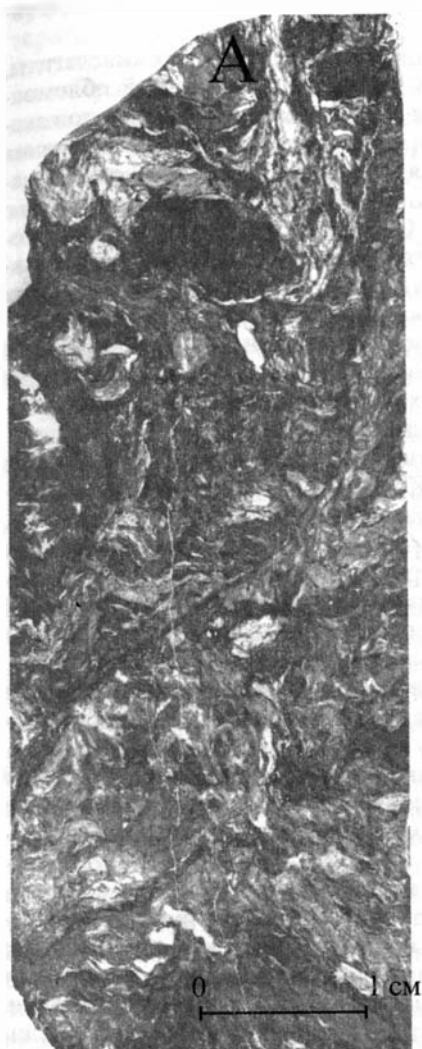


Рис. 45. Примеры текстур из горизонтов с нарушенным напластованием в подошве оползневых тел

А – пришлифовка; Б – шлиф. Пояснения см. в тексте

ветривания. В значительном количестве присутствует мелководный карбонатный органический детрит – обломки пелеципод и мшанки.

Также довольно много и вулканокластики – базальтов, андезитов, риолитов и тонких туффов.

Таким образом, общий фон ассоциации составляют гемипелагиты, накопление которых шло на пологом склоне. Разбавляющий обломочный материал поступал, вероятно, как за счет осаждения продуктов эксплозий и терригенной взвеси, так и за счет подводного разрушения близрасположенных выступов цоколя, поставивших эдафогенный материал, а также в результате гравитационного перемещения вещества с верхних гипсометрических уровней. Окраска пород в пестрые красно-зеленые тона, значительное количество биогенной кремнистой составляющей (радиолярии) свидетельствует о сравнительно замедленных темпах седиментации ниже глубины карбонатокомпенсации и о чередовании слабоокислительных и слабовосстановительных условий раннего диагенеза. Наряду с этим, можно говорить об изолированности области седиментации этих пород от основных путей перемещения темных, обогащенных органикой илов из мелководной зоны.

Однако присутствующие в разрезе пласты песчаников имеют все черты отложений зерновых потоков. Кроме этого, в них смешан материал, испытавший транспортировку с разных гипсометрических уровней, при его вероятном неоднократном переотложении, так что соседствуют окатанные обломки со следами выветривания и мелководный фаунистический детрит, с оскольчатыми обломками, не претерпевшими значимой обработки и флювиальной транспортировки. Это, возможно, свидетельствует о поступлении материала песчаников по небольшим промоинам, либо плоскостными потоками, за счет периодического переотложения осадочных масс, накапливавшихся на верхних уровнях, в краевых частях седиментационных ловушек.

Породы третьей ассоциации слагают пачки видимой мощностью до 30 м. Наблюдалось их перекрытие как с эрозионными границами, так и согласное – черными туфоалевролитами и песчаниками первой ассоциации.

В строении матрикса микстита участвуют также серые туфосилициты, красные кремнистые сланцы и песчано-алеврито-глинистые туфограувакки. Серые туфосилициты обычно встречаются в ассоциации с черными туфоалевролитами, с которыми они незакономерно чередуются или образуют самостоятельные маломощные (0,3–1, реже до 5 м) пачки, состоящие из плиток (1–5 см), разделенных примазками черного пелитового вещества. В ряде случаев силициты встречаются в виде мелких деформированных каплевидных линзочек или невыдержанных пластов с бугристой кровлей, напоминающей поверхность застывшего потока.

Силициты, как правило, перекристаллизованы, однако в мезостазисе наблюдаются реликты пепловой структуры и неравномерно распределенные скопления псаммитовой и алевритовой острооскольчатой кластики кислых вулканитов. Форма нахождения силицитов позволяет сделать вывод о том, что исходное вещество представляло собой пластич-

ную субстанцию типа кремнистого или глинисто-кремнистого геля, который, в зависимости от характера рельефа, мог незначительно перемещаться, сползая по дну, или переходить в золь, течь и снова коагулировать. Происхождение геля можно связать или с прямой поставкой кремнезема в придонные слои насыщенными гидротермами, или с растворением и преобразованием тонких продуктов кислых пеплопадов.

Песчано-алеврито-глинистые туфограувакки слагают небольшие тела мощностью от первых метров до 10–20 м. Они обладают сложным ступкоство-брекчиевидным строением, обусловленным хаотическим распределением скоплений псаммитового материала в замусоренном глинисто-алевритовом мезостазисе. Компактные фрагменты песчаников имеют как относительно четкие, так и расплывчатые границы, а окружающее глинистое вещество ведет себя весьма агрессивно, “залезая” по трещинам внутрь ступков песчаного материала или просто “ассимилирует” их. Образование этих пород можно объяснить началом трансформации оползня, когда исходный полулитифицированный слоистый осадок в результате перемещения терял сплошность, перемешивался и неоднородно разжижался. Небольшая мощность подобных оползневых тел, вероятно, связана с отрывом незначительных масс осадка в результате тектонических подвижек или сейсмических толчков. Наблюдались: налегание этих оползневых микститов на сильно тектонизированную гетерогенную подложку из глыб базальтов и яшмоидов и смена их вверх по разрезу более упорядоченными кремнистыми аргиллитами и туфоалевролитами.

Возраст матрикса рассматриваемого комплекса датирован весьма слабо из-за отсутствия макрофаунистических остатков и плохой сохранности радиолярий. Только из одного образца гематитизированных мусорных туфоалевролитов были выделены радиолярии: *Alievium* cf. *helenae* Shaaf., *Archaeodictyomitra* sp., *Xitus* cf. *spicularius* (Aliev), указывающие на раннемеловой возраст пород.

В целом, можно выделить несколько основных особенностей, характеризующих условия седиментации матрикса микстита: постоянное присутствие, помимо переотложенной дифференцированной вулканокластики, продуктов субазральных эксплозий; общий гемипелагический характер фонового осадконакопления ниже уровня карбонатокомпенсации; широкое развитие оползневых явлений и формирование большей части пород за счет потоков неразвитых гравититов (осадочное вещество перемещалось с разных гипсометрических уровней и неоднократно переоткладывалось); резкие различия в скорости седиментации пород, разная степень их обогащения $C_{орг}$ и, соответственно, присутствие как восстановленных, так и окисленных разностей; сложный рельеф области седиментации и изолированность отдельных участков от основных путей перемещения обломочного материала; аномальная сейсмичность области седиментации, что обусловило обилие чужеродных включений, а также интенсивную син- и постседиментационную тектонизацию пород.

Таблица 13. Химический состав пород матрикса раннемелового тектоногравитационного микстита.

Компонент	6103/7	6033/12	6034/10	6101/4	6118/1	6104/19	6103/23
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,96	54,40	55,83	59,47	59,38	60,67	61,31
TiO ₂	1,25	1,28	0,95	1,01	1,20	0,89	0,83
Al ₂ O ₃	17,29	18,15	17,29	16,09	16,31	15,94	15,75
Cr ₂ O ₃	–	0,019	0,029	–	–	0,024	0,023
Fe ₂ O ₃	2,53	8,39*	8,47*	2,83	1,48	7,73*	6,32*
FeO	7,89	(1,87)	–	4,89	3,22	(4,48)	–
MnO	0,04	0,304	0,420	0,14	0,03	0,277	0,21
MgO	3,14	2,57	3,87	2,59	1,53	2,84	1,90
CaO	4,14	2,87	2,18	2,32	4,27	1,71	2,91
Na ₂ O	5,32	4,50	2,48	4,35	0,51	2,77	1,90
K ₂ O	0,98	3,14	2,57	2,78	2,27	2,68	2,95
P ₂ O ₅	0,13	0,17	0,19	0,18	0,24	0,20	0,94
ппп	3,96	4,15	5,20	3,12	5,60	4,20	4,45
Сумма	99,59	99,943	99,484	100,50	99,55	99,931	99,493
H ₂ O	0,66	–	–	0,73	0,66	–	–
CO ₂	1,30	–	–	–	2,85	–	–
Rb	16	–	56	61	37	57	–
Ba	210	–	280	370	250	270	–
Sr	270	–	135	180	110	110	–
Y	21	–	36	23	23	26	–
Zr	100	–	200	170	180	140	–
Nb	<10	–	8,9	<10	<10	<10	–
Cu	–	–	–	–	–	71	–
Zn	–	–	95	–	–	92	–
Pb	–	–	–	–	–	41	–
As	–	–	9,2	–	–	–	–
La	7,1	20	18	16	29	21	18
Ce	24	55	43	48	60	56	45
Nd	14	24	–	20	27	24	21
Sm	3,8	6,7	5,3	4,4	6,2	5,5	4,6
Eu	0,82	1,7	1,3	1,2	1,3	1,2	1,1
Tb	0,67	1,5	0,96	0,91	0,88	0,90	0,94
Yb	2,7	5,1	3,1	3,4	3,0	3,6	3,6
Lu	0,42	0,79	0,41	0,54	0,43	0,56	0,57
(Fe+Mn)/Ti	10,6	8	11	9,7	5	10,5	9,2
(Fe+Mn)/Al	0,87	0,63	0,68	0,7	0,4	0,7	0,55
Al/Ti	12,2	12,5	16	14	12	15,8	16,8
Ce/La	3,4	2,75	2,4	3	2,1	2,7	2,5
Zr/Y	4,8	–	5,6	7,4	7,8	5,4	–

Таблица 13 (окончание)

Компонент	6104/3	6103/16	6103/18	6104/21	6104/16	6101/3	6104/17
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	61,46	57,91	63,82	65,07	65,99	67,62	70,85
TiO ₂	0,68	0,88	0,66	0,63	0,85	0,51	0,73
Al ₂ O ₃	13,10	15,69	16,20	14,13	14,89	9,88	12,98
Cr ₂ O ₃	–	0,022	0,020	0,028	0,031	0,032	0,019
Fe ₂ O ₃	2,18	6,99*	5,09*	5,67*	6,44*	5,01*	5,66*
FeO	5,81	–	(1,83)	–	(5,49)	–	(2,26)
MnO	0,14	0,257	0,173	0,416	0,196	0,146	0,235
MgO	3,39	2,36	2,06	2,13	1,26	1,06	1,75
CaO	3,10	1,25	1,10	1,57	4,68	5,51	0,85
Na ₂ O	2,94	3,26	2,12	3,43	2,70	2,97	1,54
K ₂ O	1,06	3,47	4,26	2,88	0,69	1,45	2,19
P ₂ O ₅	0,30	0,15	0,13	0,24	0,20	0,12	0,11
ппп	4,12	7,95	4,10	3,55	2,00	5,60	3,08
Сумма	99,50	100,189	99,733	99,914	99,927	99,908	99,994
H ₂ O ⁻	0,35	–	–	–	–	–	–
CO ₂	0,60	–	–	–	–	–	–
Rb	21	80	93	89	13	35	49
Ba	130	290	320	520	120	220	250
Sr	85	180	100	205	130	120	89
Y	23	38	28	56	36	22	16
Zr	130	200	180	220	240	98	120
Nb	<10	9,2	<10	9,2	<10	5,6	<10
Cu	–	–	–	58	–	54	61
Zn	–	97	85	170	69	99	88
Pb	–	22	–	19	15	–	–
As	–	5,1	–	27	–	9,1	–
La	9,9	27	(12)	32	24	13	13
Ce	35	60	(37)	77	69	42	36
Nd	18	–	–	–	30	–	18
Sm	4,6	6,5	–	7,5	7,4	3,7	3,8
Eu	1,0	1,5	–	2,1	1,7	0,88	0,95
Tb	0,96	1,1	–	1,4	1,2	0,67	0,67
Yb	2,8	3,4	–	4,7	4,2	2,2	2,3
Lu	0,44	0,52	–	0,68	0,62	0,34	0,36
(Fe+Mn)/Ti	15,1	9,6	9,3	11,4	9,1	11,8	9,5
(Fe+Mn)/Al	0,9	0,6	0,43	0,57	0,6	0,7	0,6
Al/Ti	17	15,7	21,7	20	15,5	17,1	15,7
Ce/La	3,5	2,2	3	2,4	2,9	3,2	2,8
Zr/Y	5,7	5,3	6,4	3,9	6,7	4,5	7,5

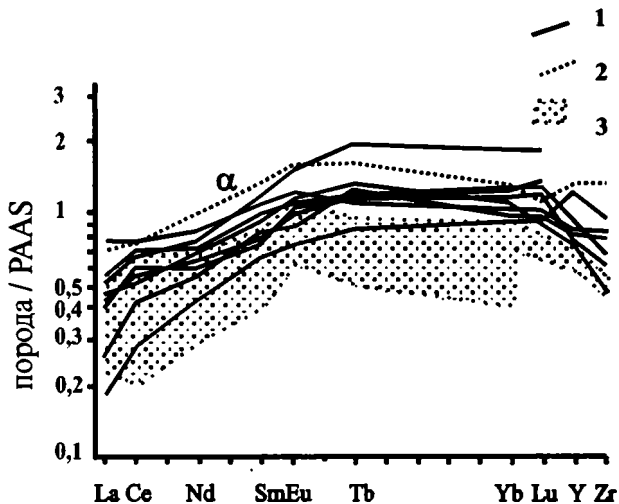


Рис. 46. Распределение P3Э, Zr и Y в смешанных песчано-алевритоглинистых туфитовых породах матрикса раннемелового тектоногравитационного микстита

1 – породы матрикса микстита; 2 – андезит позднемелового-раннемелового островодужного комплекса хребта Пекульней (обр.6052/10); 3 – распределение P3Э в отложениях преддуговых регионов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

В геохимическом отношении породы матрикса микстита имеют, наряду с общими чертами, значительные аномалии состава, отражающие различия в условиях седиментации и вариации в составе разбавляющей примеси (анализировались только тонкообломочные породы – разнообразные туфоалевропелиты и туфосилициты) (табл. 13). Общей чертой для всех пород являются высокие отношения $Zr/Y=3,9-7,8$ и $Ce/La=2,1-3,5$ (см. рис. 36), что отвечает параметрам осадков, близких к области сноса.

При анализе пород с низкой долей кремнезема ($SiO_2=50-62\%$) выявляются невысокие отношения $Al/Ti=12-17$, несмотря на значительное присутствие во многих разностях кислой вулканокластки, что, вероятно, свидетельствует о существенной доле тяжелой фракции. Это обычно сопровождается уменьшением отношений $(Fe+Mn)/Ti$ до 5–8 и $(Fe+Mn)/Al$ до 0,4–0,5 и возрастанием Zr/Y до 7–8. В разностях, обогащенных органикой с крайне низкой степенью окисленности, наоборот, возрастает доля Fe, с увеличением отношений $(Fe+Mn)/Ti$ до 15 и $(Fe+Mn)/Al$ до 0,9, что отражает значительную долю диагенетических сульфидов в этих породах. Весьма значительная роль железа отмечается и в окисленных и слабоокисленных красных и зеленых псаммоалевро-

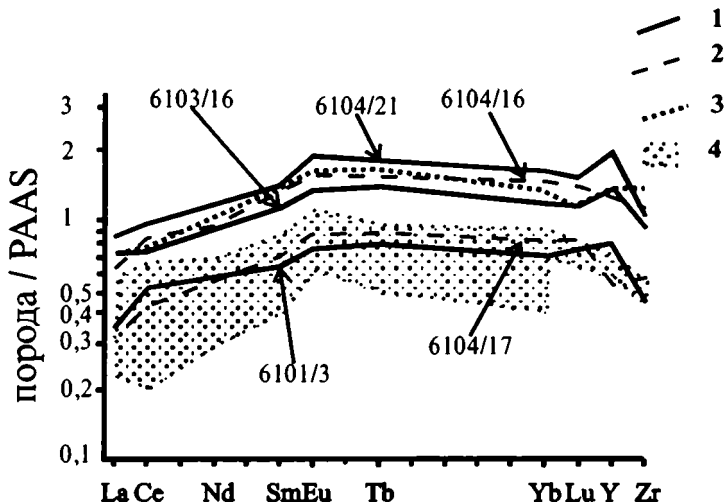


Рис. 47. Распределение РЗЭ, Zr и Y в кремнистых породах матрикса тектоногравитационного микстита

1 – гематит-кремнистые сланцы; 2 – туфосилициты и кремнистые туфоаргиллиты; 3 – андезит позднеюрско-раннемелового островодужного комплекса хребта Пекульней (обр.6052/10); 4 – распределение РЗЭ в отложениях преддуговых регионов по: [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

пелитах. Причем значительные концентрации Fe сопровождаются в них увеличением доли Ti и Mn (до 0,42% MnO).

Характер распределения РЗЭ, Zr и Y в этих породах достаточно однотипен (рис. 46) и хорошо сопоставляется с распределением РЗЭ в преддуговых регионах [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Он также схож с распределением РЗЭ в андезитах позднеюрско-раннемелового островодужного комплекса хребта Пекульней, что в целом не требует особых комментариев и отражает сходство геохимических характеристик осадков с породами наиболее вероятной области сноса. Наблюдаемые вариации в соотношении легких и тяжелых РЗЭ, возможно, характеризуют меняющиеся пропорции кислой вулканоклаستيки и тяжелой обломочной фракции.

Породы комплекса, имеющие большую долю кремнезема ($\text{SiO}_2=64-71$; $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3=4-6,8$), характеризуются в целом теми же самыми особенностями (см. табл.13). Однако в них наблюдаются более высокие отношения $\text{Al}/\text{Ti}=15,5-22$, свидетельствующие о значительной роли кислого эксплозивного материала, и устойчивые величины $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti}=9-12$ и $(\text{Fe}+\text{Mn})\text{Al}=0,43-0,7$, что более характерно для кремнисто-глинистых илов, накапливающихся у зон конвергенции [Мурдмаа, 1987]. Однако,

несмотря на однотипные спектры распределения РЗЭ (рис. 47), среди рассматриваемой группы кремнистых пород выделяются алевритистые гематит-кремнистые сланцы, имеющие, в сравнении с туфосилицитами и кремнистыми туфоаргиллитами, увеличенную долю РЗЭ относительно глинозема и Y ($Zr/Y=4-5,3$). Одновременно с этим в них увеличиваются концентрации As и Zn . Подобные особенности, вероятно, свидетельствуют о сниженных темпах седиментации гематит-кремнистых сланцев и о значительной роли гидрогенной и, возможно, гидротермальной компоненты.

Чужеродные по отношению к матриксу породы играют двойственную роль в строении микстита. В одних случаях они образуют различные по форме включения в осадочный субстрат, в других – в виде щеших тектонизированных фрагментов формируют видимое основание, на котором отлагались породы матрикса. Среди чужеродных включений преобладают разнообразные базальты, яшмы, железистые и глинистые силициты. Реже встречаются блоки метаморфитов (часто диафторированных), а также гранитов, диоритов и габброидов. Многие включения несут следы интенсивной тектонизации, которая обычно не прослеживается в окружающий осадок.

Среди базальтов, слагающих как мощные (до 200 м) пластины и чеши, так и мелкие глыбы, преобладают породы с внутриплитными геохимическими характеристиками (табл. 14). Они имеют высокие содержания TiO_2 (2,36–3,34%), Nb (17–57 г/т), Ba (110–290 г/т), Rb (до 75 г/т), отношение $Zr/Y=7-12,6$ и по своим особенностям хорошо сопоставляются с субщелочными и щелочными базальтами внутриокеанических гайотов. В меньшей степени распространены толеиты и ферротолеиты типа базальтов СОХ. Оба вида базальтов аналогичны лавам среднеюрского–раннемелового кремнисто-вулканогенного комплекса, для которых предполагается океаническое происхождение. Однако, помимо этого, встречаются базальты, имеющие геохимические особенности островодужных толеитов. Для них характерны умеренные содержания TiO_2 (0,94–1,3%), весьма низкие концентрации Nb и повышенные Rb , Ba и Sr . К сожалению, все базальты крайне сильно изменены, и их геохимическая типизация может быть проведена лишь весьма условно.

Яшмы и ассоциирующие с ними железистые и глинистые силициты встречаются вместе с базальтами, а также слагают отдельные тела в виде обрывков пачек плитчатого сложения мощностью от 0,3 до 20 м. Наблюдалась как слабдеформированные мелкие оползневые пластины, так и сложно смятые, вплоть до закрученных в виде сфер, фрагменты. До попадания в окружающий осадок породы были в разной степени литифицированы и преобразованы. Возраст яшмоидов, слагающих чужеродные тела, заключен в широком интервале от средней до верхней юры и по комплексам радиоларий хорошо сопоставляется с яшмами кремнисто-вулканогенного комплекса: *Tricolocapsa cf. plicarum* Gao, *Stichocapsa cf. robusta* Matsuoka, *Williriedellum* sp. (J_2^2 - J_3); *Protunuma turbo* Matsu-

Таблица 14. Химический состав олистолитов базальтов в тектоно-гравитационном микстите хребта Пекульней

Компонент	6033/39	6103/30	6101/20	6103/50	6103/40	6103/35	6033/38	6103/44	6102/30
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44,02	50,34	48,82	46,74	42,80	42,52	43,07	46,84	49,70
TiO ₂	2,58	2,44	2,36	3,22	3,34	0,94	1,21	1,30	1,10
Al ₂ O ₃	15,25	15,36	13,82	16,63	11,80	16,02	14,17	15,16	11,28
Fe ₂ O ₃	14,49*	2,73	9,15	8,99	4,43	2,84	10,04*	2,84	5,92
FeO	—	7,32	2,88	6,00	8,66	5,54	—	7,32	2,88
MnO	0,223	0,27	0,26	0,18	0,23	0,21	1,193	0,30	0,15
MgO	6,41	5,06	3,50	1,94	11,04	6,99	5,19	5,05	3,36
CaO	7,61	5,76	10,06	4,50	8,63	12,78	13,15	10,80	15,67
Na ₂ O	3,76	3,94	3,10	2,69	1,32	2,32	2,66	3,04	1,53
K ₂ O	0,46	0,33	0,61	3,64	0,26	0,33	0,23	0,20	0,091
P ₂ O ₅	0,31	0,77	0,50	1,21	1,03	0,081	0,11	0,16	0,12
ппп	4,35	5,25	4,94	3,87	6,30	9,43	9,75	6,97	8,02
Сумма	99,47	99,67	100,00	99,58	99,99	100,09	992	100,13	99,93
SO ₃	—	0,202	0,045	0,54	0,099	0,21	—	0,52	0,36
CO ₂	—	0,99	1,56	0,21	0,25	3,96	—	2,72	4,64
H ₂ O	—	0,61	0,49	0,58	1,19	0,73	—	0,97	0,36
Cr ₂ O ₃	—	0,011	0,0057	0,0022	0,040	0,046	—	0,017	0,018
V ₂ O ₅	—	0,080	0,092	0,040	0,084	0,12	—	0,12	0,084
CoO	—	0,0061	0,0042	0,0081	0,0093	0,0060	—	0,0042	0,0038
NiO	—	0,0051	<0,0001	0,0041	0,0025	0,014	—	0,0025	<0,0001
Rb	8,3	5,9	17	75	3,9	6	6,9	2,8	24
Ba	110	150	220	290	150	48	88	130	30
Sr	270	350	210	280	370	220	310	320	180
Y	38	27	32	79	44	22	31	28	26
Zr	200	340	240	540	540	59	75	91	80
Nb	17	38	25	44	57	<1	<1	≤1	≤1
La	14	42	37	55	62	<10	<10	<10	<10
Ce	28	71	50	97	110	<10	<10	<10	<10
U	<1	2,0	≤1	2,1	3,2	<1	<1	<1	<1
Th	1,0	46	3,1	4,3	5,5	2,4	<1	≤1	2,1

oka, *Stichocapsa robusta* Matsuoka, *Jhamoidellum ornatum* Dumitrica, *Willi-riedellum* sp. (J₂cl- J₃ox₁); *Eucyrtidiellum ptyctum* Riedel et Sanfilippo, *Hsu-um* ex.gr. *maxwelli* Pessagno, *Tricolocapsa* aff. *plicarum* Gao (J₂cl-J₃km) и др. (определение Н.Ю.Брагина).

Помимо этого, в матриксе микстита встречена небольшая (0,7 м) глыба псаммопелитового кислого туффита, с остатками позднепалео-

зойских брахиопод: *Chonetes* sp.indet., *Spirifer* sp.indet (определение Н.И.Караваевой) и раннекаменноугольных кораллов: *Laphrentites parallelus* (Carruthers) (определение М.Н.Поташовой). Происхождение этой глыбы весьма проблематично в связи с отсутствием в пределах хребта Пекульней фаунистически датированных позднепалеозойских отложений. Однако представляется вероятным, что ее захоронение в микстите связано с разрушением пород позднепалеозойского основания Пекульнейского сегмента, описанных выше в соответствующем разделе.

Метаморфические породы слагают тектонические блоки внутри микстита, и их первичные соотношения с окружающими отложениями нарушены. Они, как правило, сильно деформированы и представлены двумя группами пород. В первую группу входят диафторированные гранатовые и безгранатовые амфиболиты и плагиогнейсы, с редкими линзами мраморов и жилами тремолит-клинопироксенового состава. Другая группа представлена эпидотовыми амфиболитами с прослоями кварцитов и карбонатных пород. Строение наблюдавшихся фрагментов этой группы пород позволяет предположить, что исходным субстратом для них служила стратифицированная толща базальтов, расслоенных кремнями и известняками.

Весьма сложное положение в структуре микстита занимают гранитоиды. Они встречаются как в виде тектонизированных обломков, глыб и оползневых тел, включенных в осадочный субстрат, так и образуют рвущие тела среди пород цоколя, проникая в ряде случаев в осадочные породы матрикса. Такие же гранитоиды слагают грубосогласные мало-мощные тела и среди пород кремнисто-вулканогенного комплекса, однако в этом случае они имеют четкую пространственную приуроченность, встречаясь только среди пластин, занимающих крайнее западное положение (т.е. максимально приближенных к "островодужному" вулканоплутоническому комплексу). Это исключительно плагиограниты, и они характеризуются повышенной долей окиси магния ($FeO^*/MgO=1,6-2$), весьма низкими концентрациями Nb (2,4 г/т), Y (6,6 г/т) и другими особенностями, позволяющими их сопоставить с гранитоидами вулканических дуг.

На облик микстита большое влияние оказали неоднократные преобразования, которые он претерпел. В синседиментационный и ранний постседиментационный этапы сейсмические толчки способствовали разжижению отдельных прослоев в полулитифицированном смешанном неоднородном осадке. Разжиженный материал под давлением вышележащих отложений или крупных оползневых пластин (олистолитов) выдавливался в верхние слои, нарушая их сплошность.

При наличии бокового давления, обусловленного перемещением оползневых тел или уклоном дна, разжиженный материал играл роль смазки, разделявшей плоскости относительного смещения. При этом в породах формировались весьма специфические структуры и текстуры, напоминающие милонитовые. В струйчатом глинистом субстрате обо-

собираются линзочки кремнистого и тонкообломочного материала. Они имеют как будинообразную форму с острыми окончаниями, так и овальные сглаженные границы. Однако более компетентный материал, представленный обломками кристаллов или вулканических пород, не несет на себе следов дробления на месте.

Это свидетельствует о том, что давлению подвергались нелигифицированные породы и степень усложнения и затушевывания первичных структур и текстур определялась неоднородностью исходного осадка. Заметное влияние на эти процессы могло оказывать также электрохимическое взаимодействие, способствовавшее расслоению глинисто-кремнистых гелей.

При тектонизации более плотных пород формировались разнообразные какириты и ультрамилониты. При этом какириты слагают как трехмерные объемные тела, так и двухмерные линейные зоны, а в ряде случаев в виде обломков и линз встречаются среди слабо измененных пород. Последняя особенность свидетельствует о синхронности процессов тектонизации и седиментации. Захороненные, частично литифицированные осадки подвергались дроблению в условиях сжатия, затем снова вывелись на поверхность и перезахоранивались.

В дальнейшем, неоднократная тектонизация приводила к чисто тектоническому перемешиванию пород матрикса, основания, олистолитов, окружающих и перекрывающих образований. При этом в ряде мест микстит приобретал черты чисто тектоногенного образования. В этих случаях он представляет собой смесь интенсивно передробленных и перетертых осадочных пород, в которую заключены мелкие тектонокластиты и более крупные глыбы и блоки базальтов, гранитов, амфиболитов и мраморов.

Синтез этих материалов позволяет считать, что накопление осадочных пород матрикса микстита шло на террасированном склоне приостроводужной части желоба, образованном за счет аккрецирования срезаных в процессе субдукции верхних частей океанической коры. В данном случае в качестве аккреционного клина выступали породы кремнисто-вулканогенного комплекса. Дифференцированные перемещения аккрецированных литопластин способствовали не только формированию сложно расчлененного рельефа на склоне фронтальной части дуги и поступлению экзотического обломочного материала, но и вовлечению в тектонические движения накопившихся на склоне осадочных отложений, а также чисто тектоническому перемешиванию слагающих микстит компонентов. Эти же процессы способствовали выведению на поверхность дна гранитоидов, слагавших рвушие тела в породах основания и нижних частях осадочного разреза, так что в дальнейшем они подвергались дезинтеграции вместе с вмещающими породами. Со сходными причинами, вероятно, связано и выведение метаморфитов из глубинных частей аккреционного клина на более высокий гипсометрический уровень, где часть из них подверглась диафорезу.

Кремнисто-терригенно-базальтовый комплекс

Кремнисто-терригенно-базальтовый комплекс раннемелового возраста, вероятно, относится к аллохтонным элементам. Он расположен западнее структур автохтона, на северо-западных отрогах хребта Пекульней (гора Ворон), и повсеместно перекрыт отложениями ОЧВП, из-под которых вскрывается в небольшом эрозионном окне (см. рис. 6).

В строении комплекса принимают участие сильнопористые, реже массивные, шаровые, подушечные и пластовые базальты, их агломераты и гиалокластиты, содержащие маломощные (до нескольких метров) прослои и линзы черных кремнистых аргиллитов, алевролитов и туфосилицитов. Туфосилициты содержат остатки единичных перекристаллизованных и замещенных карбонатом радиолярий, а также сильно измененную вулканокластику основного состава и оскольчатую кристаллокластику различных минералов. В ряде случаев отмечаются единичные тела кератофиров, однако их положение в разрезе не совсем ясно. Видимая мощность отложений достигает 800 м. Возраст определяется находками позднеберриасских–ранневаланжинских бухий (сборы Г.П.Тереховой).

При анализе геохимических особенностей базальтов комплекса выявляются определенные трудности, прежде всего из-за высокой пористости большинства разностей. Так, при резком увеличении доли кальция в породе на фоне высокого содержания двуокиси углерода, возникают сомнения о характере распределения наиболее подвижных элементов, в частности – крупных литофилов.

Однако при сравнении пористых и измененных разностей с плотными и слабо измененными выявляется ряд особенностей, присущих, в той или иной степени, всем породам. Так выявляется определенная двойственность геохимических характеристик базальтов комплекса (табл. 15).

Они образуют фракционированный ряд ($FeO^*/MgO=1,2-2,2$) и имеют сходные с толеитами COX концентрации и спектры распределения РЗЭ (рис. 48) с отношениями $La_N/Sm_N=0,53-0,76$; $La_N/Yb_N=0,82-1,13$, а также большинства элементов ВЗИ, Ni и Cr. Наряду с этим, они отличаются от толеитов COX повышенными содержаниями крупных литофилов (Rb, Ba, K, Sr) и обеднением Ta и Nb, при увеличении доли P, La, $\pm Ce$. Эти особенности сближают рассматриваемые породы с надсубдукционными базальтами задуговых бассейнов.

Теперь выделим основные особенности рассмотренного комплекса. Прежде всего, сильная пористость базальтов свидетельствует о высоком давлении летучих в расплаве и о не слишком значительных глубинах их излияний. В то же время, ассоциация лав с тонкими алеврито-глинисто-кремнистыми породами, содержащими редкие радиолярии и постоянную пирокластическую примесь, при отсутствии следов значимого привноса крупного инородного терригенного и пирокластического материала, указывает на формирование комплекса в водной среде при относительной удаленности от источников сноса (однако это отнюдь не

Таблица 15. Химический состав раннемеловых базальтов горы Ворон

Компонент	16046	16047	16046/20	16046/30
	1	2	3	4
SiO ₂	46,70	46,84	48,22	47,70
TiO ₂	1,48	1,32	1,04	1,17
Al ₂ O ₃	15,81	16,24	16,99	17,34
Fe ₂ O ₃	3,86	3,03	1,93	1,73
FeO	7,09	7,56	8,95	8,45
MnO	0,19	0,19	0,15	0,19
MgO	8,59	8,48	7,10	7,67
CaO	7,97	9,00	4,99	6,56
Na ₂ O	3,43	2,67	4,73	3,94
K ₂ O	0,20	0,28	0,20	0,55
P ₂ O ₅	0,15	0,20	0,14	0,17
ппп	4,23	4,54	5,15	4,60
Сумма	99,81	100,25	99,68	100,21
SO ₃	0,081	0,036	0,054	0,081
CO ₂	0,15	0,22	0,81	0,29
Cr ₂ O ₃	0,026	0,031	0,028	0,023
V ₂ O ₅	0,071	0,061	0,062	0,064
CoO	0,0045	0,0048	0,0048	0,0045
NiO	0,0104	0,0128	0,0082	0,0079
Rb	2,8	3,7	5,3	6,5
Ba	37	61	84	100
Sr	370	340	550	730
Y	28	22	18	19
Zr	93	85	65	67
Nb	1,4	1,2	≤1	1,9
La	3,8	4,5	(<10)	(<10)
Ce	11	11	(<10)	(15)
Sm	3,9	3,2	-	-
Eu	1,2	1,1	-	-
Tb	0,90	0,76	-	-
Yb	2,8	2,4	-	-
Lu	0,43	0,39	-	-
Ta	0,067	0,13	-	-
Sc	46	44	-	-
Cr	150	280	-	-
Co	39	43	-	-

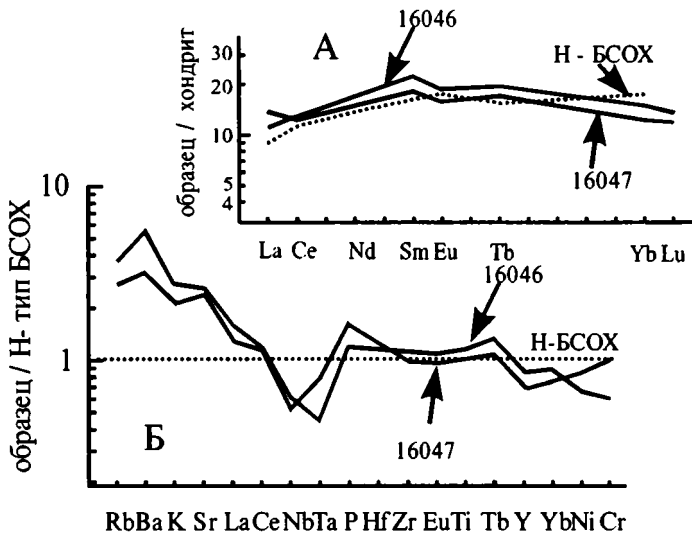


Рис. 48. Распределение РЗЭ (А) и многоэлементный график (Б) для базальтов горы Ворон

зона удаленной пелагиали открытого океана), но с постоянным влиянием области дифференцированного эксплозивного вулканизма.

Таким образом, совокупность перечисленных данных позволяет рассматривать его в качестве фрагментов коры задугового бассейна, образовавшейся в зоне вторичного растяжения в тылу конвергентной границы плит. Источником расплава в этом случае, вероятно, служило истощенное вещество верхней конвектирующей мантии, аналогичное таковому для базальтов СОХ, однако испытывавшее определенное влияние зоны субдукции, что выразилось в проявлении надсубдукционной компоненты.

Относительная близость комплекса (25–30 км) в современной структуре к одновозрастным образованиям, маркировавшим поднятие дуги, и отсутствие между ними переходных фаций подножия и склона дуги свидетельствуют о его перемещенном (аллохтонном) положении.

Неоавтохтонные отложения

Неоавтохтонные отложения залегают с выраженным несогласием на деформированных разновозрастных и разноформационных комплексах, пространственно совмещенных в современной структуре хребта Пекульней. Нижняя часть неоавтохтонного чехла сложена флишоидной туфотерригенной толщей, развитой только на восточных склонах хребта и имеющей плавающую возрастную границу базального горизонта, от позднего готерива – баррема на севере хребта (сведения Г.И.Агальцова)

до баррем-апта на юге (сведения А.А.Мануйлова). Эти отложения смяты в напряженные, вплоть до изоклинальных, складки субмеридионального простираения, часто с субвертикальной или наклонной (на север и юг) ориентировкой шарниров (см. рис. 6 и 8). В западной части выходов структура отложений обычно осложнена складками волочения, отвечающими смещениям по левым сдвигам.

Состав отложений изменчив как по латерали, так и по вертикали. Это разнообразные конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и туффиты. Устанавливается смена с запада на восток и вверх по разрезу фаций, отвечающих флюксотурбидитам и неразвитым гравитационным потокам, фациями турбидитов, при последующем обмелении и накоплении осадков в зоне волнового воздействия. Формирование отложений происходило в интервале от позднего готерива – баррема до альба включительно. Максимальная мощность достигает 3000 м. Состав обломочного материала свидетельствует о размыве различных комплексов автохтона и аллохтона. Примечательно присутствие в нижних интервалах разреза (руч. Олень) горизонтов спекшихся стекловатых туфов пикробазальтов. На севере хребта Пекульней верхней часть отложений фациально замещается вулканогенно-терригенными накоплениями аптальбского возраста нижней части ОЧВП [Захаров, 1979].

Вышележащая часть неоавтохтонного чехла представлена сенонантуронскими и сенонскими туфотерригенными прибрежно-морскими и континентальными угленосными молассами. Они развиты уже по обоим склонам хребта и в отдельных межгорных впадинах в его осевой части, где залегают с несогласием на различных более древних комплексах и с размывом – на нижней части неоавтохтона. К северу эти отложения замещаются разновозрастными вулканическими накоплениями ОЧВП. Верхняя часть неоавтохтона сложена покровами палеоцен-эоценовых вулканитов и грубообломочными отложениями олигоцен-миоцена. Отмечается последовательное снижение степени деформаций неоавтохтонного чехла вверх по разрезу.

Анализ вертикальных и латеральных рядов ВСК Пекульнейского сегмента позволяет рассматривать его в качестве деформированного фрагмента позднеюрской–раннемеловой островодужной системы. Основанием палеодуги служили докембрийские (?) пара- и ортометаморфические комплексы различного генезиса, а также позднепалеозойские и раннемезозойские комплексы более древней островной дуги. Пекульнейский сегмент являлся звеном конвергентной границы обширного океанического бассейна, аккрецированные фрагменты коры которого (крупнисто-вулканогенный комплекс) вскрываются в восточной части сегмента.

Все время активного существования Пекульнейский сегмент позднеюрской–раннемеловой островодужной системы испытывал интенсивное растяжение в направлении, перпендикулярном простираению, в результате чего был сформирован комплекс сближенных даек пестрого со-

става, а в берриасское время в тылу дуги произошло раскрытие задуговой впадины. В конце валанжина активное поглощение океанической коры под Пекульнейский сегмент прекратилось, однако растягивающие напряжения сохранялись, и, в результате, в готериве произошел раскол тела дуги, с образованием узкого интрадугового трога. С этим этапом раскрытия связано образование пикрит-базальтовой вулканоплутонической ассоциации.

Канчаланский сегмент

Канчаланский сегмент Пекульнейско-Золотогорской системы занимает территорию Таниюрер-Канчаланского междуречья (рис. 49; см. рис. 1), где большая его часть перекрыта вулканитами палеоцен-эоцена и средне-позднемелового Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Южное окончание сегмента скрыто под кайнозойским чехлом Анадырской впадины, а северная граница, вероятно, проходит вдоль осевой части Верхнеамгуэмской депрессии, где предполагается сутурный шов между Чукотским континентом и южными структурами [Богданов, Тильман, 1990; Зоненшайн и др., 1990; Натальин, 1984]. Контуры Канчаланского сегмента проводятся достаточно условно на основе анализа геофизических полей, структурного рисунка и характера размещения различных вещественно-структурных комплексов.

Канчаланский сегмент имеет складчато-блоковое строение и в его структуре выделяются: *позднепалеозойский вулканогенно-осадочный комплекс; комплекс позднеюрских – раннемеловых туфотерригенных и вулканогенно-терригенных образований и синхронных им субвулканических тел; комплекс раннемеловых интрузий.*

Позднепалеозойский вулканогенно-осадочный комплекс

К породам позднепалеозойского комплекса в пределах Канчаланского сегмента отнесены пестрые по составу отложения, среди которых можно выделить три основных типа: вулканогенные, вулканогенно-карбонатно-терригенные и карбонатно-туфотерригенные. Обычно они вскрываются в пределах изометричных куполовидных поднятий или удлиненных валов, часто осложненных более поздними тектоническими нарушениями. При незначительном эрозийном срезе этих структур, позднепалеозойские породы слагают их ядерные части, а при большей степени вскрытия – обрамляют выходящие в центре раннемеловые интрузии.

Корреляция частных разрезов позднепалеозойских отложений обычно сильно затруднена из-за сильной фациальной изменчивости, порой весьма интенсивных динамотермальных преобразований, а также бедности и плохой сохранности органических остатков.

В юго-восточной части Канчаланского сегмента наибольшие по площади выходы позднепалеозойских отложений известны в междуречье Шумная–Ильмынейвеем, где их можно разделить на две толщи. В види-

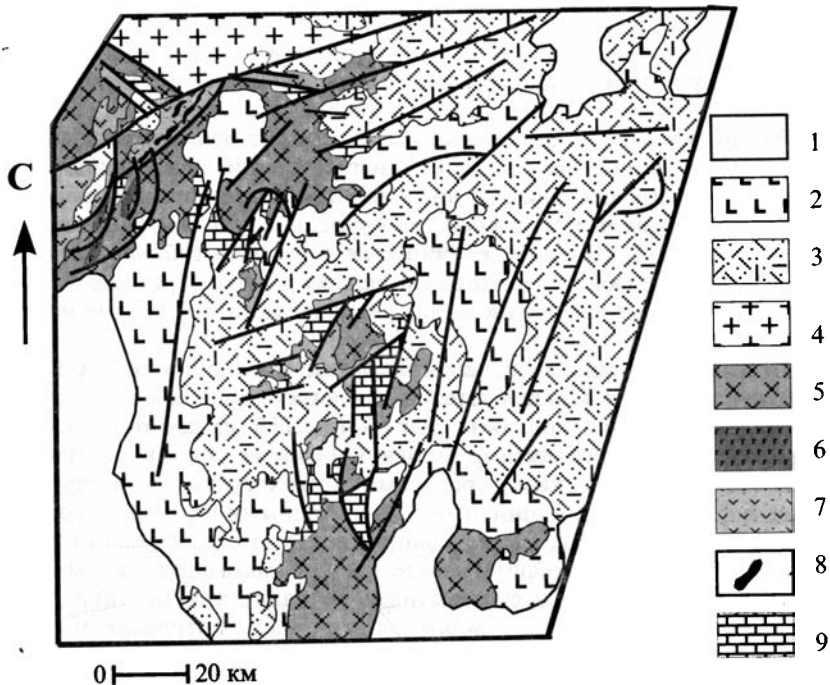


Рис. 49. Схема геологического строения Канчаланского сегмента (составил О.Л.Морозов, с использованием данных В.А.Захарова, А.А.Мануйлова, В.М.Филимонова, В.И.Чубарова)

1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – палеоцен-эоценовые вулканиты; 3 – средне-позднемереловые вулканические накопления ОЧВП, нерасчлененные; 4 – позднемереловые граниты; 5, 6 – комплекс раннемереловых интрузий: 5 – диориты и гранитоиды, 6 – габброиды; 7, 8 – позднеюрский – раннемереловой комплекс: 7 – вулканогенно-осадочные отложения, 8 – силлы и дайки пикрит-диабазов и габбро-диабазов; 9 – позднепалеозойская метавулканогенно-осадочная толща

мом основании разреза “нижней” толщи выходит пачка (до 150 м) чередования лав среднего и основного состава, их разнообломочных туфов и туффитов, расслоенных редкими горизонтами туфопесчаников и туфоалевролитов, часто обогащенных углистым веществом.

Вышележащий интервал разреза, мощностью до 250 м, сложен переслаивающимися кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В ограниченном количестве встречаются туфограувакковые песчаники, алевролиты и тонкообломочные туффиты. В нижней части интервала пелиты обычно обогащены углистым веществом, вплоть до образования углистых сланцев, а в верхней – возрастает роль карбоната и появляются известковистые песчаники, мергели и, в самом верху, криноидные известняки. В известняках, помимо остатков кри-

ноидей, встречаются редкие мшанки плохой сохранности и кораллы *Chaetetes* sp. Fischer, характерные, по определению М.Н.Поташовой, для позднего палеозоя.

Разрез “нижней” толщи венчается пачкой (до 600 м) преимущественного развития псаммитов. В ее нижней части преобладают кварц-полевошпатовые песчаники с линзовидными стяжениями карбонатного материала и редкими остатками *Crassiphylum* (?) sp. Grov. (определение М.Н.Поташовой). Выше увеличивается роль туфогенных песчаников, появляются горизонты зернистых и пелловых туфов (реже лав) кислого состава, а также кремнистых алевролитов и туффитов. Общая мощность разреза достигает 1000 м.

Вторая толща занимает, вероятно, более высокое стратиграфическое положение, хотя ее непосредственные взаимоотношения с первой не наблюдались. Нижняя половина разреза (до 150 м) сложена углистыми алевролитами и аргиллитами с подчиненным количеством тонкозернистых песчаников, редкими прослоями тонких туффитов и грубозернистых туфограувак и единичными маломощными (0,05–2 м) горизонтами карбонатных пород. В алевролитах встречаются обломки проблематичных фоссилий, по облику напоминающих многощетинковых червей, однако их положение в систематике специалистами не определено. В известняках, относящихся, видимо, к этой части интервала, по данным М.В.Филимонова [1984], содержатся позднепалеозойские мшанки из отряда Treptostomata.

В верхней половине разреза (100–150 м) толщи преобладают песчаники с характерной грубопластовой отдельностью (1–2 м) и косой или волнистой слоистостью. Ограниченное развитие имеют алевролиты и аргиллиты. В нижней части встречен прослой (2,5 м) ракушняка с песчано-глинистым цементом и сильно раздавленными остатками двустворок, напоминающими, по мнению В.Г.Данилова, пресноводные формы.

Образования обеих толщ претерпели весьма интенсивные, но очень неравномерно проявленные преобразования, как бы имеющие пятнистый характер. Порфиروبластез и перекристаллизация пород сопровождалась рассланцеванием, а новообразованные минеральные ассоциации в целом определялись составом исходного субстрата, в большинстве случаев сохранившего первичные структуры и текстуры. Наиболее устойчивыми оказываются кварц-полевошпатовые песчаники, зернистые туфы и порфиновые лавы кислого состава, в которых перекристаллизации подверглась только основная масса, превратившаяся в мозаичный кварц-альбитовый агрегат, проросший биотитом и актинолитом. Наибольшие изменения претерпевают углистые пелиты, эффузивы и туфы средне-основного состава. В них, в зависимости от конкретных вариаций в составе субстрата, отмечаются порфиروبластез ставролита, жедрита, кордиерита, граната, андалузита, хлоритоида и других минералов. Наиболее высокотемпературные парагенезисы приурочены к основанию разреза нижней толщи, хотя даже в этом случае в породах сохраняются

реликты исходных текстур и структур, а также наблюдается чередование в разной степени метаморфизованных пород.

Сходные по строению и составу отложения развиты (по сообщению А.А.Мануйлова) в юго-западной части Канчаланского сегмента, в бассейне р. Кеча, где они разделены на две толщи. Нижняя – вулканогенно-терригенная, отнесена условно к карбону. Она сложена апотерригенными сланцами, среди которых встречаются метавулканиды основного и кислого состава и прослой криноидных известняков. Верхняя толща имеет карбонатно-терригенный состав, датируется поздней пермью на основании находок *Rhynchopora lobjaensis* (Tolm) и на образованиях нижней толщи залегает с размывом.

Пермский возраст, вероятно, имеют отложения, выходящие в ядре небольшой, слабо вскрытой куполовидной структуры в междуречье Моршечный–Травянистая. Здесь они имеют отчетливый регрессивный характер разреза и представлены (снизу–вверх, основание не вскрыто) такими породами.

Мощность, м

1. Переслаивание олигомиктовых, полимиктовых и туфогенных песчаников, алевролитов и аргиллит	100
2. Песчаники полимиктовые и туфогенные, средне- и грубозернистые, до гравелистых	80
3. Песчаники средне- и грубозернистые, полимиктовые, с обильным карбонатным цементом, прослой песчаных и глинистых известняков	70
4. Конгломераты полимиктовые с базальным карбонатным цементом	50
Суммарная мощность отложений	до 300

Несколько иной состав и строение имеют позднепалеозойские образования, развитые в бассейне р. Уэленейвеем. Здесь, в районе гор Утес и Часовая, выходит мощная (до 1000 м) толща метаморфизованных лав и туфов андезитового, дацитового и риолитового состава, расслоенных редкими маломощными (до первых метров) горизонтами перебитых туфов и туффитов. К востоку, в районе р. Левый Уэленейвеем, эта толща надстраивается (возможно, частично фациально замещается) пачкой (до 400 м) переслаивания кварц-полевошпатовых, реже полимиктовых и туфогенных песчаников. Среди песчаников встречаются горизонты (до 2–3 м) туфов и, реже, лав кислого и среднего состава. Наблюдается увеличение степени карбонатности разреза снизу вверх: от появления известковистых песчаников в нижней части, до сильнопесчаных известняков – в верхней.

Сходный по строению и составу разрез позднепалеозойских отложений, хотя и с более выраженным чередованием карбонатных, терригенных и вулканогенных пород основного, среднего и кислого состава, описан М.В.Филимоновым [1984] в северной части сегмента, в бассейне р. Озерной. По его данным [Филимонов, 1984], в известняках средней и

верхней частью разреза встречаются остатки раннекаменноугольных кораллов, гастропод и спирифер.

В этом же районе, на северной окраине сегмента, выходят фаунистически датированные верхнепермские отложения, развитые в бассейне р. Ктепнайваам (сведения В.И.Чубарова). Они имеют мощность до 1050 м и представлены переслаиванием полимиктовых и граувакковых песчанников, гравелитов, известняков и углисто-кремнистых сланцев.

Суммируя вышеизложенное, можно выделить несколько основных особенностей строения и состава, верхнепалеозойских отложений Канчаланского сегмента.

1. Широкое развитие в доверхнепермских отложениях пестрых по составу вулканитов в лавовой и пирокластической фациях. Их количество в разрезе увеличивается в направлении с юго-востока на северо-запад.

2. Постоянное присутствие в разрезах карбонатных пород и возрастание их роли в направлении с юга на север.

3. Затухание или полное прекращение вулканизма в верхней перми.

4. Мелководный прибрежно-морской, в том числе – пляжевый, характер карбонатно-терригенных отложений, вероятно присутствие дельтовых фаций.

5. Интенсивный, хотя и неравномерно проявленный, динамотермальный метаморфизм верхнепалеозойских отложений, параметры которого в целом возрастают вниз по разрезу и который можно сопоставить с зонально-купольным.

В проанализированной группе образцов позднепалеозойских вулканитов (табл. 16) представлены достаточно однотипные по своим особенностям породы, образующие дифференцированный по кремнекислотности ряд от андезитов до риолитов. Наличие во многих породах обильных вкрапленников щелочных полевых шпатов, а также характер структуры, позволяет определять их как трахиандезиты, трахидациты и трахириолиты. Значительная карбонатизация некоторых пород, вероятно, нарушила в них баланс щелочей, однако общей чертой для всех разновидностей остается весьма высокая доля калия, превышающего, как правило, содержания натрия.

При использовании критерия Ирвина–Барагара [Irvine, Baragar, 1971], фигуративные точки составов пород попадают в основном в область известково-щелочных составов, что согласуется со значительной долей магния, сниженной только в крайне кислых дифференциатах, и с суммарным содержанием щелочей.

Для оценки характера распределения широкой совокупности элементов в породах была сделана попытка их нормализации на соответствующие по кремнекислотности производные океанической мантии. Для этих целей были соответственно взяты анализы андезита и риодацита Галапагосского архипелага (см. прим. к рис. 4).

Таблица 16. Химический состав позднепалеозойских вулканитов Канчаланского сегмента

Компонент	6239/20	6244/20	6243/10	6243/40	6231/10	6241/50	6241/40	6244/10
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	56,62	56,68	61,14	61,12	61,00	64,70	66,15	67,15
TiO ₂	1,01	0,88	0,70	0,66	0,58	0,53	0,53	0,45
Al ₂ O ₃	17,52	16,28	15,81	16,59	16,92	15,85	15,66	14,53
Cr ₂ O ₃	0,020	0,018	0,019	0,012	0,017	0,008	0,009	0,009
FeO*	8,54	5,87	6,76	7,03	5,79	4,30	4,88	3,80
MnO	0,065	0,091	0,109	0,109	0,114	0,073	0,073	0,089
MgO	3,94	2,39	3,17	3,08	1,53	1,78	1,92	1,33
CaO	3,63	5,60	5,07	5,03	3,23	3,77	2,74	4,75
Na ₂ O	3,55	3,14	1,24	1,45	3,36	1,80	3,04	0,12
K ₂ O	3,39	2,74	2,53	2,10	4,07	3,17	2,23	3,38
P ₂ O ₅	0,27	0,24	0,22	0,19	0,18	0,21	0,20	0,15
ппп	1,10	5,75	3,20	2,55	2,80	3,75	2,15	3,95
Сумма	99,66	99,67	99,74	99,92	99,53	99,94	99,58	99,71
Rb	67	59	38	36	80	52	39	76
Ba	1400	1400	1400	2600	890	930	1100	760
Sr	590	330	330	340	340	200	360	270
Y	29	41	24	21	32	19	18	17
Zr	230	200	200	140	260	160	200	190
Nb	12,5	9,9	8,8	6,1	12	10	8,6	10
U	2,6	1,9	2,2	2,2	2,5	1,7	1,8	2,2
Th	4,2	6,7	5,2	4,3	6,3	5,7	3,9	6,4
La	(48)	36	(33)	(16)	(37)	(43)	(27)	(40)
Ce	(49)	72	(47)	(26)	(57)	(57)	(50)	(61)
Nd	–	37	–	–	–	–	–	–
Sm	–	6,4	–	–	–	–	–	–
Eu	–	1,7	–	–	–	–	–	–
Tb	–	0,99	–	–	–	–	–	–
Yb	–	2,8	–	–	–	–	–	–
Lu	–	0,40	–	–	–	–	–	–

Таблица 16 (окончание)

Компонент	6235/10	6230/30	6239/70	6232/10	6241/20	6232/20	6230/10	6239/50
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	66,84	68,92	96,27	70,06	70,32	73,12	74,66	74,68
TiO ₂	0,39	0,23	0,32	0,25	0,45	0,19	0,12	0,11
Al ₂ O ₃	15,50	15,18	14,18	14,93	16,18	14,10	13,71	13,21
Cr ₂ O ₃	0,018	0,018	0,017	0,017	0,011	0,011	0,018	0,018
FeO*	3,13	2,70	2,61	2,71	3,64	3,10	1,80	1,47
MnO	0,030	0,066	0,048	0,057	0,052	0,069	0,04	0,032
MgO	0,88	0,65	0,62	0,38	1,44	0,44	0,29	0,35
CaO	1,76	1,77	1,91	1,37	1,82	1,97	1,21	0,67
Na ₂ O	4,37	2,46	3,39	2,31	1,90	0,85	3,25	0,98
K ₂ O	5,56	5,43	4,56	5,27	2,90	4,12	3,04	6,02
P ₂ O ₅	0,15	0,05	0,08	0,05	0,16	0,05	0,03	0,02
ппп	1,20	2,55	2,80	2,40	1,10	1,95	1,75	2,00
Сумма	99,83	100,00	99,82	99,78	99,97	99,97	99,92	99,57
Rb	67	100	74	93	55	68	58	110
Sr	160	150	130	140	190	190	190	84
Ba	1800	1100	1400	1200	1100	1900	1400	1100
Y	16	43	20	41	19	33	13	22
Zr	140	310	180	280	200	200	130	120
Nb	8,2	19	10	19	11	13	8,7	13
U	2,0	3,7	3,2	2,7	2,0	2,9	3,1	3,1
Th	3,0	7,9	8,8	8,4	5,5	9,0	8,1	9,9
La	36	66	(53)	(56)	(40)	(48)	(42)	(31)
Ce	67	130	(89)	(120)	(77)	(73)	(69)	(62)
Nd	24	54	—	—	—	—	—	—
Sm	3,9	8,4	—	—	—	—	—	—
Eu	1,2	0,80	—	—	—	—	—	—
Tb	0,50	1,4	—	—	—	—	—	—
Yb	1,6	3,8	—	—	—	—	—	—
Lu	0,25	0,53	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1, 9, 11, 16 – междуречье рек Уэленейвеем и Левый Уэленейвеем; 2, 3, 4, 8 – гора Часовая; 5, 10, 12, 14, 15 – гора Утес; 6, 7, 13 – р. Левый Уэленейвеем

Содержания породообразующих окислов определялись рентгено-флюоресцентным методом (ГЕОХИ). Элементы примеси – рентгено-спектральным и нейтронно-активационным анализами (Бронницкая лаборатория ИМГРЭ). Значения La и Ce, указанные в скобках, определялись рентгено-спектральным методом.

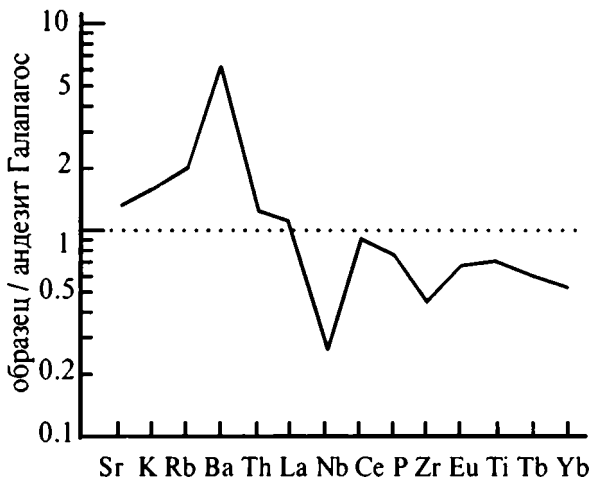


Рис. 50. Многоэлементный график для позднепалеозойских андезитов Канчаланского сегмента

Как видно из рис. 50, распределение элементов в позднепалеозойском андезите значительно отличается от уровня нормализации. Обращает на себя внимание некоторое обогащение наиболее подвижными крупными литофилами при снижении роли элементов ВЗИ и резком дефиците Nb и Zr, т.е. мы наблюдаем разделение элементов, присущее надсубдукционным составам.

Примерно та же картина видна и при анализе риодацитов (рис. 51). Для сравнения на рисунке вынесены кривые среднего риодацита высококалийевой известково-щелочной серии Андийской континентальной окраины [Гущин, 1994] и средний трахит Африканской рифтовой системы [Гладких, 1994]. Как следует из этого сравнения, проанализированные позднепалеозойские риодациты практически идентичны высококалийевым известково-щелочным риодацитам Андийской окраины, и основным их отличием от производных магм океанических и континентальных рифтов является резкий дефицит Nb и Zr, что наиболее показательно для кислых надсубдукционных составов.

Комплекс позднерурических–раннемеловых отложений

Этот комплекс в пределах Канчаланского сегмента имеет крайне ограниченное распространение, вскрываясь в небольших эрозионных окнах из-под вулканических накоплений Охотско-Чукотского и палеогенового поясов, а также на флангах купольных структур.

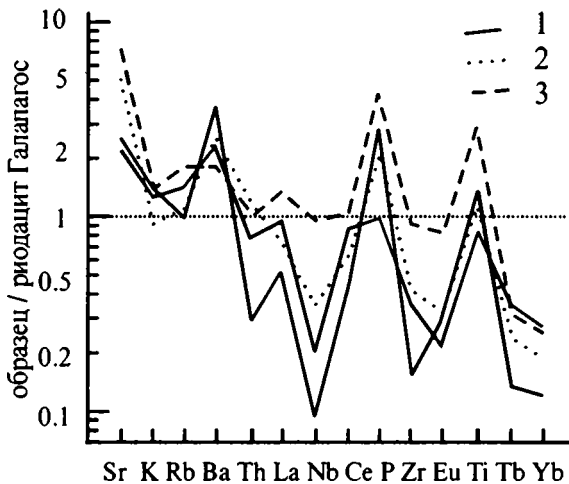


Рис. 51. Многоэлементный график для позднепалеозойских риодацитов Канчаланского сегмента

1 – позднепалеозойские риодациты; 2 – средний высококалийевый известково-щелочной риодацит Андийской континентальной окраины [Гущин, 1994]; 3 – средний трахит Африканской рифтовой системы [Гладких, 1994]

Основание этих отложений обычно не наблюдается. Только в бассейне р.Озерной, по данным М.В.Филимонова [1984], валанжинские слои с несогласием залегают на каменноугольных образованиях.

Самые нижние горизонты, датированные волжской фауной, выходят на левобережье р.Танюрер в районе горы Плоская, а также по р. Ктепнайваам. На западных склонах горы Плоская видимая мощность разреза достигает 900 м. В его нижней части выходят переслаивающиеся вулканомиктовые и туфогенные песчаники, алевролиты, алевролитистые аргиллиты и псаммоалевропелитовые пепловые туффиты. В песчаниках довольно часто отмечаются “размазанные” интракласты алевролитов. В этой части разреза собраны *Buchia* aff. *terebratuloides* (Lah.), *Buchia* sp. indet, определяющие, по заключению К.В.Паракецова, волжский возраст вмещающих отложений. Выше разрез надстраивается алевролитами и аргиллитами, среди которых в самых верхах появляются довольно мощные (до 5 м) горизонты кремнистых туфоалевролитов и туфоаргиллитов.

Сходный по составу, но более грубый туфотерригенный разрез мощностью 590 м описан В.И.Чубаровым восточнее, по р. Ктепнайваам. Там в его строении значительную роль играют гравелиты и конгломераты, а помимо волжских бухий встречаются обрывки листовых пластинок *Nilssonia* sp.indet.

Более высокие слои, содержащие значительное количество лав и пирокластов андезитов и риолитов и датированные валанжинской фауной, выходят, по данным М.В.Филимонова [1984], на левобережье р. Танюер, где они имеют мощность до 270 м.

Юго-восточнее, в центральной части сегмента, берриас-валанжинские отложения имеют существенно туфотерригенный состав. Здесь, в истоках руч. Морошечный, выходят переслаивающиеся алевролиты, туфоалевролиты, туфопесчаники и туффиты, содержащие остатки *Buchia cf. tolmatschovi* (Sok.), *B. cf. jaskovi* (Pavl.), *B. cf. okensis* (Pavl.), *B. cf. inflata* (Lah.) (определения В.Г.Данилова). Здесь же, в долине р. Гачгагыргываам, в этих отложениях появляются мелкогалечные конгломераты [Филимонов, 1984].

На крайнем востоке Канчаланского сегмента стратиграфическая привязка позднеюрских–раннемеловых отложений весьма условна. В бассейне р. Тнеквеем они представлены алевролитами, глинистыми и углесто-глинистыми сланцами с ленточной и косой слоистостью и с многочисленными растительными остатками юрско-мелового возраста [Богомолов, 1986].

В истоках р. Южный Тадлеоан, у северо-восточных границ сегмента, к валанжину отнесена толща флишоидно чередующихся полимиктовых и вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью до 1100 м [Богомолов, 1986].

Позднеюрские–раннемеловые отложения у южной границы Канчаланского сегмента, в бассейне р. Кеча, плохо обнажены и слабо датированы. Они представлены тонким переслаиванием кремнистых и известково-кремнистых, иногда красных окисленных, алевролитов, аргиллитов и тонкозернистых туфогенных песчаников (сведения А.А.Мануйлова)

Таким образом, степень изученности позднеюрских–раннемеловых отложений Канчаланского сегмента явно недостаточна. Однако имеющиеся данные позволяют, хотя и с определенной степенью условности, восстановить условия осадконакопления, существовавшие в тот период. Южная и северная окраины Канчаланского сегмента достаточно четко фиксируются характером осадков, накопление которых происходило на мелких террасах склона. В одном случае ведущую роль в формировании отложений играли турбидные потоки (толща р. Южный Тадлеоан), в другом, наряду с турбидной седиментацией, большое значение имели фоновые гемипелагиты (р. Кеча).

В центральных частях Канчаланского сегмента накопление терригенных осадков происходило в мелководных условиях вблизи от поднятий суши и сопровождалось эпизодическими изменениями базиса эрозии. Терригенной седиментации сопутствовало периодическое поступление продуктов субаэральных эксплозий.

Плутонические члены позднеюрского-раннемелового комплекса в пределах Канчаланского сегмента представлены силлами и дайками пикрит-диабазов и габбро-диабазов (табл. 17). Они прорывают отложе-

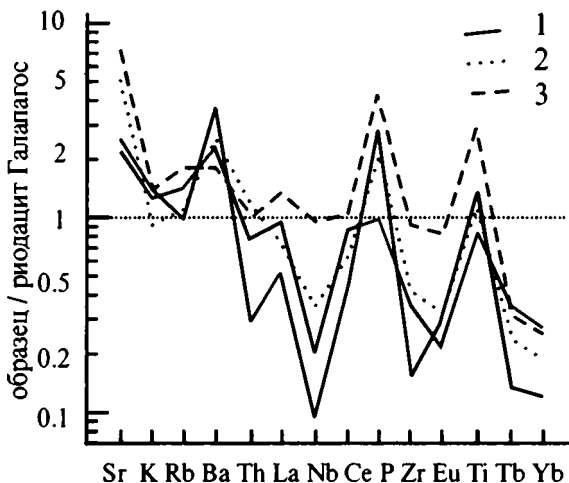


Рис. 51. Многоэлементный график для позднепалеозойских риодацитов Канчаланского сегмента

1 – позднепалеозойские риодациты; 2 – средний высококалийевый известково-щелочной риодацит Андийской континентальной окраины [Гушин, 1994]; 3 – средний трахит Африканской рифтовой системы [Гладких, 1994]

Основание этих отложений обычно не наблюдается. Только в бассейне р.Озерной, по данным М.В.Филимонова [1984], валанжинские слои с несогласием залегают на каменноугольных образованиях.

Самые нижние горизонты, датированные волжской фауной, выходят на левобережье р.Танюер в районе горы Плоская, а также по р. Ктепнайваам. На западных склонах горы Плоская видимая мощность разреза достигает 900 м. В его нижней части выходят переслаивающиеся вулканомиктовые и туфогенные песчаники, алевролиты, алевролитистые аргиллиты и псаммоалевропелитовые пепловые туффиты. В песчаниках довольно часто отмечаются “размазанные” интракласты алевролитов. В этой части разреза собраны *Buchia* aff. *terebratuloides* (Lah.), *Buchia* sp. indet, определяющие, по заключению К.В.Паракедова, волжский возраст вмещающих отложений. Выше разрез надстраивается алевролитами и аргиллитами, среди которых в самых верхах появляются довольно мощные (до 5 м) горизонты кремнистых туфоалевролитов и туфоаргиллитов.

Сходный по составу, но более грубый туфотерригенный разрез мощностью 590 м описан В.И.Чубаровым восточнее, по р. Ктепнайваам. Там в его строении значительную роль играют гравелиты и конгломераты, а помимо волжских бухий встречаются обрывки листовых пластинок *Nilssonia* sp.indet.

Более высокие слои, содержащие значительное количество лав и пирокластов андезитов и риолитов и датированные валанжинской фауной, выходят, по данным М.В.Филимонова [1984], на левобережье р. Танюер, где они имеют мощность до 270 м.

Юго-восточнее, в центральной части сегмента, берриас-валанжинские отложения имеют существенно туфотерригенный состав. Здесь, в истоках руч. Морошечный, выходят переслаивающиеся алевролиты, туфоалевролиты, туфопесчаники и туффиты, содержащие остатки *Buchia* cf. *tolmatschovi* (Sok.), *B. cf. jasikovi* (Pavl.), *B. cf. okensis* (Pavl.), *B. cf. inflata* (Lah.) (определения В.Г.Данилова). Здесь же, в долине р. Гачгагыргываам, в этих отложениях появляются мелкогалечные конгломераты [Филимонов, 1984].

На крайнем востоке Канчаланского сегмента стратиграфическая привязка позднеюрских–раннемеловых отложений весьма условна. В бассейне р. Тнеквеем они представлены алевролитами, глинистыми и углесто-глинистыми сланцами с ленточной и косою слоистостью и с многочисленными растительными остатками юрско-мелового возраста [Богомолов, 1986].

В истоках р. Южный Тадлеоан, у северо-восточных границ сегмента, к валанжину отнесена толща флишоидно чередующихся полимиктовых и вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью до 1100 м [Богомолов, 1986].

Позднеюрские–раннемеловые отложения у южной границы Канчаланского сегмента, в бассейне р. Кеча, плохо обнажены и слабо датированы. Они представлены тонким переслаиванием кремнистых и известково-кремнистых, иногда красных окисленных, алевролитов, аргиллитов и тонкозернистых туфогенных песчаников (сведения А.А.Мануйлова)

Таким образом, степень изученности позднеюрских–раннемеловых отложений Канчаланского сегмента явно недостаточна. Однако имеющиеся данные позволяют, хотя и с определенной степенью условности, восстановить условия осадконакопления, существовавшие в тот период. Южная и северная окраины Канчаланского сегмента достаточно четко фиксируются характером осадков, накопление которых происходило на мелких террасах склона. В одном случае ведущую роль в формировании отложений играли турбидные потоки (толща р. Южный Тадлеоан), в другом, наряду с турбидной седиментацией, большое значение имели фоновые гемипелагиты (р. Кеча).

В центральных частях Канчаланского сегмента накопление терригенных осадков происходило в мелководных условиях вблизи от поднятий суши и сопровождалось эпизодическими изменениями базиса эрозии. Терригенной седиментации сопутствовало периодическое поступление продуктов субаэральных эксплозий.

Плутонические члены позднеюрского-раннемелового комплекса в пределах Канчаланского сегмента представлены силлами и дайками пикрит-диабазов и габбро-диабазов (табл. 17). Они прорывают отложе-

Таблица 17. Химический состав даек и силлов из комплекса поздне-юрских–раннемеловых пикрит-диабазов р. Танюер

Компонент	6139	6136	6139/10	6135/30	6138/30	6135/40
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45,74	45,90	47,96	45,80	48,92	47,54
TiO ₂	0,45	0,79	0,47	1,04	0,89	1,10
Al ₂ O ₃	9,46	18,51	10,89	17,80	14,39	16,89
Fe ₂ O ₃	0,77	1,29	1,17	0,97	1,04	2,33
FeO	8,74	6,39	7,93	8,10	8,08	5,49
MnO	0,20	0,13	0,17	0,16	0,17	0,15
MgO	17,42	9,98	15,07	10,33	10,16	8,84
CaO	10,95	10,18	9,25	7,92	9,38	11,13
Na ₂ O	0,83	2,21	1,69	2,07	1,85	2,21
K ₂ O	0,23	0,16	0,27	0,12	0,39	0,33
P ₂ O ₅	0,080	0,080	0,090	0,10	0,11	0,11
ппп	4,81	3,97	4,57	5,26	4,21	2,96
Сумма	99,98	99,69	99,67	99,83	99,68	99,62
SO ₃	0,013	0,16	0,027	0,063	0,013	0,058
CO ₂	0,040	0,18	0,25	0,53	0,040	0,11
H ₂ O	0,42	0,37	0,60	0,39	0,48	0,40
Cr ₂ O ₃	0,080	0,026	0,058	0,022	0,024	0,025
V ₂ O ₅	0,052	0,040	0,048	0,12	0,052	0,040
CoO	0,0062	0,0062	0,0051	0,0061	0,0051	0,0062
NiO	0,024	0,024	0,019	0,012	0,010	0,015
Rb	2,4	1,7	4,6	2,5	1,8	5,8
Ba	340	18	95	120	160	43
Sr	120	140	210	330	210	23
Y	12	19	13	19	17	24
Zr	27	37	27	54	25	65
Nb	<1	≤1	1,2	1,7	<1	<1
La	1,4	0,57	–	–	–	–
Ce	3,7	2,1	–	–	–	–
Sm	1,2	1,6	–	–	–	–
Eu	0,44	0,69	–	–	–	–
Tb	0,33	0,45	–	–	–	–
Yb	1,2	1,5	–	–	–	–
Lu	0,21	0,25	–	–	–	–
Sc	60	30	–	–	–	–
Co	64	45	–	–	–	–
Cr	860	370	–	–	–	–
Hf	<1,0	<1,0	–	–	–	–
Ta	≤0,20	<0,04	–	–	–	–

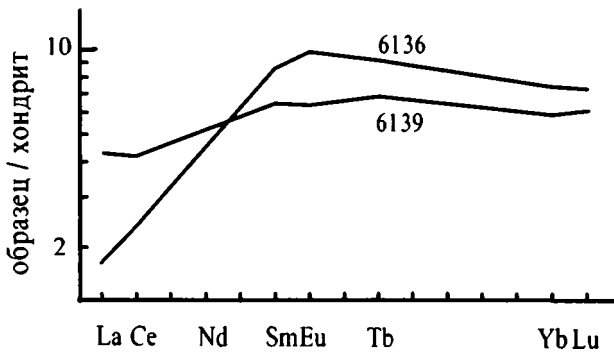


Рис. 52. Распределение P3Э, нормированных на хондрит, в позднеюрских–раннемеловых пикрит-диабазов и габбро-диабазов р. Танюрер

ния волжского яруса, выходящие в бассейне р.Танюрер (район горы Плоская), и по своему, достаточно специфическому, составу не имеют аналогов среди более молодых вулканитов, что позволяет определить их возраст как позднеюрский–раннемеловой. К тому же, при изучении их петромагнитных свойств выяснилось, что они испытали такое же интенсивное перемагничивание, что и вмещающие их волжские осадки, а наиболее вероятной причиной такого перемагничивания в этом районе могли служить только раннемеловые интрузии, что, соответственно, ограничивает “сверху” их возраст.

По своему составу (см. табл. 17) породы силлов и даек образуют дифференцированный ряд от пикрит-диабазов до высокомагнезиальных диабазов ($FeO^*/MgO = 0,54-0,89$). Для них характерны незначительные колебания в содержаниях кремнезема, низкая доля щелочей, титана, при пониженных отношениях Zr/Y (1,5–2,8) и крайне низких концентрациях Nb и Ta.

Спектры распределения P3Э (рис. 52) демонстрируют отчетливый дефицит легких лантаноидов ($La_N/Sm_N = 0,19-0,63$; $La_N/Yb_N = 0,23-0,71$), при уровне содержания тяжелых лантаноидов – 6–7,5 хондритовых стандартов. Эти особенности свидетельствуют об образовании пород из сильно истощенного мантийного источника и сближают их с сильно истощенными производными океанических магм типа пикритов о-ва Горгона [Dietrich, 1981; Echeverría, 1980]. Однако, наряду с этим, в них относительно повышены содержания Rb, Sr, Ba, K на фоне минимумов Nb и Ta, что более характерно для надсубдукционных составов.

Остается непонятным различие в доле LP3Э у меланократовых пикрит-диабазов и лейкократовых высокомагнезиальных диабазов, тем более, что максимальное обеднение легкими лантаноидами наблюдается как раз у лейкократовых пород. Возможно, эти различия обусловлены

метасоматозом пикрит-диабазов, обеспечившим дополнительный привнос La, Ce и Ba.

Имеющаяся совокупность данных, а также приуроченность пикрит-диабазов и габбро-диабазов к зоне сочленения Пекульнейского и Канчаланского сегментов позволяют предположить, что их образование связано с незначительными сдвиговыми смещениями двух сегментов друг относительно друга. Декомпрессионный эффект в обстановке сдвига с растяжением приводил к плавлению истощенного мантийного субстрата, испытавшего дополнительное метасоматическое обогащение наиболее подвижными элементами над зоной субдукции, и к внедрению мелких порций слабо фракционированных магм в рыхлый приповерхностный осадок.

Комплекс раннемеловых интрузий

Раннемеловые интрузии имеют весьма широкое развитие в пределах Канчаланского сегмента, занимая более половины площади выходов доверхнемеловых образований. Породы комплекса слагают тела с относительно однородным или сложным зональным строением, неправильной овальной или удлинённой формы, выходящие в ядерных частях куполовидных поднятий или валов. В северо-западной части сегмента происходит как бы слияние отдельных тел с образованием огромной по площади бесформенной массы интрузивных пород.

В составе комплекса выделяются два типа интрузивных тел. Первый тип представлен зональными телами с расслоенными габброидами в центральных частях, сменяющимися вверх и по периферии амфиболовыми лейкогаббро, габбро-диоритами и метаморфизованными микрогаббро. Внешняя оторочка массивов сложена гнейсовидными гранитами и чередующимися пара- и ортометаморфитами. Со становлением этих интрузий связано формирование зонально-метаморфических ореолов. Однако при этом зачастую стирается грань между породами экзо- и эндоконтакта.

Примером таких интрузий могут служить массивы гор Заросшая и Учгыней, выходящие на противоположных берегах р.Танюрер. Центральная часть массива горы Заросшая сложена расслоенными габброидами, среди которых преобладают лейкократовые габбро-нориты, при меньшем количестве меланократовых габбро-норитов и единичных прослоях плагиоклазовых пироксенитов. Расслоенность обычно круто погружается внутрь массива и зачастую сложно деформирована. Весьма редко в крупных глыбах делювия наблюдается нормальная кумулятивная слоистость (косослоистые серии между параллельными слоями), характерная для центральных частей магматических камер. Это, вероятно, свидетельствует о значительном эрозионном срезе массива, в котором сейчас сохранилась только придонная краевая часть.

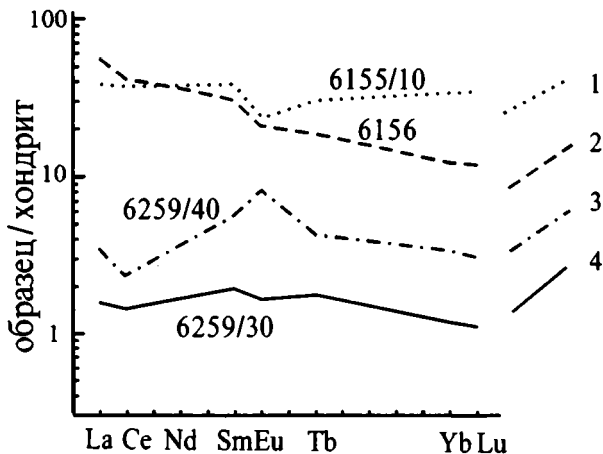


Рис. 53. Распределение РЗЭ в породах раннемелового габбро-гранитного комплекса

1 – гнейсовидные плагиограниты; 2 – габбро-диориты; 3 – лейкократовые габбро-нориты; 4 – плагноклазовые пироксениты

К периферии массива расслоенные габбро-нориты сменяются амфиболовыми лейкогаббро, габбро-диоритами, перекристаллизованными амфиболитизированными и биотитизированными микрогаббро. В последних появляются лейкократовые выделения тоналитового или лейкогаббрового состава, напоминающие лейкосомы мигматитов и агматитов. В краевых частях массива метагаббро становятся гнейсовидными, лейкократовые жилки локализируются в виде тонких параллельных полос, в ряде случаев они как бы сливаются, формируя тела лейкократовых диоритов и плагиогранитов, которые часто также обладают гнейсовидной текстурой.

Во внешней зоне массива наблюдается чередование пара- и ортометаморфитов, часто мигматизированных, и гнейсовидных гранитоидов.

Центральная часть массива горы Учгыней сложена биотит-амфибол-клинопироксеновыми габбро-диоритами, при незначительном количестве амфиболовых габбро-норитов. К внешней части массива они сменяются биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами, имеющими отчетливое гнейсовидное строение. Плагиограниты, как бы образующие оторочку массива, сменяются на периферии мигматизированными метаморфитами, среди которых опять же появляются тела гнейсовидных магматитов кисло-среднего состава.

Описанная картина свидетельствует о весьма сложном генезисе этих массивов, который можно представить следующим образом.

Внедрение базитовых плутонов происходило на фоне общего сжатия вмещающей коры, при этом они испытывали постоянное перемещение

Таблица 18. Химический состав раннемеловых интрузивных образований Канчаланского сегмента

Компонент	6259/30	6259/20	6259/10	6259/40	6254/20	6259/50	6959/60	6254/10
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	39,18	44,24	45,10	46,29	47,37	50,64	50,57	50,97
TiO ₂	0,15	0,36	0,49	0,86	0,28	0,68	1,11	1,29
Al ₂ O ₃	3,93	22,91	16,07	14,41	28,27	19,78	18,53	16,64
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	20,54*	7,16*	10,65	12,29*	4,34*	8,36*	9,39*	11,37*
MnO	0,344	0,113	0,182	0,217	0,069	0,152	0,182	0,176
MgO	31,79	7,88	12,68	13,22	3,16	6,85	6,26	6,79
CaO	3,05	13,55	11,82	10,44	15,39	10,73	10,26	11,04
Na ₂ O	0,19	1,42	1,07	1,47	0,37	2,70	3,23	0,30
K ₂ O	0,01	0,22	0,16	0,04	0,18	0,06	0,19	0,50
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,03	0,02	0,05	0,02	0,21	0,08
ппп	0,50	1,65	2,20	0,20	0,10	0,45	0,45	0,50
Сумма	99,73	99,55	100,49	99,62	99,953	100,45	100,41	99,666
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,031	0,024	0,035	0,046	0,014	0,027	0,026	0,010
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—
Rb	<1	4,1	2,0	≤1	3,1	≤1	1,2	7,5
Ba	<10	52	40	54	70	65	230	210
Sr	150	690	420	560	730	590	590	570
Y	4,2	3,6	7,5	7,8	5,5	6,5	18	14
Zr	<10	<10	<10	<10	<8	<10	12	34
Nb	<1	<1	<1	<1	≤1	≤1	1,2	1,2
U	<1	<1	<1	<1	1,2	<1	<1	1,0
Th	2,1	1,9	≤1	≤1	<1	1,4	2,1	1,1
La	0,54	(<10)	(<10)	1,2	(<5)	(<10)	(<10)	(<5)
Ce	1,4	(<10)	(<10)	2,0	(<5)	(<10)	(<10)	(<5)
Sm	0,36	—	—	0,95	—	—	—	—
Eu	0,12	—	—	0,57	—	—	—	—
Tb	0,084	—	—	0,2	—	—	—	—
Yb	0,25	—	—	0,71	—	—	—	—
Lu	0,04	—	—	0,11	—	—	—	—
Hf	<1	—	—	<1	—	—	—	—
Sc	20	—	—	47	—	—	—	—
Ta	<0,04	—	—	<0,04	—	—	—	—
Co	150	—	—	62	—	—	—	—
Cr	87	—	—	270	—	—	—	—

Таблица 18 (продолжение)

Компонент	6253/30	6252/30	6252/50	6252/20	6251/60	6252/40	6253/40	6256/10
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	48,97	49,76	50,30	50,70	50,77	53,56	55,34	55,11
TiO ₂	1,81	1,15	0,93	1,54	1,40	0,99	2,16	0,83
Al ₂ O ₃	19,01	16,89	19,25	17,43	16,13	17,86	16,65	17,18
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	10,27*	9,69*	9,42*	9,09*	10,03*	9,04*	9,73*	8,95*
MnO	0,171	0,181	0,140	0,163	0,175	0,154	0,187	0,154
MgO	6,12	8,15	8,17	6,65	6,56	6,40	3,29	5,59
CaO	11,65	10,08	10,47	9,40	9,54	9,14	7,60	10,00
Na ₂ O	1,01	2,68	0,48	3,56	3,30	1,25	2,57	0,84
K ₂ O	0,29	0,41	0,42	0,48	0,43	0,46	0,67	0,87
P ₂ O ₅	0,27	0,18	0,09	0,21	0,17	0,20	0,55	0,06
ппп	0,40	0,85	0,10	0,50	1,00	0,80	1,22	0,40
Сумма	99,987	100,07	99,708	99,75	99,53	99,976	99,977	99,997
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,016	0,037	0,028	0,028	0,033	0,022	0,010	0,013
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—
Rb	3,2	6,4	6,1	4,4	4,5	5,4	10	17
Ba	98	130	85	83	85	210	350	340
Sr	510	350	330	340	310	480	420	500
Y	30	23	13	31	27	20	54	24
Zr	190	99	53	160	86	81	200	99
Nb	5,3	2,4	2,2	4,2	2,6	2,3	11	3,1
U	≤1	<1	≤1	≤1	<1	≤1	1,6	1,3
Th	≤1	1,9	1,2	1,6	1,5	≤1	2,2	3,2
La	(<12)	(<10)	(<5)	(<10)	(<10)	(8)	(21)	(21)
Ce	(<12)	(<10)	(<5)	(18)	(14)	(11)	(43)	(24)
Sm	—	—	—	—	—	—	—	—
Eu	—	—	—	—	—	—	—	—
Tb	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	—	—	—	—	—	—	—	—
Lu	—	—	—	—	—	—	—	—
Hf	—	—	—	—	—	—	—	—
Sc	—	—	—	—	—	—	—	—
Ta	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 18 (продолжение)

Компо- нент	6252/10	6251/50	6156	6155/50	6155/20	6155/30	6155/10	6155/40
	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	58,12	61,77	53,58	53,44	56,62	57,36	71,84	76,22
TiO ₂	1,75	1,03	1,10	1,12	1,42	0,94	0,57	0,28
Al ₂ O ₃	17,69	16,46	16,82	16,93	16,27	16,33	14,32	12,48
Fe ₂ O ₃	—	—	2,89	3,20	2,83	2,22	1,89	1,00
FeO	8,50*	6,42*	6,48	6,21	6,22	5,54	1,52	1,66
MnO	0,165	0,110	0,19	0,18	0,16	0,14	0,060	0,041
MgO	3,05	2,16	4,63	4,30	3,08	3,80	1,25	0,39
CaO	5,87	5,39	8,56	8,58	6,58	6,86	1,87	1,36
Na ₂ O	3,20	4,14	2,93	2,93	3,10	3,27	5,00	4,56
K ₂ O	0,91	1,00	1,04	1,14	1,60	1,84	0,71	1,24
P ₂ O ₅	0,34	0,35	0,32	0,31	0,51	0,28	0,14	0,057
ппп	0,10	0,75	1,23	1,19	1,39	1,18	0,93	0,37
Сумма	99,713	99,61	99,82	99,58	99,82	99,85	100,12	99,66
SO ₃	—	—	0,009	0,018	0,027	0,013	0,009	0,009
CO ₂	—	—	0,018	0,036	0,14	0,036	<0,001	<0,001
H ₂ O ⁻	—	—	0,18	0,18	0,16	0,03	0,13	0,05
Cr ₂ O ₃	0,018	0,018	0,003	0,007	0,0025	0,0045	0,0010	0,0015
V ₂ O ₅	—	—	0,040	0,039	0,034	0,039	0,012	<0,001
CoO	—	—	0,0021	0,0021	0,0014	0,0022	0,0015	0,0022
NiO	—	—	0,0041	0,0051	0,0041	0,0010	0,0005	0,0005
Rb	11	13	17	19	38	33	8,3	13
Ba	240	390	380	510	660	650	170	260
Sr	390	330	600	520	520	490	170	97
Y	43	48	28	27	42	30	68	54
Zr	990	230	140	120	360	210	200	200
Nb	13	6,1	3,8	3,8	10	6,8	4,1	3,2
U	2,3	1,1	<1	<1	<1	<1	2,1	2,8
Th	1,9	≤1	3,1	3,1	5,6	5,0	5,9	3,9
La	(22)	(25)	17	(29)	(43)	—	13	(20)
Ce	(33)	(41)	35	(37)	(81)	—	33	(49)
Sm	—	—	5,8	—	—	—	7,2	—
Eu	—	—	1,5	—	—	—	1,6	—
Tb	—	—	0,91	—	—	—	1,5	—
Yb	—	—	2,5	—	—	—	6,8	—
Lu	—	—	0,41	—	—	—	1,2	—
Hf	—	—	3,9	—	—	—	7,0	—
Sc	—	—	37	—	—	—	16	—
Ta	—	—	0,33	—	—	—	0,21	—
Co	—	—	27	—	—	—	4,3	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 18 (окончание)

Компо- ненты	6234/40	6234/60	6234/50	6238/10	6238/50	6238/20	6238/30	6238/40
	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	58,80	60,02	60,93	62,99	62,52	63,86	65,75	72,22
TiO ₂	0,85	0,86	0,77	0,68	0,71	0,64	0,58	0,28
Al ₂ O ₃	17,15	16,83	16,87	16,45	16,41	16,34	16,14	14,43
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	7,43*	7,20*	6,91*	5,71*	5,98*	5,29*	4,83*	1,95
MnO	0,145	0,142	0,137	0,095	0,115	0,098	0,066	0,027
MgO	3,03	2,78	2,09	1,78	2,02	1,72	1,42	0,42
CaO	5,06	4,71	5,26	3,99	4,47	4,29	2,97	1,41
Na ₂ O	3,20	3,75	3,53	3,62	3,17	3,41	4,43	4,06
K ₂ O	3,14	2,35	2,48	3,18	3,14	3,21	2,96	4,03
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,22	0,17	0,18	0,17	0,13	0,08
ппп	0,50	0,75	0,60	0,80	0,80	0,60	0,60	0,80
Сумма	99,54	99,61	99,82	99,49	99,54	99,65	99,90	99,71
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,019	0,018	0,017	0,017	0,017	0,018	0,018	0,018
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—
Rb	54	37	50	47	54	46	51	55
Ba	1300	770	1200	1500	1400	1400	1400	1800
Sr	510	520	560	500	540	500	410	350
Y	29	27	28	27	29	25	29	23
Zr	190	220	230	210	210	180	230	180
Nb	10	11	11	9,4	9,6	8,4	11	11
U	2,0	1,9	2,0	2,0	1,7	2,2	2,9	3,4
Th	4,4	4,9	4,7	5,7	3,9	7,4	6,3	8,1
La	(30)	(33)	(34)	(30)	(41)	(36)	(45)	(49)
Ce	(52)	(47)	(57)	(60)	(59)	(59)	(78)	(80)
Sm	—	—	—	—	—	—	—	—
Eu	—	—	—	—	—	—	—	—
Tb	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	—	—	—	—	—	—	—	—
Lu	—	—	—	—	—	—	—	—
Hf	—	—	—	—	—	—	—	—
Sc	—	—	—	—	—	—	—	—
Ta	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание к табл. 18. 1–18 – массив горы Заросшей: 1–8 – породы центральной части плутона (1 – плагиоклазовый пироксенит; 2, 5 – лейкогаббро и габбро-анортозит; 3, 4, 6–8 – габбро-нориты), 9–18 – породы краевой группы – амфиболитизированные и биотитизированные габбро и диориты; 19–24 – массив горы Учгыней: 19–22 – габбро-диориты и диориты центральной части; 23, 24 – гнейсовидные плагиограниты внешней оторочки массива; 25–32 – диориты и гранитоиды из междуречья Уэленейвеем – Левый Уэленейвеем

по вертикали, не локализуясь на каком-нибудь одном уровне. Глубокая ассимиляция вмещающих пород базитовым расплавом обусловила формирование контаминированных разностей, окружающих верхнюю наружную часть базитового ядра, где также скапливались наиболее обогащенные летучими компонентами дифференциаты. Помимо этого, повышение температуры при высоком литостатическом давлении способствовало частичному плавлению пород окружающей рамы, и в дальнейшем, отжимаясь, эти лейкократовые выплавки образовывали наружную плагиогранитную оболочку плутона.

Подъем плутонических масс способствовал также складчатому деформациям коры, с образованием поднятий типа валов, а сопутствовавшее этому процессу локальное повышение давления обусловило широкое развитие гнейсовидных текстур в магматических породах внешней оторочки плутонов и сланцеватости – во вмещающих.

При анализе составов и спектров распределения РЗЭ в породах обоих массивов (рис. 53; табл. 18), выявляется следующая картина. Минимальными (на общем фоне) концентрациями крупных литофилов и РЗЭ обладают расслоенные габброиды центральной части магматической камеры. Для них характерен слабообогащенный легкими лантаноидами спектр, при повышенной доле La ($La_N/Ce_N > 1$) и с закономерным увеличением концентраций РЗЭ от пироксенитов к лейкогаббро-норитам, с появлением в последних Eu-максимума, свидетельствующего о кумуляции плагиоклаза. Для клинопироксен-биотит-амфиболовых диоритов, отвечающих зоне верхних контаминированных и обогащенных летучими компонентами пород, отмечается резкое обогащение крупными литофилами и легкими лантаноидами, при увеличении доли РЗЭ в целом.

Плагиограниты внешней оболочки имеют иной, сильно приподнятый и практически плоский спектр. Однако общей, характерной особенностью всех пород обоих массивов являются слабо повышенные содержания ряда крупных литофилов – Sr, Ba, Th, \pm Rb, \pm La, \pm Ce, при пониженных концентрациях Ta, Nb, Zr, Ti. Некоторое исключение составляют дифференциаты краевой группы, в которых отмечается рост Ti, Nb и Zr. По этим особенностям как базитового, так среднего и кислого состава, вероятно, в наибольшей степени приближаются к толеитовым и низкокалиевым известково-щелочным составам надсубдукционного генезиса. Это подтверждается и при рассмотрении кислых пород на дискриминационной диаграмме Дж.Пирса (рис. 54), где они попадают в поле гранитоидов вулканических дуг.

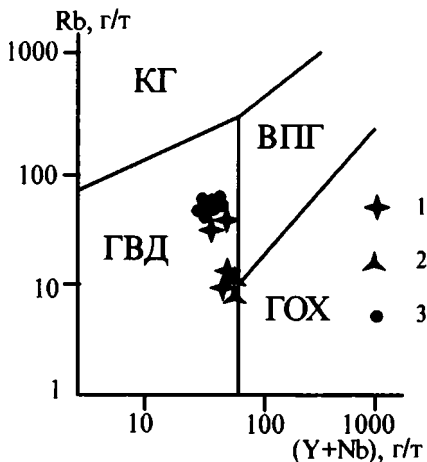


Рис. 54. Раннемеловые гранитоиды Канчаланского сегмента на дискриминационной диаграмме Дж.Пирса [Pearce et al., 1984]

1,2 – массивы гор Учгыней и Заросшая: 1 – кварцевые диориты, 2 – плагиограниты; 3 – гранитоиды других массивов. Остальные условные обозначения см. на рис. 13

Радиологический возраст плагиогранитов из внешней оболочки массива горы Учгыней, определенный К-Аг методом в лаборатории ГНПП «Аэрогеология», составляет 120 ± 7 млн лет (обр. 6155/10).

Массивы второго типа раннемелового интрузивного комплекса выходят в центральной части Канчаланского сегмента. Они относительно однородны и сложены диоритами, либо гранитоидами, с определенными вариациями состава в этих пределах. Им также сопутствуют зональные динамотермальные метаморфические ореолы, хотя и без мигматитов, а породы краевых частей имеют отчетливое гнейсовидное строение. В некоторых массивах встречаются ксенолиты ультраосновных и основных пород, что свидетельствует о весьма сложном конструктивном характере строения коры Канчаланского сегмента. Нельзя исключить и возможность более древнего, позднепалеозойского, возраста части массивов, однако для их выделения нужны достоверные данные по возрасту интрузивных пород и по составу, который должен быть близок составу позднепалеозойских вулканитов.

По своим петро- и геохимическим особенностям проанализированные раннемеловые гранитоиды и диориты подобных массивов (см. табл. 18, анализы 25–32) сопоставляются, в основном, с надсубдукционными гранитоидами андезитового ряда [Кузьмин, 1985]. В сравнении с породами массивов горы Учгыней и горы Заросшей, в них отмечается значи-

тельное увеличение доли K, Rb, Ba, Th, La, Ce, при стабильно низких содержаниях Nb и Zr. Эти особенности сближают рассматриваемые породы с кислыми вулканитами высококальциевой известково-щелочной серии активных континентальных окраин. Подобное сравнение подтверждается и положением фигуративных точек их составов на дискриминантной диаграмме Дж. Пирса (см. рис. 54), где они попадают в поле гранитоидов вулканических дуг.

Таким образом, состав интрузивных пород как сложных зональных габбро-гранитных массивов, так и относительно однородных тел определенным образом указывает на их надсубдукционный генезис. Однако особенности строения ряда интрузивных массивов, а также их приуроченность к структурам типа метаморфических валов или гранитных куполов и предполагаемый режим становления (на фоне общего сжатия) позволяют, в свою очередь, предположить для них смешанный надсубдукционно-коллизийный (мантийно-коровый) генезис.

Проведенный анализ вещественно-структурных комплексов Канчаланского сегмента предоставляет возможность сделать несколько важных выводов.

Прежде всего, сегмент имеет достаточно мощную и зрелую кору, типа сиалической, о чем свидетельствуют как характер геофизических полей, так и широкое развитие в его пределах кислых вулканитов, характерных для структур с развитой континентальной корой. Причем появление таких вулканитов в пределах сегмента фиксируется с позднего палеозоя, т.е. это не новообразованная, а достаточно древняя и зрелая кора. Наличие сиалической коры подтверждается и широким проявлением молодых (меловых) гранито-купольных структур в его пределах. Одновременно с этим, некоторые данные свидетельствуют о гетерогенности и конструктивном характере коры сегмента. Тут можно отметить существенно толеитовый (низкощелочной) характер пород габбро-гранитных зональных интрузий, выходящих в центральных частях структур типа метаморфических валов (западная часть сегмента), а также наличие крупных ксенолитов ультраосновных и основных пород в гранитоидах южной части сегмента.

Весьма значительные различия имеют ВСК Канчаланского блока с комплексами Чукотского континента. Так, в одной структуре в позднем палеозое мы наблюдаем вулканогенно-осадочные комплексы, характерные для активных континентальных окраин и зрелых островных дуг, а в другой – в позднем палеозое накапливались карбонатно-терригенные отложения, типичные для шельфов пассивных окраин континентов. В позднеюрский–раннемеловой этап в Канчаланском сегменте вулканогенная и пирокластическая составляющие в осадках значительно проявляются уже с низов волжского яруса, а в приближенной части Чукотского континента – только с позднего валанжина. Все эти данные не позволяют рассматривать Канчаланский сегмент и Чукотский континент в качестве единой структуры, по крайней мере, с позднепалеозойского времени.

Наиболее вероятно, что в позднепалеозойское время Канчаланский сегмент в виде составляющего звена более крупной структуры маркировал конвергентную границу палеоокеанического бассейна. Подобная картина предпочтительна и для позднеюрского–раннемелового этапа, однако в этот период субдукция под Канчаланский сегмент, вероятно, протекала очень вяло, что было связано либо с косым углом схождения плит, либо с низкой скоростью движения океанической плиты. В связи с этим, вулканизм протекал также весьма вяло, а основная реализация надсубдукционного магматизма происходила в медленной интрузивной форме.

К середине раннего мела Канчаланский сегмент испытал значительные стрессы, приведшие к формированию в его западной части структур типа метаморфических валов, а в центральной – гранито-купольных.

Ушканьегорский и Золотогорский сегменты

Ушканьегорский и Золотогорский сегменты Пекульнейско-Золотогорской системы занимают территорию от левобережья рек Анадырь и Канчалан до акватории Берингова моря. Достоверные допозднеюрские образования в пределах этих сегментов неизвестны, и здесь из-под наложенных накоплений палеогенового и средне-позднемелового (Охотско-Чукотского) вулканических поясов выделяются: *позднеюрский–раннемеловой вулканогенно-осадочный комплекс и комплекс раннемеловых интрузий.*

Позднеюрский–раннемеловой комплекс вулканогенно-осадочных и осадочных отложений

Породы комплекса в пределах Ушканьегорского и Золотогорского сегментов весьма сильно дислоцированы, метаморфизованы и прорваны гранитоидами раннемелового и позднемелового возраста. Основание разреза этих отложений нигде не вскрыто. В хребте Золотом к ним отнесена существенно терригенная толща (данные В.Д.Кичанова), представленная переслаивающимися метапесчаниками и метагравелитами мощностью до 1400 м. В северной части хребта описан также фрагмент существенно вулканического разреза, состоящего из лав основного, среднего и кислого состава, превращенных в амфиболиты и гнейсы. Исходный состав пород здесь реконструируется по отдельным реликтам основной массы вулканитов и парагенезису новообразованных минералов. Степень метаморфических преобразований комплекса характеризуется неравномерностью, с увеличением степени метаморфизма по мере приближения к массивам гранитоидов. Отдельные находки фаунистических остатков в слабометаморфизованных отложениях позволили ограничить их возраст в рамках поздней юры – раннего мела (данные В.Д.Кичанова).

В пределах хребта Золотого выделяются также и готеривские отложения, для которых предполагается несогласное залегание на метавулканитах. Видимая нижняя часть разреза готерива имеет существенно тонкий алевропелитовый состав. Среди преобладающих здесь аргиллитов часто встречаются известковистые конкреции, плавающие гальки вулканитов среднего состава, детрит призматических слоев, остатки ракообразных и отпечатки ядер иноцерамид. Песчаники и алевролиты имеют подчиненное значение, слагая отдельные прослои. Верхняя часть разреза сложена грубым ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и гравелитов. В обломочном материале гравелитов преобладают андезиты и базальты, реже встречаются аргиллиты, алевролиты, песчаники, гранитоиды и кварциты. Видимая суммарная мощность отложений достигает 1800 м (данные В.Д.Кичанова).

Характер соотношения толщ, описанных в составе комплекса на хребте Золотом, остается неясен. Вполне вероятно, что здесь наблюдаются пространственно сближенные в результате коллизии отложения смежных фациальных зон. Хотя нельзя исключить и возможность присутствия среди метаморфитов и более древних, допозднеюрских, образований.

Вулканогенно-осадочные образования Ушканьих гор, относимые обычно к верхней юре – нижнему мелу, не содержат фаунистических остатков. Аналогом существенно терригенных отложений Золотых гор здесь является толща зеленосланцевых метаморфитов по переслаивающимся песчаникам и алевролитам, видимой мощностью 235 м. В качестве аналога позднеюрских–раннемеловых вулканитов, вероятно, можно рассматривать базальты, андезиты и их туфы этелькуюмской свиты (260 м), прорванные раннемеловыми гранитоидами и перекрытые с несогласием накоплениями ОЧВП (данные В.Д.Кичанова).

Раннемеловой интрузивный комплекс

В составе этого комплекса преобладают гранитоиды, занимающие около половины площади рассматриваемых сегментов. Среди них выделяются две основные, переходящие друг в друга разновидности: двуслюдяные и биотитовые лейкограниты; гранито-гнейсы и теньевые мигматиты, окруженные зональными метаморфическими оболочками. Наиболее хорошо изученные в пределах Золотых гор [Александров и др., 1977; Розенблум, 1975] эти образования, по данным О.С.Березнер, выходят в осевой части двух метаморфических “валов”. В собственно осевой части вала вскрываются анатектические граниты с гнейсовыми краевыми фациями, окруженные зоной мигматитов, гнейсов и кристаллосланцев с силлиманитом, кордиеритом, гранатом. По мере удаления от оси вала, мигматиты сменяются метаморфитами со все более низкими параметрами.

Кроме этого, магматиты здесь разделены на дометаморфические, синметаморфические и постметаморфические. На существование доме-

таморфических гранитоидов указывают часто встречающиеся в неоконских гравелитах обломки плагиогранитов и микропегматитовых гранитов и некоторые данные радиологических возрастов двуслюдяных гранитоидов, составляющие 298 млн лет. Одновременно с этим, анатектическая природа значительной части гнейсов и мигматитов [Александров и др., 1977; Розенблюм, 1975; и др.], позволяет предполагать наличие в составе исходного субстрата тел гранитного состава.

В качестве синметаморфических выделяются диатектиты, сложенные диорито-гнейсами, тоналито-гнейсами, плагиогранито-гнейсами и, редко, гранито-гнейсами. В ряде случаев с тоналито-гнейсами ассоциируют мигматиты с меланократовой кристаллосланцевой палеосомой.

Как постметаморфические образования обычно рассматривают тела неметаморфизованных клинопироксен-амфиболовых габбро, норитов и полевошпатовых перидотитов (сведения В.Д.Кичанова), вскрывающиеся в поле развития как позднеюрских-раннемеловых отложений, так и среди более поздних накоплений ОЧВП. Однако отсутствие вокруг этих тел каких-либо следов высокотемпературных ореолов позволяет рассматривать их в качестве дometаморфических, выведенных на поверхность вдоль тектонических нарушений. Представляется наиболее вероятным, что эти тела либо имеют протрузивно-тектонические границы, либо слагают остатки шарьированных пластин, а их корни, скорее всего, следует искать в сутурной зоне, разделяющей Золотогорский и Ушканьегорский сегменты.

Синтез имеющихся материалов позволяет поддержать точку зрения С.Д.Соколова [1992] об островодужной природе позднеюрских-раннемеловых комплексов хребта Золотого. Однако наиболее вероятно, что мы здесь наблюдаем два сегмента островодужной постройки – Ушканьегорский и Золотогорский, сутурный шов между которыми выделяется высокоградиентным минимумом поля силы тяжести и проходит по впадине рек Волчиха и Тнеквеем. Распространенный в пределах обоих сегментов зонально-метаморфический комплекс со слагающими его ядро анатектическими гранитоидами, по-видимому, является показателем коллизии микроконтинентальных масс, т.е. оба сегмента, имевшие основание сиалического или переходного типа, испытали столкновение во второй половине раннего мела, что привело как к формированию метаморфических валов, так и к шарьированию на тело Золотогорского сегмента склоновых отложений и пород меланократового основания.

Глава 5

Наложённые структурные элементы

В качестве наложенных структур рассматриваются средне-позднемиеловой Охотско-Чукотский вулканический пояс [Филатова, 1988] и фациально замещающие его туфотерригенные отложения и палеоцен-эоценовый вулканический пояс, выделенный В.В.Ивановым [1983] в качестве Анадырско-Бристольского.

Охотско-Чукотский вулканический пояс и его возрастные аналоги

Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) является одним из наиболее примечательных и крупных геологических объектов на Северо-Востоке Азии. Он залегает на весьма разнородном основании и протягивается по краю континента, вдоль северо-западной части Тихого океана, на 3000 км, занимая площадь более 500 тыс. км². Многие исследователи неоднократно подчеркивали сходство ОЧВП с современным вулканическим поясом Анд и указывали, что он сформирован над зоной субдукции океанской литосферы Палеоокеана под Евразию [Парфенов, 1984; Филатова, 1988].

Н.И.Филатова [1979, 1988], посвятившая изучению ОЧВП много лет, по латеральным вариациям содержания калия в вулканитах рассчитала угол наклона палеосейсмофокальной зоны и реконструировала положение связанного с ней древнего глубоководного желоба.

Многие вопросы строения, состава и стратиграфии ОЧВП были весьма подробно рассмотрены в работах Е.Л.Лебедева [1987], В.Ф.Белого [1978], Н.И.Филатовой [1988] и др. Однако практически все специальные фито-стратиграфические и другие тематические исследования были сосредоточены в его юго-западных секторах, между тем как в Центрально-Чукотском и Восточно-Чукотском отрезках остаются большие неясности со стратиграфией и отнесение выделяемых здесь вулканических свит к подразделениям Международной стратиграфической шкалы во многих случаях более чем условно.

Неясности со стратиграфией вулканических накоплений ОЧВП, особенно в его восточной части, усугубляются тенденцией преимущественного применения литолого-петрографического принципа для корреляции частных разрезов. При резкой фациальной изменчивости и весьма пестром составе вулканитов такой подход может приводить к ошибочным выводам и в качестве единой свиты подчас выделяются сходные по составу накопления, занимающие разные стратиграфические уровни.

В настоящее время широко распространено представление о том, что накопление вулканических комплексов ОЧВП произошло в интервале времени от альба до кампана включительно, при том, что основной их объем был сформирован в альбе и сеномане [Лебедев, 1987]. Одновременно с этим делаются попытки отнесения к ОЧВП и подстилающих вулканогенно-осадочных образований неокома и перекрывающих пояса вулканитов палеоцен-эоценового Анадырско-Бристольского пояса [Белый, 1978; Лебедев, 1987]. Однако едва-ли правомерно объединять в единую структуру комплексы, разделенные перерывами и несогласиями [Лебедев, 1987; Филатова, 1988].

В пределах рассматриваемой в работе территории, образования ОЧВП занимают обширные пространства к северу от р.Анадырь и залегают с резким несогласием на гетерогенном разновозрастном основании (см. рис. 1). Принимая точку зрения, что ОЧВП представляет собой древнюю активную континентальную окраину андийского типа [Зоненшайн и др., 1990; Филатова, 1979, 1988], логично рассматривать в его составе собственно вулканоплутоническую ассоциацию, формировавшуюся в пределах осевого субазерального вулканического поднятия, и ассоциацию субаквальных туфотерригенных отложений, фациально замещавших вулканиты в сторону океана и накапливавшихся на осадочной террасе и приокеаническом склоне кордильеры.

К наиболее ранним вулканическим накоплениям ОЧВП в районе, вероятно, можно отнести вулканогенно-осадочные отложения, выделенные В.А.Захаровым [1979] вдоль северо-западного обрамления Танюрерской впадины и датированные сборами апт-альбских ауцелин. Мощность этих отложений достигает 1900 м, и они представлены базальтами и андезитами, расслоенными горизонтами разнообломочных туфотерригенных пород. Тот же возраст предполагается и для аналогичных по составу накоплений, выделенных восточнее, в бассейнах рек Гачгагыргываам [Филимонов, 1984] и Тнеквеем (вульвиевская свита) [Богомолов, 1986].

Весьма проблематично отнесение к апт-альбскому уровню толщи вулканитов среднего состава, выделяемой в качестве этелькуюмской свиты как на юге (хребты Ушканий и Золотой), так и на севере (левобережье р.Амгуэма) района. Флорой или фауной эти отложения в районе не датированы. Однако на юге, в пределах хребтов Ушканий и Золотой, эти образования заметно метаморфизованы (вплоть до образования кристаллосланцев) в экзоконтакте раннемеловых интрузий (данные В.Д.Кичанова), а на севере они либо находятся на простирации фаунистически датированных неокомских отложений (истоки р.Танюрер), либо также испытали интенсивный метаморфизм, вплоть до образования амфиболитов.

Все это позволяет предположить, что определенная и, может быть, значительная часть вулканитов среднего состава, выделяемая в качестве этелькуюмской свиты или ее аналогов, имеет неокомский или более

древний возраст и с развитием собственно ОЧВП не связана, а сформирована при эволюции более ранних структур.

Комплекс субаквальных туфотерригенных отложений, которые накапливались синхронно вулканитам ОЧВП и фациально замещали их в сторону океана, вскрывается на право- и левобережье р.Анадырь и в бассейне р.Танюер. Строение этих отложений весьма изменчиво как по латерали, так и по вертикали, поэтому, с достаточной степенью условности, их можно разделить на три основных, наследующих друг друга генетических типа, отражающих изменения в режиме седиментации.

К первому типу относятся отложения, формирующие нижнюю часть осадочного разреза и выходящие вдоль восточных склонов хребта Пекульней. Они имеют флишоидное строение и представлены чередованием конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, с меняющейся долей туфовой примеси, вплоть до туффитов и туфов. Для них характерно присутствие пачек (до первых сотен метров) нормальных ритмитов, как грубых (градированных от гравелитов и конгломератов до алевролитов), так и относительно тонких (от песчаников до аргиллитов), сопоставимых с отложениями турбидных потоков.

Одновременно с ними встречаются пачки и горизонты конгломератов, конглобрекчий, брекчий и песчаников, сопоставимых с флюксотурбидитами и отложениями зерновых и пастообразных потоков. Наряду с этим, на различных интервалах разреза присутствуют отложения (от псефитов до псаммопелитов), строение которых отчетливо свидетельствует об их накоплении в зоне волнового воздействия и обломочный материал которых испытал преимущественно флювиальную транспортировку, а не отложен гравитационными потоками осадочного вещества.

Состав обломочного материала весьма пестрый. В большом количестве присутствует кластика вулканитов и осадочных пород из позднеюрского – раннемелового комплекса хребта Пекульней. Встречаются метаморфиты и интрузивные породы разного состава из комплексов гетерогенного основания. В нижних горизонтах значительна доля кластики яшмоидов, базальтов, в том числе, – метаморфизованных в зеленосланцевой фации и по химическому составу сопоставимых с базальтами среденеюрского – раннемелового кремнисто-вулканогенного комплекса. Иногда отмечаются и обломки серпентинизированных перидотитов. Примечательно присутствие на нижних интервалах разреза, в бассейне руч. Олень, горизонтов спекшихся стекловатых туфов пикробазальтов.

Интервал формирования этих отложений в бассейне р.Танюер охватывает время от конца готерива до альба на северо-восточных склонах хребта Пекульней и баррем-альб – на юго-востоке хребта. Суммарная максимальная мощность этих отложений достигает 3000 м.

Начало формирования описанных образований несколько предваряет накопление вулканических комплексов ОЧВП, однако ряд соображений позволяет рассматривать их в генетическом единстве с развитием Охот-

ско-Чукотской активной континентальной окраины. Поскольку вулканическая деятельность ОЧВП началась на рубеже аптского и альбского времени, то логично предположить, что заложение зоны субдукции под него произошло на рубеже готерива и баррема, или в барреме.

Именно к этому времени произошло столкновение Омолонского блока, Чукотского континента и Пекульнейско-Золотогорской островодужной системы. Таким образом сформировалось гетерогенное основание ОЧВП, и глубоководный желоб отшнуровал от океана не только гористые поднятия отдельных террейнов, но и разделявшие их впадины. Активные процессы воздымания и сжатия основания формирующейся континентальной окраины привели к интенсивному сносу обломочного материала и накоплению флишоидных отложений в преддуговом регионе.

Ко второму типу субаквальных отложений фронтальной части ОЧВП можно отнести верхнемеловые (сеноман-туронские и раннесенонские) туфотерригенные образования, представленные конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а также кислыми туфами и туффитами. Накопление этих отложений происходило в мелководных условиях, они часто обогащены углистым веществом, содержат многочисленные известковые конкреции, а иногда и обильные остатки фауны и флоры. В состав этих отложений включены образования, выделяющиеся в качестве весованной, поперечнинской, отрогинской, а также, частично, тыльпэгыргынайской и яранайской свит [Захаров, 1979]. Их максимальная суммарная мощность достигает 2,5–3 км, а на подстилающих флишоидных накоплениях они залегают с размывом. Вероятно, формирование этих отложений отражает этап относительного выравнивания фронтальной области активной окраины и образование обширного мелководного преддугового бассейна.

К третьему типу осадочных отложений отнесены позднесенонские угленосные образования, представленные песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами и пластами углей. Эти отложения выделяются в районе в качестве рарытकिनской свиты, их мощность достигает 1500 м, а интервал формирования охватывает верхнюю часть кампана, маастрихт и, возможно, часть дания. В основании отложений практически повсеместно отмечается несогласие, и их накопление отражает этап структурной перестройки в регионе, связанной с прекращением субдукции под ОЧВП и началом формирования новой палеогеновой Анадырско-Бристольской активной континентальной окраины [Зоненшайн и др., 1990; Иванов, 1983]. Вероятно, в это время произошло воздымание и незначительное коробление фронтальной области Охотско-Чукотской окраины и на образовавшейся прибрежной низменности накапливались обломочные угленосные отложения (угленосные молассы).

Анадырско-Бристольский вулканический пояс и его аналоги

Анадырско-Бристольский вулканический пояс (АБВП) впервые был выделен в качестве самостоятельной структуры В.В.Ивановым [1983], объединившим под этим названием ряд вулканических полей палеогенового возраста, распространенных вдоль кромки шельфа Берингова моря. По его мнению, АБВП является аналогом Охотско-Чукотского вулканического пояса, маркировавшего активную континентальную окраину востока Азии в среднем и позднем мелу. Другой точки зрения придерживается Н.И.Филатова [1979, 1988], рассматривая эти вулканиды в качестве продуктов континентального рифтогенеза.

В АБВП, по мнению В.В.Иванова [1983], объединяются вулканиды палеоцен-эоценового возраста, слагающие обширные, хотя иногда и разделенные, поля в бассейнах рек Танюер, Канчалан, в приустьевой части Анадыря, и протягивающиеся далее к востоку вдоль берингово-морского побережья Чукотского полуострова на Аляску, а также на ряд островов Берингова моря. Таким образом, АБВП в целом повторяет изогнутую структуру ОЧВП, однако он несколько смещен в сторону океана и имеет меньшие мощности вулканических накоплений. В основании палеоцен-эоценовых вулканидов пояса практически повсеместно отмечаются перерыв и несогласие, а в южной части их распространения основание разреза опускается до уровня маастрихта.

Глава 6

Модель тектонической эволюции Центральной Чукотки

В предыдущих главах с разной степенью детальности был изложен материал по геологии Центральной Чукотки, охарактеризованы выделенные ВСК, их латеральные и вертикальные ряды, а также, по мере возможности, дана их палеогеодинамическая интерпретация. Синтез этих материалов позволяет представить модель палеотектонической эволюции региона.

Позднепалеозойская–раннемезозойская история в регионе восстанавливается с достаточной степенью условности. Рассматриваемая в работе часть Чукотского континента в это время развивалась в режиме пассивной окраины, с понижением склона на юг в современных координатах. По имеющимся представлениям, Чукотский континент в то время был отделен от Сибири океаническим бассейном (Аньюйский палеоокеан) и, возможно, составлял единое целое с северной частью Аляски [Зоненшайн и др., 1990; Натальин, 1984; Соколов, 1992].

В это же время, по крайней мере, в позднем палеозое, а возможно и в раннем мезозое, Канчаланский и Пекульнейский сегменты маркировали конвергентную границу плит. Однако пока неясно, продолжением каких структур они являлись. Вполне допустимо, что они продолжали позднепалеозойские–раннемезозойские структуры Удско-Мургальской островной дуги [Соколов, 1992; Некрасов, 1976; Заборовская, 1978], отделявшей Омолонский, Приколымский и другие блоки окраины Сибири от Палеопацифика.

Позднеюрское–раннемеловое время является, наверное, наиболее знаменательным в истории развития данного региона Северо-Востока Евразии и характеризуется рядом кардинальных перестроек, в результате которых собственно и был образован структурный план, близкий к современному.

В начале поздней юры на северо-западе Палеопацифика сформировалась зона конвергенции сложной конфигурации, напоминающая современную структуру сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов (рис. 55). Поглощение океанической коры происходило, в основном, в западном субмеридиональном отрезке зоны субдукции, над которым с волжского времени начала формироваться вулканическая островодужная постройка, сохранившаяся в виде фрагментов в пределах Пекульнейского сегмента.

Субширотный восточный отрезок конвергентной границы плит маркировался Канчаланским, Ушканьегорским и Золотогорским блоками.

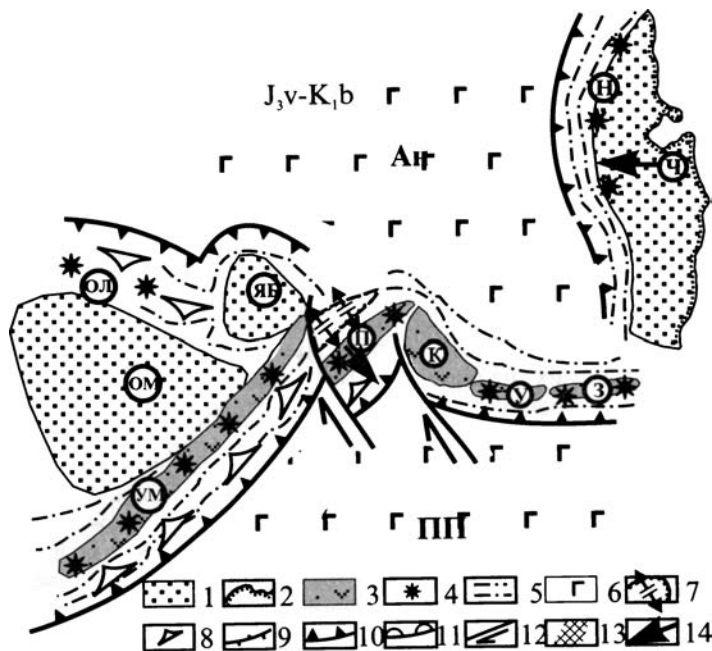


Рис. 55. Реконструкция палеогеодинамической ситуации в регионе в волжское – берриасское время

Условные обозначения к рис. 55, 58, 60

1 – микроконтиненты и их чехлы; 2 – современная береговая линия; 3 – островные дуги; 4 – активный вулканизм; 5 – осадконакопление на склонах материков и островных дуг; 6 – океаническая кора; 7 – новообразованная кора задуговых бассейнов и задуговой спрединга; 8 – зоны тектонического скучивания во фронтальных частях островных дуг; 9 – зоны интенсивных деформаций; 10 – зоны субдукции; 11 – отмирающие зоны субдукции; 12 – сдвиги и направления смещения по ним; 13 – зоны внутридугового раскрытия; 14 – направление движения блоков по отношению к Омолону.

Ч – Чукотский континент; ОМ – Омолонский микроконтинент; ЯБ – Яблонский блок; Э – Эскимосский массив; ПП – Палеопацифика; УМ – Удско-Мургалская островная дуга; Ан – Анюйский палеоокеан; Н – Нутесынская палеодуга; ОЛ – Олойская палеодуга; П – Пекульнейский сегмент; К – Канчаланский сегмент; У – Ушканыгорский сегмент; З – Золотогорский сегмент

Здесь субдукция протекала очень вяло, либо океаническая плита просто скользила вдоль этой границы, что, соответственно, сопровождалось накоплением преимущественно туфотерригенных отложений, при незначительной роли эффузивов.

Острова, располагавшиеся цепью над зоной конвергенции, различались размерами и строением фундамента.

Судя по всему, основанием для них служили фрагменты позднепалеозойской–раннемезозойской островодужной постройки (т.е. произошло наложение разновозрастных островодужных ассоциаций) и, возможно, более древние комплексы разного состава. В пределах Пекульнейского сегмента основание гетерогенно и имеет в основном базитовый состав, тогда как Канчаланский сегмент обладает скорее более мощным гранитизированным сиалическим цоколем. Сходное основание, вероятно, есть и у Ушканьегогорского и Золотогорского сегмента, о чем свидетельствуют интенсивно проявленные в них процессы гранитизации.

К северу от сформированной островной дуги находилось восточное продолжение Анюйского палеоокеана, имевшего в этой части пассивную границу. Однако уже в это время Анюйский палеоокеан начал закрываться, поглощаясь под юго-западную окраину Чукотского континента [Натальин, 1984]. В существующих моделях это связывается с раскрытием Канадского бассейна, что привело к сближению Чукотки и Сибири [Зоненшайн и др., 1990]. Весьма вероятно, что сближение Чукотки и Сибири было неравномерным и происходило по принципу закрытия веера, с максимальной скоростью поглощения под юго-западный (в современных координатах) край континента. В то же время, сближение его юго-восточной части было вялым, с низкими скоростями субдукции и, соответственно, максимальный объем (стратиграфический и количественный) надсубдукционных вулканитов приурочен к юго-западной окраине Чукотского континента.

В процессе субдукции под Пекульнейский сегмент коры Палеоокеаника с погружавшейся океанической плиты срезались мелкие вулканические постройки, осложнявшие ее рельеф и частично породы осадочного чехла. Сгруживаясь у приостроводужного склона желоба, они вжимались в его основание, формируя аккреционный клин. Дифференцированные подвижки аккрецированных литопластин способствовали не только созданию сложного расчлененного рельефа, в углублениях которого накапливались смешанные отложения тектоногравитационного микстита, но и тектонизации этих отложений, а также поступлению материала за счет разрушения цоколя.

Несмотря на несомненные признаки аккреционной природы приокеанического склона Пекульнейского сегмента островной дуги, процессы эти были проявлены весьма ограничено, что и определило незначительную ширину преддугового региона. Цепь вулканических островов, составлявших поднятие Пекульнейского сегмента палеодуги, не только была максимально приближена к зоне конвергенции плит, но и подстилалась весьма крутой, близвертикальной поверхностью Заварицкого–Беньофа (рис. 56).

Возможным современным аналогом подобной обстановки является дуга Бисмарка, для которой расстояние от вулканов до зоны конвергенции составляет 50 км, а угол наклона поверхности Заварицкого–Беньофа равен 80° [Цветков и др., 1987].

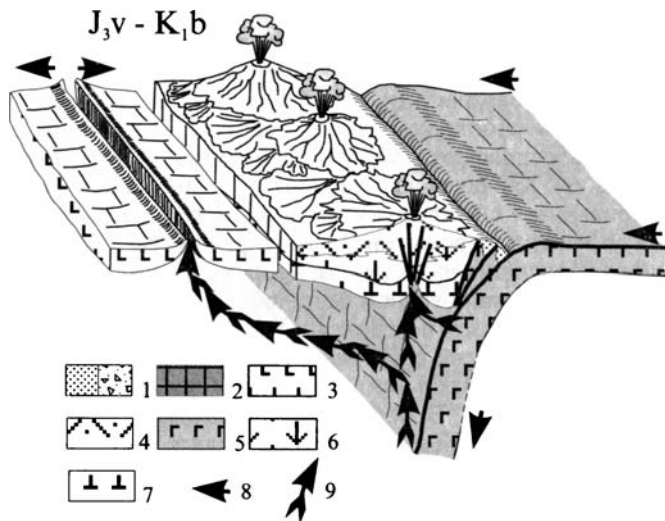


Рис. 56. Реконструкция палеогеодинамической ситуации для Пекульнейского сегмента в волжское–берриасское время

Условные обозначения к рис. 56, 57, 59, 61

1 – раннемеловые туфотерригенные и терригенные разнообломочные отложения различного генезиса, нерасчлененные; 2 – готеривский пикрит-базальтовый вулканоплутонический комплекс; 3 – новообразованная кора задугового бассейна; 4 – позднеюрский – раннемеловой (островодужный) вулканоплутонический комплекс; 5 – океаническая кора; 6 – комплекс допозднеюрского гетерогенного основания Пекульнейского сегмента, нерасчлененные; 7 – меланократовое основание литосферы; 8 – направления относительного перемещения плит; 9 – основные траектории миграции мантийных выделок

Близвертикальная ориентировка сейсмофокальной зоны под Пекульнейским сегментом определила сонахождение в единых разрезах толеитовых и известково-щелочных вулканитов, имеющих разные глубины генерации. Это обстоятельство также способствовало интенсивному растяжению островодужной постройки в направлении, перпендикулярном ее простиранию, что зафиксировано в комплексе островодужных сближенных даек. В берриасское время в тылу Пекульнейского сегмента произошло раскрытие задугового бассейна (см. рис. 56), в котором, вплоть до валанжина, происходили излияния базальтов и накапливались тонкие туфотерригенные осадки.

Это раскрытие, вероятно, способствовало продвижению Пекульнейского сегмента в сторону Палеоокеана и смещению его по правому сдвигу (см. рис. 55) относительно Удско-Мурганской островной дуги. Свидетельством изменения тектонического режима в это время, вероятно, являются грубообломочные осипные отложения, развитые в верхах

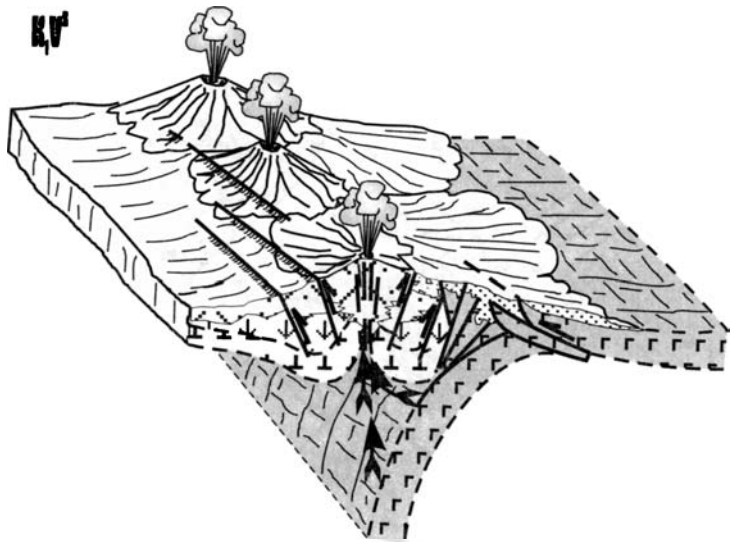


Рис. 57. Реконструкция палеогеодинамической ситуации для Пекульнейского сегмента в поздневаланжинское время
Условные обозначения см. на рис. 56

островодужного разреза в северной части сегмента. Здесь дифференцированные вертикальные движения привели к воздыманию отдельных блоков и вскрытию пород основания. Аномальная сейсмичность способствовала быстрому разрушению образовавшихся поднятий и формированию мощных осыпных накоплений.

Возможно, в это же время произошло незначительное относительное смещение Пекульнейского и Канчаланского сегментов, причиной которого могла быть неравномерность в закрытии восточной части Анюйского палеоокеана, а следствием – образование поперечных нарушений в зоне сочленения двух сегментов и формирование силлов и даек пикрит-диабазов и высокомагнезиальных габбро-диабазов.

Валанжинское время (рис. 57 и 58) характеризуется более масштабным проявлением аккреции приокеанического склона Пекульнейского сегмента палеодуги. Погружавшаяся океаническая плита испытывала тектоническое расслоение и смещение по поверхностям срывов, приуроченных к основаниям осадочного, лавового, либо дайкового горизонтов. Силы сцепления, препятствовавшие аккретированию литопластин, приводили к смятию пластичных пород осадочного чехла океанической плиты и их отслоению от базальтового основания. Испытывая боковое давление, эти породы вжимались в призму накопившихся у ос-

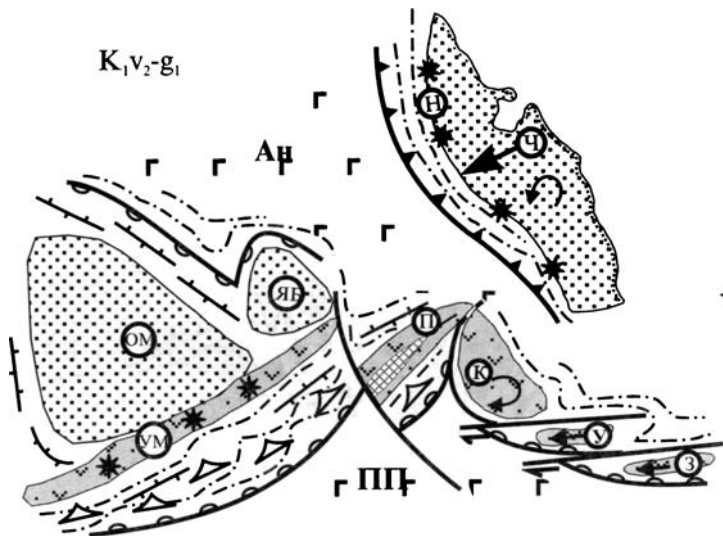


Рис. 58. Реконструкция палеогеодинамической ситуации в регионе в валанжин-готеривское время
Условные обозначения см. на рис. 55

нования склона осадков, а в дальнейшем, в процессе воздымания аккреционного клина, подвергались переотложению.

Прекращение субдукции привело к сжатию аккреционного клина, выдавливанию отдельных метаморфизованных литопластин из его глубинных частей и незначительному проявлению обдукции верхних частей океанической коры на внешний склон Пекульнейского сегмента.

В конце валанжина произошло также закрытие Анюйского палеоокеана или, по крайней мере, его восточной части, в результате чего произошло сближение и столкновение Чукотского континента с Пекульнейско-Золотогорской островодужной системой (см. рис. 58). Это сопровождалось формированием толщи надсубдукционных вулканитов вдоль южной окраины континента. Полному закрытию Анюйского палеоокеана, вероятно, предшествовало и частичное поглощение его коры под северными окраинами Канчаланского и Пекульнейского сегментов, что привело к их воздыманию и проявлению интрузивного надсубдукционного магматизма.

Несмотря на прекращение субдукции коры Палеоокеана под Пекульнейский сегмент, островодужный магматизм продолжался в его южной части вплоть до конца валанжина – начала готерива в силу инерциальности процессов магмогенерации. Одновременно на фоне интенсивных сжимающих напряжений, приуроченных к фронтальной авулка-

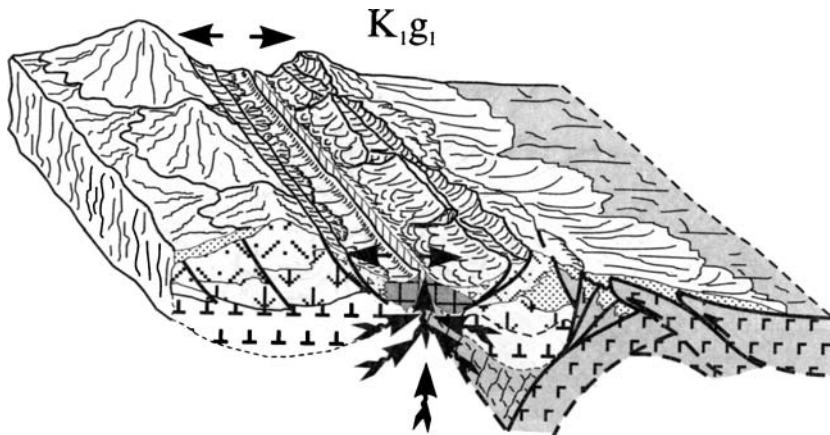


Рис. 59. Реконструкция палеогеодинамической ситуации для Пекульнейского сегмента в раннеготеривское время

Условные обозначения см. на рис. 56

нической части сегмента, в его осевой части усилились процессы растяжения, существовавшие и ранее. Возможными причинами усиления этих процессов были: заложение встречной зоны субдукции при поглощении коры задугового бассейна либо иные причины.

В результате возникла линейная область разуплотнения в верхней части астеносферы, произошел раскол островодужной постройки и был вскрыт сильно истощенный мантийный субстрат, контаминированный и гидратированный над зоной субдукции. Плавление этого субстрата в малоглубинных условиях привело к формированию пикритовых и пикрит-базальтовых расплавов.

Уменьшение степени плавления сильно деплетированного источника, его многостадийное плавление, вертикальный перенос вещества в пределах мантийного клина, а также фракционирование расплавов в промежуточных камерах привели к появлению широкого спектра пикритовых и базальтовых составов – от крайне истощенных пикробазальтов и островодужных толеитов до внутриплитных и MORB.

Одновременно с этим, по бортам образовавшегося узкого интрадугового бассейна, накапливались грубообломочные, плохосортированные отложения, материал которых поступал за счет расколовшихся частей островодужной постройки (рис. 59).

Все эти процессы протекали на фоне конструкции восточной окраины Евразии. В результате закрытия Зырянского [Ставский, 1992] и Анюйского [Натальин, 1984] палеоокеанов были спаяны в единое целое и вошли в состав Евразии Чукотский континент, Омолонский, Приколымский, Охотский и другие блоки. Одновременно происходила перестройка регионального плана, связанная с заложением новой зоны суб-

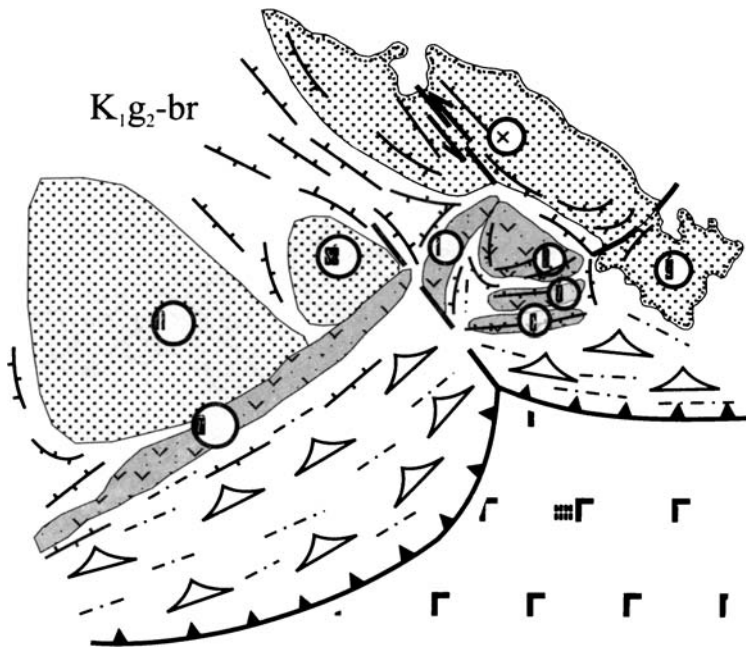


Рис. 60. Реконструкция палеогеодинамической ситуации в регионе в готерив-барремское время

Условные обозначения см. на рис. 55

дукции, над которой с апт-альбского времени формировался Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

Этот процесс сопровождался общим сжатием вдоль бывших конвергентных границ. В результате давления океанической плиты были смещены по правым сдвигам, спаяны между собой и Чукотским континентом—Канчаланский, Ушканьегорский и Золотогорский сегменты (рис. 60; см. рис. 58), что повлекло интенсивное плавление их коровых частей и формирование коллизионных гранитоидов в готерив-барремское время.

Одновременно произошло сближение южных окраин Пекульнейского и Канчаланского сегментов с полюсом относительного вращения в области их северного сочленения. Это привело к сильным деформациям юго-западной окраины Канчаланского сегмента и, вероятно, к поглощению под нее незначительного количества океанической коры.

В результате этого сложного сближения произошло становление зональных габбро-гранитных интрузий надсубдукционно-коллизионного генезиса, протягивающихся в центральных частях структур типа метаморфических валов, в зоне максимального сближения двух сегментов.

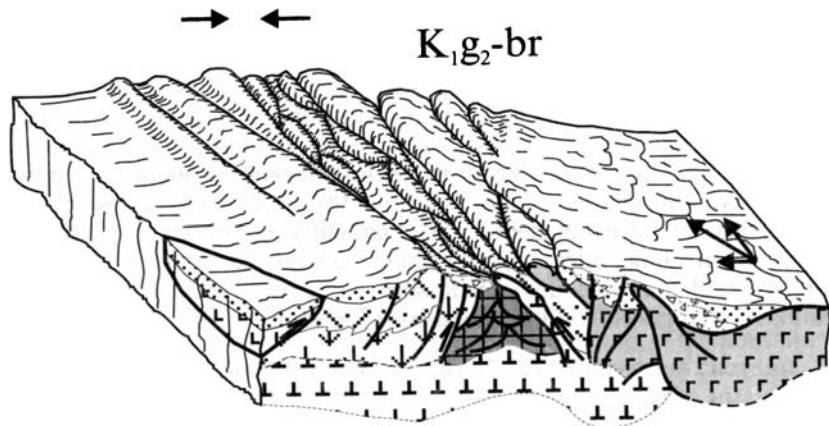


Рис. 61. Реконструкция палеогеодинамической ситуации для Пекульнейского сегмента в позднеготерив-барремское время
Условные обозначения см. на рис. 56

Режим общего сжатия привел в это же время к прекращению вулканизма в узком интрадуговом трое Пекульнейского сегмента, сближению расколовшихся фрагментов дуги и их сдавливанию с образованием моноформационного пикрит-базальтового меланжа (рис. 61). Этот процесс сопровождался дальнейшим воздыманием аккреционного клина, выдавливанием отдельных литопластин океанической коры и их шарьированием на деформированную островодужную постройку, а также формированием горстовых поднятий в теле дуги и выведением с разных уровней комплексов гетерогенного основания.

Можно предположить, что окончательное оформление новой Охотско-Чукотской зоны конвергенции было отнюдь не одноактным процессом. На первом этапе, охватывающим, вероятно, поздний готерив – баррем, новая зона субдукции отшнуровала от океана коллаж более древних островодужных блоков (террейнов) и разделяющие их депрессии, которые запечатывались комплексом фациально изменчивых флишоидных туфотерригенных отложений баррем-(готерив-)альбского возраста. В более удаленной от океана части континентальной окраины эти отложения замещались вулканогенными и терригенно-вулканогенными накоплениями средне-основного и кислого состава (по мере удаления) аптальбского возраста.

Однако на рубеже альба и сеномана, вероятно, произошла аккреция приконтинентального склона, повлекшая за собой деформации баррем-(готерив-)альбских осадочных отложений и, соответственно, несогласие в подошве перекрывающих их сеноман-туронских туфотерригенных накоплений. Вполне возможно, что с этим этапом аккреции связано нара-

щивание континентальной окраины структурами Алганской зоны и хребта Рарыткин.

После окончательного становления новой зоны субдукции, над которой сформировался ОЧВП, Чукотский континент, а также деформированные сегменты Пекульнейско-Золотогорской островной дуги оказались впаяны в жесткую структуру Северо-Восточной Азии, что повлекло за собой значительное снижение тектонической активности в регионе. Последующий этап деформаций, приходящийся на рубеж мела и палеогена, уже не оказал существенного влияния на структуру рассматриваемой территории. Здесь происходило только накопление обширных полей вулканитов палеоцен-эоценового возраста, окончательно запечатавших эту гетерогенную часть окраины Евразии.

Заключение

В результате исследований был проведен геодинамический анализ большинства досреднемеловых комплексов, слагающих различные структуры региона, и создана модель тектонической эволюции Центральной Чукотки.

В этой модели отстаивается идея об океаническом, а не окраинноморском происхождении комплексов, аккрецированных к юго-восточной части Пекульнейского сегмента и, соответственно, о периокеанической природе Пекульнейско-Золотогорской островодужной системы.

Подобная трактовка предполагает некоторый пересмотр имеющихся реконструкций этой части северо-востока Евразии, с привлечением варианта со значительными сдвиговыми перемещениями различных комплексов Корякского нагорья. Обычно эволюция этих структур рассматривается в виде множества цепочек разновозрастных островных дуг и заключенных между ними котловинами окраинных бассейнов [Зоненшайн и др., 1990; Соколов, 1992], а латеральная аккреция окраины континента предполагается исключительно как “горцевая”.

Определенный интерес представляют результаты геодинамического анализа отдельных комплексов и проведенные в этих рамках исследования закономерностей изменения геохимических характеристик различных типов осадочных и магматических пород. В целом, результаты работы могут быть использованы при разномасштабных геологосъемочных и поисковых работах в регионе, в палеотектонических и палеогеографических реконструкциях, а также в исследованиях методического характера.

Литература

- Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
- Александров А.А., Кичанов В.Д., Кичанова И.М.* Метаморфические комплексы в Корякском нагорье // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, № 6. С.1426–1429.
- Белый В.Ф.* К вопросу о жесткой структуре Восточной Чукотки и Аляски // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып.17. Магадан, 1964. С. 40–48.
- Белый В.Ф.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.
- Белый В.Ф., Гельман М.Л.* Геология пикритовой формации хребта Пекульней // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР: Тез. докл. Магадан, 1988. С. 23.
- Богданов Н.А., Тильман С.М.* Синтез тектоники Северо-Востока СССР с позиций актуализма // Тихоокеан. геология. 1990. №1. С. 20–30.
- Богомолов Г.И.* Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Серия Чукотская. Лист Q-60-XVII, XVIII (р.Южный Тадеоан). М., 1986.
- Бойко Т.Ф., Дворецкая О.А., Ляпунов С.М.* Редкоземельные элементы в железомарганцевых образованиях северной части Тихого океана // Литология и полез. Ископаемые. 1988. № 4. С. 91–104.
- Бойко Т.Ф., Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю.* Редкоземельные элементы и литолого-фациальная зональность океанских осадков (Тихоокеанский профиль). Сообщ. 2: Влияние вещественного состава осадков на распределение редкоземельных элементов // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 5. С. 73–87.
- Бычков Ю.М.* Триас Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 59 с.
- Геологическое картирование хаотических комплексов. М.: Роскомнедра; Геокарт, 1992. 230 с.
- Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
- Геология СССР. Т. 30: Северо-Восток СССР. М.: Недра, 1970. Кн.1 – 548 с.; Кн.2 – 536 с.
- Геохимия и геология базальтов и осадков рифта Таджики (Аденский залив). М.: Наука, 1989. 255 с.
- Гладких В.С.* Особенности вулканизма трапповых провинций и континентальных рифтов // Геологическое картирование вулканоплутонических поясов. М.: Роскомнедра, 1994. С.13–72.

- Говоров И.Л., Голубева Э.Д., Стрижкова А.А.* Базальтовый магматизм Тихого океана и проблема петрохимической неоднородности тектоносферы // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 45–54.
- Гущин А.В.* Магматизм островных дуг и активных континентальных окраин // Геологическое картирование вулканоплутонических поясов. М.: Роскомнедра, 1994. С. 73–126.
- Декон В.* Гидротермальное осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1994. 208 с.
- Жуланова И.Л., Перцев А.Н.* Базиты северной части хребта Пекульней: Геология, петрологические особенности, проблема происхождения // Тихоокеан. геология. 1987. № 3. С. 65–76.
- Жуланова И.Л., Перцев А.Н.* О гетерогенности мафит-ультрамафитовых массивов хребта Пекульней (Анадырско-Корякская складчатая система) // Зап. Всесоюз. минер. о-ва. 1988 а. Т. 117, №3. С. 276–293.
- Жуланова И.Л., Перцев А.Н.* Петрографический очерк Пекульнейского массива // Ассоциации изверженных горных пород Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988 б. С. 170–190.
- Заборовская Н.Б.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 315)
- Захаров В.А.* Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Серия Анадырская. Лист Q-60-XIII, XIV. Магадан, 1979.
- Зимин С.С., Грановский А.Г., Юсим Э.И.* Парагенезисы офиолитов, палеомантия и металлогения. М.: Наука, 1983. 136 с.
- Зимин С.С., Грановский А.Г., Юсим Э.И., Щека С.А.* Меймечит-пикритовый и габбро-диабазовый комплекс хребта Пекульней на Северо-Востоке СССР // ДАН СССР. 1979. Т. 249, №4. С. 954–957.
- Злобин С.К., Закариадзе Г.С.* Геохимические черты островодужных плутонических комплексов и их палеоаналогов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. №11. С. 1567–1577.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР, Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
- Иванов В.В.* Осадочные бассейны севера Тихоокеанского подвижного пояса. Ст. 1 // Тихоокеан. геология. № 5. 1983. С. 3–12.
- Кайгородцев Г.Г.* К тектонике территории бассейна р.Анадырь // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 15. Магадан: Кн. изд-во, 1961а. С. 156–162.
- Кайгородцев Г.Г.* Офиолитовые формации хребта Пекульней // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 15. Магадан: Кн. изд-во, 1961б. С. 93–104.
- Константиновская Е.А.* Мезозойские океанические кремнистые, карбонатные и терригенные породы юго-восточной части п-ова Тайгонос (Северо-Восток России) // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 4. С. 397–412.

- Корж В.Д.* Геохимия элементного состава гидросферы. М.: Наука, 1991. 243 с.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 363 с.
- Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
- Лебедев Е.Л.* Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
- Лисицын А.П.* Осадочное тело океана // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С. 12–61.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г.* Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.
- Магматические горные породы: Основные породы. М.: Наука, 1985. 487 с.
- Магматические горные породы: Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 438 с.
- Магматические горные породы: Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 508 с.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е.* Офиолиты рифтовых зон древней континентальной коры (хребет Пекульней, Чукотка) // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 81–92.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е.* Уровень срывов при растяжении древней континентальной коры (Южная Чукотка) // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 23–29.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А.* Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30–70.
- Марковский Б.А., Богданов Г.В.* Провинция ультрамафических вулканитов хребта Пекульней (Северо-Восток СССР) // Сов. геология. 1985. № 6. С. 117–126.
- Матвеевков В.В., Альмухамедов А.И., Костоглодов В.В.* Вариации химического состава низкокальциевых толеитов из рифтовых зон с различными скоростями спрединга // Океанология. Т. 33. 1988. С. 78–81.
- Морозов О.Л.* Палеоостроводужная система хребта Пекульней (Центральная Чукотка) // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. С. 120–172.
- Морозов О.Л., Симонов В.А.* Комплекс даек хребта Пекульней (Чукотка) // Сов. геология. 1988. № 10. С. 54–61.
- Мурдма И.О.* Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
- Натальин Б.А.* Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 135 с.
- Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
- Некрасов Г.Е.* Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р.Анадырь) // ДАН СССР. 1978. Т. 238, № 6. С. 1433–1436.

- Некрасов Г.Е., Карпова Г.Е., Ляпунов С.М.* Эклогиты и гранат-шпинелевые клинопироксениты хребта Пекульней // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР: Тез. докл. Магадан, 1988. С. 24–25.
- Некрасов Г.Е., Ляпунов С.М.* Меланократовый фундамент хребта Пекульней (Чукотка) и направленность эволюции литосферы палеоокеанических зон северо-западного обрамления Тихого океана // ДАН СССР. 1987. Т. 297, № ?. С. 162–166.
- Некрасов Г.Е., Сумин Л.В.* Меланократовый фундамент хребта Пекульней и его Pb-Pb термоизохронный возраст // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 183–199.
- Обстановки осадконакопления и фации: В 2 т. М.: Мир, 1990. Т. 1: 352 с. Т. 2: 384 с.
- Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 220 с.
- Паланджян С.А., Чехов А.Д., Лаврова Л.Д.* Тектоника и офиолиты хребта Пекульней (Чукотка) // Тихоокеан. геология. 1982. №2. С. 31–44.
- Парфенов Л.М.* Схема тектоники советского Дальнего Востока и некоторые вопросы магматизма // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 3–25.
- Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Натальин Б.А.* Тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое и кайнозое // ДАН СССР. 1977. Т. 235, №5. С. 1132–1135.
- Пейн Дж.Г., Стронг Д.Ф.* Генезис трондьемитов Туиллингейт, север центрального Ньюфаундленда: Частичное плавление в корнях островной дуги // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С.354–373.
- Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др.* Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. М.: Наука, 1973. 320 с.
- Пирс Дж.А., Липард Дж.С., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.
- Розенблюм И.С.* Интрузивные и метаморфические породы хребта Золотого и Ушканьих гор // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1975. Ч.2. С. 281–291.
- Савенко В.С.* Элементарный химический состав океанского планктона // Геохимия. 1988. № 8. С. 1084–1089.
- Сахно В.Г., Мартынов Ю.А.* Магматизм и особенности флюидного режима островных структур Тихого океана // Твердая кора океанов (проект “Литос”). М.: Наука, 1987. С. 65–91.
- Симонов В.А.* Петрогенезис офиолитов: Термобарогеохимические исследования. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

- Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско–Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
- Сондерс А.Д., Тарни Дж.* Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102–133.
- Ставский А.П.* Момо-Зырянская впадина (Северо-Восток СССР) – реликт мезозойского океана // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ. 1992. С. 173–180.
- Ставский А.П., Березнер О.С., Морозов О.Л.* Офиолитовые комплексы Корякской аккреционной области // Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании. М.: Роскомнедра; Геокарт, 1994. С.49–114.
- Ставский А.П., Морозов О.Л., Сафонов В.Г. и др.* Хаотические комплексы мезозойско-кайнозойской Корякской аккреционной области // Геологическое картирование хаотических комплексов. М.: Роскомнедра; Геокарт, 1992. С. 88–167.
- Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П.* Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
- Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 212).
- Страхов Н.В.* Особенности океанского осадконакопления вне зон влияния вулканизма // Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979. С. 184–191.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: Ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
- Филатова Н.И.* Меловой–палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей // Геотектоника. № 5. 1979. С. 98–115.
- Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
- Филимонов М.В.* Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Серия Анадырская. Лист Q-60-XV, XVI. Москва, 1984.
- Фролова Т.И., Перчук Л.П., Бурикова И.А.* Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
- Хворова И.В.* Фации подводных гравититов // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 37–58.
- Хворова И.В., Руженцев С.В.* Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей, современных окраинных морей и океанов. Сообщ. 1: Отложения краевых морей и смежных участков океана // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 3–15.

- Цветков А.А.* Индикаторные и сквозные магматические серии островных дуг и проблема их происхождения // ДАН СССР. 1987. Т. 293, № 4. С. 955–959.
- Цветков А.А., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Магматизм островных дуг и активных континентальных окраин и его связь с сейсмофокальными зонами // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 96–110.
- Bailey J.C.* Geochemical history of sediments in the northwestern Pacific Ocean // *Geochem. Journ.* 1993. V. 27. P. 71–90.
- de'Baar H.J.V., Bacon M.P., Brewer P.G., Bruland K.W.* Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1985. V. 49. P. 1943–1959.
- de'Baar H.J.V., Brewer P.G., Bruland K.W., et al.* Rare earth element distributions in anoxic waters of the Cariaco Trench // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1988. V. 52. P. 1203–1219.
- Dickinson W.P., Seely D.R.* Structure and stratigraphy of forearc regions // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* N 63. 1979. P. 2–32.
- Dietrich V.J., Gansser A., Sommerauer J. and Cameron W.E.* Paleogene komatiites from Gorgona Island, East Pacific – A primary magma for ocean floor basalts? // *Geochem. Journ.* 1981. V. 15. P. 141–161.
- Echeverria Lina M.* Tertiary or mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia: Field relations and Geochemistry // *Contrib. Miner. Petrol.* 1980. V. 73, N 3. P. 253–266.
- Echeverria L.M., Aitken B.G.* Pyroclastic Rocks: Another manifestation of ultramafic volcanism on Gorgona Island, Colombia // *Ibid.* 1986. V. 92, N 4.
- Elderfield H., Greaves M.J.* Determination of the rare earth elements in sea water // *Trace metals in sea water / Eds Wong C.S. et al.* N. Y.: Plenum Press, 1983. P. 427–446.
- Elderfield H., Hawksworth C.J., Greaves M.J., Calvert S.E.* Rare earth elements geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1981. V. 45, N 4. P. 513–526.
- Humphris S.E., Thompson R.N., Gibson T.L. et al.* Comparison of geochemistry of basalts from the East Pacific Rise, OCP Ridge, and Siqueiros fracture zone, Deep Sea Drilling Project Leg 54. // *B.R. Rosendachl, R. Hekinian et al., Init. Rep. DSDP.* Wash. D.C. 1980. V. 54. P. 635–649.
- Hogdachl O.T., Melsom S., Bowen V.T.* Neutron activation analysis of lanthanide elements in sea water // *Advances in Chem. Ser.* 1968. N 78. P. 308–325.
- Irvine T.N., Baragar W.R.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. // *Canad. J. Earth Sci.* 1971. V. 8, N 5.
- Joron J.L., Briquieu L., Bouggault H., et al.* East Pacific Rise, Galapagos spreading center and Siqueiros fracture zone, Deep Sea Drilling Project Leg 54: Hygromagmaphile elements – a comparison with the north Atlantic. // *B.R. Rosendachl, R. Hekinian et al., Init. Rep.. DSDP.* Wash. D.C. 1980. V. 54. P. 725–735.

- Kay R.W.* Volcanic arc magmas: implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust – upper mantle system // *J. Geol.* 1980. V. 88, N 5. P.497–522.
- Larson, R. L., Lancelot, Y. et al.* Proc. ODP, Sci. Results, 129: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992.
- Marchig V., Gundlach H., Moller P., Shcley F.* Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments // *Marine Geology.* 1982. N 50. P. 241–256.
- Masuda A., Ikeuchi Y.* Lanthanide tetras effect observed in marine environment.// *Geochem. J.* 1979. V. 13. P. 19–22.
- Murray R.W., Buchholts ten Brink M.R., Jones D.L., et al.* Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale // *Geology.* 1990. V. 18. P. 268–271.
- Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 19. P. 290–300.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25, N 4. P.956–983.
- Rangin C., Steinberg M., Bonnot-Cjurtois Ch.* Chemistry of Central Baja California (Vizcaino-Cedras-San Benito): Implication for paleographic reconstruction of an old oceanic basin // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V.54, N 2. P. 313–322.
- Shibata T., Delong S.E., Lyman P.* Petrographic and chemical characteristics of abyssal tholeiites from Deep Sea Drilling Project Leg 63 of Baja California. // *R.S. Jeats, B.U. Haq et al. Init. Rep. DSDP. Wash. D.C.* 1981. V. 63. P. 687–700.
- Shimizu H., Masuda A.* Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation // *Nature.* 1977. V. 266, N 24. P. 346–348.
- Srivastava R.K., Emmermann R., Puchelt H.* Petrology and geochemistry of basalts from Deep Sea Drilling Project Leg 54. // *B.R. Rosendachl, R. Hekinian et al. Init. Rep. DSDP. Wash. D.C.* 1980. V. 54. P. 671–693.

Научное издание

**Один Леонардович
Морозов**

**Геологическое строение
и тектоническая эволюция
Центральной Чукотки**

Труды, вып. 523

Утверждено к печати
Редколлегией Геологического института РАН

Редактор *И.М. Ерофеева*
Художник *О.В. Кураленко*

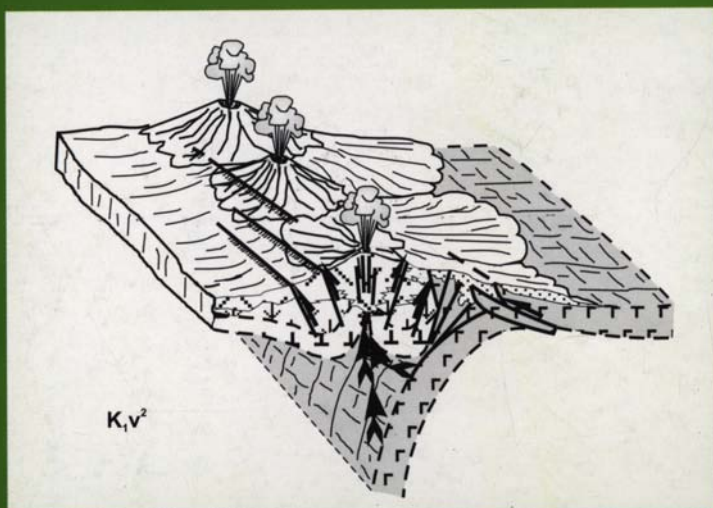
Налоговая льгота – общероссийский классификатор
продукции ОК-005-93, том 3; 95300 – книги, брошюры.

Подписано к печати 28.07.2000
Формат 62х94 1/16. Бумага офсетная
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 14,0
Тираж 300 экз.
Тип. зак. № 370с, Москва

Издательство ГЕОС
Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 951-04-43

O. L. Morozov

Geological structure and tectonic evolution of Central Chukotka



GEOS