

Н.А.Горячев

**ГЕОЛОГИЯ
МЕЗОЗОЙСКИХ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ ЖИЛЬНЫХ ПОЯСОВ
СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ**

70-ЛЕТИЮ ПЕРВОЙ
КОЛЫМСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ
ПОСВЯЩАЕТСЯ

УДК 553.411:553.87"615"(571.65)

Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с. ISBN 5-7442-1088-1

Монография представляет собой сводную характеристику всех золото-кварцевых поясов одного из крупнейших золотоносных регионов мира. На основе обобщения многочисленных литературных данных и оригинального авторского материала обсуждаются геологические условия локализации и минералогическо-геохимические особенности золото-кварцевого оруденения. Освещены различные аспекты взаимоотношения продуктов регионального и контактового метаморфизма и гранитоидного магматизма с золото-кварцевым оруденением. Приводятся новые данные по датировкам золотого оруденения, позволяющие выделять три этапа его формирования: 147-131, 126-115 и 105-100 млн лет, отражающие главные периоды аккреции мезозойской, и делается вывод о коллизионном происхождении основной золотоносности региона.

Табл. 39. Ил. 77. Библиогр. 451.

Ключевые слова: геология, золото-кварцевые жильные пояса, гранитоиды, гранитно-метаморфические купола, мезозойские, Северо-Восток Азии

Работа частично выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 98-05-65665.

Утверждено к печати Ученым советом СВКНИИ ДВО РАН

Отв. редактор
докт. геол.-минерал. наук, профессор **В.И.Гончаров**

Рецензенты
докт. геол.-минерал. наук **В.И.Шпикерман**
канд. геол.-минерал. наук **Ю.В.Прусс**

Nikolay A.Goryachev. Geology of Mesozoic Gold Quartz Vein Belts in Northeastern Asia. Magadan. NEISRI FEB RAS, 1998. 210 p. ISBN 5-7442-1088-1

This Monograph is a comprehensive study of all gold quartz lode belts in a major gold-bearing province in the world. The data of many publications were generalized and the original author's data were used by him as a basis to investigate the geological environment and mineralogic and geochemical features of Au quartz mineralization there. The relations between the products of the regional and contact metamorphism (metamorphosed rocks) and granitoid magmatism (granitic plutons), and Au quartz veins are examined in this book. New datings on gold mineralization are given, according to which, there were three Au lode formation stages, i.e. 147-131, 126-115 and 105-100 m.y. These stages of formation of Au quartz veins are shown here to represent the most important time periods of the Mesozoic accretion, and the Author makes conclusion of a predominantly collision-related origin of gold quartz vein lode deposits in the region.

Tables 39. Figures 77. References 451.

Key words: geology, gold quartz lode belts, granitoids, granite metamorphic domes, mesozooids, Northeastern Asia

Editor Dr. **Vladislav I. Goncharov**

Reviewed by Drs. **Vladimir I. Shpikerman** and **Yuri V.Pruss**

ISBN 5-7442-1088-1

© Н.А.Горячев, 1998
© СВКНИИ ДВО РАН, 1998
© N.A.Goryachev, 1998
© NEISRI FEB RAS, 1998

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
FAR EAST BRANCH
NORTH-EAST SCIENTIFIC CENTER
NORTH-EAST INTERDISCIPLINARY SCIENTIFIC
RESEARCH INSTITUTE

Н.А.Горячев

ГЕОЛОГИЯ
МЕЗОЗОЙСКИХ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ ЖИЛЬНЫХ ПОЯСОВ
СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

N.A.Goryachev

GEOLOGY OF MESOZOIC GOLD QUARTZ VEIN BELTS IN
NORTHEASTERN ASIA

Магадан 1998

Оглавление

Введение	5
Глава 1. О золото-кварцевых жильных поясах как предмете исследования.....	7
Глава 2. Краткий очерк тектоники мезозойд Северо-Востока Азии	10
Глава 3. Аллак-Юньский золото-кварцевый пояс	31
Глава 4. Верхоянский золото-кварцевый пояс	54
Глава 5. Куларский ареал золото-кварцевых жил.....	66
Глава 6. Улахан-Тасский ареал золото-кварцевого оруденения.....	81
Глава 7. Чукотский золото-кварцевый пояс.....	94
Глава 8. Яно-Колымский пояс золото-кварцевых жил.....	107
Глава 9. Приколымский золото-кварцевый пояс.....	165
Глава 10. Общие черты тектонического положения и эволюции золото-кварцевых жильных поясов.....	171
Заключение.....	183
Литература.....	184
Summary.....	201
Приложение (фототаблицы).....	204
Указатель месторождений.....	210

Table of Contents

Introduction.....	5
Chapter 1 The Au quartz lode belts as a subject of this study.....	7
Chapter 2. Brief Sketch on the Mesozoid tectonics of northeastern Asia.....	10
Chapter 3. The Allak-Yun Au quartz Belt.....	31
Chapter 4. The Verkhoyan Au quartz Belt.....	54
Chapter 5. The Kular Area of Au quartz veins.....	66
Chapter 6. The Ulakhan-Tass Area of Au quartz mineralization	81
Chapter 7. The Chukchi Au quartz Belt	94
Chapter 8. The Yano-Kolyma Belt of Au quartz veins.....	107
Chapter 9. The Prikolymian Au quartz Belt.....	165
Chapter 10. The general tectonics and evolution of Au quartz lode Belts.	171
Conclusion.....	183
References.....	184
Summary.....	201
Appendix (Fototables).....	204
Index of Au lode deposits.....	210

ВВЕДЕНИЕ

Мезозоида Северо-Востока Азии являются обширной металлогенической провинцией с профилирующим золотым оруденением, относящимся в основном к золото-кварцевому жильному типу. Хотя большая часть добытого здесь золота (около 4000 т) была извлечена из россыпей, рудный потенциал региона далеко не исчерпан и представляет собой многочисленные месторождения и рудопроявления золото-кварцевой и золото-редкометалльной формаций. По уже добытому и прогнозируемому золоту данная провинция находится в ряду крупнейших золотоносных провинций мира.

Золото-кварцевые жилы - ведущий тип золотого оруденения в металлогении Северо-Востока Азии. Из них добыто более 200 т Au (потенциальные резервы составляют не менее 2000 т). Со времени открытия (1929 г.) этим месторождениям посвящены многочисленные исследования разных специалистов; наибольший вклад в изучение золото-кварцевого оруденения региона внесли: Ю.А.Билибин, П.И.Скорняков, Б.А.Снятков, Л.А.Снятков, Л.В.Фирсов, Н.А.Шило, М.И.Коньчев, Н.И.Чемоданов, Ю.П.Ивенсен, И.С.Рожков, С.И.Гавриков, Г.Н.Гамянин, В.Д.Аксенова, Л.Н.Пляшкевич, А.И.Калинин, О.А.Суставов, В.А.Амузинский, В.И.Гончаров, М.Л.Гельман, Н.М.Давиденко, Ю.М.Новожиллов. В их трудах охарактеризованы закономерности размещения месторождений, геолого-структурные и минералого-геохимические особенности, рассмотрены вопросы генезиса. Основные итоги этих исследований, касающиеся геологии золото-кварцевых поясов, можно свести к следующим положениям:

1. Золото-кварцевые жильные пояса (Яно-Колымский, Чукотский, Аллах-Юньский, Куларский, Верхоянский) расположены в складчатых зонах, обрамляющих Сибирскую платформу и массивы дорифейской консолидации. Они четко контролируются системами продольных глубинных разломов и возникли в условиях регионального сжатия.

2. В размещении золото-кварцевых месторождений определяющую роль играли процессы регионального метаморфизма и раннеорогенного гранитоидного магматизма.

3. В составе единой формационной группы золото-кварцевых месторождений выделено разное количество минеральных, структурных и морфологических типов. Известные систематики месторождений можно разделить на две группы: структурные и вещественные. Среди первых необходимо отметить геолого-структурные систематики В.И.Соловьева [1966 г.] и А.И.Калинина [1987 г.], структурно-морфологические - Ю.М.Арского и С.И.Гаврикова [1963], Л.В.Фирсова [1985], Н.А.Шило [1960]; вещественные систематики более разнообразные, количество типов в них колеблется в пределах полутора десятков [Скорняков, 1949; В.А.Антонович, 1959 г.; Гамянин, 1966; 1974; 1991; Ивенсен, Левин, 1975; Аксенова, 1990 и др.].

Вместе с тем, в характеристике золото-кварцевых поясов остается нерешенным целый комплекс вопросов. Вот некоторые из них.

1. Прежде всего, это геодинамическая и геотектоническая позиции золото-кварцевых жильных поясов. До сих пор неясен вопрос, почему Яно-Колымский золото-кварцевый пояс обрывается на северо-западе системами поперечных разломов, вмещающих гранитоидные интрузии "секущих" рядов, и не продолжается до соединения с Куларским золото-кварцевым ареалом, хотя геологические структуры прослеживаются без изменений. То же самое можно сказать и о северном окончании Аллах-Юньского пояса. Решение этого вопроса тесно увязано с типизацией золото-кварцевых жил, их взаимоотношениями с метаморфическими и магматическими образованиями, возрастом и генезисом. К сожалению, в рамках традиционной геосинклинальной теории образования складчатых поясов эти проблемы не решались, поэтому назрела необходимость попытаться применить современные тектонические представления о строении Северо-Востока Азии.

2. Взаимоотношения золото-кварцевых жил с региональным метаморфизмом и гранитоидным магматизмом. Многие исследователи золото-кварцевого оруденения отстаивали различные точки зрения: либо все оруденение метаморфогенное (Л. В. Фирсов, В. А. Серебряков), либо магматогенное (Г.Н.Гамянин, Ю.Н.Трушков, В.Т.Матвеев, В.И.Гончаров, А.П.Соболев); лишь М.Л.Гельман, связывая золотое оруденение с региональным метаморфизмом, предполагает большую роль глубинных магматических очагов в формировании золото-кварцевого оруденения. Как за, так и против этих воззрений существует достаточно много факторов: (а) несовпадение ареалов размещения золото-кварцевых жил с полями и зонами регионального метаморфизма и преимущественно дислокационный и плутонический характер последнего; (б) несоответствие между степе-

ную метаморфических преобразований осадочных горных пород в метаморфических куполах и интенсивностью сопутствующего оруденения; (в) обычная удаленность собственно золото-кварцевых жил от массивов гранитоидов, но совпадение в пространстве их ареалов; (г) наличие додайковых и последайковых золото-кварцевых жил; (д) наличие золото-кварцевых жил в небольших интрузивных телах гранодиорит-диоритового состава и постжильное положение большинства гранитных интрузий.

3. В вопросах типизации золотого оруденения до сих пор тоже нет полной ясности. Рудно-формационный подход не привел к унификации месторождений и созданию общепринятой систематики золото-кварцевых жил, которые рассматриваются либо в составе единой формации с разными минеральными типами [Шило, 1960; Скорняков, 1949; Фирсов, 1985; Гамянин, 1974 и др.], либо в рамках трех формаций: золото-кварцевой, золото-редкометалльной и золото-серебряной [Гамянин, 1991; Горячев, 1992], либо еще шире [Ивенсен, Левин, 1975]. Если исходить из устоявшегося названия, то следует к *золото-кварцевым жилам относить любые существенно кварцевые жилы с высокими концентрациями золота (значительно выше кларка), присутствующего в качестве основного полезного компонента*, как это делал Л.В.Фирсов [1974; 1985], характеризуя золото-кварцевую формацию. При таком широком понимании термина "золото-кварцевые жилы" какая-либо универсальная вещественная классификация вряд ли возможна и на первый план должны выдвигаться геотектоническая и геохимическая систематики золото-кварцевых жил: по времени и месту возникновения в составе геологических структур, вмещающих золото-кварцевые пояса, на что в свое время указывал В.В.Богацкий [1966], и по ведущим элементам, сопутствующим золоту.

Для того чтобы максимально приблизиться к решению поставленных вопросов, необходимо комплексное рассмотрение и сопоставление различных золото-кварцевых поясов мезозойд Северо-Востока Азии. Однако сводной геологической характеристики известных золоторудных зон и поясов, которая давала бы представление об общих закономерностях эволюции оруденения в них и его соотношении с магматизмом и метаморфизмом, к сожалению, нет. Последние работы такого плана принадлежат П.И.Скорнякову (неопубликованная докторская диссертация, незащищенная вследствие безвременной кончины, 1953 г.) и Л.В.Фирсову (докторская диссертация, 1974 г., издана в 1985 г.). Каждая из этих работ отвечает своему периоду изученности и охватывает в основном только Яно-Колымский пояс. Предлагаемая читателю работа представляет собой попытку восполнить данный пробел для обширной территории Северо-Востока Азии. Цель ее - дать сводное описание жильных поясов как единых структурных единиц, определить их место и роль в тектономагматическом цикле мезозойского орогенеза, наметить пути расшифровки генезиса, создав основу для разработки общей геолого-генетической модели формирования *золото-кварцевых жильных поясов как глобальных жильных систем, закономерно возникающих на определенных этапах становления крупных орогенных складчатых структур*. Характеристике такой модели предполагается посвятить следующую книгу.

Монография основана на обобщении собственного и обширного литературного материала, преломленного через многолетние (1975-1997 гг.) полевые наблюдения автора во многих рудных узлах и полях рассматриваемого огромного региона. Полевые исследования проводились в составе экспедиционных отрядов Якутского института геологических наук СО РАН и Северо-Восточного комплексного НИИ ДВО РАН, большая часть аналитических определений выполнена в лабораториях этих же институтов. Данная работа не могла быть подготовлена без помощи коллег, которым автор приносит искреннюю признательность. Особенно благодарен автор Г.Н.Гамянину, В.И.Гончарову, И.Н.Котляру, В.И.Шпикерману, И.Я.Некрасову, М.Л.Гельману, С.Г.Бялбжескому, А.Г.Бахареву, В.В.Алпатову, П.П.Колесниченко и В.Л.Половинкину за поддержку, полезные обсуждения и критику; П.У.Лейеру, Р.Дж.Ньюберри и Т.К.Бандтцену - за Ar-Ar-датировки, полезные дискуссии, помощь в аналитических исследованиях и возможность ознакомиться с золото-кварцевыми месторождениями Аляски и Юкона; Н.С.Кашиной - за графическое оформление, а также И.С.Раевской, М.Е.Городинскому, Е.Ф.Дылевскому - за предоставленные образцы и материалы по некоторым месторождениям Чукотки и Колымы. Огромная заслуга в успешной подготовке рукописи принадлежит Е.М., И.Н. и Н.Н.Горячевым, без помощи которых данная работа не увидела бы свет.

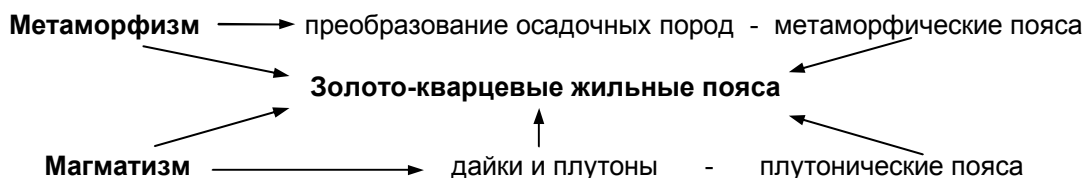
ГЛАВА 1. О ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ ЖИЛЬНЫХ ПОЯСАХ КАК ПРЕДМЕТЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящее время в металлогении при характеристике закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых выделяют две группы таксонов, отвечающих глобальному и региональному размещению оруденения: линейные (металлогенические и рудные пояса и зоны) и ареальные (рудные районы и узлы). Наиболее распространенная классификация Е.Т.Шаталова [1959] содержит планетарные металлогенические пояса, состоящие из весьма крупных металлогенических поясов или провинций, куда входят крупные металлогенические зоны (рудные пояса) и области, образованные рудными зонами, районами и узлами. Нижние уровни этой классификации представлены рудными полями и месторождениями. Однако если на нижних уровнях обычно рассматриваются месторождения, то на более высоких, вследствие абстрагирования, на первый план выходят ассоциации элементов и появляются термины "рудноносный(ая)", "металлоносный(ая)", например, золотоносный пояс, оловоносная провинция, т.е. объект первичного изучения как бы размывается, что приводит к существенной потере информации. Если для ареальных, изометричных рудных территорий таксономическая систематика устоялась, то для линейных существуют различные термины: "пояс", "зона", "полоса". Поскольку это касается излагаемого предмета, остановимся на данном вопросе несколько подробнее.

Для Северо-Востока Азии первоначальное региональное линейное размещение золотого оруденения было определено Ю.А.Билибиным как "Главная золотоносная зона Колымского района" [Билибин, 1934]. Это позволило ему прогнозировать масштабную золотоносность региона в целом. В дальнейшем многие исследователи, говоря о линейном распределении золотоносных образований территории (имея в виду и россыпи), использовали различные термины: "золотоносная зона", "золотоносная полоса", "золотоносный пояс" [Матвеев, Шаталов, 1959; Апельцин, 1959; Шило, 1960; Фирсов, 1985]. П.И.Скорняков при описании золото-кварцевого оруденения отмечал, что "...под золотоносным поясом понимается территория с характерной металлогенией, обусловленной общностью геологического строения и истории развития" [П.И.Скорняков, 1953 г. С.19]. Этот пояс, по его мнению, состоит из золоторудных зон разных порядков, различающихся по уровню интенсивности проявления эндогенной золотой минерализации. Практически все, кто занимался проблемами коренной золотоносности мезозойд Северо-Востока Азии (или Северо-Востока СССР), отмечали преобладание золото-кварцевых жильных образований в составе золотоносных поясов [Шило, 1960; Фирсов, 1985; Амузинский, 1975; Ивенсен, Левин, 1975; Гринберг и др., 1970; Рожков и др., 1971; Лугов, 1962]. Иными словами, основой всех золотоносных зон или поясов являются конкретные геологические тела - золото-кварцевые жилы, к продуктам разрушения которых относятся и многочисленные россыпи, принесшие мировую известность нашему региону. Именно конкретность и региональность распространения золото-кварцевых жил как геологических тел позволяют считать их аналогами таких геологических образований, как дайки и малые интрузии, характеризующиеся, как правило, таким же поясовым распределением в пространстве [Апельцин, 1959], и, соответственно, говорить о золото-кварцевых жильных поясах. О правомерности использования термина "жильный пояс" для определения регионального пространственного размещения золото-кварцевых жил свидетельствуют и известные классификации характера распределения хрусталеносных образований [Соколов и др., 1977; Кораго, Козлов, 1988], в которых отражено существование региональных кварцево-жильных поясов. В недавно опубликованной статье А.Ю.Зюзин и Е.П.Мельников [1995] после анализа различных таксономических классификаций также пришли к необходимости выделения надпорядковых кварцево-жильных поясов с площадью объектов регионального прогнозирования более 50 тыс. км². Следует отметить, что используемое в данной работе понятие "золото-кварцевый жильный пояс" как региональное образование вовсе не противопоставляется существующим понятиям металлогенического, рудного или рудоносного пояса или зоны; здесь лишь предполагается, что только конкретные геологические тела могут образовывать линейные ареалы - пояса.

Если еще раз обратиться к аналогиям среди магматических образований, то можно отметить, что, когда говорят об общем распределении магматических образований на какой-то терри-

тории, употребляют термин "магматическая зона"; когда характеризуют региональное пространственное распределение конкретных плутонов, применяют термины "плутонические пояса" или "пояса малых интрузий". Кроме того, необходимо подчеркнуть специфичность собственно золото-кварцевых жил, состоящую в резком преобладании кварца (более 90%) над другими минералами; в однотипности макросостава их из различных регионов и эпох мира; в преимущественно линейном распределении в пространстве во многих орогенных складчатых поясах (Абителиби, Калба, Приамурье и Забайкалье, Калифорния, Енисейский кряж, Алтае-Саянская область и др.); в исключительной масштабности проявления (гигантские жильные системы протяженностью в сотни и тысячи километров); в отсутствии четкой зависимости от какого-либо одного из типов эндогенных процессов (магматизма или метаморфизма) и в тесной связи со всей совокупностью эндогенных процессов периода орогенеза. Последнее можно проиллюстрировать следующей схемой:



Существование таких связей позволяет утверждать, что золото-кварцевые жильные пояса суть продукты глобальных событий - орогенеза в целом. В этом заключается основная идея подхода к проблеме пространственно-временного размещения и генезиса золото-кварцевого оруденения: золото-кварцевая жильная минерализация рассматривается как масштабное региональное (а возможно, и глобальное) геологическое явление, такое же типичное для орогенеза, как магматизм или метаморфизм, взаимосвязанное с ними. В какой-то мере оно может сопоставляться с масштабностью и индикаторностью распространения стратиформного оруденения ранних доорогенных этапов становления складчатых структур. Этим, кстати, отличается мой подход от взглядов Р.Керрика [Kerrich, 1989; Kerrich, Feng, 1992], рассматривающего золото-кварцевые месторождения как гигантские жильные системы, формирующиеся в процессе орогенеза в результате коллизионного метаморфизма.

Привязка не отдельных жил или жильных ареалов (полей), а всей их совокупности в виде региональных взаимосвязанных жильных систем к определенным тектоническим этапам позволяет оценить роль этих этапов в металлогении золота. Объяснить, почему золото-кварцевых жил нет или не может быть в одних случаях (местах) и они должны быть в других, - в этом состоит один из аспектов практического значения данной работы.

В силу специфики истории развития региона и места в нем золото-кварцевого оруденения, а также вследствие традиционного использования понятия золото-кварцевое жильное оруденение, или золото-кварцевая формация в широком понимании этого термина [Фирсов, 1985], в предлагаемой вниманию читателя работе приняты некоторые ограничения. В ней рассматриваются только среднеглубинные золото-кварцевые жилы мезозойских складчатых структур Северо-Востока Азии. Эти жилы обычно относятся к золото-кварцевой формации или мезотермальному золото-кварцевому оруденению; их формирование происходило в поздней юре и в течение всего мела. За пределы данного исследования выведены существенно кварцевые образования золото-серебряного оруденения вулканогенного происхождения, поскольку они локализируются в тектонических структурах нового тектоно-магматического цикла (постаккреционные краевые вулканические пояса).

Определение основных понятий. Главным предметом исследований были **золото-кварцевые жильные пояса (или ареалы)**, являющиеся пространственным выражением целостной **золото-кварцевой жильной системы**, которая представляет собой регионально распространенные поля золото-кварцевых жил (или месторождений), закономерно и взаимосвязанно возникших в определенные этапы развития складчатых поясов. Они объединяют различные по составу и генезису золото-кварцевые жилы, последовательно сменяющие друг друга в процессе единого тектонического цикла. Элементарная часть таких поясов или систем - **золото-кварцевые**

жилы: единичные (простые) геологические тела с четкими геологическими границами, особой внутренней структурой и составом, резко отличающимися их от вмещающих образований. Это понятие рассматривается мной как одноранговое с интрузивными телами магматических пород (дайками). Группа золото-кварцевых жил (или одна жила), обычно с промышленными параметрами, расположенная на небольшой компактной территории, составляет **золото-кварцевое месторождение**.

Золото-кварцевое оруденение - термин нейтрального пользования, характеризующий обобщенный образ золото-кварцевых жил как рудных образований.

ГЛАВА 2. КРАТКИЙ ОЧЕРК ТЕКТОНИКИ МЕЗОЗОИД СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Специфика этой огромной (более 2 млн км²) территории заключается в существенно миогеосинклинальном характере развития большинства складчатых зон, особенно вмещающих золото-кварцевое оруденение, и формировании главной складчатости в позднем мезозое. Эти зоны входят в состав крупнейшей сиалической провинции мезозоид - Верхояно-Колымской складчатой области, под которой я понимаю структуры, расположенные к востоку от Сибирской платформы, в целом отвечающие территории, названной [Геологическое..., 1984] Колымским геоблоком. Геологии и тектонике этой области посвящено много обобщающих исследований [Ларин, 1955; Снятков, Снятков, 1958; Спрингис, 1958; Тильман и др., 1969; Геология СССР, 1970; Тектоника Якутии, 1975; Гусев, 1979; Тектоника..., 1980; Мезозойская..., 1983; Геология ЯАССР, 1981; Геологическое..., 1984; Структура..., 1985; Парфенов, 1984; 1995; Parfenov, 1991;1994; Чехов, 1990; Зоненшайн и др., 1990; Натапов, 1990; Богданов, Тильман, 1992], с разных позиций (геосинклинальной концепции - в ранних работах и плейттектонической - в поздних) осветивших тектонику данного региона. Обширная литература по этому вопросу позволяет ограничиться кратким тектоническим очерком, необходимым для понимания места золото-кварцевого оруденения в структурах Северо-Востока Азии.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В данной монографии не ставилась цель разработать оригинальную концепцию тектоники региона; за основу взята аккреционная модель Л.М.Парфенова [1984; 1991; 1994; 1995], дополненная результатами исследований Л.М.Натапова [1990; Натапов, Сурмилова, 1986; 1992], В.И.Шпикермана [1998] и других, а также материалами изданных геологических карт масштабов от 1:1 000 000 до 1:5 000 000 на всю территорию Северо-Востока России, частично масштаба 1:200 000 и собственными наблюдениями.

В современном тектоническом рисунке мезозоид Л.М. Парфенов [1995] выделяет восемь крупных тектонических блоков: (1) Северо-Азиатский кратон, представленный Сибирской платформой и Верхоянским миогеоклинальным складчатым поясом; (2) Охотский кратонный террейн; (3) Куларо-Нерский террейн; (4) Колымо-Омолонский супертеррейн, включающий Алазейско-Хетачанский составной островодужный террейн, Омулевский составной террейн карбонатной платформы, Мунилканский офиолитовый террейн, Арга-Тасский и Рассохинский террейны островодужной - субокеанической природы и Омолонский кратонный террейн; (5) Южно-Ануйский супертеррейн; (6) Чукотский шельфовый террейн; (7) Вилигинский шельфовый и (8) Кони-Мургальский островодужный террейны. По мнению Л.М.Парфенова [1995], террейны Колымо-Омолонского супертеррейна были амальгамированы в единую структуру в конце средней - начале поздней юры. Они несогласно перекрыты вулканогенными и осадочными амальгамационными образованиями позднеюрской Уяндино-Ясачненской вулканической дуги и связанными с ней Иньяли-Дебинского и Полоусненского преддуговых и Илинь-Тасского задугового прогибов на юго-западном фланге супертеррейна и позднеюрско - неокомовыми вулканитами Олойско-Святоносской дуги на северном фланге. На юго-восточном фланге мезозоид Охотский, Вилигинский и Кони-Мургальский террейны перекрываются постааккреционными (по Л.М.Парфенову) вулканогенно-осадочными толщами Удского пояса - континентального продолжения Удско-Мургальской островной дуги юрско - неокомового возраста. Более молодой альб - поздне меловой Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) является постааккреционной структурой, перекрывающей всю меловую окраину континента от Чукотского до Охотского террейнов на протяжении более чем 3000 км. Тектоническое районирование, проведенное Л.М.Парфеновым [1995], достаточно гибкое, допускается даже противоположная трактовка структур, связанных с Уяндино-Ясачненским вулканогенным поясом (УЯВП) [Парфенов и др., 1993]. Вместе с тем, существует и ряд неясностей, которые предполагают возможность иной интерпретации отдельных структур и положений модели Л.М.Парфенова.

(1) Оставлен открытым вопрос о тектонических структурах Приморской низменности (Северо-Восточная Якутия) и их взаимоотношениях с Олойско-Святоносской дугой, где известен молодой вулканизм [Соловьев, 1986; Бахарев и др., 1988] и выделяется Святоносско-Ануйская островодужная система, образовавшаяся в средневожское время на океанической коре, а также апт-

поздне меловой Джахтардах-Олойский вулканический пояс, который сформировался вдоль альбского края Сибирского континента [Натапов, Сурмилова, 1992].

(2) Слабо обоснованы юго-восточные пределы Куларо-Нерского террейна. Например, структуры так называемого Сугойского прогиба заметно отличаются от остальных частей данного террейна, и некоторыми исследователями они либо рассматриваются в качестве самостоятельной единицы [Богданов, Тильман, 1992], либо относятся к Омолонскому блоку [Геология СССР, 1970]. Строго говоря, Куларо-Нерский террейн, в отличие от типичных террейнов, имеет размытые очертания и несет все признаки структурной связи с Верхоянским миогеоклинальным поясом, являясь образованием подножия континентального склона, что, кстати, признает и сам Л.М.Парфенов [1995. С.35] и отмечают другие исследователи [Натапов, Сурмилова, 1986; Шпикерман, 1998]. Поэтому его следует рассматривать в составе пассивной окраины Сибирского континента в качестве Куларо-Нерского сланцевого пояса согласно прежнему названию [Парфенов, 1984]. Этот пояс сложен глубоководными турбидитными осадками, непрерывно отлагавшимися в период с перми до поздней юры.

(3) Неясны граница между Вилигинским террейном и Верхоянским миогеоклинальным поясом и взаимоотношения Вилигинского террейна с Охотским.

(4) Совершенно не учитываются материалы, полученные при изучении магматизма пост-амальгамационного Уяндино-Ясачненского пояса, и новые геофизические данные по строению Иньяли-Дебинского синклиория, которые свидетельствуют о невозможности существования здесь зоны субдукции, падающей на северо-восток [Гедько, 1988; 1990; Шпикерман, 1997]. Признание этого со всей очевидностью приводит к необходимости отказаться от Колымо-Омолонского супертеррейна как единой структуры [Шпикерман, 1997; 1998], существующей в средней юре.

С учетом этих замечаний и дополнений в строении мезозойд Северо-Востока Азии мной выделяются: Верхоянский миогеоклинальный пояс, включающий Куларо-Нерский сланцевый пояс, возможный глубоководный трог, в современных границах; Индигиро-Омолонский супертеррейн (по В.И.Шпикерману [1997; 1998]) - сложный тектонический блок; Вилигинский и Чукотский шельфовые террейны; Охотский кратонный террейн; Алазейский, Кони-Мургальский и Святоносско-Анюйский островодужные террейны, а также аккреционные структуры Корьяско-Камчатского региона (рис. 1) . Большинство выделяемых структур совпало с динамическими районами (рис. 2) Г.С.Гусева [1979], что служит дополнительным критерием, подтверждающим определенную независимость данных тектонических единиц.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЕДИНИЦ МЕЗОЗОИД

В характеристике террейнов за основу приняты описания из последней сводки по тектонике Северной Пацифики [Nokleberg et al., 1994] с дополнениями из других источников [С.Г.Бялобжеский, Г.М.Сосунов, 1994 г.; Натапов, Сурмилова, 1986; 1992; Шпикерман, 1997; 1998 и др.], в том числе и авторские данные.

Верхоянский миогеоклинальный пояс

Пояс представляет собой пассивную окраину Сибирского континента (Северо-Азиатского кратона), формировавшуюся еще в рифее. Ранний период существования этой окраины зафиксирован в рифейских - раннепалеозойских мелководных известняковых и терригенных отложениях, известных в северной (Хараулах) и южной (Кыллахское поднятие, Сетте-Дабан) частях пояса, пограничных с Сибирской платформой. Для них характерно уменьшение зернистости и увеличение карбонатности и глубинности в восточном направлении [Булгакова, 1991]. Для позднего девона - раннего карбона типичны рифтогенные базальтовые покровы. На карбонатных отложениях палеозоя без заметного перерыва залегают терригенные породы верхоянского комплекса, широко известного в литературе и относимого ранее к главному геосинклинальному комплексу [Тектоника Якутии, 1975]. Верхоянский комплекс включает ряд миогеосинклинальных формаций: песчано-сланцевую, алевролитно-сланцевую, флишоидную и терригенную [Тектоника..., 1980] карбон-позднеюрского возраста. В его пределах выделяются обычно три яруса [Тильман и др., 1969; Тектоника Якутии, 1975]: карбон-пермский, обнаженный в ядрах антиклинорных структур; триасовый -

* Все рисунки расположены в конце соответствующих глав.

флишоидный; юрский. Отложения верхоянского комплекса обнаруживают отчетливую латеральную зональность, представленную в Верхоянье в виде смены в восточном направлении мелководных, грубозернистых и обломочных дельтовых фаций более глубинными склоновыми с признаками лавинной седиментации и турбидитонакопления [Парфенов, 1984; Натапов, 1990], особенно широко проявленными в Южно-Верхоянском секторе пояса [Гурьев, 1995]. Для Южно-Верхоянского сектора в отложениях карбона и перми устанавливается обратная зональность, свидетельствующая о сносе с востока [Гаврилова и др., 1970]. Это служит важным аргументом в пользу представлений о данном секторе миогеклиналиного пояса как о внутриконтинентальном рифте [Башарин, 1967], который в карбоне - перми представлял собой глубоководный залив, заполнявшийся мощным комплексом осадков крупной дельты [Гурьев, 1995]. Спецификой верхоянского комплекса, подчеркивает С.М.Тильман, считается отсутствие граувакковых, тефроидных и вулканомиктовых компонентов, что как раз и типично для миогексинклиналей [Тектоника..., 1980]. В то же время следует отметить присутствие триасовых межпластовых тел и покровов базальтов в Западном Верхоянье [Ивенсен и др., 1975], относимых к толеитовой серии [Мезозойская..., 1983], а также комплекс раннеюрских толеитовых базальтов и андезитов Кобюминского грабена [Коростелев, 1979; Мезозойская..., 1983]. Осадочные толщи смяты в линейные и брахиформные складки [Гусев, 1979] и надвинуты на структуры Сибирской платформы [Прокопьев, 1989; Парфенов, 1995; Parfenov, 1991]. В современном строении миогеклиналиного пояса отмечается чередование антиклинорных и синклинорных зон с запада на восток: Верхоянская антиклинорная зона, Сартангско-Южно-Верхоянская синклинорная и Адыча-Эльгинская антиклинорная. Последняя известна под названием зоны внешних поднятий Яно-Индибирской синклиналиной зоны [Геология..., 1981] или районов пологих дислокаций [Спрингис, 1958; Геология СССР, 1970].

Этот пояс отражает, по всей видимости, неглубоко залегающие блоки кристаллического основания [Геология..., 1981], а не зоны интерференции складок [Парфенов, 1984], поскольку в сопряженной с ними синклинорной зоне в пермско-триасовых отложениях есть горизонты конгломератов местного происхождения с валунами и галькой гранитов и гранодиоритов (возраст 365-388 млн лет) [Матвеев, Коростелев, 1973], кварца, порфиринов, фельзитов, реже известняков, кремнистых пород, кварцитов. Аналогичные по возрасту граниты известны в Верхне-Майском районе Охотского кратонного террейна [Гринберг и др., 1970; Коростелев, 1982]. Наличие кристаллического фундамента под отложениями пояса подтверждается находками метаморфических пород (кристаллических сланцев, гнейсов, кварцитов) в мезозойских малых интрузиях, локализованных в верхоянском комплексе [Индолев, 1979; Коростелев, 1981; Бабайцев, 1984], а также данными геофизических работ [Бабаян и др., 1972; Андрусенко и др., 1972; Еловских и др., 1972; Натапов, Сурмилова, 1986].

В пределах пояса известны линейные и ареальные зоны метаморфизма фации зеленых сланцев и аккреционные и постаккреционные гранитоидные плутоны (преимущественно в Южно-Верхоянском секторе). В составе Верхоянского миогеклиналиного пояса в качестве особого подразделения выделяется *Куларо-Нерский сланцевый пояс (террейн, по Л.М.Парфенову)* или *Яно-Колымский террейн* (по С.Г.Бялбжескому, Г.М.Сосунову [1994 г.] и В.И.Шпикерману [1997; 1998]), который образует ограниченную разломами троговую [Бергер, 1982; 1990] структуру северо-западного простирания и является глубоководным флангом пассивной Верхоянской окраины. Он сложен турбидитными глубоководными глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками пермского, триасового и юрского возраста. Отмечаются признаки поперечной зональности прогиба, подобной зональности Верхоянского пояса, - с запада на восток происходит омоложение осадков. При этом отмечается "омоложение" самых глубинных фаций от черносланцевых пермских отложений Кулара и Аян-Юряха к позднеюрским турбидитам, гравититам дальнего переноса и суспензитами восточного и северо-восточного флангов Полоусненского и Иньяли-Дебинского синклинориев [Натапов, 1990; Натапов, Сурмилова, 1986; 1992]. В поздне триасовых отложениях вдоль юго-западного борта этого "трога" отмечаются маломощные прослои кластолав плагиориолитов [Недосекин и др., 1991], а в раннеюрских слоях - горизонты кремнистых сланцев и туфоженных образований [Бычков, 1962].

По представлениям некоторых исследователей [Репин, Полуботко, 1996], в позднем триасе - ранней юре эта структура фиксировала глубоководный Дебинский трог (субокеанический бассейн). Любопытно, что и в среднем палеозое на этом месте также предполагается существование Яно-Индибирского субокеанического бассейна - "малый океанический бассейн" [Булгакова, 1991]. А.Д.Чехов [1976], детально охарактеризовав строение Иньяли-Дебинского синклинория, отметил

его специфичность и предположил его возникновение на "раздробленном крае континентальной плиты". В.И.Бергер, как уже отмечалось выше, отнес данную структуру ("Адыча-Тарынскую зону турбидитонакопления") к раздвиговому трог, образованному "...на пассивной континентальной окраине в результате ее деструкции и раздвижения блоков континентальной коры, на утоненной континентальной коре или в зонах ее раздвига" [Бергер, 1990. С. 110]. Этот трог, по его мнению, обладал специфическими условиями осадконакопления, имел ширину не более первых сотен километров и не мог быть палеоокеаном. Отложения пояса прорваны интрузиями аккреционного этапа, в которых отмечены ксенолиты пироксен-амфиболовых гнейсов (массив Маяк) [Загрузина, 1973], меланократовых, обогащенных биотитом кристаллических сланцев (Салгынтарский массив) и графитизированных мафических пород (дайки Берелехской свиты), что вместе с геофизическими материалами [Ващилов, 1963; 1970; Еловских и др., 1972] подтверждает наличие кристаллического фундамента под данной структурой. Породы пояса интенсивно дислоцированы, метаморфизованы в зеленосланцевой фации и прорваны многочисленными интрузиями кислого, реже среднего и основного состава.

Охотский кратонный террейн

Расположен восточнее Верхоянского миогеоклинального пояса. Он состоит из небольших блоков кристаллического фундамента (Кухтуйский, Верхнемайский, Юровский), представленного архейскими и раннепротерозойскими гнейсами и кристаллическими сланцами (возраст до 3,7 млрд лет) [Корольков и др., 1974], перекрытых позднепротерозойскими мелководными кластическими отложениями. Последние сменяются локально развитыми карбонатными породами рифея, раннего и среднего палеозоя, перекрытыми с несогласием вулканогенно-осадочными породами позднего девона (риолиты, игнимбриты, андезиты, дациты и туфы, переслаивающиеся с континентальными кластическими породами). Выше залегают терригенные, преимущественно континентальные кластические осадочные отложения карбон-пермского, триасового и юрского возраста. На юго-западном фланге массива известна матийская вулканогенно-осадочная толща, состоящая из туфов и лав дацитов, порфиоров и порфиритов общей мощностью 600-700 м [Тучков, Андрианова, 1972]. Эта толща, по данным указанных авторов, перекрывается с несогласием фаунистически охарактеризованными нижненорийскими отложениями; прорывается верхнепалеозойскими гранитами; ее абсолютный возраст (283-293 млн лет) близок к возрасту гранитов. Не исключено, что эти породы девонского возраста и аналогичны проявлениям девонского вулканизма, известного в других районах террейна. На восточном фланге отмечаются широкие поля развития пермских терригенных пород Инского прогиба, образующих чехол массива и дислоцированных в значительно меньшей степени, чем в соседних структурах. В пределах прогиба установлена [Умитбаев, Вельдяков, 1977] отчетливая горизонтальная зональность: от вулканогенно-осадочных субконтинентальных позднепалеозойских отложений Центрально-Охотской зоны к морским пермско-триасовым отложениям Тенькинской зоны (бас. р. Колыма). Такая зональность позволяет отнести эти зоны к фрагментам Верхоянской пассивной окраины. По мнению Г.А.Гринберга [1968], древние породы подобны архею Алданского щита, а Л.М.Парфенов [Nokleberg et al., 1994; Парфенов, 1995] сопоставляет их с Омолонским террейном, входящим в Колымо-Омолонский супертеррейн, и террейном Килбук на Аляске. Зональность осадочных комплексов позднего палеозоя и сходство докембрия с Алданским районом позволяют предполагать, что данная структура - фрагмент Сибирского кратона, отколотый от него в рифее и являвшийся плечом Южно-Верхоянского перикратонного прогиба в палеозое. Инской прогиб и Аян-Юрхский антиклинорий, на мой взгляд, правомерно относить к фрагментам пассивной окраины и включать в состав Верхоянского миогеоклинального пояса. Террейн перекрыт почти на 90% вулканогенными отложениями позднемелового окраинно-континентального ОЧВП.

Индигино-Омолонский супертеррейн

Выделен В.И.Шпикерманом [1997; 1998] из структур Колымо-Омолонского супертеррейна, который, согласно представлениям Л.М.Парфенова [1995], занимает место Колымского срединного массива [Геология СССР, 1970] или Колымо-Омолонского [Гринберг и др., 1981]. Этот крупный, вытянутый в северо-западном направлении тектонический блок образован разнородными по происхождению структурами, амальгамировавшимися в средней юре [Шпикерман, 1997]. Он включает

Олойско-Березовский островодужный, Омудевский составной карбонатной платформы, Мунилканский офиолитовый, Арга-Тасский и Рассохинский террейны островодужной - субокеанической природы, Приколымский террейн пассивной континентальной окраины и Омолонский кратонный террейн. Ниже приводится схематичное описание этих блоков данной структуры. Их более полная характеристика приведена в сводных работах У.Ноклеберга с соавторами [1994] и В.И.Шпикермана [1997].

Олойско-Березовский островодужный террейн

Этот террейн впервые выделен В.И.Шпикерманом [1998] на месте Олойского террейна Л.М.Парфенова [Parfenov, 1994]. В его составе объединены типичные палеостроводужные средне-непозднепалеозойские образования Еропольско-Сиверского субтеррейна (риолиты, риодациты, базальты, андезибазальты и их туфы в сочетании с песчаниками, конгломератами, кремнистыми и известковистыми породами) и вулканогенно-осадочные отложения Березовского субтеррейна - задугового бассейна [Шпикерман, 1998]. Согласно В.И.Шпикерману, этот террейн представляет собой часть среднепалеозойской островодужной системы.

Омудевский составной (сложный) террейн

Этот типичный террейн карбонатной платформы сложен карбонатными и терригенно-карбонатными толщами нижнего - среднего палеозоя, образующими серию тектонических блоков по западной и юго-западной границе супертеррейна и содержащими местами покровы и силлы базитов позднедевонского возраста [Шпикерман и др., 1991]. Эти террейны Л.М.Парфенов [1995] объединил в единый Омудевский составной террейн. В.И.Шпикерман [1997] описал его как Омудевский сложный террейн пассивной континентальной окраины, обосновав террейновую природу геологическими и геофизическими данными и показав надвинутость его на структуры Верхоянского миогеоклинального пояса. По характеру осадочных комплексов, стратиграфическим и палеонтологическим данным он сопоставляет этот террейн с ранне-среднепалеозойскими карбонатными толщами Сетте-Дабана, составной части верхоянского миогеоклинального комплекса [Шпикерман, 1996; Шпикерман и др., 1996; Шпикерман, 1997]. Следует отметить, что в качестве особого структурного подразделения юго-восточного фланга Омудевского террейна В.И.Шпикерман выделяет Сударский субтеррейн, отличающийся присутствием в разрезе девона, помимо карбонатных пород, покровов субаквальных трахибазальтов и песчаников, а, начиная с фамена и до раннего триаса, в составе отложений субтеррейна преобладают глубоководные породы: алевролиты, фтаниты, кремни с небольшим количеством туфов андезитов и базальтов [Шпикерман, 1997]. По его данным, в разрезе субтеррейна можно предполагать перерывы в осадконакоплении; верхнепалеозойские отложения (кроме поздней перми) насыщены силлами позднепалеозойских диабазов, которые смяты в складки вместе с вмещающими породами. Всю эту ассоциацию пород В.И.Шпикерман [1997] интерпретирует как палеоконтинентальный склон и его подножие.

Мунилканский океанический террейн

Представляет собой разорванные фрагменты офиолитов, выделенных ранее в качестве протяженного (900 км) офиолитового пояса хр. Черского [Долгов и др., 1982; Архипов, 1984; Ставский и др., 1984; Оксман и др., 1994]. Это небольшие изолированные блоки - чешуи, состоящие из метаморфизованных мафических и ультрамафических пород, ассоциирующих с метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами, датированными средним палеозоем - 450-312 млн лет (Аг-Аг-датирование - Оксман и др. [1994]). Офиолитовые породы интенсивно и неоднократно метаморфизованы ($T=560-670^{\circ}\text{C}$; $450-600^{\circ}\text{C}$; $250-450^{\circ}\text{C}$ и $P=1-3$; $3-6$; $1-4$ кбар) [Плюснина, Некрасов, 1989; Оксман и др., 1996]. Время метаморфизма определено Аг-Аг-методом в 419-430; 312 и 174 млн лет; предполагается, что последняя дата отвечает времени обдукции офиолитов на блоки палеозойских пород Омудевского террейна [Оксман и др., 1994]. Однако не исключено, что они вместе с метаморфическими породами Уочатского купола [Мерзляков, Лычагин, 1977] являются фрагментами зон смятия, подобных Иртышской зоне Рудного Алтая [Хорева, 1963; Нехорошев, 1966].

Арга-Тасский (или Аргатасско-Поповкинский (по В.И.Шпикерману [1997]) и Рассохинский террейны

Эти структуры являются фрагментами океанических бассейнов. Они сложены палеозойскими (Рассохинский) и палеозойско - раннемезозойскими (Арга-Тасский) сланцами, глубоководными кремнистыми породами, базальтовыми туфами и лавами, а также конгломератами с серпентинитовой галькой; перекрыты мелководными отложениями среднего - верхнего палеозоя (Рассохинский) и мезозоя [Nokleberg et al., 1994].

Приколымский террейн

В основании его центральной части залегают интенсивно метаморфизованные кристаллические породы: гнейсы, амфиболиты, кианитовые сланцы, датируемые ранним докембрием (2360 - 1735 млн лет) [Беус, Миледин, 1990; Гринберг и др., 1981]. Они несогласно перекрыты мелководными терригенными и карбонатными отложениями рифея - палеозоя. В позднем палеозое эти комплексы были прорваны рифтогенными базитовыми дайками и малыми интрузивами, а в мезозое в пределах террейна накапливались мелководные морские терригенные толщи с незначительной примесью туфогенного материала на юго-западе в современных координатах. Террейн перекрыт позднеюрскими вулканогенными образованиями и рассечен раннемеловыми интрузивами гранитов. Большинство исследователей выделяет в составе этой структуры три продольные зоны [Ткаченко, 1992; С.Г.Бялобжеский, Г.М.Сосунов, 1994 г.; Шпикерман, 1997]. В.И.Шпикерман описывает (с запада на восток) Спиридоновский, Шаманихинский и Ярходонский субтеррейны, различающиеся составом вещественных комплексов соответственно от рифейских терригенных шельфовых через континентальные позднерифейские к комплексам палеозойского континентального склона [Шпикерман, 1997]. Террейн разбит серией продольных разломов преимущественно надвиговой природы, ориентированных как на запад, так и на восток, надвиги же являются и границами Приколымского террейна.

Омолонский кратонный террейн

Сложен изолированными, как правило, небольшими выходами глубокометаморфизованных архейских (2,8-3,85 млрд лет) и нижнепротерозойских отложений с небольшими блоками раннепалеозойских. Кристаллический комплекс представлен гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, эклогитами и другими породами. В основании залегают эклогиты и амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы [Жуланова, 1990] ранней стадии формирования базитовой (протоокеанической) коры. Поздняя гранитизация развивалась в ядрах архейско - нижнепротерозойских гранито-гнейсовых куполов; собственно калиевая гранитизация датируется нижним протерозоем [Жуланова, 1990]. Архейские и раннепалеозойские породы прорваны гранитами и сиенитами раннего палеозоя и с несогласием перекрыты средне-позднедевонскими вулканитами кедонской серии, в составе которой преобладают кислые породы (риолиты, дациты и их туфы) при угнетенном развитии андезитов [Лычагин и др., 1989; Миледин, 1991]. Выше залегают слабодислоцированные терригенные мелководные отложения позднего палеозоя - раннего мезозоя, перекрытые с несогласием позднеюрско - раннемеловыми и меловыми вулканическими отложениями кроющих комплексов. Этому времени соответствует и внедрение многочисленных гранитоидных и щелочных интрузий [Лычагин и др., 1989].

Алазейско-Хетачанский составной (сложный) террейн

Объединяет в центральной и северо-восточной части мезозоид серию блоков, сложенных островодужными вулканогенно-осадочными толщами средне-, верхнепалеозойского - раннемезозойского возраста [Parfenov, 1994], среди которых предполагаются и более древние блоки [Гринберг и др., 1981]. В основании Алазейского блока известны тектонические, сложенные интенсивно метаморфизованными высокомагнезиальными базальтами, кварцитами, граувакками, кремнистоглинистыми сланцами и туфами основного и среднего состава досреднепалеозойского возраста, прорванные плагиогранитами и тоналитами, датированными 542 млн лет [Гринберг и др., 1981], а также редкие блоки неметаморфизованных известняков с остатками онколитов. Согласно данным

указанных исследователей, возраст метаморфизованных в глаукофансланцевой фации метабазитов 696-1495 млн лет (K-Ar-метод) и 2146 млн лет (Rb-Sr-изохронный метод), правда, при обычно высоком для базитов значении первичного отношения изотопов стронция (0,7097), что может свидетельствовать о нарушении изотопной системы. Выше залегают породы граувакковой грубообломочной формации, перекрывающиеся вулканогенно-кремнистыми пачками, граувакками, туфами и лавами базальтов, гравелитами карбона и толщами пермских песчаников и алевролитов с прослоями конгломератов (с галькой кислых вулканитов) [Гринберг и др., 1981]. В составе пермской толщи описаны также горизонты кислых вулканических пород [Лычагин и др., 1977], которые, вероятно, были отнесены якутскими геологами [Гринберг и др., 1981] к допалеозойским образованиям или к алазейской свите среднего палеозоя [Геология..., 1981]. В палеозойских отложениях известны интрузивы натровых гранитов с возрастом 241-324 млн лет, прорванных дайками габбродиоритов [Гринберг и др., 1981]. Пермские отложения с перерывами сменяются туфогенными (андезитоидными) толщами позднего триаса и ранней юры, на которых с размывом залегают туфопесчаники, туфоалевролиты и песчаники с линзами туфов, гравелитов, мелкогалечных конгломератов средней юры. Верхняя юра представлена толщей туфопесчаников, туфов, туфоалевролитов с прослоями ракушечника, кислых эффузивов и глинистых сланцев общей мощностью около 1200 м, с несогласием залегающих на среднеюрских отложениях [Геология..., 1981].

С эффузивными породами разного возраста ассоциируют субвулканические образования различного состава [Лычагин и др., 1977; Гринберг и др., 1981].

В тектонических блоках Хетачанского террейна, согласно В.И.Шпикерману [1997], устанавливаются: (1) присутствие в его основании метаморфизованного докарбонного мафит-ультрамафитового комплекса, включающего прослой граувакк и кремнистых пород; (2) вулканогенно-осадочные комплексы среднего палеозоя - ранней юры (туфы и лавы различного состава, конгломераты, граувакки и песчаники с линзами известняков и алевролитов); (3) позднепалеозойские гранитоиды.

Все изложенное позволяет предполагать сложную и сходную историю данных структур и их островодужную энсиматическую природу.

Вилигинский террейн

Состоит преимущественно из мощных морских кластических отложений, формировавшихся в течение длительного периода - от раннего карбона до юры. В низах разреза (карбон - пермь) распространены вулканогенно-терригенные отложения с прослоями базальтовых лав, конгломератов. Они сменяются триасовыми глинистыми сланцами, алевролитами с прослоями известняков и вулканических пород среднего состава. Юрские породы представлены глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками с прослоями основных и средних лав и туфов и конгломератов. Характерная особенность осадочных комплексов Вилигинского блока - относительно широкое развитие вулканических пород среди юрских отложений [Полуботко и др., 1977; Репин, Полуботко, 1996], сильная латеральная изменчивость стратиграфических разрезов [Корольков, Гельман, 1992]. Породы деформированы в линейные и купольные складки. Юрские породы интерпретируются как отложения задугового бассейна Кони-Мургальского островодужного террейна [Nokleberg et al., 1994]. В состав Вилигинского террейна я включаю и расположенный между Омолонским террейном и Омсукчанской зоной Сугойский блок, который ранее рассматривался в качестве составной части Омолонского массива [Геология СССР, 1970] или складчатых зон краевых морей [Богданов, Тильман, 1992]. Эти отложения перекрыты вулканитами Охотско-Чукотского пояса и прорваны многочисленными гранитоидными интрузиями.

Чукотский террейн

Это структура пассивной окраины, в строении которой участвуют незначительно развитые на севере раннепалеозойские терригенные породы (сланцы, филлиты и метапесчаники) с редкими интрузиями гранитов, датированных Rb-Sr - методом в 439 млн лет [Тибилев и др., 1986]. Среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения представлены аркозовыми песчаниками, сланцами, алевролитами и известняками, с которыми непосредственно контактируют аргиллиты и алевролиты раннего триаса, прорванные сериями силлов диабазов, имеющих возраст 220-240 млн лет. На них согласно залегают песчано-сланцевые отложения среднего и верхнего триаса -

ранней юры. Палеозойские породы смяты в пологие складки [Садовский, 1964], а мезозойские - в интенсивно сжатые синклинальные и относительно менее сжатые горст-антиклинальные складки. Они затронуты локальным интенсивным метаморфизмом амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, который практически не коснулся поздне триасовых - раннеюрских пород. Отложения террейна перекрыты позднеюрскими - раннемеловыми осадочными породами Раучуанской впадины и мел - раннепалеогеновыми вулканическими породами ОЧВП. В пределах террейна широко проявлен аккреционный и постаккреционный гранитоидный магматизм. На крайнем востоке Чукотский террейн граничит с окраиной Сьюардского террейна метаморфизованной континентальной окраины [Nokleberg et al., 1994].

Сьюардский террейн [Nokleberg et al., 1994]

Представлен структурами бывшего Эскимосского массива и сложен блоками докембрийских гнейсов, гранитов, мраморов, амфиболитов и кристаллических сланцев, имеющих возраст 1990 млн лет [Жуланова, 1990]. Их несогласно перекрывают кварциты, известняки и мусковитовые сланцы позднего протерозоя, рифовые известняки ордовика, силурийские битуминозные сланцы, известняки и доломиты, среднедевонские малоглубинные известняки и позднедевонские - раннекарбоновые мелководные песчаники с прослоями известняков, реже кластических пород. Породы террейна прорваны палеозойскими (395 млн лет) гранитами и преобразованы палеозойскими гранитно-метаморфическими куполами [Гельман, 1995]. В южной части террейна перекрыт вулканическими комплексами постаккреционного ОЧВП.

Кони-Мургальский террейн

Сложен палеозойским - нижнемеловым мощным комплексом вулканогенно-осадочных пород и лав толеитовой и известково-щелочной серий. Максимально полный разрез проявлен в Тайгоносском блоке, где он начинается с метаморфизованных сланцев ордовика - карбона и включает также отложения верхней перми, триаса и юры, неокома и альба. Палеозойские породы несут признаки формирования в морской обстановке на удалении от берега, а триасовые - ранне неокомовые - полифациальные морские и прибрежно-морские. Верхне неокомовые отложения формировались уже в условиях островной суши [С.Г.Бялбжеский, Г.М.Сосунов, 1994 г.]. Вулканизм был интенсивно проявлен в конце триаса - начале ранней юры, в средней и поздней юре и в поздней юре - неокоме. В раннем мелу породы террейна прорваны гранитоидными интрузиями, а в позднем перекрыты вулканитами Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса.

Святоносско-Ануйский террейн

Данная островодужная структура с сопряженным преддуговым бассейном была выделена Л.М.Натаповым и Е.П.Сурмиловой [1992]. Ее цоколь не вскрыт на поверхности, но предполагается, что она была заложена на океанической коре. Отложения преддугового прогиба (Северо-Полоусненская зона) представлены терригенным флишоидным комплексом кимеридж - волжского возраста с заметной вулканогенной примесью. Они смяты в узкие субширотного простирания гребневидные складки и надвинуты на триасово - юрские отложения Куларо-Нерского сланцевого пояса по надвигам Полоусненской системы [Архипов и др., 1981] или Небекиль-Сюрюгинской полосы [Натапов, Сурмилова, 1992]. На востоке они также по надвигам [Архипов и др., 1981] граничат со структурами Колымо-Омолонского супертеррейна, "зажимая" вдоль границы линейный блок пермско - триасовых вулканогенно-терригенных пород хр. Улахан-Тас, который, вероятно, следует отнести к основанию террейна. Эта граница практически на всем протяжении до Кулара насыщена аккреционными меловыми гранитоидами. Собственно островная дуга (Святоноская зона) отделена от преддугового прогиба крупным региональным разломом в виде серии грабенов северо-западного простирания. Она перекрыта чехлом кайнозойских отложений Приморской низменности. В эрозионных окнах устанавливается волжская терригенная толща с прослоями эффузивов среднего и основного состава. По геофизическим данным предполагается наличие многочисленных тел габброидов и ультрамафитов, которые интерпретируются как реликты океанической коры.

Южно-Ануйский террейн

Узкой полосой северо-западного простирания он протягивается между Чукотским террейном, с одной стороны, и Алазейско-Хетачанским сложным террейном и Святоносско-Аньюским островодужным террейном - с другой. На севере широко развиты ультрамафиты, пиллоу-лавы и пермско - триасовые турбидиты, образующие чешуйчатые тектонические пластины. Они датированы Sm-Nd-методом в 291 млн лет, имеется также K-Ar-дата - 473 млн лет [Nokleberg et al., 1994]. На юге, помимо указанных образований, распространены кремнистые сланцы, граувакки и турбидиты позднеюрского - раннемелового возраста, перекрытые отложениями постаккреционных Джухтардах - Олойского и Охотско-Чукотского вулканических поясов.

АККРЕЦИОННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Они представлены постамальгамационным [Парфенов, 1995] Уяндино-Ясачненским и Удским вулканическими поясами, сопряженными с осадочными бассейнами, а также многочисленными плутоническими гранитоидными поясами, развитыми как вдоль границ основных структур, так и в пределах Верхоянского миогеоклинального пояса. У.Ноклеберг с соавторами [Nokleberg et al., 1994] в центральной части региона выделили единый Индигиро-Олойский осадочно-вулканогенный ансамбль, перекрывающий различные террейны. Приуроченность этих образований именно к данному месту и позволила Л.М.Парфенову [1995] отнести их к амальгамационным структурам. Однако следует отметить, что отсутствие четко выраженного несогласия в юрских породах Иньяли-Дебинского и Полоусненского синклиналиев [Полуботко и др., 1977; Натапов, Сурмилова, 1986; 1992; Репин, Полуботко, 1996] не позволяет рассматривать их в составе Индигиро-Олойского ансамбля. Более того, в различных современных тектонических построениях как-то незаметно остались вне рассмотрения такие крупные образования, как локализованные в отложениях Верхоянского миогеоклинального пояса Тарынский (около 1800 км²) и Муннычанский субвулканические массивы и сопровождающие их раннемеловые [Попов, Кузнецов, 1987] эффузивы кислого состава, которые практически синхронны формированию аккреционных гранитоидных плутонов и выделяются некоторыми исследователями в Тас-Кыстабытский поперечный вулканический пояс раннемелового возраста [Недосекин и др., 1989].

Исходя из изложенного, в составе аккреционных образований мной выделяются: (1) Уяндино-Ясачненский и Удско-Мургальский вулканические пояса; (2) вулканические и субвулканические образования Мунилканского и Тарынского субвулканов; (3) плутонические пояса и (4) такие структуры, как крупные продольные и поперечные разломы и зоны разломов, возникшие на этом этапе.

1. Вулканические пояса

Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс (УЯВП)

Природа данной структуры до сих пор не имеет общепризнанного объяснения. Если раньше с позиций геосинклинальных представлений этот пояс относился к категории внутриконтинентальных орогенных [Тектоника Якутии, 1975] или к внутреннему вулканогенному поясу, сопряженному с позднемезозойской Илинь-Тасской рифтовой зоной [Тектоника..., 1980], то сейчас, с позиций современной тектоники, он рассматривается либо в качестве амальгамационной вулканической дуги, сшивающей террейны [Парфенов, 1995], либо в качестве энсиалической островной дуги [Гедько, 1988; Натапов, 1990; Натапов, Сурмилова, 1986], либо коллизионного рифтогенного вулканического пояса [Н.Г.Маннафов и др., 1997 г.] или сочетания континентального рифта, переросшего в геосинклиналь с островными дугами, и окраинно-континентального вулканического пояса [Дылевский, 1990]. Он сложен вулканическими породами липаритовой и андезитовой формаций и лагунно-молассовыми отложениями бастахской свиты. Породы пояса с резким угловым несогласием залегают на палеозойском карбонатном основании Омудевского составного террейна (см. рис. 1). Следует отметить также наличие поперечной зональности эффузивных проявлений УЯВП, выраженной в смене с северо-востока на юго-запад базальтовых и андезитовых формаций на андезитовые и липаритовые, сочетающиеся как с морскими, так и с континентальными осадками [Тектоника Якутии, 1975; Геология ЯАССР, 1981; Магматизм..., 1989; Дылевский, 1990; 1995]. В северо-восточном направлении увеличивается и мористость вулканогенно-осадочных образований. Кроме того, для вулканического пояса характерна и продольная зональность нарастания калиевости

вулканитов с северо-запада на юго-восток [Гринберг и др., 1974; Дылевский, 1990]. Структурный облик пояса определяется серией прогибов (чешуйчатых пластин ?) северо-западного простирания, образующих две полосы - северо-восточную - Илинью-Тасскую и юго-западную - Дарпирскую [Дылевский, 1990]. Следует отметить интенсивную деформированность вулканогенно-осадочных толщ и их надвинутость на породы рампы по надвигам преимущественно юго-западной вергентности [С.Г.Бялбжеский, Г.М.Сосунов, 1994 г.]. Важная особенность УЯВП - незначительное проявление плутонического магматизма. Обычно это мелкие интрузивы диоритов, кварцевых диоритов (например, по обрамлению Кунаревской вулканоструктуры) и очень редко небольшие интрузивы гранитов специфического состава [Бахарев, 1985]. Отметим также целую серию небольших граносиенитовых интрузивов, известных, например, в пределах южного фланга пояса.

Удско-Мургальский вулканогенный пояс (УМВП)

Он протягивается вдоль краев Охотского кратонного блока, Вилигинского, Омолонского и Кони-Мургальского террейнов и, вероятно, является амальгамационной структурой для них, хотя Л.М.Парфенов [1995] считает его постагрегационным позднеюрским - раннемеловым образованием. Пояс как самостоятельная единица или цепь вулканоструктур рассматривается этим исследователем только в последнее время, а ранее отложения пояса включались в состав длительно развивавшегося Удско-Мургальского островодужного образования [Парфенов, 1984], практически полностью перекрытого отложениями ОЧВП. В самостоятельную структурную группу позднеюрско - неокомовых вулканогенных образований отложения УМВП выделялись давно [Геология СССР, 1970; Карчевец, 1975; Белый, 1977; 1994]. Они с несогласием залегают на породах позднего триаса - ранней юры и представлены туфами, вулканическими брекчиями и лавами андезитов в нижних горизонтах с покровами дацитов и туфами кислого состава - в верхних. Эти породные ассоциации отнесены к позднеюрско - раннемеловой базальт-андезитовой и риолитовой формациям с многочисленными интрузиями и субвулканическими массивами габброидов, гранодиоритов, гранитов и дацитов, риолитов [Умитбаев, 1986]. В отличие от морских вулканогенно-осадочных толщ допозднеюрского периода - отложений Кони-Мургальского террейна, в составе данного комплекса преобладают продукты субаэрального вулканизма при заметной роли кислых пород [Белый, 1994]. Подобные формирования позднеюрско - раннемелового возраста образуют цепочку изолированных вулканических структур вдоль границы Вилигинского террейна с Кони-Мургальским [Геология СССР, 1970]; к ним, по моему мнению, следует относить и раннемеловые вулканиты Нявленгинской структуры со специфическими петро-геохимическими свойствами, отличающими их от вулканитов ОЧВП [Котляр, 1986]. В состав УМВП также входят момолтыкичская и хасынская свиты и другие отложения поздней юры - раннего мела, развитые вдоль Охотского побережья в Примагданском секторе [Аноров и др., 1982; Гельман, Корольков, 1992]. Возможно, к финальной стадии деятельности данного пояса относится и образование Омсукчанского рифтогенного прогиба с раннемеловыми аскольдинскими и омсукчанскими отложениями. С формированием пояса, по видимому, связана цепочка гранодиоритовых и гранитовых интрузивов, локализованных в Вилигинском террейне с возрастными датировками 140-155 млн лет. Особенности строения, зональность и структура Удско-Мургальского пояса в настоящее время детально не изучены.

2. Аккреционные вулканические структуры

Они представлены Тарынским, Муннычанским и рядом более мелких субвулканических массивов и сопровождающих их вулканических образований. Они локализованы в центральной части главной - Яно-Колымской коллизионной зоны в виде субвулканов гиперстеновых дацитов, гранодиоритов и риолитов, которые прорывают отложения верхоянского комплекса и раннемеловые терригенно-вулканогенные толщи [Попов, Кузнецов, 1987]; испытывают контактовый метаморфизм со стороны постагрегационных оловоносных гранитов [Наумов, 1983; Попов, Кузнецов, 1987; Бахарев и др., 1997]. Возраст субвулканов 120-140 млн лет [Бахарев и др., 1997; Шкодзинский и др., 1992]. Особенностью их размещения может считаться приуроченность к участку изменения простирания коллизионных структур Яно-Колымской зоны.

3. Аккреционные плутонические пояса

К этой категории относятся Главный Колымский, Северный и Южно-Верхоянский гранитоидные пояса. Несмотря на довольно хорошую изученность гранитоидного магматизма рассматриваемого региона [Гринберг и др., 1970; Рожков и др., 1971; Загрузина, 1977; Ненашев, Зайцев, 1985; Соболев, 1989; Трунилина, 1992; Шкодзинский и др., 1992], общепринятой систематики гранитоидов не существует. Разные авторы по-разному трактуют положение отдельных комплексов интрузивов во времени, по-разному определяют условия их формирования. И.А.Загрузина, например, выделяет ранний комплекс догранитных малых интрузий; раннюю гранодиоритовую формацию; формацию высокоглиноземистых и двуслюдяных гранитов (колымский комплекс); позднюю гранодиоритовую формацию (охотский комплекс); формацию субщелочных гранитов [Загрузина, 1977]. А.П.Соболев [1989] считает неправомерным существование раннего гранодиоритового комплекса и рассматривает все многообразие гранитоидов в мезозоидах в составе позднеюрско - раннемелового комплекса высокоглиноземистых гранитов, раннемеловых гранодиоритов (адамеллитов) и меловых лейкократовых гранитов. В ОЧВП он описывает тоналит-гранодиоритовый, гранодиорит-гранитный, гранодиорит-гранит-лейкогранитный и граносиенит-щелочно-гранитный комплексы. Такая же сложная классификация у В.А.Трунилиной [1992], выделившей тоналит-гранодиоритовую (J_3-K_1), диорит-гранодиорит-гранитную (K_1), гранодиорит-гранитную (K_1) и гранит-лейкогранитную (K_1) формации. В той или иной степени во всех этих классификациях главенствует одна система признаков (породная или химическая), как отметил В.С.Шкодзинский [Шкодзинский и др., 1992]. Он предложил вариант многоуровневой классификации (породные ассоциации, петрохимические и петрологические типы). Однако в нем не нашли должного отражения геохронологические признаки, важные для установления связи тех или иных комплексов гранитов с оруденением. Поэтому, принимая в целом систематику В.С.Шкодзинского, я больше внимания уделяю возрасту магматических ассоциаций, что привело к необходимости расширить и видоизменить рамки его классификации гранитоидов.

Итак, по геологическому положению, взаимоотношениям, по данным абсолютного возраста среди многообразия позднемезозойских гранитоидов Северо-Востока Азии можно выделить две аккреционные - позднеюрско - раннемеловую и раннемеловую и постааккреционную - позднемеловую (охарактеризована в соответствующем разделе) серии. В разных коллизионных зонах региона распространность этих возрастных серий гранитоидов различна, равно как различны и их генетические особенности. По петрографическим и геохимическим параметрам среди них отмечаются многочисленные, часто повторяющиеся комплексы гранитоидных интрузий. Вслед за В.С.Шкодзинским [Шкодзинский и др., 1992] я рассматриваю их в качестве магматических ассоциаций и выделяю диорит (тоналит) - гранодиоритовую, гранодиорит - гранитовую, щелочно-гранитовую и гранит - лейкогранитовую ассоциации. Определения абсолютного возраста указывают на синхронность формирования гранитоидов одних ассоциаций и формирование других только на определенных этапах геологической истории региона (табл. 1).

Таблица 1

**Геохронологические данные о возрасте гранитоидных ассоциаций
Северо-Востока Азии, млн лет**

Ассоциация	Rb-Sr-метод	Ar-Ar-метод	K-Ar-метод
Гранит-лейкогранитовая	169-143; 113-77	148,3-137,5; 79,9-77,5	155-125; 107-90
Диорит-гранодиоритовая	158-141	146,5-140,4	153-140
Гранодиорит-гранитовая	129-113	110-99	134-105
Щелочно-гранитовая	63	76	90-77

Примечание. Таблица составлена с использованием данных А.Г.Бахарева и др. [1997_{1,2}]; И.Н.Котляра и И.Л. Жулановой [1997]; З.А.Палымской [1991]; Р.Дж.Ньюберри и др. [1997].

Главный Колымский плутонический пояс

Этот протяженный (более 1100 км при ширине до 300 км) плутонический пояс располагается вдоль границы верхоянского миеогеоклинального комплекса с Индигиро-Омолонским супертеррейном, причем большинство гранитных плутонов локализовано в Куларо-Нерском сланцевом поясе. В его составе выделяются следующие магматические ассоциации.

Позднеюрско-раннемеловая серия гранитоидов представлена диорит-гранодиоритовой и гранит-лейкогранитовой ассоциациями. Эти контрастные по составу ассоциации наиболее представительны в данной коллизионной зоне мезозойского периода. Диорит-гранодиоритовые интрузивы -

многочисленные дайки, небольшие штоки, группирующиеся в отдельные свиты в центральной части Яно-Колымской зоны при максимальном распространении в пределах ее юго-восточного фланга. Основную массу даек составляют диоритовые порфириды, гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры; штоки сложены двумя - тремя типами пород от диоритов до биотит-амфиболовых гранитов. Все они относятся к известково-щелочной серии пород с некоторым преобладанием натрия над калием. Характерный признак пород - присутствие граната (пироп - 1,3-20,5%; альмандин - 58,9-79,8%; гроссуляр - 14,5-21,5%; андрадит - 0,2-1,9%; спессартин - 2,5-5,3%). По составу это типичные I-гранитоиды ильменитовой серии. С данными интрузивами обычно ассоциирует золото-кварцевое оруденение.

Граниты гранит - лейкогранитовой ассоциации слагают крупные однородные батолитоподобные интрузивы площадью до 7000 км². Они располагаются в осевой части Яно-Колымской коллизионной зоны. По составу это биотитовые и биотит-мусковитовые граниты с акцессорными силлиманитом, андалузитом, кордиеритом, ильменитом и гранатом. Сумма щелочей в породах редко достигает 9% при преобладании калия [Соболев, 1989]. Это типичные коллизионные S-граниты; для них обычны также высокие концентрации рубидия. Для гранитоидов характерна незначительная оловоносность.

Раннемеловая серия гранитоидов представлена гранодиорит-гранитовой ассоциацией пород I-типа. Интрузивы данной ассоциации широко распространены в пределах коллизионной зоны, где они завершают формирование коллизионных магматических серий и представлены обычно небольшими по площади плутонами (до 300 км²), сложенными гранодиоритами с переходами в адамеллиты, либо гранитами. Для пород этой ассоциации, развитых в мезозоидах, типична повышенная известковистость, что отражено в присутствии в их составе, помимо биотита, незначительного количества роговой обманки. Для них обычны пониженная щелочность, пересыщенность глиноземом и большие содержания калия по сравнению с вышеописанными сходными по составу породами других ассоциаций [Соболев, 1989; Гамянин и др., 1991; Колесниченко, Горячев, 1992]. В качестве акцессорных минералов наблюдаются ильменит, гранат, циркон, рудные минералы [Гамянин и др., 1991]. Среди гранитоидов ассоциации, распространенных в юго-восточной части региона в периферической зоне ОЧВП, выделяются интрузивы биотит - амфиболовых гранодиоритов и гранитов с подчиненной ролью более основных пород. Они прорывают раннемеловые эффузивные комплексы Удской дуги, а их обломки содержатся в верхнемеловых эффузивах и субвулканических телах [Мезозойская..., 1983]. В отличие от таких же пород этой магматической ассоциации, развитых в коллизионных зонах мезозойской, в их составе значительно более заметную роль играет амфибол. Для пород главных фаз характерно преобладание натрия над калием с возрастанием доли последнего в конечных кислых дифференциатах [Соболев, 1989; Горячев, Колесниченко, 1990]. Типичный акцессорный минерал - ильменит, но иногда отмечается и магнетит.

Северный плутонический пояс

Он объединяет всю полосу позднемезозойских гранитоидных плутонов, расположенных в пределах Чукотского террейна и вдоль границы между структурами Индигиро-Олойского супертеррейна, Святоносско-Ануйского террейна и Верхоянского миогеоклинального пояса. Протяженность пояса (более 1500 км), максимальная насыщенность гранитоидами характерна для Чукотки и района хр. Полоусного (см. рис.1). Особенность пояса - малое количество гранитоидных даек.

Позднеюрско-раннемеловая серия. В составе пояса незначительно развиты островодужные гранитоиды тоналит-гранодиоритовой ассоциации, известные как в пределах хр. Улахан-Тас [Бахарев и др., 1988], так и вдоль южного фланга Ануйской зоны Чукотского пояса [Стриха, 1990]. Это серия интрузивов пестрого состава: от габбродиоритов до гранодиоритов и монцогранитов, которая датируется концом поздней юры - ранним мелом. В ассоциации распространены двупироксеновые диориты и кварцевые диориты с подчиненной ролью биотит-амфиболовых гранодиоритов. Ведущие акцессории - магнетит и ильменит с малым количеством апатита и циркона. Петрохимически они являются низкощелочными с незначительным преобладанием натрия над калием; по петрологическим и минералого-геохимическим данным соответствуют островодужным I-гранитам магнетитовой серии.

Раннемеловая серия. Главное отличие гранитоидного магматизма Северного пояса - широкое развитие раннемеловой гранодиорит-гранитной ассоциации, часто отмечающейся в составе гранитно-метаморфических куполов. Эта ассоциация состоит из сложной серии пород: кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, граниты и лейкократовые граниты, аплиты и пегматоиды,

среди которых преобладают амфибол-биотитовые и биотитовые адамеллиты и граниты. Доля пород повышенной основности не превышает 10%, и они являются приконтактовыми образованиями крупных интрузивных тел. Граниты и аплитовидные граниты часто слагают апикальные части массивов. Основные акцессорные минералы - ильменит, циркон, апатит и ортит. По составу гранитоиды этого комплекса относятся к I-типу ильменитовой серии. Гранит-лейкогранитовая ассоциация представлена крупными плутонами, сложенными крупнозернистыми биотитовыми гранитами (около 5% биотита), сопровождаемыми дайками аплитовидных гранитов и аплитов. Типоморфной особенностью гранитов является присутствие акцессорного граната при ведущей роли апатита, циркона, флюорита, монацита, топаза и ильменита. Повышенная глиноземистость пород отражается и в химическом составе и позволяет относить их к гранитам, близким к S-типу.

Южно-Верхоянский плутонический пояс

Это самый маленький из рассматриваемых аккреционных плутонических поясов. Он локализован в осевой части Южно-Верхоянского синклинория - зоны замыкания южного фланга Верхоянского миогеоклинального пояса.

В его составе выделяется **позднеюрско - раннемеловая серия**, к которой относятся свиты даек основного, среднего и кислого состава, известные в центральной части Южно-Верхоянского синклинория и объединяемые мной в диорит-гранодиоритовую ассоциацию.

Меловая серия пород представлена плутонами гранит-гранодиоритового состава, сопровождаемыми свитами даек апофиз гранодиорит-порфиров, которые я отношу к гранодиорит-гранитной ассоциации. Среди них известны две группы: зональные массивы сложного состава и однородные. Они сформированы биотит-амфиболовыми гранодиоритами и гранитами при подчиненной роли более ранних кварцевых диоритов и поздних мелкозернистых лейкократовых биотитовых гранитов. Зональность интрузивов выражается в увеличении их кремнекислотности пород от краев к центру в результате последовательного формирования фаз кристаллизации в интрузивной камере [Гринберг, 1973]. По составу и набору акцессорных минералов эти гранитоиды ближе всего к I-типу ильменитовой серии. Общая особенность этих плутонов - их обогащенность стронцием (500-1000 г/т). Для однородных интрузивов характерен либо существенно диоритовый - кварц-диоритовый, либо гранодиоритовый состав; однако в некоторых из них известны дайки поздних мелкозернистых биотитовых гранитов, подобных гранитам центральных частей зональных интрузивов. О генетическом единстве обеих групп интрузивов свидетельствует однотипное возрастание величины K-Rb-отношения в процессе их становления.

4. Главнейшие аккреционные зоны разломов

Выделение данных тектонических образований в ранг самостоятельных аккреционных структур обосновано тем, что именно они маркируют границы коллидирующих блоков и являются неизменным атрибутом всех коллизионных зон. Металлогеническая же роль разломов общеизвестна и не требует обоснования. В настоящее время существует обширная литература по исследованиям основных разломов территории Северо-Востока Азии [Геология СССР, 1970; Тектоника Якутии, 1975; Гусев, 1979; Матвеевко, Шаталов, 1958; Чехов, 1976; Ващилов, 1963; 1970; Ларин, 1955; Прокопьев, 1989 и др.]. Это позволяет ограничиться краткой характеристикой основных разломов, с одной стороны, послуживших маркерами сложных коллизионных процессов, а с другой - оказавших влияние на распространение золотой минерализации. К числу таких разломов можно отнести: Адыча-Тарынский (с Тенькинской ветвью), Дарпир, Чай-Юрьинский, Чаркынский надвиг, Тебанинский, Срединно-Верхоянский, Биллякчанский, Минорский (Кидерикинский), Приверхоянскую систему надвигов; этот перечень можно продолжить и дальше. Заложение таких разломов определяется, как правило, еще доаккреционным этапом развития мезозойд, что отражено в консидиментационной природе некоторых из них. Ниже я попытаюсь дать описание отдельных типичных разломов в различных динамических районах Северо-Востока Азии (см. рис. 2).

Разломы Верхоянского динамического района (в его состав, в отличие от Г.С.Гусева, я включаю и Южно-Верхоянский район, имеющий сходные ориентировки векторов сжатия). Для этого района характерны три типа разломов: (1) надвиговые системы, (2) продольные сдвиги и взбросы, (3) поперечные сдвиги. Протяженные краевые надвиговые системы, по которым структуры миогеоклинального пояса надвинуты на Сибирскую платформу, детально описаны Г.С.Гусевым [1979] и

Л.М.Парфеновым с сотрудниками [Парфенов, 1984; 1995; Парфенов и др., 1989; Прокопьев, 1989; Parfenov, 1991; 1994]. Начало надвигообразования датируется поздней юрой, а завершение - серединой мела [Парфенов, 1995]; амплитуда перемещения оценивается в несколько десятков километров, и предполагается, что до деформации ширина западной части Южного Верхоянья была больше в 1,6-1,7 раза [Прокопьев, 1989]. К продольным разломам относятся такие крупные структуры, как Бурхалинский и Минорский разломы в Южном Верхоянье [Гусев, 1979; Прокопьев, 1989] и Центральнo-Верхоянский в Западном Верхоянье [Ивенсен и др., 1975; Гусев, 1979]. Бурхалинский разлом длиной более 700 км протягивается вдоль Сетте-Дабана и является сбрососдвигом, ограничивающим зону магнитных аномалий, типичных для Сибирской платформы [Симоненко, Толстихина, 1965]. В поле силы тяжести он выражен градиентной ступенью [Гудков, Гусев, 1965]. Зона разлома шириной около 2 км на поверхности хорошо выражена в рельефе [Гусев, 1979].

Минорский (Кидерикинский) разлом представляет собой протяженную структуру (более 500 км), четко выраженную в геофизических полях [Гусев, 1979] и контролирующую зону максимального метаморфизма осадочных пород Южно-Верхоянского синклинория и собственно Аллах-Юньский золото-кварцевый пояс. Центральнo-Верхоянский - скрытый разлом установлен только по геофизическим признакам [Гусев, 1979] и, как и Бурхалинский, служит границей магнитных и гравитационных аномалий, свойственных Сибирской платформе, а также осевой линией регионального кливажа [Гусев, 1979]. Плоскость его падает на восток под углом 45° [Коган, 1974]. Особая третья группа представлена единственным поперечным разломом, разделяющим структуры Западного и Южного Верхоянья и уходящим внутрь Сибирской платформы в виде зоны Вилуйско-Алданской системы дислокаций [Ситников, Спектор, 1978]. Эта зона расшифрована в пределах платформы и прослеживается в мезозоидах в виде системы разломов, к которым относится и Брюнгадинский разлом с правобокowymi смещениями [Гусев, 1979]. По данным В.С.Ситникова и В.Б.Спектора [1978], она отвечает интенсивным широтным тангенциальным движениям раннемелового возраста, образующим субширотные левосдвиговые разрывы при участии взбросовых движений. По всей видимости, эти разломы формируют крупный сдвиг, служащий северной границей Южно-Верхоянского синклинория и Аллах-Юньского золото-кварцевого пояса, который показан на структурной схеме Л.И.Красного [Геологическое..., 1984].

К разломам Охотского района Г.С.Гусев [1979] относит Биллякчанский, отделяющий Охотский кратонный террейн от Верхоянского миогеоклинального пояса. Разлом представлен зоной расщепления и дробления шириной 0,3-3 км и характеризуется левобокowymi подвижками [Гусев, 1979].

Разломы Индигиро-Колымского района, по мнению Г.С.Гусева, состоят из сопряженных северо-западных правых и субширотных левых сдвигов с преобладанием надвигов в северо-западной части района. Согласно массовым замерам, угол квадранта сжатия "...необычайно велик и достигает 130-140°" [Гусев, 1979. С. 152]. В районе известны разломы взбрососдвиговой и надвиговой кинематики. Среди первых особое значение имеют разломы Адыча-Тарынский и Дарпир, ограничивающие Куларо-Нерский складчатый пояс. Адыча-Тарынский (или Адыча-Эльгинский) разлом прослежен от устья р.Адыча до верховьев р.Тарын [Владимиров, 1973; Гусев, 1979] и далее на юго-восток как Тенькинский до Охотско-Чукотского пояса [Шахтыров, 1997] на расстояние около 2000 км. Этот разлом контролирует мощности и фации триасово - юрских отложений, размещение гранитоидных интрузивов и золотое оруденение. На поверхности он выражен неотчетливо и представляет собой зону сближенных нарушений, повышенной трещиноватости мощностью около 200 м [Владимиров, 1973], однако уверенно фиксируется на космоснимках [Архипов и др., 1981], геофизическими методами [Гуторович и др., 1978] и проявляется в виде системы субпараллельных взбросов с плоскостями падения на северо-восток, иногда переходящих в надвиги. Ширина зоны от 15 до 40 км [Архипов и др., 1981].

Чай-Юрьинский разлом детально описан А.Д.Чеховым [1973; 1976] и Г.С.Гусевым [1979]. Этот разлом протяженностью около 1000 км отделяет юрские отложения "Дебинского трога" от пермских и триасовых в Аян-Юряхском антиклинории и Адыча-Эльгинской зоне. Плоскость его наклонена к северо-востоку, вертикальная амплитуда 1-3 км, а правосторонние сдвиговые перемещения достигают десятков километров [Чехов, 1973]. Мощность зоны дробления и смятия около 1 км, в геофизических полях разлом отчетливо выражен гравиметрической ступенью [Вашилов, 1963]. На левобережье р.Индигирка Чай-Юрьинский разлом сменяется протяженным Чаркы-Индигирским надвигом [Архипов и др., 1981₂], по которому батские отложения надвинуты на триасовые. Эта крупная шарьяжная структура фиксируется на расстоянии более 400 км и характеризу-

ется суммарными горизонтальными перемещениями в 30-50 км [Архипов и др., 1981₂]. Время формирования надвига определяется этими авторами как среднеюрско-раннемеловое. Интересно отметить, что на значительном протяжении в плоскости этого надвига устанавливаются интенсивное окварцевание и повышенная золотоносность [Калинин, 1963]; вероятно, в его фрагменте локализовано и открытое недавно месторождение Бадран. Разлом Дарпир отчетливо прослеживается в северо-западном направлении на расстояние более 800 км от низовьев р.Таскан до р. Догдо и служит границей Омудевского составного террейна [Шпикерман, 1997]. Он выражен зоной интенсивного дробления и расланцевания, милонитизации шириной 0,3-3 км сложного строения с падением сместителя на северо-восток под углами 60-80° и с вертикальной амплитудой 3-5 км [Чехов, 1973]; местами его плоскость выволаживается, и разлом превращается в надвиг [Чехов, 1973] с перемещением отдельных блоков на юго-запад на расстояние до 40-50 км [Мальков, 1976; Шпикерман, 1997].

В Полоусненском динамическом районе широко распространены надвиги с различной ориентировкой плоскостей падения (в восточных, юго-восточных и северных румбах). Мощной надвиговой зоной от структур Верхоянского миогеоклинального пояса отделены образования Омудевского составного террейна или Черско-Полоусненской зоны в бас. рр. Селеннях и Уяндина [Натапов, Сурмилова, 1992]. По данным Е.П.Сурмиловой [1992], это типично покровно-чешуйчатое сооружение, надвинутое на терригенные породы триаса и юры в раннем мелу вследствие интенсивных коллизионных процессов. В зонах надвигов возникали высокие термобарические градиенты, которые привели к интенсивному метаморфизму пород. Г.С.Гусев [1979] показал, что плоскости надвигов наклонены на юго-восток и юг под углами не более 40-45° и амплитуды перемещения по ним достигали 20 км с постепенным уменьшением перемещений к северо-восточному флангу - до 1-2 км в Улахан-Тасском надвиге. К надвигам противоположного направления относится крупная Некеиль-Сюрюгинская полоса надвигов субширотного простирания, разграничивающая Святоносско-Анжуйский и Верхояно-Колымский блоки с Черско-Полоусненским [Натапов, Сурмилова, 1992]. Зона представляет собой полосу сближенных чешуйчатых взбросов с падением сместителей на север, ширина ее достигает 5-10 км, протяженность более 800 км. Эта зона контролирует размещение плутонов западного фланга Северного ряда.

ПОСТАККРЕЦИОННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (ПОЯСА ЧЕРСКОГО, ДЖАХТАРДАХ-ОЛОЙСКИЙ ПОЯС, ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ПОЯС, ВЕРХНЕ-ЮДОМСКАЯ ЗОНА)

Постаккреционный период истории Северо-Востока Азии ознаменовался мощной вспышкой вулканизма и гранитоидного магматизма. Вдоль окраины вновь сформированного континента возник ОЧВП - окраинно-континентальная магматическая дуга [Белый, 1994]. В глубине континента образовалась серия вулканических и дайковых полей, плутонических ареалов и зон, приуроченных к границам террейнов или к крупным разломам аккреционного этапа [Некрасов, 1962; Индолев, 1979; Соловьев, 1986; Бахарев и др., 1988; Натапов, Сурмилова, 1992; Трунилина, 1992; Шкодзинский и др., 1992]. Протяженность ОЧВП более 3000 км; он перекрывает разновозрастные террейны мезозой с резким несогласием и многочисленными заливами в них (рис. 3). Несмотря на разногласия в возрастных датировках, почти все исследователи выделяют в ОЧВП ряд последовательных магматических ассоциаций: базальт-андезитовую (ранний мел), дацит-риолитовую и андези-базальтовую (средний мел), трахириолитовую (поздний мел) и базальт-трахибазальтовую и щелочно-базальтовую (поздний мел - палеоген). Как правило, на рубеже раннего - позднего мела и позднего мела - палеогена [Соловьев, 1986; Филатова, 1988], в разрезах вулканитов ОЧВП устанавливается перерыв, которому отвечает горизонтальное сжатие, проявившееся в образовании серии складчато-надвиговых структур [Монтин, 1992], и внедрение гранитоидных плутонов. Возраст пояса определяется как альб-сенонский [Белый, 1994] или мел-палеогеновый [Филатова, 1988].

Во время формирования пояса в пределах мезозой возникли серия позднемеловых впадин (Аркагалинская и др.), выполненных вулканогенно-осадочными отложениями, а также тыловые поперечные структуры типа Джахтардах-Олойского вулканогенного пояса [Натапов, Сурмилова, 1992], протягивающегося в виде цепочек вулканических полей и структур от низовьев р. Яна до ОЧВП. В составе и последовательности формирования вулканитов имеется ряд общих черт [Натапов, Сурмилова, 1992]: (1) начало в апте с кислого эруптивного вулканизма; (2) постепенное

увеличение роли базальтоидных расплавов по мере развития структур; (3) структурная разобщенность проявлений кислого и основного магматизма. К этому можно добавить повсеместно высокую роль трахитоидов (трахириолитов, трахиандезитов и трахибазальтов) в составе вулканитов данного пояса [Бахарев и др., 1988; Трунилина, 1992]. Вулканиты повышенной калиевоности, комагматичные им дайки и малые тела сиенитов и граносиенитов известны также в пространственной ассоциации с Аркагалинской впадиной. Вероятно, к ним следует относить и серию субвулканов калиевых риолитов (Буордахский и др.), которые Г.А.Гринбергом [Гринберг и др., 1974] рассматривались в качестве позднемеловых производных УЯВП. Они формируют цепочку тел, параллельную Джухтардах-Олойскому поясу, названную мной поясом субвулканических интрузивов хр. Черского. По всей видимости, с ними ассоциируют молодые дайковые формации (трахиандезиобазальтовая, габбро-монзонитовая и щелочно-базальтовая), выделенные Л.Н.Индолевым [1979]. В этот же пояс, вероятно, можно включать и позднемеловую серию плутонов лейкогранитовой и щелочно-гранитовой ассоциаций, известных в пределах зон разломов Дарпир и Адыча-Тарынский и охарактеризованных ниже в составе плутонических постааккреционных образований. Еще один поперечный пояс намечается в северной части Южно-Верхоянской зоны, где отмечены позднемеловые субвулканические тела Винто-Халыинского грабена [Коростелев, 1982] и интрузивы диоритового комплекса, выделенного А.Г.Бахаревым [Бахарев и др., 1997].

Ранне-позднемеловая серия. Гранитоиды тоналит-гранодиоритового состава слагают многофазные интрузивы в пределах ОЧВП. Ранние интрузивные фазы сложены габбро, тоналитами, реже диоритами; поздние - гранитами, вплоть до лейкократовых гранитов; максимально распространены породы промежуточных фаз (тоналиты и гранодиориты). Для пород характерны преобладание натрия над калием (при равном соотношении их в гранитах), повышенные концентрации стронция. В качестве акцессорного минерала обычен магнетит.

Позднемеловая серия гранитоидов представлена двумя ассоциациями: гранит-лейкогранитовой и щелочно-гранитовой. Однородные интрузивы гранит-лейкогранитовой ассоциации широко распространены по всей рассматриваемой территории. Они сложены однообразными обычно лейкократовыми биотитовыми, реже биотит-мусковитовыми гранитами S-типа. Площадь их достигает 300-500 км². По химическому составу и геохимическим особенностям выделяются две группы: граниты стандартного типа и литий-фтористые граниты [Недосекин, 1988]. С гранитами обеих групп ассоциируют многочисленные оловорудные месторождения.

Позднемеловые граниты стандартного типа широко распространены в пределах внешней и перивулканической зон Охотско-Чукотского пояса. Они отличаются повышенной ролью калия при общем содержании щелочей около 8% и слабой пересыщенностью глиноземом [Соболев, 1989]; для них характерны высокие концентрации рубидия. Граниты содержат в качестве акцессорной примеси турмалин, фаялит, нередко повышенные концентрации магнетита, ортита и флюорита. В составе ОЧВП эти граниты тесно ассоциируют с риолитами позднего мела.

Литий-фтористые граниты образуют небольшие (10-50 км²) по площади штокообразные интрузивы в пределах складчатых зон мезозой (пояс хр. Черского). Реже размеры их достигают первых сотен квадратных километров. Обычно это двуслюдяные граниты и микроклин-альбит-мусковитовые граниты, обогащенные фторсодержащими минералами - топазом, флюоритом. Они прорывают гранитоиды раннемеловой серии; от гранитов стандартного типа по составу отличаются более высокими концентрациями натрия, фтора, рубидия и лития [Недосекин, 1988].

Щелочно-гранитовая ассоциация представлена серией небольших (до 100 км²) интрузивов с резким преобладанием щелочных гранитов с биотитом, эгирином, рибекитом и арфведсонитом. Сиенитодиориты образуют ксенолиты и ксеноблоки в гранитах и рассматриваются в качестве пород ранней фазы в составе отдельных интрузивов. Количество темноцветных минералов в гранитах варьирует (3-8%): главные акцессории - магнетит, рутил, циркон, часто встречаются ксенотим, фергюссонит и другие редкоземельные минералы. Породы умереннокислые, калинатровые с суммарными концентрациями щелочей 9-12%. Гранитоиды отличаются повышенными концентрациями циркония, иттрия и ниобия. Это типичные гранитоиды А - типа.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МЕЗОЗОИД

Доаккреционную историю мезозой можно представить как однонаправленную последовательность рифто-раздвиговых циклов разной длительности, отвечающих процессам глобального тектогенеза и обусловленных, вероятно, общим пульсирующим расширением Земли [Ларин, 1980;

Гораи, 1984]. Данный процесс реализовывался прерывисто-непрерывно; этапы резкого раскалывания - рифтогенеза сменялись периодами длительного относительно спокойного раздвигания, во время которого накапливались мощные карбонатные и терригенные толщи в режиме пассивной континентальной окраины. По наличию рифтогенного базитового вулканизма можно выделить пять этапов рифтогенеза: рифейский, силурийский, позднедевонский - раннекарбонатовый, раннетриасовый и раннеюрский; причем максимально активным был рифейский этап [Структура..., 1985]. На фоне общего относительно равномерного растяжения происходило неравномерное проседание отдельных блоков вплоть до возможных пауз для блоков с наиболее легким, возможно, максимально (на фоне остальных) гранитизированным фундаментом в районах так называемых пологих дислокаций. Именно пояс таких блоков разделил в позднем палеозое (?) всю зону рифтогенеза - раздвигания на две части, фиксирующие неоднородно-поясовое строение фундамента пассивной окраины: Верхоянскую миогеоклинальную и Куларо-Нерскую, характеризующуюся максимальной глубиной осадочных отложений.

Таким непрерывно-раздвиговым механизмом объясняется и отсутствие процессов гранитообразования в доаккреционном периоде истории мезозой и типичных рифтовых комплексов. Судя по всему, в начальном периоде (рифей - средний палеозой) процесс раздвигания охватил всю территорию, вызвав формирование Южно-Верхоянского рифтогенного внутрикратонного прогиба вследствие обособления и отодвигания Охотского террейна и затем (поздний девон) отделение блоков карбонатной платформы Омuleвского составного террейна, существовавшего с этого момента самостоятельно. Однако в мезозое процессы рифтогенеза постепенно мигрировали к востоку пассивной окраины континента, и во второй половине мезозоя рифтогенез затронул в основном только самую восточную ее часть. Причем, судя по характеру отложений, области сноса осадков все время располагались на западе, юго-западе и юге в современных координатах [Булгакова, 1991; Булгакова, Колодезников, 1991; Эпштейн, 1977 и др.], что позволяет говорить о значительной удаленности в этот период структур Омuleвского сложного террейна от пассивной окраины континента. Исключение составлял лишь Вилигинский террейн, по-видимому, непосредственно контактировавший с пассивной окраиной Охотского фрагмента континента уже в раннем мезозое. Существование таких рифто-раздвиговых обстановок обусловило и своеобразие доаккреционной металлогении [Шпикерман, 1987; 1997; 1998; Шпикерман, Горячев, 1996]. Этапам рифтогенеза соответствуют формации медистых базальтов и медистых песчаников, а этапам раздвигания - формации полиметаллических руд в карбонатных толщах.

С позднего мезозоя ситуация кардинально поменялась в связи с увеличением скорости движения плиты Кула, раскрытием Канадской котловины в Арктике и изменением характера движения Северо-Американской плиты [Парфенов, 1995; Golonka, Scotese, 1995; Зоненшайн, Натапов, 1987 и др.]. Это привело к формированию серии островных дуг (Уяндино-Ясачненской, Святоносско-Олойской, Кони-Мургальской и т.д.), которые, однако, не смогли компенсировать процессы спрединга в Арктике, а также увеличения скорости плиты Кула и поглотить надвигающиеся плиты. В результате произошли мощные коллизионные события, приведшие к полной структурной перестройке региона, к ликвидации океанических и субокеанических бассейнов, к возникновению складчатости и серии многочисленных крупных и мелких интрузивов гранитоидов с сопутствующим разнообразным оруденением при ведущем его золотом профиле.

Эта коллизия происходила неодновременно и неоднакратно. Судя по датировкам плутонических пород, вначале (поздняя юра - неокон) было разновекторное столкновение Кони-Мургальского террейна с Охотским и Омолонским (в составе Индигиро-Омолонского супертеррейна) блоками вследствие резко возросшей скорости плиты Кула, буквально толкавшей его к континенту, и одновременно Индигиро-Омолонского супертеррейна, Алазейско-Хетачанского террейна с пассивной окраиной Сибирского континента из-за начавшегося раскрытия Канадского бассейна и движения Северо-Американской плиты в сторону Сибирского континента. В результате этой сложной разновекторной коллизии сформировались складчатые пояса, произошли "излом" Приколымского блока [Натапов, Шульгина, 1991], ротационный [Кузнецов, 1990], малоамплитудный разворот структур Индигиро-Омолонского супертеррейна, возникновение системы надвигов вдоль его западной окраины и формирование поперечных систем разломов в кристаллическом фундаменте пассивной окраины (поперечные ряды).

У такой интерференции векторов сжатия была разная динамика: на ранней стадии коллизии преобладало тихоокеанское направление вследствие огромной инерции плиты Кула, буквально "заткнувшей" зону субдукции Кони-Мургальской дуги и, как бильярдные шары, вдавившей Омо-

лонский и Охотский блоки в Приколымский терреин и в пассивную окраину континента. Этому этапу отвечало возникновение серии Полоусненских надвигов и поперечных рифтоподобных зон в тылу Удской дуги, сопровождавшееся внедрением гранитоидных плутонов повышенной натровости (155-145 млн лет) и последовавших за ними более калиевых гранитов (145-140 млн лет). Все это происходило на фоне нарастающей интенсивности арктического вектора, возобладавшего впоследствии над тихоокеанским, что привело к формированию грандиозного Главного Колымского плутонического пояса (169-135 млн лет). Центром приложения сил обоих векторов являлся, по видимому, Верхне-Индибирский район - место, где наблюдается излом направлений оси Главного Колымского плутонического пояса, Чай-Юрьинский сдвиг сменяется крупнейшим Чаркынским надвигом и располагается огромный Тарынский субвулкан. Интенсивное раскрытие Канадской котловины в дальнейшем привело к активному сближению Северо-Американского континента с Сибирским, закрытию Южно-Анжуйского океанического бассейна и к коллизии между формирующимся краем Сибирского континента, Святоносско-Анжуйской дугой и Чукотским террейном - фрагментом пассивной окраины Северо-Американского континента. Это событие началось в неокоме, а завершилось в конце раннего мела и сформировало Северный батолитовый пояс (130-100 млн лет), а также продольные и поперечные ряды позднеколлизийных интрузивов в пределах Главного Колымского батолитового пояса (125-110 млн лет).

Впоследствии спрединг в Канадской котловине прекратился [Зоненшайн, Натапов, 1987] при продолжающемся движении плиты Кула; вдоль новой окраины континента возник ОЧВП, в тылу которого существовали перпендикулярные к его простиранию зоны континентального рифтогенеза, сопровождавшегося формированием впадин и цепочек изолированных вулканических и субвулканических полей типа Джахтардах-Олойской, цепи Черского, Халыинской и других с комплексами сопутствующих постагрегационных гранитоидных плутонов (90-70 млн лет).

Таким образом, характер взаимодействия блоков мезозойд позволяет выделять несколько коллизийных зон: Яно-Колымскую, Верхоянскую, Северную и Чукотскую (табл. 2), фиксируемых складчатыми поясами, метаморфическими зонами и поясами гранитоидных интрузий, что признается большинством современных исследователей [Зоненшайн и др., 1990; Богданов, Тильман, 1992; Pafenov, 1994]. Несмотря на разное пространственное положение и возраст терригенных комплексов, эти зоны имеют ряд устойчивых признаков (см. табл. 2), степень проявления которых прямо связана с масштабностью данных зон и, возможно, с уровнем их современного эрозионного среза. К ним можно отнести и Приохотскую маркирующую зону "наезжания" на пассивную окраину островодужных структур с сопровождающими их осадочными бассейнами, имеющими признаки соединения с бассейнами пассивной окраины. Хотя, в строгом смысле, эта зона, вероятно, не является коллизийной, она контролирует процессы своеобразной складчатости, надвигов и размещение гранитоидных плутонов коллизийного типа, что позволяет отнести ее к категории коллизийных зон типа континент - островная дуга.

Именно в коллизийных структурах размещаются и основные золото-кварцевые пояса, которые приурочены либо к границам крупных тектонических блоков, либо к линеаментам внутри отдельных глобальных тектонических структур (рис. 3). К первым относятся Яно-Колымский пояс, Куларский и Улахан-Тасский ареалы, ко вторым - Аллах-Юньский, Верхоянский и Приколымский пояса, а также Чукотский ареал. По позициям относительно главных структур мезозойд эти пояса и ареалы могут быть объединены в три крупных мегапояса: Верхоянский, Северный и Яно-Колымский [Горячев, 1997].

Таблица 2

Сравнительная характеристика коллизийных зон Северо-Востока Азии

Типоморфные признаки зон	Верхоянская	Яно-Колымская	Северная и Чукотская
Характер и интенсивность складчатости	Линейная, интенсивная (локально). Крупные линейные коробчатые и арочные структуры, осложненные мелкими складками. Характерны поперечные сдвиги	Интенсивная площадная. Линейные, сильно пережатые складки, крупные сундучные антиклинали и корытообразные синклинали, осложненные мелкой складчатостью. Зоны	Интенсивная (локально). Крупные линейные горст-антиклинальные и грабенсинклинали. Чередование зон сжатых складок и надвигов с зонами брахиформных складок

		полной складчатости	
Главный вектор сжатия и время аккреции	Запад-северо-западный (J ₃ -K ₁)	Юго-западный (J ₃ -K ₁)	Юго-юго-западный (K ₁)
Разломы	Глубинные взбросо-сдвиги, надвиги	Глубинные сдвиги и надвиги, несколько параллельных систем	Надвиги, сдвиги и взбросы, служащие границами структур
Региональный метаморфизм	Дислокационный метаморфизм (J ₃), в Южно-Верхоянском секторе узкая линейная зона зеленосланцевой фации (T=500°C, P=3-6,5 кбар)	Дислокационный метаморфизм (J ₃). Линейные зоны и площадные ареалы регионально-плутонического метаморфизма (J ₃ -K ₁) зеленосланцевой фации (T=450-620°C, низких давлений)	Купольные, локальные участки метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (148-143 - 116-95 млн лет) (T=490-660°C, P=5-6 кбар)
Гранитоидный магматизм	Серии даек среднего состава, зональные интрузии биотит-амфиболовых гранитов (140-95 млн лет) I-типа с высокими концентрациями Sr (до 2000 г/т) и Sr ₀ =0,705-0,714. Посторогенные гранит-лейкогранитные интрузии S-типа (100-70 млн лет)	Интрузии разных типов: (1) малоглубинные граниты S-типа (170-140 млн лет), Sr ₀ = 0,705-0,716; (2) глубинные гранодиоритовые плутоны I-типа (155-135 млн лет и 125-115 млн лет) с Sr ₀ =0,703-0,711; (3) посторогенные гранитные плутоны S- и A-типов (менее 110 млн лет), Sr ₀ =0,710-0,730	Сочетание раннеорогенных гранитоидов S- и I-типов (иногда зональных), Sr ₀ =0,705-0,711 с посторогенными S - гранитами

Примечание. Составлена по материалам автора с использованием данных других исследователей [Богданов, Тильман, 1992; Гельман, 1961; 1996; Гельман и др., 1980; Гусев и др., 1985; Ненашев, Зайцев, 1987; Симанович, Андриянов, 1994; Федорова, 1991; Шкодзинский и др., 1992; Трунилина, 1992; Parfenov, 1991; 1994; Nokleberg et al., 1994].

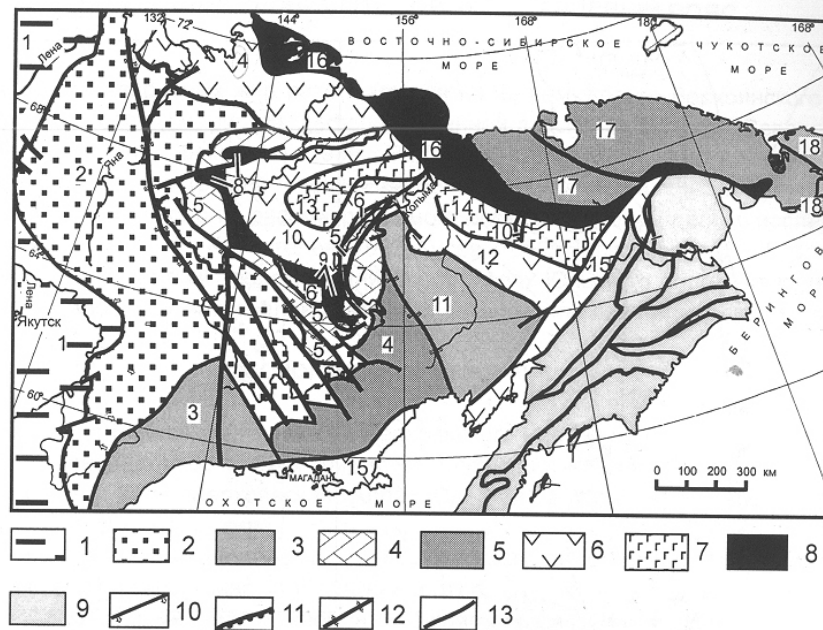


Рис. 1. Окраина кратона и террейны Северо-Востока Азии (составлена с использованием работ: Л.М.Парфенов и др. [1993]; L.M.Parfenov [1994]; W.J.Nokleberg et al. [1994]; С.Г.Бялобжеский, Г.М.Сосунов [1992]; В.И.Шпикерман [1997; 1998]): 1 - платформенный чехол; 2 - комплексы погруженной окраины кратона (карбонатный шельфовый и терригенный проградационный); 3-9 - террейны различных геодинамических типов: 3 - кратонные, 4 - карбонатные пассивной континентальной окраины, 5 - шельфовые терригенные континентальной окраины, 6 - островодужные энсиалические, 7 - островодужные энсиалические, 8 - океанические и субокеанические, 9 - террейны Корьяско-Камчатской зоны; 10 - границы горст-антиклинорий; 11 - надвиги; 12 - сдвиги; 13 - недифференцированные разломы. Названия структурных элементов: 1,2 - Северо-Азиатский кратон (1 - Сибирская платформа, 2 - Верхоянский миогеоклинальный складчатый пояс); 3-18 - тектоно-стратиграфические террейны (3 - Охотский, 4 - Вилигинский, 5,6 - Омуплевский сложный терреин, в том числе Рассошинский палеотерреин (6), 7 - Приколымский, 8 - Мунилканский, 9 - Аргатаско-Поповкинский, 10 - Момский, 11 - Омолонский, 12 - Олойско-Березовский, 13 - Алазейский, 14 - Хетачанский, 15 - Кони-Мургалский, 16 - Южно-Анюйский, 17 - Чукотский, 18 - Сьюардский)



Рис. 2. Динамические районы Северо-Востока Азии (по Г.С.Гусеву [1979]): 1 - границы районов; 2 - направления векторов сжатия и главных сопряженных систем разломов. Динамические районы: 1 - Лаптевский, 2 - Верхоянский, 3 - Южно-Верхоянский, 4 - Охотский, 5 - Индигиро-Колымский, 6 - Колымо-Омолонский, 7 - Полоусненский, 8 - Новосибирско-Чукотский, 9 - Охотско-Чукотский (Приохотский)

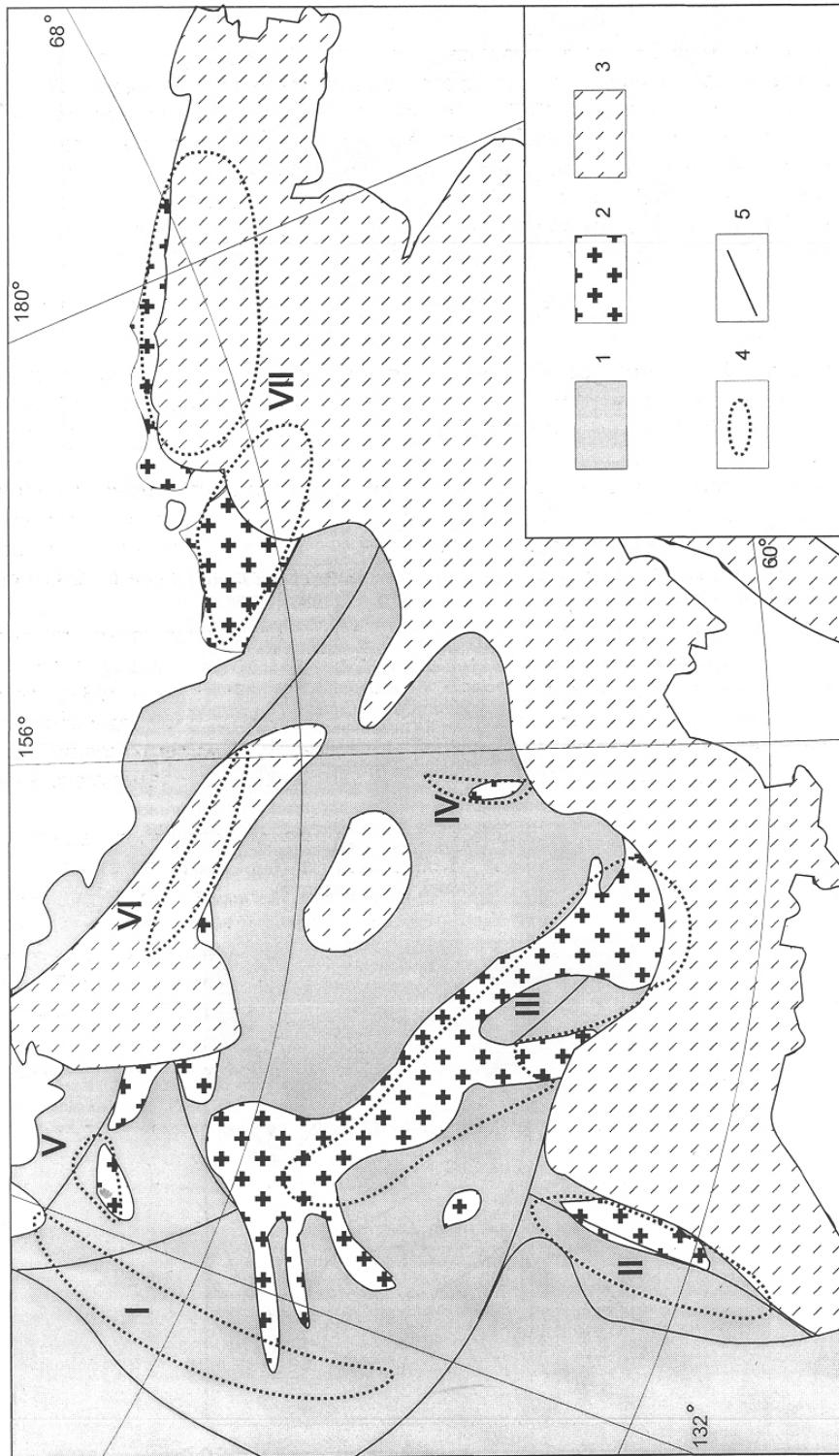


Рис. 3. Положение поясов золото-кварцевых жил, аккреционных и постаккреционных магматических образований в структурах мезозоид Северо-Востока Азии: 1 - геологические структуры мезозоид; 2 - пояса аккреционных гранитоидов; 3 - ареалы распространения постаккреционных образований; 4 - осевые тектонические границы; 5 - пояса и ареалы золото-кварцевых жил и их номера: I - Верхоянский, II - Яно-Кольмский, III - Аллах-Юньский, IV - Прикольмский (Шаманико-Столбовской), V - Куларский, VI - Улахан-Тасский, VII - Чукотские

ГЛАВА 3. АЛЛАХ-ЮНЬСКИЙ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫЙ ПОЯС

Этот пояс золото-кварцевых жил располагается на южном фланге Верхоянского миогеоклинального складчатого пояса (см. рис. 3), деформированной пассивной окраины Северо-Азиатского кратона [Парфенов, 1984; Прокопьев, 1989; Parfenov, 1991; 1994]. Он сложен терригенно-карбонатными и карбонатными (рифей - нижний карбон) и терригенными (средний карбон - средняя юра) отложениями (рис. 4). Геология рассматриваемого региона изучена многими исследователями [Ларин, 1956; Ян-жин-шин, 1983; Коростелев, 1982; Гусев, 1979; Прокопьев, 1989; Геология..., 1981 и др.]. Ниже приводится краткий геологический очерк Аллах-Юньского золото-кварцевого пояса, основанный на использовании материалов указанных авторов и на личных наблюдениях.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В пределах Южно-Верхоянского сектора Верхоянского миогеоклинального складчатого пояса выделяются три тектонические зоны субмеридионального простирания [Прокопьев, 1989]: Кыллахская, Сетте-Дабанская и Южно-Верхоянская (Аллах-Юньская); в последней и локализовано основное количество золото-кварцевых жил.

Кыллахская зона протяженностью около 800 км располагается вдоль границы Сибирской платформы. Она сложена терригенно-карбонатными отложениями рифея - ордовика, которые местами перекрыты карбонатными (нижний карбон) и терригенными (нижняя пермь и нижняя юра) породами. В зоне проявлены широкие мульдообразные синклинали, чередующиеся с узкими линейными приразломными антиклиналями.

Восточнее Кыллахской зоны располагается Сетте-Дабанская зона существенно карбонатных пород венд - среднепалеозойского возраста. Для нее характерны интенсивная деформация, кливаж и разнотипная складчатость [Коростелев, 1982; Ян-жин-шин, 1983; Прокопьев, 1989], среди которой отдельные исследователи выделяют складки палеозойского возраста. Породы местами испытали интенсивный региональный метаморфизм с преобразованием в мусковит-хлоритовые, хлоритовые, тальк-хлоритовые, хлоритово-известняковые сланцы, мраморы, мраморизованные известняки [Ян-жин-шин, 1983].

Южно-Верхоянская зона, расположенная еще восточнее, сложена мощной толщей песчано-сланцевых пород верхоянского комплекса (C₂-J₂). В основании разреза располагаются турне - визейские турбидиты с типичными глубоководными олистостромами [Кропачев и др., 1988]; выше они сменяются глинистыми и песчано-глинистыми карбон - пермскими турбидитами [Гурьев, Худoley, 1990]. В отложениях верхней перми наблюдаются более мелководные (песчаники и алевролиты с примесью гравелитов) фации. Они трактуются как мелководные части крупной дельты [Гурьев, Худoley, 1990]. По данным В.П.Семенова [1979], для верхнепермских отложений северной части зоны характерны проявления внутриформационных подводно-оползневых деформаций, кластических даек и других консидиментационных нарушений, указывающих, по его мнению, на повышенную сейсмичность в период их накопления. Триасовые отложения распространены в центральной и северной частях зоны и представлены лагунно-континентальными песчаниками нижнего - среднего триаса, сменяющимися в северном направлении прибрежно-морскими фациями [Л.М.Парфенов, А.В.Прокопьев, 1995 г.]. Для верхнего триаса типично присутствие в нижней части разреза алевролитов и аргиллитов, сменяющихся в верхних частях песчаниками и гравелитами. Нижне-, среднеюрские породы локализируются в центральных частях мульдообразных синклиналей северного фланга зоны. Это мелководные алевролиты, аргиллиты и песчаники с кремнисто-карбонатными конкрециями.

ДЕФОРМАЦИИ И МЕТАМОРФИЗМ

Все отложения верхоянского комплекса испытали интенсивные и сложные деформации с образованием линейной складчатости, осложненной поперечными поднятиями [Гусев, 1979]. Оси большинства складок расположены кулисообразно (с северо-восточной направленностью) относительно главной ориентировки Южно-Верхоянской зоны. В тектоническом плане вся зона разделяется на три подзоны: Присеттедабанскую, Центральную и Приохотскую, ограниченные крупными

разломами субдолготного простирания с плоскостями, круто наклоненными на запад [Прокопьев, 1989]. В пределах зоны устанавливается пять этапов деформаций, из которых первые четыре датируются неокомом, а последний - поздним мелом [Прокопьев, 1989]. Деформации 1-4-го этапов были догранитоидными, но деформировали ранние серии даек. С ними, вероятно, связана узкая зона интенсивного регионально-дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации с переходом в эпидот-амфиболитовую [Андриянов, 1973; Симанович, 1978; Симанович, Андриянов, 1994].

По данным указанных исследователей, метаморфизм наиболее интенсивно проявлен в южной части зоны (см. рис. 4), где ширина биотитовой и ставролитовой зон достигает 20-25 км. Здесь происходит смена метагенетически преобразованных пород (альбит+хлорит+серицит+пирит) метаморфическими минеральными ассоциациями мусковит-биотитовой (биотит+альбит+эпидот+мусковит) и ставролитовой (ставролит+гранат+эпидот+мусковит+кварц+биотит+альбит) субфаций. В северной части Аллах-Юньского пояса существенных метаморфических преобразований осадочных пород в пределах Курумо-Гельдинского рудно-магматического узла не установлено. Отмечаются только карбонат-серицитовые и альбит-хлоритовые изменения, связанные, по-видимому, с дислокационными преобразованиями пород в зоне Кидерикинского глубинного разлома. Сходная ситуация известна и на крайнем юго-восточном фланге пояса [Мирзеханов, Мирзеханова, 1991]. Зоны метаморфизма являются секущими относительно стратиграфических границ и складок [Симанович, Андриянов, 1994]. По данным указанных исследователей, метаморфические преобразования накладываются на позднеюрские "добатолитовые" дайки порфириров. Параметры метаморфизма составляют по температурам более 500°C, по давлениям - 3-6,5 кбар [Симанович, Андриянов, 1994]. Они считают, что метаморфизм проявился после основной фазы складчатости, формирования порфирировых даек и согласных кварцевых жил во вторую фазу и с ним связано образование кварцевых жил, "заполняющих кливажные трещины" [Симанович, Андриянов, 1994. С.113].

Осадочные породы характеризуются повышенным фоном золота [Кокин, 1989; 1990]. Согласно данным А.В.Кокина, региональный фон золота в Южно-Верхоянском синклинии составляет для алевролитов 7,2 мг/т (829 проб), а для песчаников - 6,0 мг/т (211 проб). Продуктивные отложения ранней перми имеют еще более высокие концентрации золота: песчаники - 10,0 мг/т (127 проб), алевролиты - 12,2 мг/т (433 пробы). Уровень содержания золота в осадочных породах северного фланга данной зоны показан в табл. 3.

Таблица 3

**Среднее содержание золота в алевролитах позднего карбона - ранней перми
Курумо-Гельдинского рудного узла северной части Аллах-Юньского золото-кварцевого пояса, мг/т**

Наименование свиты	Северный фланг	Центр	Южный фланг
Джуптагинская (С ₃)	8,2/15,2 (22)	9,3/16,9 (23)	5,3/1,5 (7)
Дыбинская (Р ₁)			
запад	3,7/11,3 (19)	11,2/13,5 (17)	2,2/1,8 (15)
восток	1,5/1,3 (11)		2,5/1,8 (5)
Менкеченская (Р ₂)	4,8/10,2 (8)	Нет данных	Нет данных

Примечание. В числителе - среднее арифметическое, в знаменателе - стандартное отклонение. Здесь и далее в скобках - количество проб. Спектрохимический анализ выполнен в ЯИГН СО РАН.

ГРАНИТОИДЫ

Гранитоидный магматизм проявился в пределах Аллах-Юньской зоны во внедрении разновозрастных даек преимущественно среднего и кислого состава и крупных интрузивов гранитоидов [Индолев, 1979; Гринберг, 1970; Мезозойская..., 1983; Хитрунов и др., 1975; Волкодав, 1984; Коробов, 1989; А.Г.Бахарев, 1991 г.]. Названные исследователи выделили несколько разновозрастных групп интрузивов.

1. Наиболее древними являются дайки габбродиоритовой формации [Индолев, 1979]. Они представлены диоритами, габбродиоритами, иногда переходящими в спессартиты, а также в биотит-пироксеновые и биотитовые лампрофиры. Протяженность даек достигает 1,5 км при мощности до 10 м; местами они по простиранию преобразуются в мелкие штокообразные тела и секут безрудные кварцевые и золото-кварцевые стратифицированные жилы, содержат ксенолиты кварца, но сами пересекаются более молодыми кварцевыми жилами. Дайки отчетливо метаморфизуются

со стороны гранитоидных интрузивов, а также прорываются дайками более молодых догранитных диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров следующей группы.

2. Диоритовые порфириты - характерные мелкозернистые породы, формируют часто пологие, ветвящиеся дайки сложной морфологии. Кислые дайки (гранит-порфиры) составляют серию свит длиной до 30 км северо-восточного простирания, согласного с простиранием складок. Они отчетливо метаморфизуются в контактовой зоне Тарбаганнахского интрузива с образованием мелкочешуйчатого биотита и единичных зерен граната.

3. Массивы гранит-гранодиоритового состава, сопровождаемые свитами даек апофиз гранодиорит-порфиров, разделяются на две группы: зональные массивы сложного состава - Тарбаганнахский и Уэмляхский и однородные - Курумский и Дыбинский [Гринберг и др., 1970; Хитрунов и др., 1975]. Они сложены биотит-амфиболовыми гранодиоритами и гранитами при подчиненной роли более ранних кварцевых диоритов и поздних мелкозернистых лейкократовых биотитовых гранитов. Зональность интрузивов выражается в увеличении кремнекислотности их пород от краев к центру в результате последовательного формирования фаз кристаллизации в интрузивной камере [Гринберг, 1973]. По составу (табл. 4) и набору акцессорных минералов [Ипатьева, 1976; Г.Н.Гамянин и др., 1990 г.] эти гранитоиды относятся к I-типу ильменитовой серии. Возраст их, по данным K-Ag-определений, колеблется в пределах 150-90 млн лет, а по единичным изохронным Rb-Sr-определениям - 158-144 млн лет при первичном стронции 0,7211-0,7238 [Ненашев, Зайцев, 1985] и 124-122 млн лет при $Sr_0 = 0,706-0,708$ [Бахарев и др., 1997]. Однородные интрузивы характеризуются либо существенно диоритовым - кварцево-диоритовым (Верхне-Хандыгский или Супский), либо гранодиоритовым составом (Дыбинский, Веткинский, Курумский). Однако в некоторых из них (Курумском) устанавливаются дайки поздних мелкозернистых биотитовых гранитов, однотипных гранитам центральных частей зональных интрузивов. О генетическом единстве обеих групп интрузивов свидетельствует весьма своеобразное поведение K-Rb-отношения в процессе их становления. В отличие от обычных дифференцированных серий гранитоидов, где это отношение закономерно уменьшается [Ставров, 1971], в рассматриваемых гранитоидах наблюдается существенное возрастание величины этого отношения (табл. 5). Такое поведение калия и рубидия известно и в гранитоидах крупного Раумидского плутона, также сформированного в результате кристаллизации разных фаз непосредственно в интрузивной камере [Боконбаев, Ставинский, 1979].

Таблица 4

**Средние составы пород отдельных плутонов позднеюрско - раннемеловой серии
Аллах-Юньского пояса, мас. %**

Окислы	Курумский			Дыбинский	Тарбаганнахский		
	Кварцевый диорит (1)	Гранодиорит (5)	Гранит (4)	Гранодиорит (5)	Кварцевый диорит (8)	Гранодиорит (3)	Гранит (5)
SiO ₂	61,13	65,03	73,21	66,55	61,10	66,58	71,08
TiO ₂	0,63	0,56	0,17	0,54	0,76	0,60	0,26
Al ₂ O ₃	17,49	16,56	13,99	15,74	16,75	15,93	14,66
Fe ₂ O ₃	6,13	4,84	1,74	0,70	0,31	-	-
FeO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,76	4,48	4,62	2,62
MnO	0,12	0,09	0,02	0,05	0,07	0,06	0,02
MgO	1,71	1,45	0,46	1,84	3,39	1,55	0,60
CaO	4,08	2,98	1,20	4,94	4,78	3,03	1,87
Na ₂ O	4,30	3,56	3,36	4,16	4,22	4,33	3,89
K ₂ O	3,11	3,81	5,19	3,93	3,12	3,15	4,43
P ₂ O ₅	0,35	0,26	0,07	-	0,28	0,19	0,06
H ₂ O	0,93	0,66	0,55	-	0,41	0,38	0,38

Примечание. Данные по Дыбинскому массиву заимствованы из работы А.Т.Хитрунова и др.[1975], по Тарбаганнахскому массиву - из работы Н.И.Ненашева и др. [1974].

Именно с данными интрузивами связано золото-редкометалльно-кварцевое, молибденовое и вольфрамовое оруденение.

Кроме рассмотренных даек, отмечаются также серии небольших штоков габбродиоритового (нередко с оливином) состава, относящихся к поздней габбро-диабазовой формации [Хитрунов и др., 1975] или выделяемых в самостоятельный диоритовый комплекс (Гельдинские штоки - А.Г.Бахарев [1991 г.]). Они тесно ассоциируют с поперечной грабенообразной структурой Халын-

ского бассейна, весьма сходной с Омсукчанской рифтогенной структурой, и по возрасту близки к гранитам Курумского массива. В них преобладают диориты и кварцевые диориты с редкими небольшими телами гранодиоритового состава. Для дифференциатов этого комплекса устанавливается иная картина изменения K-Rb-отношения (см. табл. 5).

Таблица 5

Распределение рубидия и вариации отношений щелочных металлов в гранитоидах Курумского, Тарбаганнахского и Гельдинского массивов

Наименование массива, породы	Rb, г/т	K/Na	K/Rb
Курумский - гранодиорит (6)	98	0,99	288
- гранит (6)	101	1,73	475
Тарбаганнахский - гранодиорит (13)	104	0,95	276
- гранит (4)	82	0,98	436
- лейкократовый гранит (19)	85	1,70	605
Гельдинский - диорит (4)	64	0,87	336
- кварцевые диориты-гранодиориты (2)	82	1,04	315

Примечание. Данные по Тарбаганнахскому массиву Ненашева и др. [1974].

4. В восточной части Аллах-Юньской зоны располагается комплекс более молодых интрузивов биотитовых лейкократовых гранитов, щелочных гранитов и монцонитов. Разные исследователи либо рассматривают их в составе гранит-лейкогранитной формации [Гринберг и др., 1983], либо разделяют на ряд комплексов [Волкодав, 1984; Коробов, 1989]. Для них характерна связь с вулканическими комплексами ОЧВП и редкометалльная, преимущественно оловянная минерализация. В составе гранитоидов жильных фаций этих интрузивов часто отмечаются фаялит и шпинель. Для метасоматитов типичны эгирин, калишпаты [Недосекин, 1988]. От интрузивов гранодиорит-гранитного состава они отличаются большей калиевостью.

Таблица 6

Средние содержания золота в дайках и интрузивах аккреционного этапа, мг/т

Интрузив	Порода	Au	Источник	Вид анализа
Тарбаганнахский	Диорит	10 (5)	Хитрунов и др. [1975]	Спектрохимический
	Гранодиорит	15 (5)		
	Гранит	6 (3)		
Дыбинский	Гранодиорит	5,2 (10)	Хитрунов и др. [1975]; Волкодав [1974]	Спектрохимический Нейтронно-активационный
	Адамеллит	2,17 (6)		
Курумский	Гранодиорит	10,3 (12)	Хитрунов и др. [1975] Волкодав [1974] Волкодав [1974]	Спектрохимический Нейтронно-активационный
	Адамеллит	9,4 (8)		
	Гранит	3,9 (1)		
	Гранодиорит	10,7 (3)		
Гельдинский	Гранит	15,3 (6)	Г.Н. Гамянин и др., 1990 г.	Спектрохимический
	Аплит	1,8 (4)	Г.Н. Гамянин и др., 1990 г.	Спектрохимический
	Диорит	8,1 (8)	Хитрунов и др. [1975]	Спектрохимический
Яманский	Диорит	4,5 (3)	Волкодав [1974]	Нейтронно-активационный
	Диорит	2,2 (4)	Г.Н. Гамянин и др., 1990 г.	Спектрохимический
	Кварцевый диорит	2,8 (4)	Г.Н. Гамянин и др., 1990 г.	Спектрохимический
Дайки ранние	Габбродиориты	1,6 (3)	Г.Н. Гамянин и др., 1990 г.	Спектрохимический
	Лампрофиры	2,8 (4)		
Дайки поздние	Лампрофиры	0,5 (3)	Г.Н. Гамянин и др., 1990 г.	Спектрохимический

5. Интрузивы гранитоидов центральной подзоны секутся более молодыми дайками базальтов, лампрофиров и сферолитовых кварцевых порфиров, часто группирующихся в свиты северо-западного и субширотного простираения. Для даек обычны многочисленные ксенолиты гранитоидов, даже если они располагаются на значительном удалении от интрузивов [Индолев, 1979]. В лампрофирах присутствуют оливин, пироксен и анальцит. Дайки сферолитовых кварцевых порфиров прорывают граниты Уэмляхского массива, а также наблюдаются на севере пояса в Дыбинском рудном узле, где пересекают дайки лампрофиров и диабазов [Индолев, 1979]. Но в то же время в этой группе имеются и более молодые основные дайки, известные на Алтайском месторождении. Породы некоторых из них близки по составу породам диоритовой формации.

Выделенные группы гранитоидов, как дайки, так и крупные интрузивы, достаточно отчетливо различаются по составу однотипных пород и рассматриваются мной в качестве синаккреционных габбродиоритовых, порфировых, гранодиорит-гранитовых, диоритовых и постаккреционных лейкогранит-щелочно-гранитовых и базальт-риолитовых (порфирового) комплексов. Они занимают различные ареалы на классификационных диаграммах (рис. 5): ранние серии даек и гранитных интрузивов располагаются в поле островодужных гранитоидов, а поздние - внутриплитных. По соотношениям форм железа, акцессорной минерализации они входят в состав ильменитовой и магнетитовой серий Ишихары и I-типа гранитоидов Чаппела и Уайта. Известные определения первичного Sr [Ненашев, Зайцев, 1985] свидетельствуют о коровом происхождении ранних гранитоидных интрузивов. На основании имеющихся данных ранние гранитоидные интрузии относятся к коллизионному типу, а поздние - к типу внутриплитных гранитов, формировавшихся в тыловодужных обстановках ОЧВП.

Золотоносность синаккреционных гранитоидов Аллах-Юньской зоны изучали И.Г.Волкодав, А.Т.Хитрунов, А.В.Кокин, М.К.Силичев и ряд других исследователей (табл. 6). Эти данные показывают относительно повышенные концентрации золота в гранитоидных породах.

КРАТКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Все известные месторождения и рудопроявления рассматриваемого региона подразделяются на три группы: (1) доаккреционные месторождения стратиформных полиметаллических и медных руд, относящихся к трем формационным типам: медистых базальтов, медистых песчаников и сланцев и свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах [Шпикерман и др., 1996]; (2) аккреционные месторождения золота, вольфрама и молибдена, сформированные в период аккреции к Верхоянской пассивной окраине Охотского микроконтинента, и (3) постаккреционные серебро-полиметаллические, оловянные и редкометалльные месторождения, связанные с формированием ОЧВП. Месторождения первой группы ранне-среднепалеозойского возраста [Шпикерман и др., 1996] распространены в Сетте-Дабанской структурной зоне и не являются предметом моего рассмотрения. Собственно аккреционное золотое оруденение детально характеризуется ниже. В гранитоидах аккреционной гранодиорит-гранитной ассоциации также локализовано молибденовое и бериллий-вольфрамовое оруденение, образующее мелкие рудопроявления грейзенового типа [Индолев, 1965; Силичев, Белозерцева, 1978; Коробов, 1989]. Вместе с золоторудными месторождениями они составляют Аллах-Юньскую металлогеническую зону [Nokleberg et al., 1997]. С постаккреционными интрузивами гранит-лейкогранитовой и щелочно-гранитовой ассоциаций и базальтоидными дайками связаны месторождения олова, серебра, полиметаллов и редкоземельных [Волкодав, 1984; Коробов, 1989; Флеров, 1984; Индолев, 1979]. Они образуют Восточно-Верхоянскую и Верхне-Юдомскую металлогенические зоны [Nokleberg et al., 1997].

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Ниже приводится характеристика золото-кварцевого оруденения, основанная на материалах П.А.Строны, М.К.Силичева, Г.Н.Гамянина, В.И.Соловьева, В.А.Слезко, Ю.П.Воронина, Н.В.Белозерцевой, Н.Г.Андриянова, А.Г.Буйвола, А.Г.Павлова, А.В.Кокина и других геологов, а также на моих собственных наблюдениях 1977-1983 и 1991 гг. в северной части Аллах-Юньского золотоносного пояса.

Золото-кварцевые жилы Аллах-Юньского пояса группируются в сравнительно узкую полосу шириной около 50 км и длиной более 500 км (см. рис. 4), которая протягивается вдоль западной

окраины пояса синаккреционных гранитных интрузивов гранодиорит-гранитной ассоциации, совпадая с ареалами догранитных дайковых свит и с зоной максимального проявления регионально-дислокационного метаморфизма. На севере он обрывается зоной поперечных разломов (Брюндинский и др.), которые маркируют крупный региональный сдвиг, на юге постепенно затухает при переходе в нижнепалеозойские и рифейские отложения. Согласно подсчетам [Кокин, Андриянов, 1989], почти все золото-кварцевые жильные месторождения и рудопоявления локализованы в позднекарбонových-пермских отложениях (рис. 6) Южно-Верхоянской структурной зоны. Мощность их составляет около 2100 м. В пределах благоприятного горизонта нижней перми мощностью около 1000 м известно несколько ярусов золото-кварцевых стратифицированных жил, которые отвечают нижним песчаниковым слоям крупных ритмопачек [Кокин, Андриянов, 1989; Яновский, 1990]. В продуктивном горизонте флишоидного строения (чередование песчаников, диамиктитов, алевролитов, конгломератов и аргиллитов) с отчетливой градационной слоистостью выделено пять таких ритмопачек мощностью от первых десятков до первых сотен метров. Они имеют одинаковое строение [Яновский, 1990]: в основании залегает горизонт грубозернистых псаммито-псефитовых пород, над ним расположены пачки слоистых алевролитов и аргиллитов. Для нижних ритмопачек характерны текстуры оползания, взмучивания и взламывания. При этом рудные жилы часто тяготеют к горизонтам, обогащенным туфогенным материалом [Слезко, 1979; Павлов, Решетников, 1979]. На севере пояса отмечается приуроченность золото-кварцевого оруденения к алевролитовым толщам.

В структурном плане размещение протяженных стратифицированных жил контролируется мульдообразными синклиналями [Иноземцев, Слезко, 1979; Буйвол, Иванов, 1985; Яновский, 1990], ширина которых не превышает нескольких километров. Согласно последним данным, эти складки имеют приразломную, дислокационную природу, связанную с интенсивными взбросовыми и сдвиговыми деформациями по зоне крупного Минорского разлома [Прокопьев, Фридовский, 1989; Прокопьев, 1989]. На приуроченность золотоносных кварцевых жил данного типа к линейным зонам повышенных дислокаций указывали ранее А.И.Казаринов [1957], М.К.Силичев и Н.Г.Андриянов [1974]. На крайнем юго-восточном фланге пояса также наблюдается структурная приуроченность золото-кварцевых жил к зонам интенсивных дислокаций [Мирзеханов, Мирзеханова, 1991]. На важную роль крупных продольных разломов в размещении оруденения указывают тяготение месторождений золота к линейным зонам и локализация некоторых в разрывах, оперяющих эти разломы. В локальном плане наблюдается связь продуктивных жил и минерализованных зон с антиклинальными складками более высоких порядков, осложняющими крупные синклинали [Силичев, Андриянов, 1974; Яновский, 1990].

По структурно-морфологическим особенностям все кварцево-жильное оруденение района можно подразделить на (1) стратифицированные плащеобразные жилы, (2) зоны сетчатого и лестничного прожилкования (штокверковый тип) в пластах песчаников, (3) секущие плитообразные жилы и (4) системы линейного и сетчатого прожилкования в минерализованных зонах дробления и смятия.

Стратифицированные золото-кварцевые жилы представляют собой типичные пластовые и субпластовые образования в песчано-сланцевой толще нижней перми. Протяженные (длиной до 2 км) и мощные (до 10 м, обычно 1-2 м) жилы локализуются в пластах песчаников или вдоль контакта их со сланцами и алевролитами. Эти жилы выполняют полости отслоения в замках и крыльях линейных складок, нередко тяготея к местам их периклинального замыкания (рис. 7). Некоторые геологи называют такие жилы залежами [Архипов и др., 1979]. Иногда отмечается сочетание согласных жил с радиально сопряженными секущими жилами [Силичев, Белозерцева, 1985], которые при детальном рассмотрении могут трактоваться как крупные апофизы от пластовых жил во вмещающие песчаники (рис. 8). Они пересекают трещины кливажа; его влияние сказывается только на морфологии контактов жил [Буйвол, Иванов, 1985; Силичев, Белозерцева, 1986].

Кроме согласных и субсогласных жил имеются редкие примеры промышленных жил лестничного типа, выполняющих системы трещин отрыва в пластах песчаников, а также большое количество безрудных кварцевых жил и прожилков как в нижней подрудной пачке, так и в верхней пачке рудовмещающей толщи [Павлов, Назаров, 1988; Павлов, Решетников, 1979; Мирзеханов, Мирзеханова, 1991]. Протяженность отдельных жил и прожилков определяется мощностью пласта и редко превышает 10 м по падению и 100 м по простиранию. Обычно наблюдается этажное расположение систем такого прожилкования в соседних пластах песчаника. Например, на Лово-Дыбинском месторождении известно до пяти пластов, разделенных пачками алевролитов и глини-

стых сланцев без признаков кварцевых прожилков (рис. 9); в них отмечаются только тончайшие проводнички. Мощность жил и прожилков такого типа редко превышает 10-20 см.

Секущие жилы по степени распространенности имеют второстепенное значение. Обычно они являются оперяющими либо к стратифицированным телам, либо к крупным минерализованным зонам дробления. Примером жил серьезного промышленного значения служат секущие жилы Нежданинского месторождения (жилы № 4, 5, 14, 21, 24 и др.), выполняющие протяженные трещины скола (жила № 5) или отрыва (жила № 14) и часто разбитые поздними сбросами на отдельные блоки (рис. 10, жила № 14). Мощность жил 1,5-2 м при протяженности до 400 м. По падению некоторые из них прослежены на 300-400 м, реже - более.

Минерализованные зоны дробления и смятия - крупнообъемные рудные тела с запасами в десятки и сотни тонн золота. Основным месторождением этого типа является Нежданинское; кроме того, рудные тела такого типа широко развиты на месторождениях Задержное и Лазурное. Главное рудное тело Нежданинского месторождения - рудная зона №1 - представляет собой мощную (до 40-50 м) крутопадающую зону смятия протяженностью 5 км. Вместе с параллельными рудными зонами № 2, 3, 31, 56 и др. она образует систему зон, оперяющих крупный Кидерикинский разлом (рис. 11). Строение зон такого типа относительно сложное. Они выполнены милонитизированными, часто окварцованными осадочными породами, насыщенными кварцево-жильными телами разнообразной морфологии (от птигматитовых жил и прожилков до мощных плитообразных тел метасоматического кварца протяженностью до 700 м по падению). Горными выработками минерализованные зоны прослежены на глубину более 1500 м.

Основное промышленное значение имеют месторождения двух структурно-морфологических типов: стратифицированных послонных жил (Юр, Дуэт, Финн, Оночаллах, Булар и др.) и минерализованных зон смятия с оперяющими секущими жилами (Нежданинское, Лазурное, Задержное). Эти типы месторождений несколько различаются минеральным составом, геохимией и характером околожильных изменений.

В составе стратифицированных жил преобладает кварц (95%) с примесью альбита и карбонатов; количество сульфидов не превышает 1-2%, и среди них наибольшее значение имеет арсенипирит при заметно меньших концентрациях пирита, галенита, сфалерита, халькопирита, блеклой руды и золота [Казаринов, 1957; Строна, 1962; Гринберг и др., 1970; Силичев, Андриянов, 1974; Силичев, Белозерцева, 1985; Белозерцева, Силичев, 1985]. Кварцевые жилы сопровождаются ореолами вкрапленного крупнокристаллического арсенипирита (до 5%) характерной уплощенно-ромбической формы. Жилы сложены двумя минеральными ассоциациями - пирит-арсенипирит-кварцевой с альбитом и галенит-сфалерит-блеклорудной с карбонатом. В распределении рудных минералов в кварце отмечаются приуроченность их к кровле жил и горизонтальная зональность поперек рудных лент: от золото-галенитовой через пирит-арсенипиритовую к бессульфидным ассоциациям минералов.

Состав рудных тел месторождений типа минерализованных зон дробления и секущих жил отличается несколько повышенной концентрацией сульфидов (до 5%), практически постоянным присутствием шеелита и сульфосолей (буланжерит, джемсонит, бурнонит, халькостибит, фалькманит, менегинит и др.). Среди жильных минералов нередко встречаются серицит и карбонаты доломит-анкеритового ряда. Процесс минералообразования на таких месторождениях длительный и полиэтапный, а руды иногда бывают и полиформационными [Гамянин и др., 1985]. В ранний этап формировались слабозолотоносные кварцевые жилы с убогой вкрапленностью пирита, арсенипирита и галенита "амурского типа" [Силичев, Андриянов, 1974]. В составе главного продуктивного этапа выделяются пирит-арсенипирит-кварцевая с шеелитом и доломитом, галенит-сфалерит-халькопирит-тетраэдритовая, сульфоантимонитовая и антимонитовая ассоциации минералов. Для позднего этапа характерны процессы переотложения ранних минеральных ассоциаций с новообразованиями минералов серебра (пираргирит, диафорит, овихиит, фрейбергит, акантит), сидерита, диккита и каолинита; они близки ассоциациям молодого сереброполиметаллического оруденения [Гамянин и др., 1985].

Золото-кварцевые жилы, локализованные в гранитоидах или в их экзоконтактных частях среди роговиков, имеют специфический состав [Гринберг и др., 1970]; они тоже малосульфидны, но набор рудных минералов существенно отличен. Во-первых, в них широко распространены вольфрамит и шеелит, а из жильных минералов, кроме кварца, отмечаются мусковит и калишпат. Во-вторых, среди сернистых минералов, помимо арсенипирита и галенита, в заметных количествах встречаются пирротин, сульфоарсениды кобальта и никеля, а также минералы висмута (вис-

мутин, сульфотеллуриды). Кроме них в жилах установлены теллуриды висмута, самородный висмут и арсениды железа, кобальта и никеля. Все они слагают две минеральные ассоциации: вольфрамит-арсенопирит-кварцевую (с мусковитом, шеелитом) и галенит-сульфотеллуридновисмутую с самородным золотом.

Таким образом, выделенные структурно-морфологические типы золото-кварцевого оруденения имеют и различный минеральный состав. Стратифицированные жилы обладают убогосульфидным составом с широко проявленной золото-полиметаллической минеральной ассоциацией; секущие жилы и минерализованные зоны отличаются большей сульфидностью при господстве золото-сульфоантимонитовой ассоциации; жилы и штокверки в гранитоидах характеризуются золото-висмутовой минерализацией.

Вмещающие стратифицированное оруденение породы, наряду с дорудным регионально-дислокационным метаморфизмом серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, испытали гидротермальный околожильный метаморфизм (окварцевание, серицитизацию, сульфидизацию и карбонатизацию) небольшой интенсивности [Гринберг и др., 1970; Казаринов, 1957; Мельцер, Назаров, 1987; Мирзеханов, Мирзеханова, 1991]. Характерны ореолы (до 50 см) вкрапленного арсенопирита уплощенно-ромбической призматической формы с размером кристаллов в первые миллиметры, реже до 1 см. Мощность зон таких изменений составляет первые метры.

Для месторождений типа минерализованных зон типично более интенсивное развитие околожильных изменений, представленных тонкой серицитизацией, окварцеванием, карбонатизацией и интенсивной (до 10%) сульфидизацией. Вокруг зон и жил формируется чехол вкрапленности пирита и арсенопирита, причем арсенопирит образует внутреннюю зону такого чехла. Для него типичны игольчатый - длиннопризматический габитус с переходом в псевдопирамидальный в непосредственной близости от рудных жил [Гамянин, Горячев, 1983] и маленькие размеры (редко более 2 мм). Мощность зон таких изменений достигает десятков метров.

Жилы, связанные с гранитоидами, сопровождаются маломощной (до 1-2 м) оторочкой окварцованных и грейзенизированных пород.

Золото в рудах концентрируется неравномерно, с характерным столбовым, нередко банцевым размещением.

Распределение золота в стратифицированных жилах струйчатое, с концентрацией золотых столбов в виде протяженных узких лент, согласных с простираем складок и локализующихся "... в определенных изгибах линейных складок в виде нескольких параллельных узких горизонтальных лент небольшой ширины и значительной протяженности" [Архипов и др., 1979]. Для таких лент характерен также контроль со стороны складчатых элементов, например, шарниров антиклиналей второго порядка [Иноземцев, Слезко, 1979]. Содержания золота в жилах этого типа колеблются в широких пределах, достигая сотен г/т в рудных столбах, составляя в среднем 15-30 г/т для отдельных жил.

Уровень концентрации золота в рудных телах типа минерализованных зон смятия и дробления в среднем заметно ниже - 5-10 г/т. Однако для него также отмечается неоднородное распределение с содержаниями в десятки г/т в столбах среди минерализованных зон и в сотни г/т (до 2-4 кг/т) - в оперяющих крутопадающих жилах. Это обусловлено двумя формами присутствия золота в рудах: тонкодисперсного во вкрапленных пиритах (до 100 г/т) и арсенопиритах (до 150 г/т) и свободного. Рудные столбы контролируются перегибами и изгибами минерализованных зон, а также поперечными разрывными нарушениями.

Концентрация золота в жилах с редкометалльной минерализацией - от первых до десятков г/т; его локализация более всего зависит от распределения минералов висмута, с которыми оно и ассоциирует.

Пробность золота весьма разнообразна [Гамянин, 1991] и колеблется в широких пределах (табл. 7).

Золото-кварцевое оруденение стратифицированных жил с золото-полиметаллической продуктивной ассоциацией, по мнению М.Л.Мельцера с соавторами [Мельцер и др., 1986], характеризуется двумя группами аномалеобразующих элементов: (1) Ag, Au, As, Sb - привнесенные элементы, и (2) Cu, Fe, Si, S - заимствованные, перераспределенные на месте рудоотложения.

Для золото-кварцевого оруденения с золото-сульфоантимонитовой минерализацией типичны повышенные концентрации типоморфных элементов (Au, As, Ag, Zn, Pb, Sb), образующих собственные минеральные формы с их крайне неравномерным размещением (табл. 8). Об этом свидетельствуют высокие значения стандартного множителя логнормального закона распределения

среднего геометрического их содержаний. Следует отметить и повышенные концентрации кобальта и никеля при относительно равномерном их распределении на фоне резко неравномерного - мышьяка. Это, на мой взгляд, свидетельствует о заимствованной природе кобальта и никеля и отсутствии их минералов-концентраторов. Присутствие в составе руд шеелита отражается в повышенных значениях стандартного множителя среднего содержания вольфрама. Полученные мной данные близки по основным компонентам руд (As, Zn, Pb) к результатам А.В.Коробицына [1983], установившего крупную аномальную зону по серебру, мышьяку, сурьме, цинку и свинцу вокруг Нежданинского месторождения. По мнению М.К.Силичева [Силичев, Андриянов, 1974], по геохимическим особенностям четко различаются жилы "амурского" (стратифицированные) и "нежданинского" (минерализованные зоны) типов. Для первых характерны невысокие концентрации рудных элементов: мышьяка (200 г/т), меди, цинка и свинца (20-60 г/т в среднем для каждого), а второй тип имеет высокие концентрации мышьяка, серебра, сурьмы при несколько меньших - вольфрама.

Таблица 7

Пробность золота золото-кварцевых месторождений Аллах-Юньского пояса

Структурно-морфологический тип	Месторождение	Пробность золота, ед.
Стратифицированные жилы	Юр	818
	Булар	850
	Дуэт	855
Минерализованные зоны смятия с оперяющимися жилами	Нежданинское	750
	Лазурное	730
	Задержное	769
Секущие кварцевые жилы и штокверки в гранитоидах и роговиках	Лево-Дыбинское	800-960
	Курумское	758

Примечание. Таблица составлена с использованием материалов Г.Н.Гамянина [1991], А.Э.Бараковского [1994].

Таблица

8

Средние содержания элементов-примесей в золоторудных проявлениях Курумо-Гельдинского рудно-магматического узла, г/т

Элемент	Золото-кварцевые руды (291)	Золото-редкометалльно-кварцевые руды (7)
Co	25/1,8	14/14,2
Ni	30/1,5	28/6,0
Cu	19/2,7	172/5,6
Zn	180/5,8	46/5,4
Pb	72/4,7	31/2,0
As	3750/10,0	1392/9,7
Sb	5,3/6,4	2,1/3,7
Mo	0,73/1,7	-
Sn	3,6/1,8	2,3/2,0
W	2,3/2,2	133/5,5
Bi	1,8/1,6	367/5,1
Ag	14/3,4	13/2,3
Au	6,0	2,8/3,6

Примечание. В числителе - среднее геометрическое, в знаменателе - стандартный множитель логарифмического закона распределения; золото-кварцевые руды - количественный спектральный анализ (для серебра - оценка), золото-редкометалльно-кварцевые - полуколичественный спектральный анализ. Золото определялось спектрохимическим методом (для золото-кварцевых руд - оценка).

Золото-редкометалльно-кварцевое оруденение резко отличается уровнем концентрации висмута, вольфрама, мышьяка и меди. Именно минералы этих элементов и определяют геохимическую аномальность руд.

Примеры месторождений

Месторождение Юр, открытое в 1948 г. А.Г.Булдаковым, типично для стратифицированных золото-кварцевых жил региона и входит в состав обширного Юрско-Дуэтского рудного поля, рас-

положенного в западной части южного фланга Аллах-Юньского пояса (рис. 12). В строении рудного поля участвуют отложения верхоянского комплекса, разделенные на монотонную алевропелитовую экачанскую (подрудную), таачанскую (рудную) и глинисто-сланцевую акачанскую (надрудную) свиты позднего карбона и ранней перми [Павлов, Решетников, 1979]. В составе рудовмещающей таачанской свиты (или кукканской) [Буйвол, Иванов, 1985] отмечены пласты и горизонты вулканогенно-осадочных пород [Павлов, Решетников, 1979] и выделены шесть ритмопачек различной мощности и одинакового строения [Буйвол, Иванов, 1985; Яновский, 1990]: от грубозернистых пород в основании до аргиллитов в верхних частях. Общий контур рудного поля совпадает с площадью выхода рудовмещающей свиты и образует в плане широкую субмеридиональную полосу. Вмещающие породы смяты в субмеридиональные складки, представленные чередованием с запада на восток Геройской антиклинали и синклинали, Дуэтской синклинали, Восточной антиклинали и Юрской синклинали, Дукатской синклинали и антиклинали [Павлов, Решетников, 1979], протяженностью до 20 км с размахом крыльев до 1500 м с характерной округлой или сундучной формой синклиналей и гребневидной - антиклиналей асимметричного строения [Буйвол, Иванов, 1985]. Они образуют Бриндакитский тектонический блок, в пределах которого локализованы все известные кварцево-жильные тела [Буйвол, Иванов, 1985]. Породы интенсивно дислоцированы и нарушены мелкой кулисообразной складчатостью более высокого порядка, с уменьшением степени дислоцированности по восстанию, и разбиты серией малоамплитудных нарушений четырех систем: продольных взбросов и взбрососдвигов, межпластовых и внутрисластовых срывов, кливажа субмеридионального простирания и трещин отрыва продольно-лестничного типа, диагональных сдвигов и сбрососдвигов [Павлов, Решетников, 1979; Буйвол, Иванов, 1985]. Характерно, что трещины кливажа пересекаются как самими золото-кварцевыми жилами, так и их апофизами [Буйвол, Иванов, 1985; Силичев, Белозерцева, 1985; 1986].

Рудные жилы представлены межпластовыми протяженными (до 1100 м) лентовидными кварцевыми телами небольшой мощности и малопротяженными секущими. Пластовые жилы приурочены к грубозернистым горизонтам основания ритмов [Яновский, 1990], и их обогащенные участки тяготеют к ядрам мелких складок высоких порядков [Буйвол, Иванов, 1985]. Жилы сложены кварцем (95-98%) с примесью альбита, карбонатов и сульфидов (около 1%). Среди сульфидов главную роль играют арсенопирит и галенит, отмечаются пирит, пирротин, сфалерит, тетраэдрит, халькопирит [Строна, 1962; Силичев, Белозерцева, 1985]. Жилы сопровождаются зонами окварцевания, карбонатизации и хлоритизации, а обогащенные золотом участки рудных тел - вкрапленным ореолом ромбовидно-призматического арсенопирита. На месторождении известны три рудных горизонта, приуроченных к разным ритмопачкам. В составе каждого отмечено от одной до пяти золото-кварцевых жил. Золото в них относительно крупное с пробностью 800-900 ед. и распределено неравномерно. По данным технологического опробования отдельных жил, среднее содержание его 20-25 г/т, а серебра - не более 10-15 г/т.

Крупнейшее в регионе месторождение **Нежданнинское** с запасами 475-481т Au [Беневольский и др., 1993; Беневольский, 1995] расположено между выходами Курумского гранодиоритового массива на северо-северо-востоке и серией мелких штоков диорит-кварц-диоритового состава на юге. Выходы магматических пород и месторождение контролируются крупным Кидерикинским разломом (см. рис. 11). По результатам геофизических работ в рудном поле месторождения [П.В. Рогачев, 1986 г.] устанавливается гравиметрическая ступень, фиксирующая данный разлом наряду с положительной магнитной аномалией (см. рис. 11), отражающей, по-видимому, насыщенность зоны этого разлома сульфидами. Изверженные породы характеризуются в целом отрицательными аномалиями магнитного поля, за исключением пород Яманского штока (из группы Гельдинских штоков южного фланга рудного поля). Распределение магнитных аномалий по горизонтам внутри центральной части рудного поля неравномерное. Если на поверхности они совпадают с основными рудными телами месторождения, то на глубине 500 м аномальными становятся южные фланги рудных зон, а на глубине около 1500 м - уже северные. Роговики Курумского массива характеризуются отрицательным магнитным полем, а роговики Гельдинских штоков - резко знакопеременным магнитным полем. Следует отметить довольно высокую пористость [П.В.Рогачев, 1986 г.] вмещающих пород флангов рудного поля (3,62-4,19%) относительно пористости пород вблизи рудных зон (2,5%), что может свидетельствовать о широко проявленном метасоматозе вмещающих пород.

Рудные тела месторождения локализируются в присводовой части Дыбинской брахиантиклинальной складки и представлены серией минерализованных зон смятия и дробления, сопровож-

дающихся оперяющими крутопадающими жилами. Эти рудные тела сосредоточены среди углесто-известковистых алевролитов джуптагинской свиты позднего карбона и в меньшей мере среди аргиллитов дыбинской свиты ранней перми. Минерализованные зоны относятся к структурам, оперяющим Кидерикинский разлом, и ориентированы в субмеридиональном направлении (см.рис. 11). Важное значение имели и литологические особенности пермских отложений (глинистых сланцев дыбинской свиты), сыгравших роль экрана [Гамянин и др., 1985]. Среди рудных тел устанавливаются три структурно-морфологических типа: минерализованные зоны смятия и дробления (рудные зоны № 1, 3, 12, 18, 19, 31 и другие), оперяющие плитообразные жилы (жилы № 4, 5, 6, 14, 21, 24 и другие) и штокверкоподобные жильные зоны (жильная зона № 76), с глубиной переходящие в единичные жилы. Основные рудные тела представляют собой протяженные (как по простиранию, так и по падению) зоны милонитов и перемятых алевролитов и дробленых песчаников, насыщенных (до 10-15%) вкрапленностью арсенопирита и пирита, которая часто затрагивает и тектонически непереработанные боковые породы. Арсенопирит при этом всегда занимает центральную часть вкрапленного ореола, формируя поперечную горизонтальную зональность рудных тел [Гамянин, Горячев, 1983]. В центральной части основного рудного тела - рудной зоне № 1 - известна протяженная (более 700 м по падению и 1000 м по простиранию) "линза" метасоматического кварца мощностью до 5 м (рис. 13). Она сложена в основном серым тонкозернистым метасоматическим кварцем, вмещающим прожилковидные обособления молочно-белого кварца, трассирующие следы открытых трещин. В нем расположены вкрапленность и гнезда сульфидов, сульфосолей и золота.

Наиболее богатое оруденение локализовано в плитообразных кварцевых жилах, сформированных в трещинных структурах скола и отрыва, оперяющих главные рудные зоны. Некоторые из них прослежены по падению более чем на 550 м (жила № 14), по простиранию иногда разделяются на два - три ствола, а при выклинивании переходят в системы прожилков. Для жил характерны полосчатые, массивные и гнездово-вкрапленные текстуры, обусловленные в значительной мере узором распределения сульфидов и сульфосолей и в меньшей мере - реликтами вмещающих пород или силикатными минералами. Нередко в зальбандах наблюдаются обособления темно-серого метасоматического кварца.

Помимо жил и минерализованных зон на участках сближения последних отмечены штокверкоподобные ареалы ветвящихся прожилков (жильная зона № 76).

В пределах месторождения известна серия даек диоритовых порфириров и лампрофиров, на которые накладывается оруденение основного этапа минералообразования. Следует отметить, что выделяемая С.В.Сендеком в 1971 г. так называемая внутрирудная дайка, по данным моих исследований, оказалась дорудной, поскольку жильный кварц в контакте с дайкой не несет никаких следов термального преобразования, не установленных ни микроскопически, ни данными термoluminesцентного анализа. Но, возможно, эти дайки отделяют жилы раннего кварца "амурского типа" от собственно продуктивных нежданских [Гамянин и др., 1985].

Рудная минерализация представлена сульфидно-сульфосольно-кварцевым типом и сформирована в три этапа, из которых только два последних - продуктивные (рис. 14). В ранний продуктивный формировались шеелит-арсенопирит-пирит-кварцевая, золото-галенит-халькопирит-сфалеритовая, золото-блеклорудно-сульфоантимонитовая и антимонит-карбонатная минеральные ассоциации. Золото отлагалось практически на всем протяжении этого этапа: от тонкодисперсного в арсенопирите и пирите до самородного в ассоциации с поздними сульфидами и сульфосолями. Пробность его 750-880 ед. Этот этап сопровождается интенсивным метасоматозом, выразившимся в окварцевании, серицитизации, альбитизации и сульфидизации (ореолы вкрапленного пирита и арсенопирита). Для позднего продуктивного этапа характерны переотложение ранних минеральных ассоциаций и отложение серебро-сульфоантимонитовых минералов (пираргирита, овихиита и др.), сидерита, гидрослюд и диккита. Переотложенные рудные минералы имеют повышенные сереброносность и оловоносность, а карбонаты и шеелит - высокие (до 2%) концентрации стронция. Минералы этого этапа широко проявлены на северном и южном флангах месторождения.

Для рудных тел, несмотря на их значительную протяженность, устанавливается четкая зональность, зафиксированная в составе и свойствах рудных и жильных минералов [Гамянин, Горячев, 1983; Горячев, 1991; 1992]. Распределение золота в минерализованных зонах по сравнению с жилами относительно равномерное и устойчивое. В жилах типичны рудные кусты и струи с ураганскими содержаниями металла и более крупным золотом.

Месторождение Задержное, расположенное в центральной части южного фланга Аллах-Юньского золото-кварцевого пояса (см. рис. 4), локализовано в ядре линейной асимметричной антиклинали среди монотонной алевролит-аргиллитовой толщи раннепермского возраста [Бараковский, 1994]. В пределах месторождения известны два типа разновозрастных рудных тел [Воронин, 1970]: древние стратифицированные кварцевые жилы и более молодые субмеридиональные секущие минерализованные зоны смятия и дробления с оперяющими субширотными короткими кварцевыми жилами с сульфидной минерализацией. Наибольшая продуктивность у оперяющих малопротяженных кварцевых жил и зон [Бараковский, 1994], которые сопровождаются ореолами вкрапленного пирита и арсенопирита. В жилах содержится около 2% сульфидов, среди которых преобладают арсенопирит и галенит. При изучении шлифов и аншлифов устанавливаются две минеральные ассоциации: арсенопирит-кварцевая и золото-полиметаллическая (галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин). По данным Г.Э.Бараковского, золото в жилах относительно крупное - 76% фракции +0,25 мм с максимальными размерами до 5 мм. Проба его колеблется (по результатам микрозондового анализа 72 точек) от 695 до 815 ед. со средним значением 769 ед. [Бараковский, 1994].

Месторождение Лево-Дыбинское типично для золото-редкометалльных месторождений. Оно расположено в экзоконтактовой зоне Дыбинского гранодиоритового плутона (рис. 15), провавшего свод антиклинальной складки, сложенной породами перми (бонсалчанская, ырчакская и менкеченская свиты). И шток, и месторождение приурочены к зоне Кутинского разлома, что, наряду с литологической неоднородностью пород, привело к четкому структурно-литологическому контролю оруденения. Кварцево-жильная минерализация локализуется в системе маломощных (2-3 см, реже - более) трещин исключительно среди пластов песчаников, формируя своеобразный пластовый штокверк (см. рис. 9) под экранами алевролитов и аргиллитов менкеченской и ырчакской свит. Количество прожилков в пластах достигает 50%, ориентировка прожилков разнообразная - с азимутами падения от 40 до 80° и углами падения от 25 до 85°. Самые мощные из них достигают 20-30 см. В пределах месторождения установлено два участка - "Тенистый" и "Одержимый", расположенных на разном удалении от гранодиоритового массива. На участке "Тенистый" известны пять пластов песчаников мощностью от 1,5 до 8 м, вмещающих штокверковое оруденение, прослеженное на 1000 м. По данным А.В.Кокина, степень насыщенности их кварцевыми прожилками составляет 10-50%. Содержания золота колеблются от 3 до 191,8 г/т при среднем 7-13 г/т. На участке "Одержимый" количество пластов меньше при мощности 1-6 м и степени "окварцевания" 30-40%. Протяженность рудных тел достигает 500 м, средние содержания золота колеблются от 2,5 до 13,1 г/т. Вертикальный размах оруденения оценивается в 150-200 м. По моим наблюдениям, количество прожилков в пластах в среднем около 10-15%. Ю.А.Зубков [1984], изучивший закономерности размещения и ориентировки рудоносных кварцевых прожилков в штокверках, установил четкую зависимость их ориентировки относительно апикальной части Дыбинского интрузива. Они выполняют радиальные и концентрические трещины, возникшие в период внедрения интрузива, что указывает на его активную роль в формировании рудолокализирующих структур.

Прожилки сложены тремя последовательными ассоциациями минералов: шеелит-мусковит (полевой шпат) - кварцевой с вольфрамитом, молибденитом и пиритом; сульфидно-сульфоарсенидной (пирротин, арсенопирит, Со-Ni-леллингит, герсдорфит, никелин, халькопирит с золотом и висмутом) и золото-сульфотеллуридновисмутовой (висмутин, жозеиты А и В, хедлейит, мальдонит, золото). Проба золота сравнительно высокая и колеблется в значительных пределах (800-960 ед.). Следует отметить элементы минеральной зональности оруденения, выраженные в том, что на участке "Тенистом" широко проявлен мусковит и наряду с шеелитом известен вольфрамит, а на участке "Одержимом" место мусковита занимает полевой шпат и вольфрамит отсутствует.

Месторождение Курумское расположено в приконтактовой зоне Курумского гранодиоритового массива (рис. 16). Оно состоит из двух участков - "Жильный" и "Медвежий". В каньоне р. Курум (участок "Жильный") оруденение представлено пирротин-арсенопирит-кварцевыми прожилками и жилами мощностью до 15 см с редкой вкрапленностью минералов висмута, халькопирита и галенита. Они имеют простую морфологию с незначительными пережимами и редкими раздувами. Падение прожилков крутое (по азимутам от 60 до 105° под углами в 60-65°). Эти жилы и прожилки перемежаются с дайками мелкозернистых гранитов, жилами пегматитов и аплитов. Иногда отмечаются переходы аплитов через кварц-полевошпатовые жилы в кварцевые жилы и пересечение

их пегматитами с гранатом (рис. 17). На участке "Медвежий", расположенном гипсометрически выше на 200-300 м и дальше от контакта массива, преобладают маломощные субогласные межпластовые жилы кварца с гнездами и вкрапленностью вольфрамита, арсенопирита и висмутовых минералов. В жилах выделяются три минеральные ассоциации: вольфрамит-молибденит-мусковит-арсенопирит-кварцевая, пирротин-халькопиритовая и галенит-теллуридновисмутовая с золотом. Вольфрамит по составу относится к фербериту, типичному вольфраму золото-редкометалльных месторождений [Гамянин, Горячев, 1985]; среди висмутовых минералов наиболее распространены висмутин, самородный висмут, хедлейит и жозеиты А и В. Пробность золота 758 ед. Особенностью минералогии рудопроявления являются обогащенность висмутовых минералов свинцом и присутствие минералов серебра, обычных для такого оруденения.

ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Большинство геологов в настоящее время признают разновозрастность золото-кварцевых жил [Силичев, Андриянов, 1974; Воронин, 1970; Коростелев, 1982; Гамянин и др., 1985]. Впервые данные о разновозрастности золото-кварцевых жил получили геологи Аллах-Юньской геологоразведочной экспедиции в 1959-1962 гг. [Силичев, Андриянов, 1974]. В дальнейшем этот вопрос практически не дискутировался после работ Ю.П.Воронина [1970], Н.И.Ненашева [Ненашев и др., 1973], Н.Г.Андриянова [1973], М.К.Силичева [Силичев, Андриянов, 1974] и других геологов, доказавших существование двух одновременных групп золото-кварцевых месторождений.

В настоящее время среди золото-кварцевых месторождений пояса выделяются три разновозрастные группы золото-кварцевых жил: (1) стратифицированные жилы "амурского" или "дуэтского" типов (абсолютный возраст 170-130 млн лет [Ненашев, 1979]); (2) разноориентированные жилы, оперяющие минерализованные зоны смятия и дробления со стержневыми кварцевыми телами, "нежданинского" типа; (3) штокверки и системы линзовидных жил в гранитах и роговиках (возраст мусковит - кварцевой жилы Лево-Дыбинского месторождения определен К-Аг-методом в 115 млн лет), граниты Курумского массива, вмещающие оруденение данного типа, датируются в 124-122 млн лет [Бахарев и др., 1997_{2,3}].

Возраст оруденения нежданинского типа не определен и предполагается в промежутке 150-90 млн лет (возраст дорудных даек 150 млн лет). Оценка возраста вод минерализованных источников, известных в шахте-уклоне Нежданинского месторождения, дала цифру 98 млн лет [Кокин, Андриянов, 1989], близко совпавшую с самыми молодыми (100-95 млн лет) датировками Курумских гранитоидов [Бахарев и др., 1997_{2,3}]. По-видимому, она отражает не возраст гидротермальной системы, сформировавшей месторождение, а крупный этап, соответствующий заложению ОЧВП. С ним были связаны соседний Халыинский грабен и внедрение интрузивов гранитоидов позднего диоритового комплекса.

Для золото-кварцевых жил предлагались различные трактовки генезиса: (1) метаморфогенная, наиболее последовательно развиваемая М.К.Силичевым [Силичев, 1971; Силичев, Белозерцева, 1985; Белозерцева, Силичев, 1985] и геологами ДВИМСА [Буряк и др., 1990; Мирзеханов, Мирзеханова, 1991; Неменман, 1991]; (2) гидротермально-осадочная [Слезко, Константинов, 1983]; (3) плутоногенная [Гринберг и др., 1970₂] и (4) комбинированная - ранние жилы - метаморфогенные, поздние - плутоногенные [Ивенсен, Левин, 1975; Гамянин и др., 1985].

Модель формирования золотого оруденения рассматриваемого пояса можно охарактеризовать на примере его северного фланга - Курумо-Гельдинского рудно-магматического узла, в состав которого входит и Нежданинское месторождение.

Доаккреционная история Нежданинского месторождения связана с формированием осадочного терригенного комплекса пород позднего карбона - ранней перми, содержащих повышенные количества мышьяка и золота (см. табл. 3) [Коробицын, 1983].

Аккреционному этапу становления мезозоид отвечает надвигание Охотского микроконтинента на окраину Сибирского кратона, чему соответствует интенсивная складчатость с генеральным направлением сжатия запад-северо-запад [Гусев, 1979] и миграцией нескольких волн деформаций с востока на запад [Прокопьев, 1989]. Этому этапу свойственно проявление интенсивного регионально-дислокационного метаморфизма в зонах крупных разломов осевой части складчатого пояса, вероятно, фиксирующих участки максимального напряжения. Наибольшей интенсивности метаморфизм достиг в южной части складчатого пояса - ставролитовая ступень зеленосланцевой фации ($T > 500^{\circ}\text{C}$, $P = 3-6$ кбар) [Симанович, Андриянов, 1994], что обусловлено, по-видимому,

интенсивными деформационными нагрузками. Поэтому именно здесь максимально проявлены гранитные плутоны и стратифицированное золото-кварцевое оруденение промышленного значения с признаками метаморфогенного происхождения [Буряк и др., 1990]. В районе Нежданинского месторождения метаморфизм достигал только хлорит-гидрослюдистой ступени, что вызвано менее интенсивным сжатием. С ним связаны слабозолотоносные жилы "амурского типа" [Силичев, Андриянов, 1974] и незначительные в целом преобразования вмещающих пород. Процессы сжатия сопровождалась зарождением очагов магматического расплава на нижнекоровых уровнях, формированием дайковых поясов и интрузивов гранитов, обогащенных стронцием, с невысокими первичными его изотопными отношениями (0,7069-0,7070). Внедрение расплавов в верхние уровни коры в районе Нежданинского месторождения облегчалось за счет существования ослабленной зоны Кидерикинского разлома, который служил также мощным своеобразным "насосом", выкачивающим (дренирующим) гидротермальные флюиды, возникающие в период зарождения нижнекоровых магматических очагов. Эти флюиды привели к возникновению ареалов регионально-метасоматических изменений в терригенных породах перми с постепенной локализацией мощных метасоматических преобразований в зонах смятия, опояривших этот разлом - "насос" (рудные зоны Нежданинского месторождения).

Благодаря сдвиговым напряжениям, из-за продолжающегося и затухающего продвижения Охотского микроконтинента на запад-северо-запад, а также, вероятно, из-за волны давления со стороны Индигиро-Омолонского супертеррейна на структуры Верхоянского складчатого пояса происходило приоткрывание трещин скола и разрыва, опояривших зоны смятия, и формирование в них высокозолотоносных кварцевых жил и зон. Сдвиговая природа движений показана В.И.Соловьевым [1970]. На фоне дальнейшего орогенического поднятия внедрялись гранодиориты и граниты Курумского, Дыбинского, Веткинского и других массивов, образующих единую генетическую серию с ранними дайками. С ними непосредственно связано золото-редкометалльно-кварцевое оруденение.

Постаккреционный этап развития территории обусловлен становлением структур ОЧВП, когда формировались поперечные грабенообразные структуры типа Халыинской, подновлялись продольные разломы и внедрялись дайки и штоки лампрофиров, габброидов и кварцевых диоритов (бас. Гельды - Яман), а также риолитов, гранит-порфиров и плутонов лейкократовых гранитов вдоль окраины Охотского кратонного блока. Они сопровождалась серебро-полиметаллическим и олово-серебряным оруденением, наложенным на золото-кварцевое оруденение Нежданинского месторождения.

СПЕЦИФИКА

Специфика Аллах-Юньского пояса проявляется в формировании его в пределах внутрикратонного рифтогенного бассейна в период аккреционного сжатия и в широком распространении магматических и рудных образований постаккреционного наложенного этапа, связанного с существованием ОЧВП. В аккреционный период происходила эволюция типов золото-кварцевых жил: от стратифицированных метаморфогенных (процессов интенсивного сжатия) к секущим жильно-прожилковым месторождениям рудно-магматических узлов гранитоидного ряда. Широко развитые на юге стратифицированные золото-кварцевые жилы образуют региональную жильную систему начального периода аккреции с четким стратиграфическим контролем. Секущие жильные системы рудно-магматических узлов соответствуют заключительному периоду аккреции, ассоциируют с более поздними золото-редкометалльно-кварцевыми и редкометалльными и тяготеют к меловым интрузивным телам.

Спецификой данного пояса является также отчетливое наложение на золото-кварцевые жилы постаккреционного олово-серебро-полиметаллического оруденения.

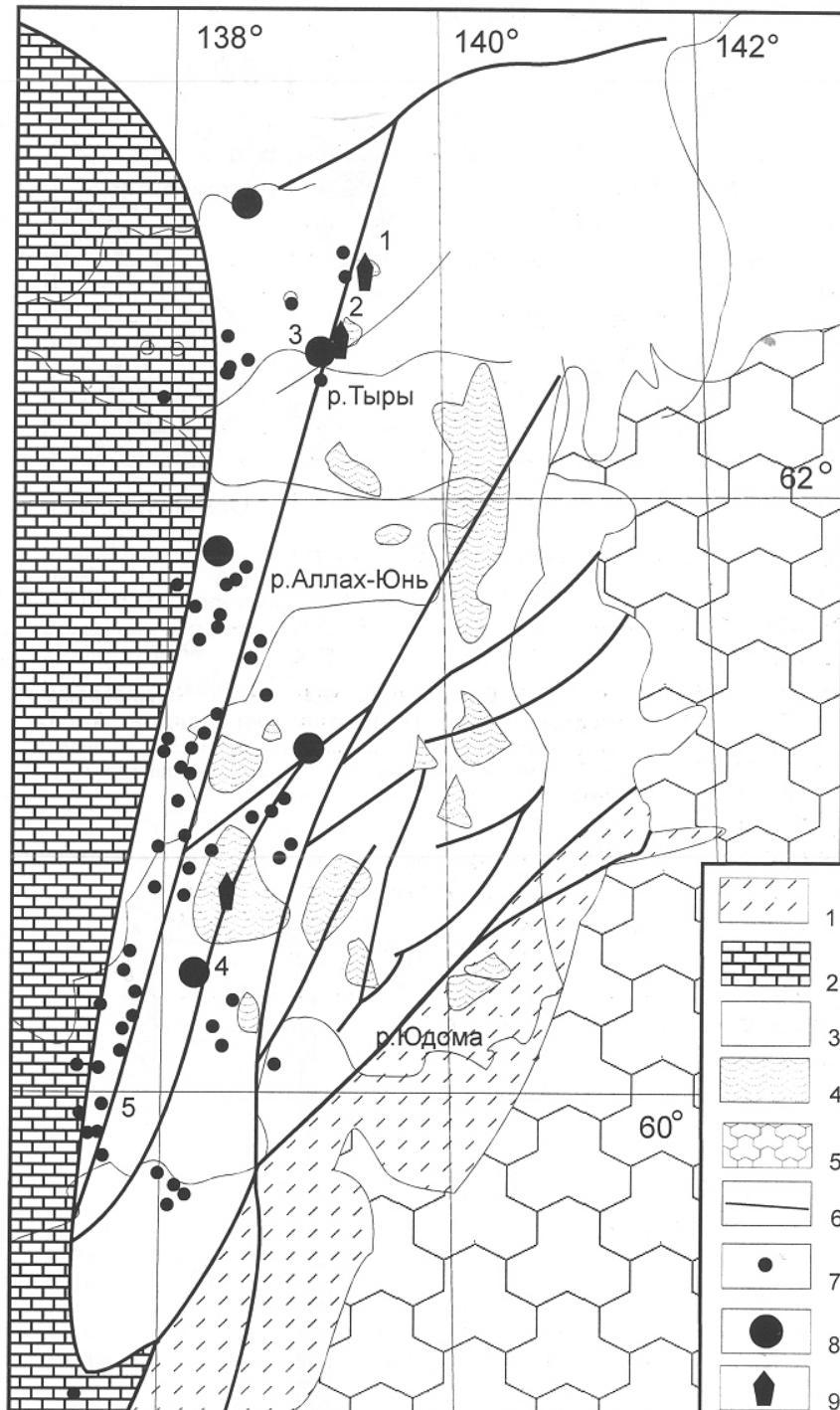


Рис. 4. Аллах-Юньский золото-кварцевый жильный пояс: 1 - Охотский кратонный террейн; 2 - палеозойские комплексы Сетте-Дабана; 3 - отложения верхоянского комплекса; 4 - гранитоиды; 5 - вулканические комплексы ОЧВП; 6 - разломы; 7 - метаморфогенные(?) золото-кварцевые жильные месторождения; 8 - плутогенные золото-кварцевые жильно-прожилковые месторождения; 9 - золото-редкометалльно-кварцевые месторождения. Месторождения: 1 - Лево-Дыбинское, 2 - Курумское, 3 - Нежданинское, 4 - Задержное, 5 - Юр

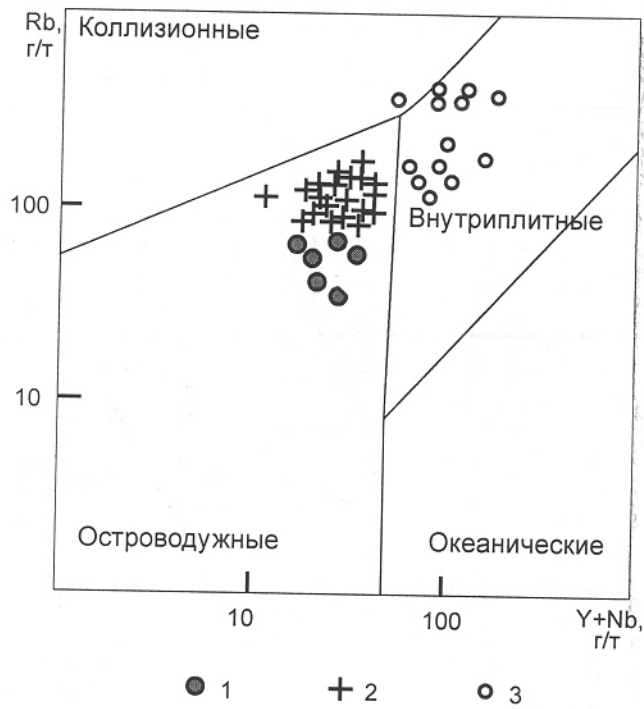


Рис. 5. Дискриминантная Rb - Y+Nb диаграмма [Pearce et al., 1984] для гранитоидов Аллах-Юньского пояса: 1 - диоритовый комплекс; 2 - гранодиорит-гранитный комплекс; 3 - гранит-лейкогранитный комплекс

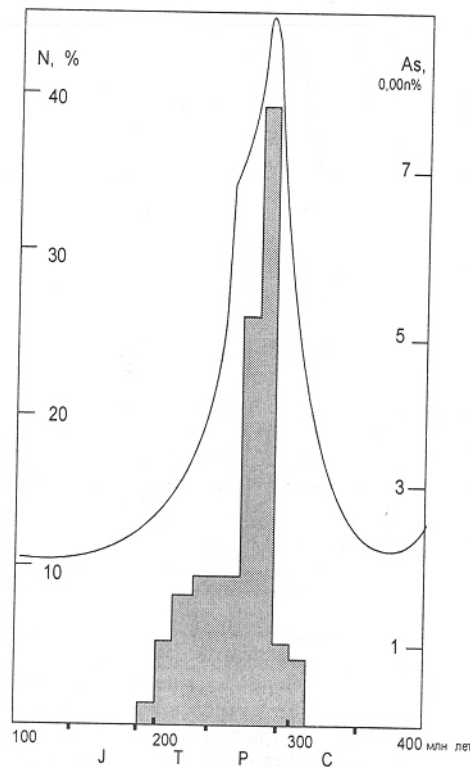


Рис. 6. Стратиграфическая позиция золото-кварцевых жил Аллах-Юньского пояса и распределение мышьяка в разрезе верхоянского комплекса (по А.В.Кокину, Н.Г.Андриянову [1988])

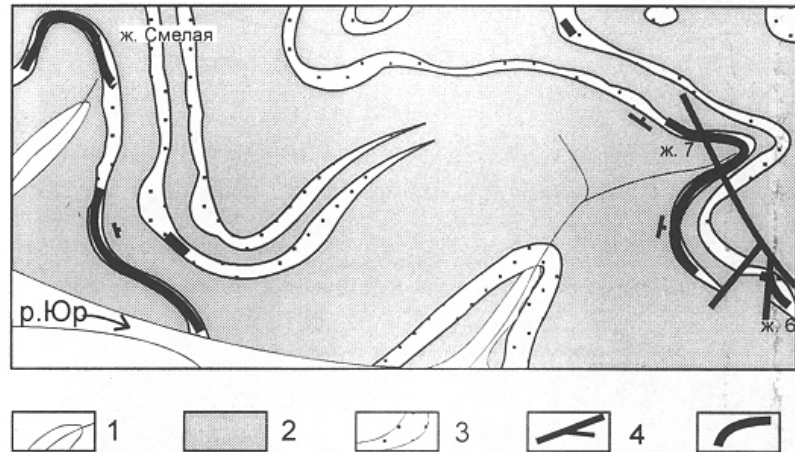


Рис. 7. Геологическое строение рудного поля месторождения Юр (по П.А.Строне): 1 - аллювиальные отложения; 2 - алевролиты и глинистые сланцы карбона; 3 - песчаники; 4 - разломы; 5 - золото-кварцевые жилы

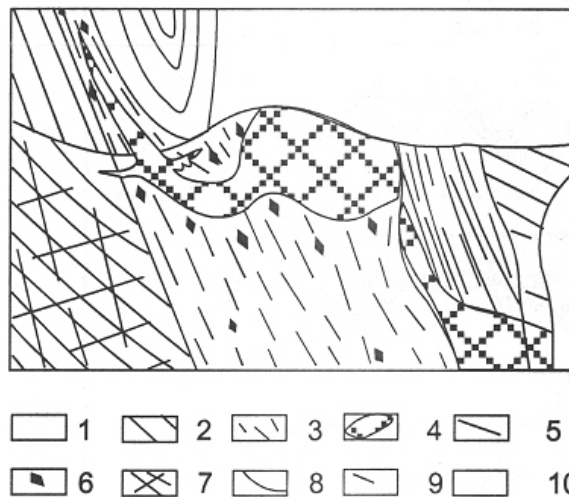


Рис. 8. Секущие апофизы пластовых жил месторождений Юрско-Дуэтского типа (по М.К.Силичеву, Н.В.Белозерцевой [1985] с упрощениями): 1 - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - смятые и раздробленные породы; 4 - золото-кварцевая жила; 5 - кварцевые прожилки; 6 - вкрапленность арсенипирита; 7 - трещиноватые боковые породы; 8 - тектонические швы; 9 - зеркала скольжения; 10 - кровля и створ штольни

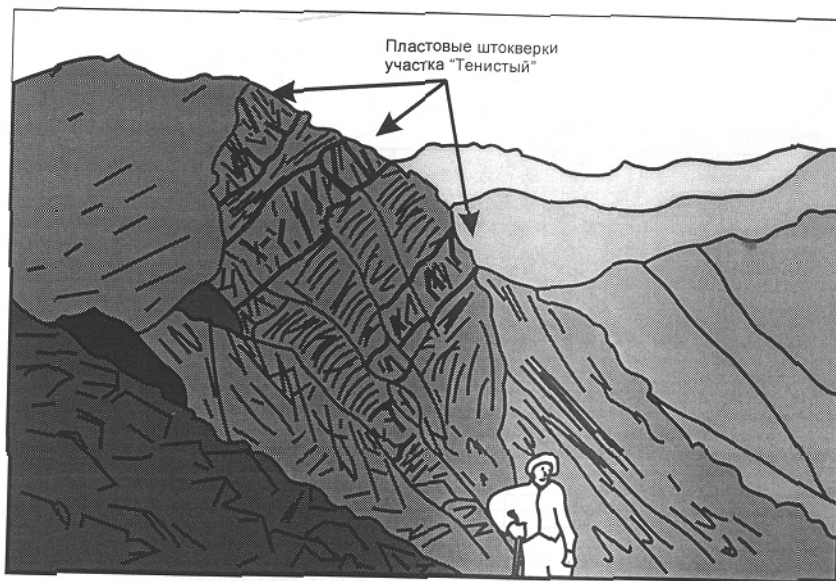


Рис. 9. Пластовый штокверк Лево-Дыбинского месторождения (зарисовка участка "Тенистый" - вид с востока)

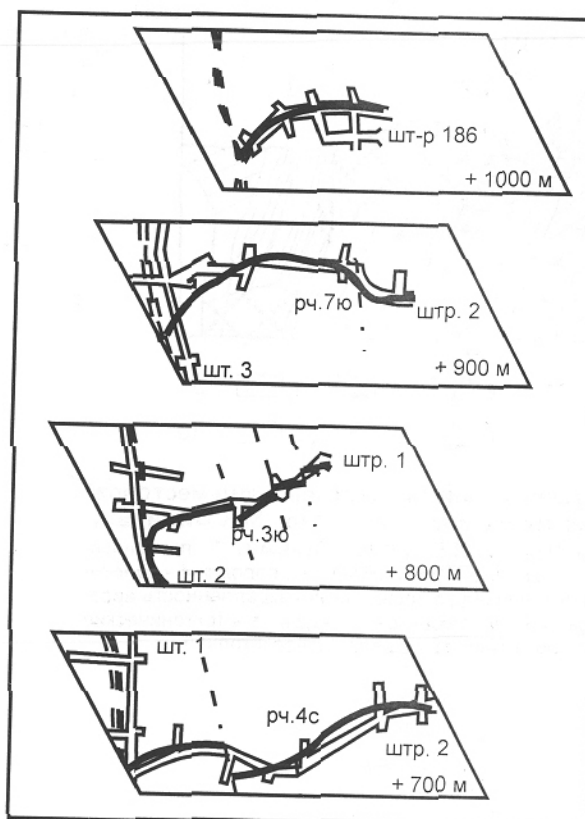


Рис. 10. Пострудные смещения жилы № 14 Нежданнинского месторождения (по М.К.Силичеву [1968 г.]

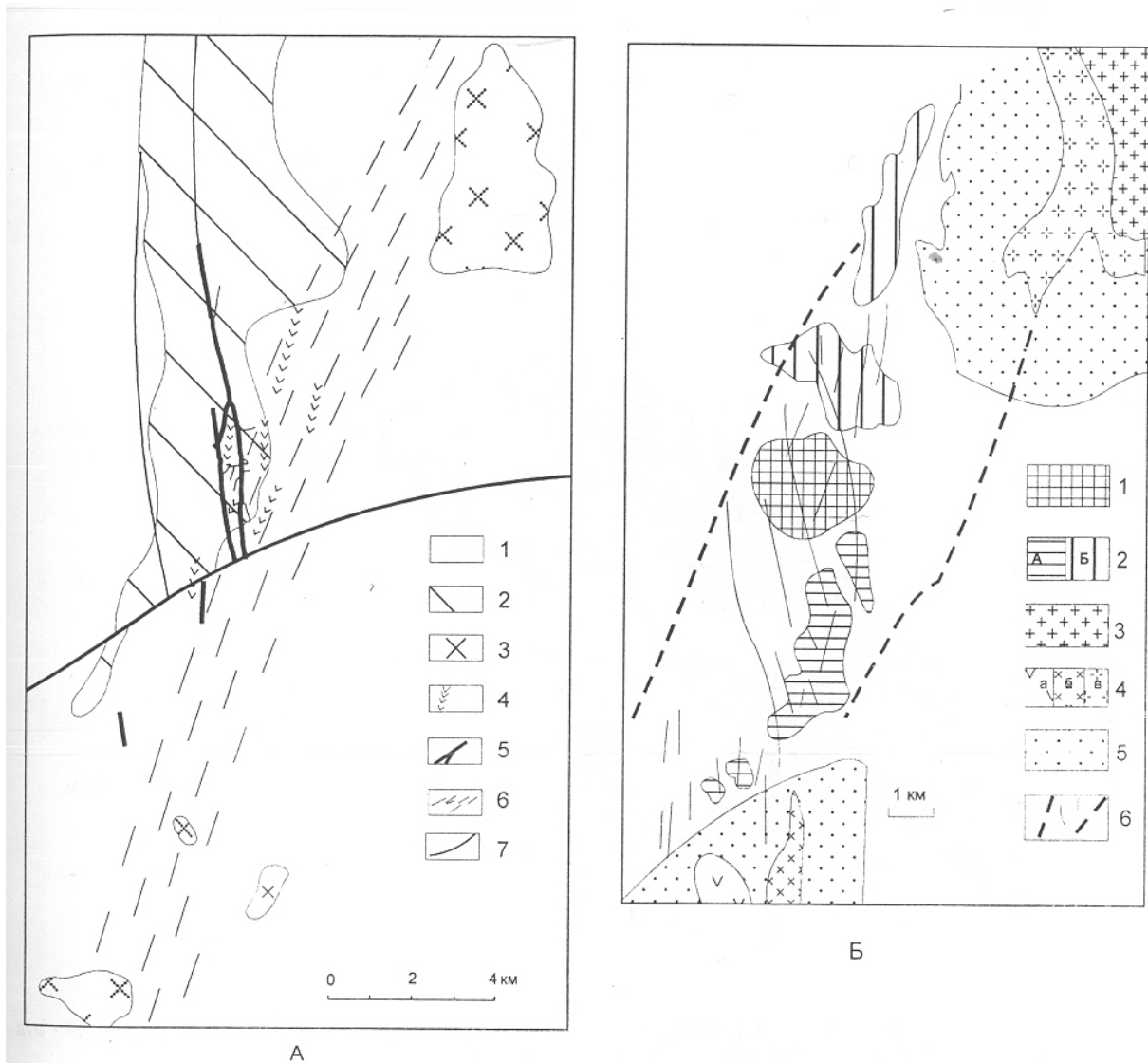


Рис. 11. Нежданское рудное поле: А - геологическая схема; Б - геолого-геофизическая схема (по материалам Б.В.Рогачева [1986 г.] с упрощениями):

А - 1,2 - песчано-сланцевые породы поздней (1) и ранней (2) перми; 3 - гранитоиды; 4 - дайки диорит-порфиритов; 5 - рудные зоны месторождения; 6 - зона Кидерикинского разлома; 7 - прочие разломы.

Б - 1, 2 - зоны вкрапленной сульфидизации с пирротином по данным магниторазведки: 1 - на поверхности, 2 - на глубине 500 м (А) и 500-1500 м (Б); 3 - гранитоиды Курумского массива; 4 - изверженные породы на глубине до 500 м: основные (а), средние (б), кислые (в); 5 - роговики; 6 - контур с рудными зонами

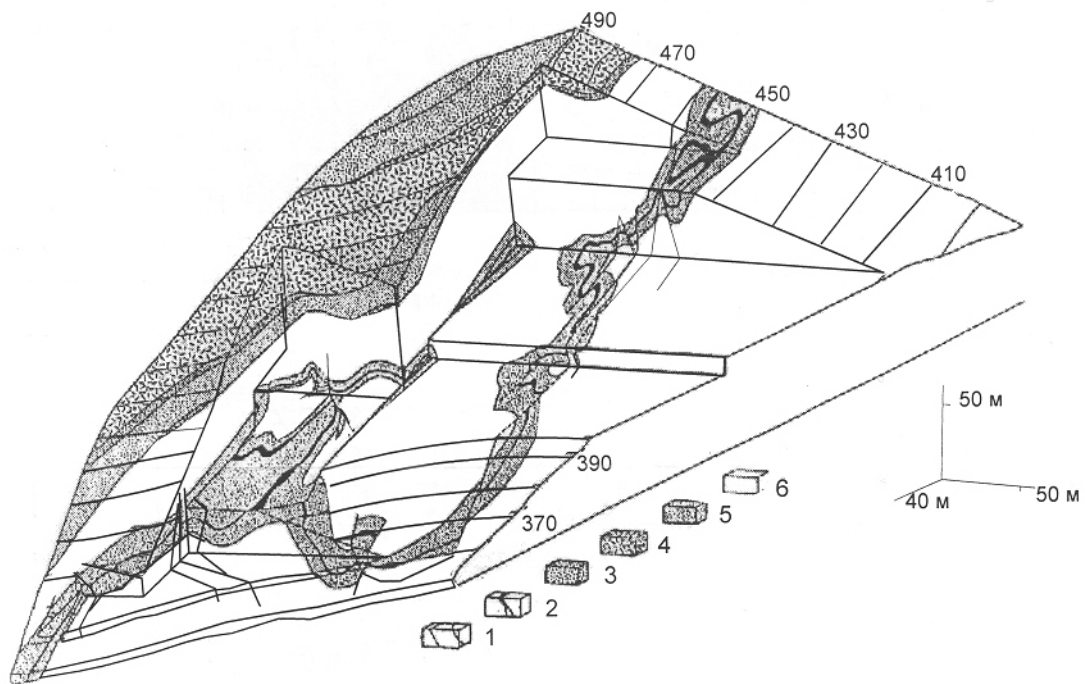


Рис. 12. Месторождение Юр, блок-диаграмма жилы № 3 (по П.А.Строне [1960]): 1 - разломы; 2 - рудные тела; 3 - конгломераты; 4 - алевролиты; 5 - песчаники; 6 - сланцы

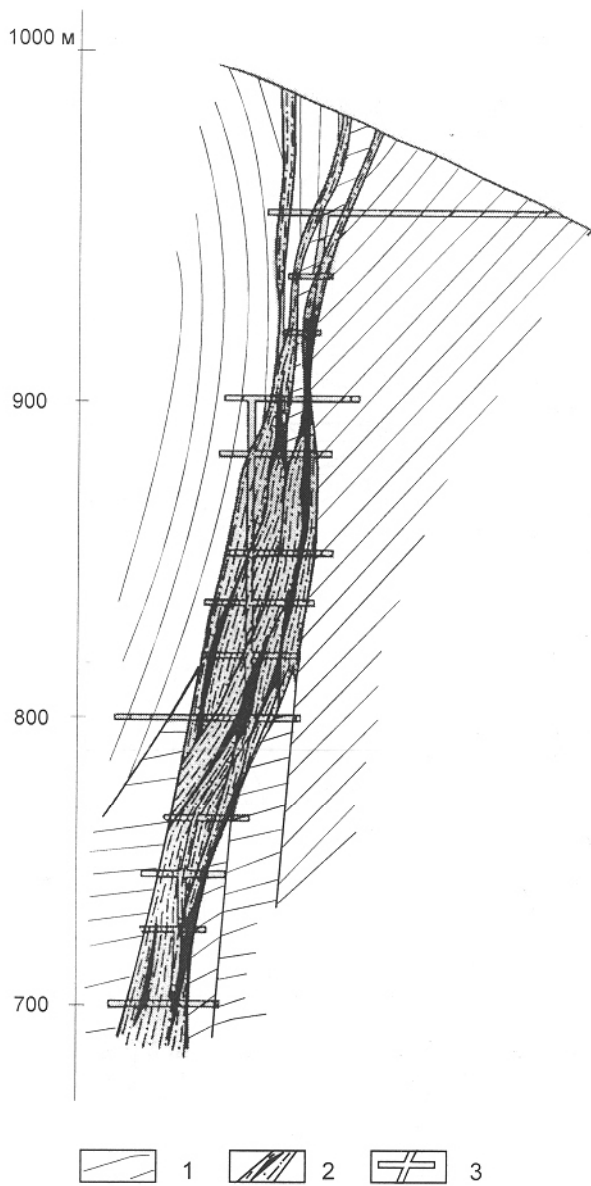


Рис. 13. Вертикальный разрез через рудную зону № 1 Нежданнинского месторождения (по материалам Нежданнинской ГРП с упрощениями): 1 - вмещающие породы; 2 - зона смятия с кварцево-рудными телами; 3 - горные выработки

Динамика развития структуры			Минералы и последовательность их образования																
Этап	Стадия		Кварц	Шпат	Арсенопирит	Сфалерит	Халькопирит	Галенит	Белые руды	Булажерит	Сульфосил	Антимонит	Ag-сульфосил	Золото	Доломит-цинкит	Сидерит	Шеллит	Кальцит	Этап минералообразования
	Ранняя	Поздняя																	
Доминативный	Ранняя	горстообразования														Допродуктивный			
			продольного растяжения																
Первый интрузивный			Внедрение гранитоидов и даек среднего состава																
Постинтрузивный-I	Ранняя	левосдвиговая														Раннепродуктивный			
		продольного растяжения																	
Средняя	диагонального растяжения																		
	правосдвиговая																		
Второй интрузивный			Внедрение штоков габбродиоритов																
Постинтрузивный-II	Поздняя	нормальных сбросов														Позднепродуктивный			
		правосдвиговая																	

Рис. 14. Этапы формирования оруденения Нежданнинского рудного поля (по Г.Н.Гамянину и др. [1985])

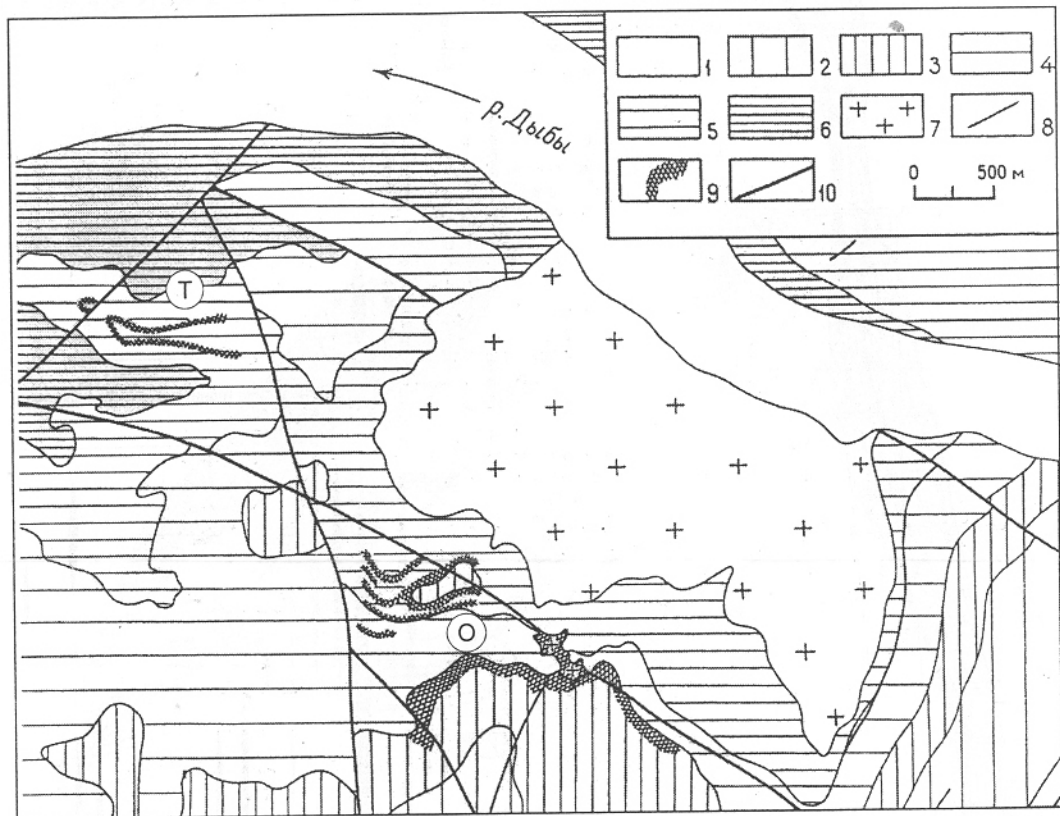


Рис. 15. Схема геологического строения Дыбинского рудного узла (по данным А.В.Коккина, Ю.А.Зубкова с упрощениями): 1 - аллювий; 2-6 - песчано-сланцевые отложения перми: менкоченская свита, верхняя (2) и нижняя (3) подсвиты, ырчаховская свита, верхняя (4), средняя (5) и нижняя (6) подсвиты; 7 - граниты Дыбинского массива; 8 - дайки; 9 - пластовые штокверки (участки "Тенистый" - Т и "Одержимый" - О); 10 - основные разломы

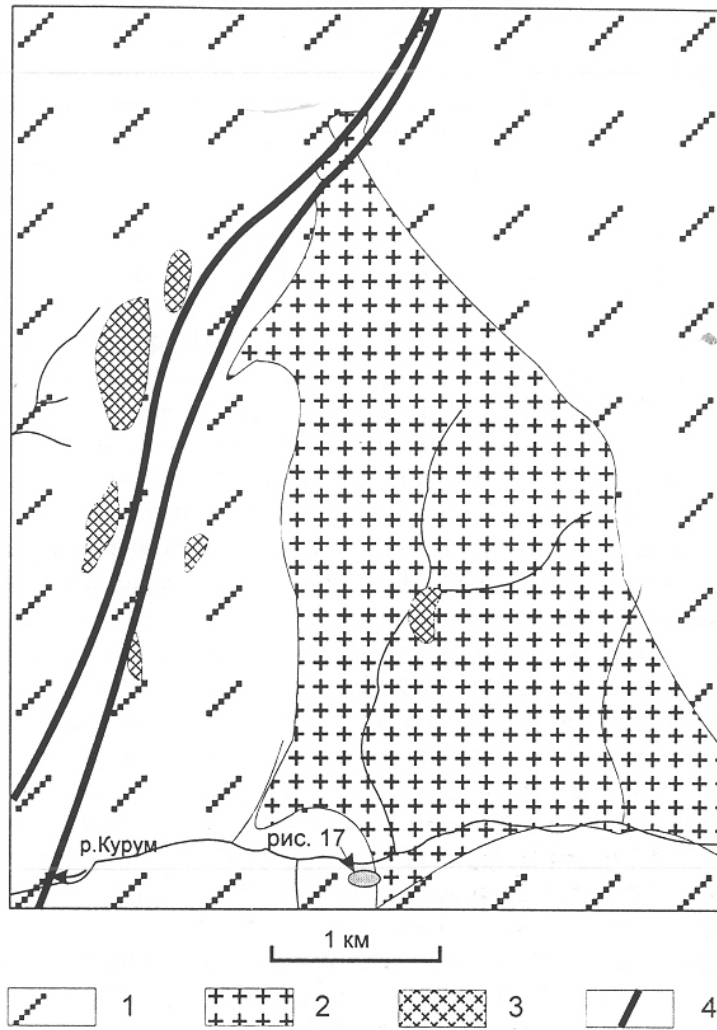


Рис. 16. Курумское рудное поле (с использованием материалов А.В.Кокина [1986 г.]): 1 - вмещающие пермские осадочные породы; 2 - гранитоиды Курумского массива; 3 - ореолы золото-редко-металльно-кварцевых жил; 4 - зона Кидерикинского разлома

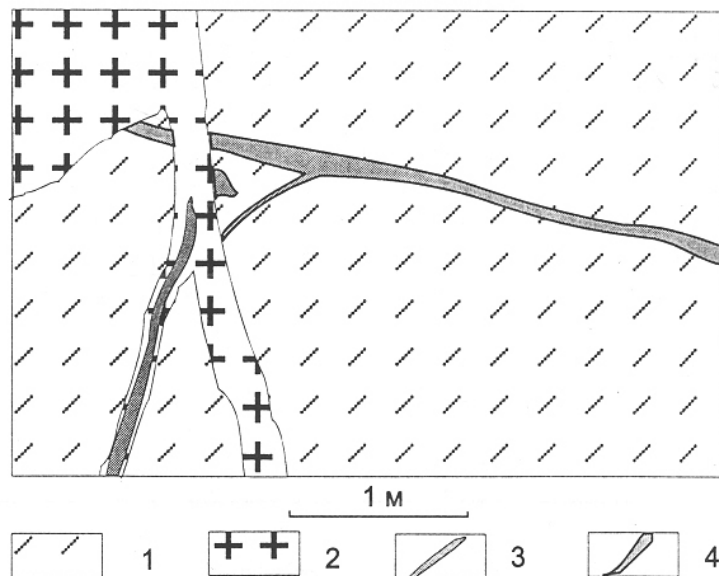


Рис. 17. Взаимоотношения аплитовых даек и кварцевых жил в экзоконтакте Курумского массива (р.Курум): 1 - роговики; 2 - дайки аплитов; 3 - кварцевые жилы; 4 - кварцевые жилы с полевошпатовой оторочкой и с арсенипиритом

ГЛАВА 4. ВЕРХОЯНСКИЙ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫЙ ПОЯС

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Верхоянский пояс золото-кварцевых жил располагается в северной части Верхоянского миогеоклинального пояса (см. рис. 3), представляющего собой деформированную пассивную окраину Северо-Азиатского кратона [Parfenov, 1991; 1994]. Рудные месторождения образуют узкую полосу, приуроченную к осевой части Верхоянской мегантиклинорной зоны протяженностью около 1000 км (от бас. р. Томпо до берегов Северного Ледовитого океана) [Амузинский, 1975] (рис. 18). Верхоянская мегантиклинорная зона состоит из трех кулисообразно сменяющих друг друга с северо-запада на юго-восток Орулганского, Куранахского и Бараинского антиклинорий [Геология..., 1981; Ивенсен и др., 1975; Тектоника Якутии, 1975; Мезозойская..., 1983; Парфенов, 1984]. Они сложены терригенными отложениями позднего палеозоя - раннего мезозоя (преимущественно карбоновыми и пермскими), для которых характерны как дельтовые фации, так и более глубокие континентального склона [Булгакова, 1979; Андреев, 1983; Натапов, 1990; Япаскурт и др., 1994]. Эти отложения представлены неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с редкими линзами известняков. Для западной части мегантиклинорной зоны свойственна флишоидная нижнепермская формация, а для восточной - карбон - нижнепермская аспидная глинисто-алевролитовая [Тектоника Якутии, 1975]. На относительную мелководность осадконакопления в западной и центральной частях зоны указывают многочисленные прослои конгломератов в отложениях раннего - среднего карбона, поздней перми, среднего и позднего триаса и ранней юры [Семенов, Булгакова, 1967; Коробицын, 1972; Булгакова, 1979]. Сравнительный анализ осадочных формаций верхнего палеозоя показал, что осадконакопление происходило в миогеосинклинальном режиме с миграцией области максимального погружения с запада на восток [Коробицын, 1972] в современных координатах. Погружение было неравномерным и неодновременным в разных тектонических блоках. Дальнейшее изучение позволило установить поперечную зональность верхоянского комплекса в южной части мегантиклинория [Парфенов, 1984] и рассматривать осадочные толщи Верхоянской мегантиклинорной зоны в качестве образований подводного конуса выноса у края Сибирского континента [Парфенов, 1984; Натапов, 1990].

По данным Г.С.Гусева [Мезозойская..., 1983], осадочные толщи дислоцированы неравномерно (с запада на восток) от зоны узких арочных складок, опрокинутых на запад, шириной 20-30 км до гигантских структур с крупными коробчатыми антиклиналями, чередующимися с узкими щелевидными синклиналями или флексуорообразными складками в центральной и восточной частях мегантиклинория. Осевые плоскости многих флексуорообразных складок восточной его части опрокинуты на восток, отражая веерообразное строение. По мнению Л.П.Зоненшайна [1965], складчатость Верхоянского мегантиклинория возникла в результате интенсивного горизонтального сжатия при пассивной роли вертикальных движений. Возраст складчатости датируется как позднеюрско - раннемеловой с омоложением к краю Сибирской платформы до начала позднего мела [Мезозойская..., 1983; Парфенов, 1984; Parfenov, 1991; 1994]. По результатам исследований в Приверхоянском прогибе Сибирской платформы предполагается, что в соседнем Верхоянье складчатость проходила в два этапа: ранний (позднеюрско - раннемеловой) и поздний (позднемеловой) [Галабала, 1971]. Складчатые сооружения разбиты системами разноориентированных разломов, среди которых выделены протяженные нарушения субмеридионального (ограничивающие мегантиклинорий) и северо-восточного (диагональные или поперечные по отношению к складчатости) простирания [Ивенсен и др., 1972]. В последнее время здесь установлены крупноамплитудные надвиги, пологопадающие на восток [Parfenov, 1991; 1994].

МЕТАМОРФИЗМ

Породы затронуты региональным веерообразным кливажом, охватывающим всю структуру складчатого пояса [Сборщиков, 1971]. Они повсеместно испытали катагенез и метагенез [Коссовская, Шустов, 1955; Япаскурт, 1980; Япаскурт и др., 1994], а местами и слабый региональный метаморфизм хлоритовой, реже биотитовой ступени зеленосланцевой фации, причем чешуйки мусковита отчетливо развиваются по кливажным трещинам [Сборщиков, 1971]. Ареалы такого метаморфизма затрагивают отложения карбона, перми и триаса и контролируются глубинными сбросами.

сосдвигами или глубинными очагами гранитизации, фиксируемыми геофизическими методами [Япаскерт, Андреев, 1985], тяготея к центральной части мегантиклинорной зоны, вмещающей золото-кварцевые жильные поля (см. рис. 18). По данным указанных исследователей, в центральных частях некоторых ареалов метаморфизма устанавливается ассоциация биотита и мусковита с мелкими порфиробластами ставролита, граната, турмалина или кордиерита.

МАГМАТИЗМ

Магматические образования представлены незначительными покровами базальтоидов и межпластовыми телами диабазов пермско-триасового возраста, а также единичными выходами интрузивов меловых гранитов и сопровождающих их даек пестрого состава мелового возраста.

Небольшие поля нижнетриасовых базальтоидов и туфогенных образований развиты в крыльях рассматриваемой структуры, а комагматичные им интрузивные фации размещаются в сводовых частях Орулганского и Куранахского антиклинориев [Ивенсен и др., 1975]. Покровы базальтоидов смяты в складки совместно с осадочными породами, и возраст их установлен достаточно надежно [Мезозойская..., 1983]. Среди интрузивных тел различают дайки, полого секущие тела и силлы, образующие несколько изолированных полей [Крутий, Кропачев, 1971; Амузинский, 1975; Ивенсен и др., 1975]. Дайки распространены незначительно, в основном в самом северном Джарджанском поле. Среди них выделяется Унгуохтахская дайка мощностью 7-10 м (до 30 м в раздувах) и протяженностью в северо-западном направлении более чем 60 км. Самые распространенные силлы диабазов мощностью от первых сантиметров до 40 м залегают параллельно стратиграфическим горизонтам [Крутий, Кропачев, 1971; Ивенсен и др., 1975]. По петрографическому составу они близки траппам Сибирской платформы [Крутий, Кропачев, 1971], но отличаются от них петрохимическими особенностями и металлогенией [Еловских, 1974; Ивенсен и др., 1972; 1975; Мезозойская..., 1983]. По мнению Г.А.Гринберга [Мезозойская..., 1983], эти породы относятся к толеитовой серии. Характерная черта базитов - увеличение степени их метаморфического преобразования в восточном направлении вплоть до формирования по ним кварц-актинолит-хлоритовых и кварц-хлорит-карбонатных сланцеватых пород [Крутий, Кропачев, 1971]. Возраст силлов и даек по данным К-Аг-определений 238-243 млн лет [Ненашев и др., 1969]. Следует отметить пространственную приуроченность некоторых золото-кварцевых жил к рассмотренным базитам.

Гранитоидный магматизм в Верхоянской мегантиклинорной зоне развит крайне ограниченно и установлен только в пределах Куранахского антиклинория [Херасков, Колосов, 1938; Ивенсен и др., 1975; Прощенко и др., 1961]. Здесь известны крупнейший Хобяту-Эчийский плутон (140 км²) и несколько мелких массивов, сложенных роговообманково-биотитовыми гранодиоритами или кварцевыми диоритами [Ивенсен и др., 1972], образующими главную фазу интрузивов. Гранодиориты плутона сопровождаются многочисленными дайками, апофизами и прорываются дайками и жилами биотитовых гранитов и аплитов, а также поздних гранодиорит-порфиоров. От этих интрузивов отличается Эндыбальский шток эруптивных брекчий, в которых обломки гранодиорит-порфиоров и осадочных пород сцементированы гранит-порфиром [Ивенсен и др., 1975]. Ю.П.Ивенсен с соавторами предполагают, что гранитоиды Куранахского антиклинория фиксируют фланговую часть Яно-Борулахского поперечного интрузивного ряда. По петрографическому составу и минеральным ассоциациям [Амф(0,4-11%)+Би²⁰₅₅₋₅₉(5-15%)+Пл₄₂₋₂₅(37-55%)+Кв(21-33%)+Акц (циркон, апатит, сфен, ортит, ильменит)] гранодиориты Хобяту-Эчийского массива относятся к породам нормальной щелочности [Геология..., 1981] со слабовыраженными постмагматическими изменениями (микроклинизация). По данным химического анализа содержание кремнезема в них составляет 67-71% при сумме щелочей 7-9%. Поздние граниты характеризуются более высокими содержаниями кремнезема (75-76%) и большей суммой щелочей (9-10%) [Геология..., 1981].

Кроме этих плутонов, в Куранахском антиклинории широко распространены дайки гранодиорит-порфиоров (около 100), кварцевых диоритовых и диоритовых порфиринов (около 25), лампрофиринов (20) и кварцевых порфиринов (10), подробно охарактеризованные Л.Н.Индолевым [1979]. Этот исследователь объединяет их в три формации: (1) раннюю - габбродиоритовую (порфириты и лампрофиры, ассоциирующие с ортоклаз-пироксеновыми габбро и монцодиоритами Кус-Кюельского массива); (2) более позднюю - гранодиоритовую (дайки, комагматичные гранодиоритам Хобяту-Эчийского плутона) и (3), возможно, самую молодую - липаритовую [Индолев, 1979]. Часть даек гранодиоритовой формации предшествует внедрению пород главной фазы плутонов

или является их апофизами, другие, наоборот, секут породы главной фазы, но не выходят за пределы плутонов. Это разнообразные, часто прихотливой морфологии (то секущие, то субсогласные) тела мощностью в первые метры и протяженностью в сотни метров, редко более 1 км. Они составляют дайковые поля, которые контролируются крупными антиклиналями - Кыгыл-Тасской и Эндыбальской, вмещающими также все известные массивы гранитоидов, что, наряду с данными аэромагнитных и гравиметрических съемок, позволило Л.Н.Индолеву, в противоположность указанному мнению Ю.П.Ивенсена [Ивенсен и др., 1975], предположить наличие на глубине нескольких сотен метров крупного, вытянутого в субмеридиональном направлении батолита площадью не менее 1000 км² [Индолев, 1979]. Дайковые свиты, по мнению этого исследователя, маркируют "гребневидные ребра наиболее крупного выступа батолита" [Индолев, 1979. С.17]. Детальное изучение Эндыбальского штока привело Л.Н.Индолева [1979] к выводу о генетическом родстве этого тела с Хобяту-Эчийским плутоном, а структурные особенности штока он объяснил быстрым подъемом расплава по зоне мощного разлома.

К-Аг-датировки даек и плутонов близки. Их средние значения составляют 105-96 млн лет при разбросе отдельных дат от 162 до 65 млн лет [Индолев, 1979; Ненашев и др., 1969; Ненашев, Зайцев, 1985], хотя, по геологическим данным, лампрофиры и порфириды метаморфизируются гранодиоритами Хобяту-Эчийского массива [Индолев, 1979]. В то же время некоторые исследователи считают, что дайки внедрялись в два этапа: ранний (140-127 млн лет) и поздний (108-90 млн лет) [Ивенсен и др., 1972; 1975]. По наблюдениям Л.Н.Индолева, дайки гранодиорит-порфиров секут регионально распространенные безрудные кварцевые и полиметаллические жилы, пересекаясь, в свою очередь, оловоносными, молибденоносными и сереброносными жилами и прожилками [Индолев, 1979].

КРАТКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В Верхоянском золото-кварцевом поясе золотое оруденение представлено двумя минеральными типами - золото-кварцевым и золото-сульфидным [Некипелов и др., 1979; Ивенсен и др., 1975]. В металлогеническом отношении важно, что в отличие от других районов Северо-Востока Азии в пределах Верхоянской мегантиклинорной зоны золото-кварцевое оруденение пространственно и во времени тесно ассоциирует с полиметаллическим. Полиметаллические месторождения широко распространены в Куранахском антиклинории и прилегающих частях Орулганского и Бараинского антиклинориев [Индолев, Невойса, 1974; Ивенсен и др., 1975]. Обычно они рассматриваются в составе двух формаций: галенит-сфалеритовой и полиметаллической [Ивенсен и др., 1975], либо в ранней догранитоидной галенит-сфалеритовой и послегранитоидных касситерит-сульфидной и поздней сереброносной галенит-сфалеритовой [Индолев, Невойса, 1974]. Анализ литературных данных позволяет выделить среди полиметаллических месторождений собственно полиметаллические, сформированные на аккреционном этапе, и серебро-полиметаллические, отвечающие постаккреционному этапу [Nokleberg et al., 1996]. Полиметаллические жилы подразделяются на золото-полиметаллический (Дябхандья), олово-полиметаллический (Имтанджа) и полиметаллический (Оттуктах, бас. р. Дянышка) подтипы. Они локализируются в южной половине пояса, тесно ассоциируя с гранитоидами. При этом золото-полиметаллические и полиметаллические жилы оказываются догранитоидными, но более молодыми, чем золото-кварцевые, а олово-полиметаллические - послегранитными [Амузинский, 1975; Ивенсен и др., 1975; Индолев, Невойса, 1974]. Последние тесно ассоциируют со слабопроявленным редкометалльно-кварцевым (Mo, Sn, W) оруденением, связанным с гранитоидами. Постаккреционные серебро-полиметаллические месторождения позднемелового - палеогенового возраста - в дальнейшем не рассматриваются в составе Верхоянского золото-кварцевого пояса.

Следует отметить, что золото-сульфидные месторождения фактически являются золото-сульфидно-кварцевыми (см. ниже описания Верхне-Аркачанского и Чочимбальского месторождений) с варьирующими концентрациями сульфидов от 5 до 70%, при средних - 10-15%. Поэтому данные месторождения рассматриваются мной в качестве сульфидного подтипа золото-кварцевых жил. Важная особенность малосульфидных золото-кварцевых жил - их высокая хрусталеносность, что позволяет выделить Верхоянскую хрусталеносную провинцию [Аплонев, 1965; 1976; Мельников, 1971].

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Как уже отмечено выше, в Верхоянском жильном поясе выделяются два типа золото-кварцевого оруденения: малосульфидные золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны. Одним из первых золотоносные кварцевые жилы описал Г.Л.Падалка [1939], а детальная их характеристика как малосульфидных золото-кварцевых жил приведена в работах В.А.Амузинского [Ивенсен и др., 1975; Амузинский, 1975], а также геологов НИИГА и Аэрогеологии, изучавших эти жилы в качестве промышленных хрусталеносных образований [Мельников, 1969; 1971; Аплонов, 1959; 1965; 1976; Аплонов, Кумпан, 1959; Лазуркин, 1957; Фадеев, 1957 и многие другие]. Эти исследователи установили, что золото-кварцевые жилы регионально распространены по всему поясу, образуя около двух десятков меридионально вытянутых полей в осевой части Верхоянской мегантиклинорной зоны, причем количество их увеличивается в южном направлении с максимумом концентрации в Куранахском антиклинории. По мнению В.С.Аплонова [1976], их локализация обусловлена характером складчатых структур, наличием долгоживущих глубинных разломов и особенностями структурно-деформационных зон, развитых в их пределах. Жильные поля разделены практически бескварцевыми промежутками. В самих полях кварцевые жилы образуют жильные узлы, зоны и единичные жилы. Обычно жильовмещающими являются трещины скола и отрыва. На севере пояс скрывается под водами океана, а на юге затухает по мере приближения к региональному сдвигу.

Практически все исследователи отмечают широкий стратиграфический интервал локализации рассматриваемых жил: от нижнего карбона до триаса. Однако в конкретных структурах они локализуются, как правило, в самых древних частях. В то же время отмечена тенденция максимальной приуроченности жил к отложениям среднего - верхнего карбона [Аплонов, 1976]. Наиболее благоприятны для локализации кварцевых жил пласты песчаников относительно малой мощности (8-10 м), расположенные в сланцевой толще в основании ритмов, а также пермско-триасовые диабазы и реже алевролиты. Доказательством могут служить данные В.С.Аплонова [1965] по Высотному узлу Джарджанского поля, где из 122 известных жил 54% локализовано в диабазах, 25% - вдоль контактов, 17% - в песчаниках и лишь 4% - в алевролитах. Следует также отметить, что хрусталеносные жилы известны только в песчаниках и диабазах.

Золото-кварцевые жилы контролируются диагональными и продольными разломами и сводами антиклинальных структур. По мнению Б.Д.Мельникова [1971], размещение кварцевых жил в хрусталеносных полях определено положением антиклинальных структур. Жилы сконцентрированы в осевых и приосевых частях антиклиналей разных порядков со сгущениями в местах ундуляции шарниров складок второго и третьего порядков. Б.Д.Мельников отметил влияние морфологии складки на степень концентрации жил: так, количество и размеры жил увеличиваются по мере увеличения угла наклона крутого крыла - 55-60% жил приурочено к асимметричным антиклиналям с вертикальным крылом, хотя таковых всего четверть от общего числа складок [Мельников, 1971]. Согласно В.С.Аплонову [1976], 30% жил локализуется непосредственно в замках антиклиналей, а 70% - в их крыльях. Большинство исследователей подчеркивают приуроченность жил к зонам умеренной складчатости и практическое отсутствие их в зонах развития опрокинутых складок [Аплонов, 1965; 1976; Мельников, 1971]. Кроме отмеченных факторов локализации жил известны контролирующее значение глубинных разломов северо-западного простирания, а также резкие изгибы складок по простиранию и падению, участки существенного увеличения углов падения пород (зоны флексур) и крутые крылья флексур [Аплонов, 1976].

По структурной позиции выделены трещинные и складчатые месторождения, а по генезису жильовмещающих трещин они делятся на пять структурных типов, локализующихся в: (1) согласных межпластовых нарушениях (около половины всех жил); (2) субмеридиональных секущих крутопадающих трещинах скола; (3) субмеридиональных пологопадающих трещинах отрыва; (4) субмеридиональных крутопадающих трещинах отрыва и (5) субширотных вертикально падающих трещинах отрыва [Мельников, 1971]. По морфологии среди жильных тел исследователями устанавливаются разные типы. Например, согласно В.С.Аплонову [1976], выделяются пять структурно-морфологических типов: (1) согласные пластовые, седловидные жилы в трещинах отслоения в замках складок и простые плитообразные в их крыльях; (2) продольно- и кососекущие разнообразной формы (плитообразные, линзовидные, четковидные, лестничные); (3) поперечно-секущие плитообразные; (4) сложной формы штокверки в зонах тектонических нарушений; (5) жильные зо-

ны (серии линзовидных тел) в рассланцованных породах. В.А.Амузинский [1975] подразделил все жилы на три структурно-морфологических типа: (1) пластовые жилы простой морфологии (плитчатые, линзовидные, четковидные и прочие); (2) сложные штокверкоподобные пластообразные залежи и сложнопостроенные жилы в замках и на крыльях складок, осложненных разрывными нарушениями и зонами трещиноватости; (3) продольно-, косо- и поперечно-секущие жилы разнообразной формы (плитчатые, линзовидные, лестничные и прочие). На мой взгляд, их можно объединить в четыре группы: (1) согласные различной морфологии; (2) секущие плитообразной и линзовидной формы; (3) штокверки и (4) минерализованные зоны смятия и рассланцевания.

Параметры жил разных типов различные. По простиранию жилы прослеживаются как на первые десятки метров, так и более километра (до 5 км); последнее характерно для пластовых согласных жил, протяженность которых обычно составляет 100-1000 м; для секущих в песчаниках типичны тупые окончания под экранами алевролитов или аргиллитов [Аплонов, Кумпан, 1959]. Мощность жил колеблется от первых сантиметров до 1-2 м, реже до 12 м - в раздувах. Штокверковые зоны сложены мелкими прожилками (мощностью от 1-10 см до 40 см, обычно разноориентированными и малопротяженными), которые формируют жильные зоны в песчаниках и диабазов длиной до нескольких сотен метров и шириной десятки метров. Иногда такие зоны имеют вид сетчатых брекчий, где количество жильного материала сопоставимо с количеством обломков вмещающих пород. Для минерализованных зон смятия и рассланцевания характерно сочетание линзовидных коротких жил с сериями тонких прожилков с причудливой морфологией, определяемой ориентировкой плоскостей скольжения в глинистых сланцах и алевролитах.

Как уже отмечалось, большинство золото-кварцевых жил Верхоянского пояса имеет незначительные содержания сульфидов и многими исследователями относится к золото-кварцевой малосульфидной формации [Амузинский, 1975; Ивенсен и др., 1975; Ю.А.Владимирцева, 1985 г.]. Сульфидов в них не более 5%. Однако в пределах Куранахского антиклинория их количество возрастает, достигая десятков процентов, что дало повод некоторым авторам включить такие месторождения в золото-сульфидную формацию [Ивенсен и др., 1975; Ю.А.Владимирцева, 1985 г.]. В рудах рассматриваемых месторождений главными жильными минералами являются кварц, железо-магнезиальные карбонаты, сидерит. Реже встречаются хлорит, серицит и альбит. Количество сульфидных минералов от 1 до 70%, в среднем 1-5% - в малосульфидных жилах и 15-20% - в сульфидных жилах Куранахского антиклинория. Среди сульфидов главенствуют пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит. В жилах, локализованных в диабазов, широко распространен халькопирит; редко встречаются тетраэдрит, бурнонит, пирротин, буланжерит. Отмечаемые в отдельных месторождениях касситерит, сульфосоли серебра [Ивенсен и др., 1975; Амузинский, 1975; Ю.А.Владимирцева, 1985 г.], на мой взгляд, относятся к категории "чуждых" [Петровская, 1989] и связаны с наложением поздней оловянной и серебряной минерализации в полихронных рудных узлах Верхоянского пояса.

По распространенности сульфидных минералов в малосульфидных жилах выделяются [Ивенсен и др., 1975] типы: галенит-сфалеритовый, наиболее проявленный в Орулганском (Сынча, Дянышка) и Куранахском антиклинориях (Галочка, Злое, Верхнее); халькопирит-галенит-сфалеритовый (Джарджан) и пиритовый (Кемюсь), известные в Орулганском антиклинории; арсенопиритовый, наименее распространенный в Орулганском антиклинории (Анна-Эмесхин), но гораздо шире - в Куранахском. В сульфидно-кварцевых жилах Куранахского антиклинория, относимых к золото-сульфидной формации [Ивенсен и др., 1975], выделены: халькопирит-пирит-арсенопиритовый (Верхне-Аркачанское) и арсенопирит-пирит-галенит-сфалеритовый типы (Чочимбальское, Раннее). Однако различия рудных тел месторождений малосульфидной и сульфидной формаций касаются только количественной роли сульфидов и карбонатов при главном минерале - кварце. Поэтому нет смысла разделять их на две специфические формации, а следует рассматривать в качестве двух вещественных типов золото-кварцевого оруденения. Жилы также сложены и однотипными минеральными ассоциациями: от ранней кварц-пирит-арсенопиритовой через карбонат-полиметаллическую (карбонат-халькопирит-галенит-сфалеритовую) к сульфосольно-тетраэдрит-галенитовой и кальцит-горнохрустальной. Видимое золото в жилах встречается редко. Наиболее детально оно охарактеризовано Ю.П.Ивенсеном с сотрудниками [1975] (табл. 9). Содержания золота в рудах колеблются от следов до 20-30 г/т, обычно не превышая 3-6,6 г/т. Промышленного интереса жилы не представляют, но служат источниками россыпной золотоносности (Чочимбальский узел).

Метасоматические изменения вокруг жил представлены маломощными (менее метра) зонами окварцевания, серицитизации, карбонатизации и хлоритизации вмещающих пород, сопровождающимися ореолами редкой пиритизации [Амузинский, 1975]. Эти изменения наиболее интенсивно проявлены в диабазах. Для них характерна слабая зональность от внутренних зон (окварцевание) через зону альбита и серицита к внешней зоне с преобладающими хлоритом и карбонатами [Амузинский, 1975]. Изучение химизма околожилных изменений позволило В.С.Аплонову [1970] предположить, что кремнезем заимствуется из вмещающих пород только на 25%, а остальной привносится. Вокруг жил в алевролитах и глинистых сланцах установлен также отчетливый маломощный (десятки сантиметров) положительный ореол золота, меди, свинца и цинка, а для песчаников, наоборот, отрицательный [Амузинский, 1975].

Таблица 9

**Характеристика золота месторождений Верхоянского пояса
(по Ю.П.Ивенсену и др. [1975])**

Тип месторождений	Размер, мм	Морфология	Форма золота и его ассоциация	Пробность, ед.
Малосульфидный	В россыпях 0,05 - 2 (средний размер - 10)	Пластинчатая, таблитчатая, скелетная, дендритовая, изометричная, прожилковая	Свободное в галените, сфалерите, карбонатах, кварце	В россыпях - 610-784 (средняя - 713-743)
Сульфидный	0,1-0,7	Ксеноморфные вкрапленники, дендриты, микропрожилки	Тонкодисперсное в пирите и арсенопирите, свободное в галените, сфалерите, тетраэдрите и сидерите	Нет данных

В золоторудных месторождениях Верхоянского пояса золоту сопутствуют [Ивенсен и др., 1975; Амузинский, 1975; Фадеев, 1957]: (1) в малосульфидных жилах - свинец (до 5%), цинк (до 1%), сурьма (до 0,3%), мышьяк (до 0,1%), медь (0,0n%), серебро (до 200 г/т); (2) в сульфидных жилах - свинец, цинк (до 30%), мышьяк (до 20%), серебро (до 0,1%).

Примеры месторождений

Особенностями месторождений Верхоянского пояса являются их незначительные размеры и низкая золотоносность, из-за чего многие жилы рассматривались в составе чисто хрусталеносных или безрудных [Амузинский, 1975; Аплонов, 1965]. Подавляющее большинство месторождений практически не разведано и охарактеризовано очень слабо, и приведенные ниже описания охватывают все наиболее существенные месторождения.

Месторождения малосульфидного типа

Месторождение Анна-Эмесхин расположено в центральной части Орулганского антиклинория в верховьях р.Джарджан [Ивенсен и др., 1975; Амузинский, 1975] и представлено восемью кварц-карбонатными жилами, локализованными на площади 70x100 м² вблизи юго-восточного окончания Унгуохтахской дайки диабазов. Рудные тела приурочены к трещинам в диабазах и сопровождаются кварц-серицит-хлорит-карбонатными метасоматитами, содержащими вкрапленность пирита и халькопирита. Вкрапленность и гнезда арсенопирита, реже пирита, галенита и халькопирита [Амузинский, 1975] - не более 2% от состава жил.

Месторождение Галочка расположено на западном фланге Куранахского антиклинория и представляет собой зону кварцевого прожилкования, приуроченную к субмеридиональному разлому, продольно секущему свод антиклинальной складки [Ю.А.Владимирцева, 1985 г.]. Ширина зоны 30 м, длина 170 м. Мощность прожилков 2-10 см. Они сложены молочно-белым кварцем с примесью кальцита и хлорита, с вкрапленностью сфалерита (3-4 мм), галенита, пирита и халько-

пирита. Содержание золота достигает 20,5 г/т, серебра - 6,4 г/т [Ю.А.Владимирцева, 1985 г.]. Вмещающие породы - алевролиты, песчаники и аргиллиты нижней перми.

Месторождение Николаевское-Открытое представлено двумя пластовыми жилами, локализованными во флексуобразных осложнениях свода Саханджинской антиклинали на севере Орулганского антиклинория [Абель, Слезко, 1988]. Вмещающие преимущественно алевролитовые отложения позднего карбона и нижней перми, по данным указанных исследователей, содержат три продуктивных горизонта, разделенных безрудными пачками мощностью 270-280 м. Протяженные (более 1 км) согласные жилы (рис. 19) полосчатой текстуры сложены кварцем (до 99%), альбитом, анкеритом, кальцитом с вкрапленностью и гнездами (по степени снижения распространенности) пирита, галенита, арсенопирита, блеклой руды, сфалерита и золота, в сумме не превышающих 1% [Абель, Слезко, 1988]. Золото в рудах крупное, свободное в кварце или в сростаниях с галенитом и пиритом.

Месторождения сульфидного типа

Месторождение Верхне-Аркачанское расположено в верховьях р.Аркачан в районе поперечного перегиба присводовой части Кыгыл-Тасской антиклинальной складки, осложняющей западное крыло Имтанджинской антиклинали Куранахского антиклинория [Ивенсен и др., 1975; Ю.А.Владимирцева, 1985 г.]. Рудные тела представлены крутопадающими сульфидно-кварц-карбонатными прожилками, секущими песчаники и алевролиты кыгыл-тасской свиты и образующими небольшие жильные зоны шириной от 1 до 30 м и протяженностью до 3,5 км. Мощность прожилков 1-10 см [Некипелов и др., 1979]. Главные жильные минералы - кварц и сидерит; рудные минералы - пирит, арсенопирит, халькопирит; редко встречаются пирротин, галенит, сфалерит, буланжерит, блеклая руда, золото [Ивенсен и др., 1975]. В пределах зон известны богатые участки, пригодные для селективной отработки [Некипелов и др., 1979].

Чочимбальский узел (Ньюктоминский рудный узел) расположен в бас. р.Чочимбал, левого верхнего притока р.Дянышка, и приурочен в основном к сводовой части Имтанджинской антиклинали (рис. 20), сложенной песчаниками и алевролитами, переслаивающимися с незначительным количеством аргиллитов [Ивенсен и др., 1975; Индолев, Невойса, 1974]. В этом рудном узле размещены древние малосульфидные жилы с более молодыми сульфидными и с собственно полиметаллическими жилами. Типичны для малосульфидных жил рудопроявления рр.Чочимбал, Жилка, Вилка, Верхнее, Бодрый, Злое.

Рудопроявления р.Чочимбал представлены межпластовыми, протяженными карбонат-кварцевыми жилами с вкрапленностью сульфидов (1-5%). Жилы располагаются либо между пластами песчаников и алевролитов, либо внутри пластов [Ивенсен и др., 1975]. Контакты жил четкие, неровные, нередко с зеркалами скольжения и глиной трения; углы падения от 40 до 60° при субмеридиональном простирании. Содержание золота в жилах колеблется от следов до первых граммов на тонну. Жилы сопровождаются ореолом окварцевания, серицитизации и пиритизации.

Рудопроявление Верхнее расположено на водоразделе р.Чочимбал и руч.Ранний [Ивенсен и др., 1975]. Это небольшая межпластовая кварцевая жила, локализованная вдоль контакта песчаников с алевролитами, и небольшой кварцевый штوك (50x26 м), известный в 350 м восточнее. Зальбанды жил сложены полосчатым кварцем с вкрапленностью золота и галенита, а центральные части - друзовидным кварцем [Ивенсен и др., 1975]. Содержание золота достигает десятков граммов на тонну.

Рудопроявление Злое [Ивенсен и др., 1975] находится к юго-западу от Верхнего и состоит из четырех крутопадающих межпластовых жил мощностью до 1-2 м, локализованных в пачке переслаивающихся песчаников и алевролитов. Кварц-сидеритовые жилы содержат вкрапленность и гнезда арсенопирита, пирита и галенита. Размеры выделений золота в жилах указанных рудопроявлений не превышают 1 мм; золото имеет пластинчатую, неправильно-ветвистую, дендритовидную форму и сростается либо с кварцем, либо со сфалеритом и галенитом, реже с карбонатами [Ивенсен и др., 1975].

Сульфидный тип представляют отдельные жилы бас. р.Чочимбал. Это пологопадающие (20-56°) межпластовые жилы в трещинах межформационных срывов по контактам алевролитов, песчаников и глинистых сланцев [Ивенсен и др., 1975]. Любопытно, что они установлены на самых глубоких уровнях эрозионного вреза и расположены в окружении золото-полиметаллических жил (см. рис. 20). Мощность жил 0,1-1 м. В их составе преобладают кварц, марганец-сидерит, пирит, ар-

сенопирит, сфалерит и галенит. Редко встречаются халькопирит, пирротин, тетраэдрит, бурнонит и золото, содержания которого 0,1-6,6 г/т [Ивенсен и др., 1975].

В пределах Ньюктоминского рудного узла известны многочисленные случаи срезания и контактового метаморфизма малосульфидных жил дайками и силлами гранодиорит-порфиоров, свидетельствующие о догранитоидном возрасте сульфидно-кварцевых и золотоносных полиметаллических жил [Индолев, Невойса, 1974].

ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Детальное изучение структурной позиции малосульфидных жил как хрусталеносных привело В.Д.Мельникова [1971] к выводу о двухстадийном образовании кварцевых жил Верхоянья: в собственно кварцево-жильную и хрустальную стадии. На основании структурных исследований он показал, что формирование этих жил было растянуто во времени и началось с согласных жильных тел (конец главной фазы складчатости). Он считает, что в это время возникло 65-70% кварца всех жил [Мельников, 1971]. Этому периоду соответствовала обстановка интенсивного сжатия. Секущие жилы формировались позднее в условиях расширения, о чем свидетельствуют и локализация их в системах трещин отрыва, текстурные особенности ("книжные" текстуры), а также секущее их положение по отношению к согласным жилам. Более поздняя хрусталеносная стадия связана с общим воздыманием региона (горообразованием) [Мельников, 1971], а по некоторым данным, отвечала этапу гранитообразования [Мельников, 1969].

Рассмотрев влияние различных факторов на локализацию хрусталеносных жил, В.С.Аплонов [1976] пришел к выводу об эволюции жил от ранних пластовых к поздним поперечно-секущим, которой соответствует и температурная эволюция (по максимумам декрепитации): от самых высокотемпературных пластовых (370-510°C) через среднетемпературные продольно-кососекущие жилы (430-450°C) к поперечно-секущим, образованным при наименьших температурах (350-370°C). Согласно его наблюдениям, для этих жил характерна перекристаллизация (особенно интенсивная в согласных жилах); хрусталеносность их вторична с температурами гомогенизации кристаллов кварца 242-141°C [Аплонов, 1976]. Несмотря на то, что многие хрусталеносные поля располагаются над нескрытыми интрузивами гранитоидов, устанавливаемыми по геофизическим данным, отсутствие в кварцевых жилах минеральной и температурной зональности относительно этих интрузивов заставляет В.С.Аплонова сомневаться в связи жил с гранитоидами. Он принимает метаморфогенную природу жил, возникших в результате интенсивных тектонических процессов, с источником кремнезема в нижележащих породах при частичном заимствовании его на месте [Аплонов, 1976].

Анализ различных точек зрения на генезис кварцевых жил региона привел В.А.Амузинского к мысли, что они не связаны ни с гранитоидами, ни с базитами, ни с процессами метаморфизма, а происхождение их обусловлено глубинным (возможно, мантийным) флюидом [Амузинский, 1975].

Все изложенное позволяет считать малосульфидные золото-кварцевые жилы метаморфогенными. Однако их явное тяготение к полям метаморфически преобразованных осадочных пород над нескрытыми гранитоидными плутонами указывает на наличие между ними определенной связи. И не исключено, что данные жилы возникли на этапе прогрессивного плутонометаморфизма.

При анализе опубликованных данных [Ивенсен, Проценко, 1961; Ивенсен и др., 1975; Индолев, Невойса, 1974; Индолев, 1979; Ю.А.Владимирцева, 1985 г.] по сульфидно-кварцевым жилам создается впечатление о фациальных соотношениях золото-сульфидно-кварцевых жил с золотоносными полиметаллическими. Это наиболее отчетливо выражено в Ньюктоминском рудном узле, где месторождения Раннее и Чочимбальское характеризуются то как совмещенные золотоносные полиметаллические и золото-кварцевые малосульфидные [Индолев, Невойса, 1974], то как совмещенные золото-кварцевые малосульфидные, золото-сульфидные и золотоносные полиметаллические [Ивенсен и др., 1975], то как полиметаллические [Ивенсен, Проценко, 1961]. Аналогичная ситуация отмечается и в Верхне-Аркачанском узле, где месторождение Дябхандья описывается то как полиметаллическое [Ивенсен и др., 1975], то как золото-сульфидное [Ю.А.Владимирцева, 1985 г.].

Эта неоднозначность, сходный минеральный состав и структурная позиция, а также близкий и догранитоидный возраст золото-сульфидно-кварцевых жил и золотоносных полиметаллических месторождений, постоянная ассоциация с интрузивно-купольными структурами позволяют считать

их генетически едиными. К выводу об "условно парагенетической связи полиметаллических жил с золото-кварцевыми" пришли Л.Н.Индолев и Г.Г.Невойса [1974], полагая, что эти жилы служат звеньями одного рудноформационного ряда. Правда, при этом они подчеркивали наложенность карбонатно-сульфидных и сульфидных ассоциаций на древние золото-кварцевые жилы, говоря об их совмещении. Однако последнему противоречат данные В.А.Амузинского [1975], В.А.Фадеева [1957] и других геологов, занимавшихся изучением рудных месторождений Северного Верхоянья (Орулганского антиклинория) и показавших независимость и более молодой по сравнению с мало-сульфидными золото-кварцевыми возраст кварц-полиметаллических золотоносных жил. Эти жилы сульфидного типа (золото-сульфидные и золото-полиметаллические) рассматриваются в группе "сингранитоидных" образований [Ивенсен и др., 1975], зонально расположенных относительно гранитоидных плутонов и связанных с их формированием. Любопытно, что при отличной от мнения этих исследователей трактовке взаимоотношений золотоносных полиметаллических жил с гранитоидами к выводу о связи их с начальными этапами становления гранитоидных плутонов пришел и Л.Н.Индолев [Индолев, Невоиса, 1974; Индолев, 1979]. Его точка зрения настолько близка моим представлениям, что я позволю себе привести это заключение: "Если исходить из длительности процесса внедрения гранитной магмы и признавать возможность отделения от интрузирующего купола восходящих гидротермальных растворов [Шахов, 1964; 1969], то связывать ранние сульфидные жилы с какими-то неустановленными в районе изверженными породами необязательно. Достаточно представить их образование в верхних горизонтах разреза до того момента, когда они будут достигнуты продолжающимися внедряться магматическими куполами и пересечены дайками-апофизами" [Индолев, Невоиса, 1974. С. 201-202].

Таким образом, предполагается синтетектоническое метаморфогенное происхождение мало-сульфидных золото-кварцевых жил и позднесинтетектоническое магматогенное золото-сульфидно-кварцевых. Геодинамическая обстановка формирования оруденения отвечает процессу раннемеловой коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна с пассивной окраиной Сибирского кратона [Parfenov, 1991; 1994; Парфенов, 1995].

СПЕЦИФИКА

Спецификой Верхоянского пояса является наличие ранних метаморфогенных золото-кварцевых малосульфидных жил, распространенных по всему поясу, и поздних золото-полиметаллических жил, ассоциирующих с интрузивно-купольными структурами. Четкая стратиграфическая привязка оруденения, широкое развитие метаморфогенных жил сближают данный пояс с Аллах-Юньским и позволяют рассматривать их в качестве единого мегапояса, сформировавшегося вдоль края континента.

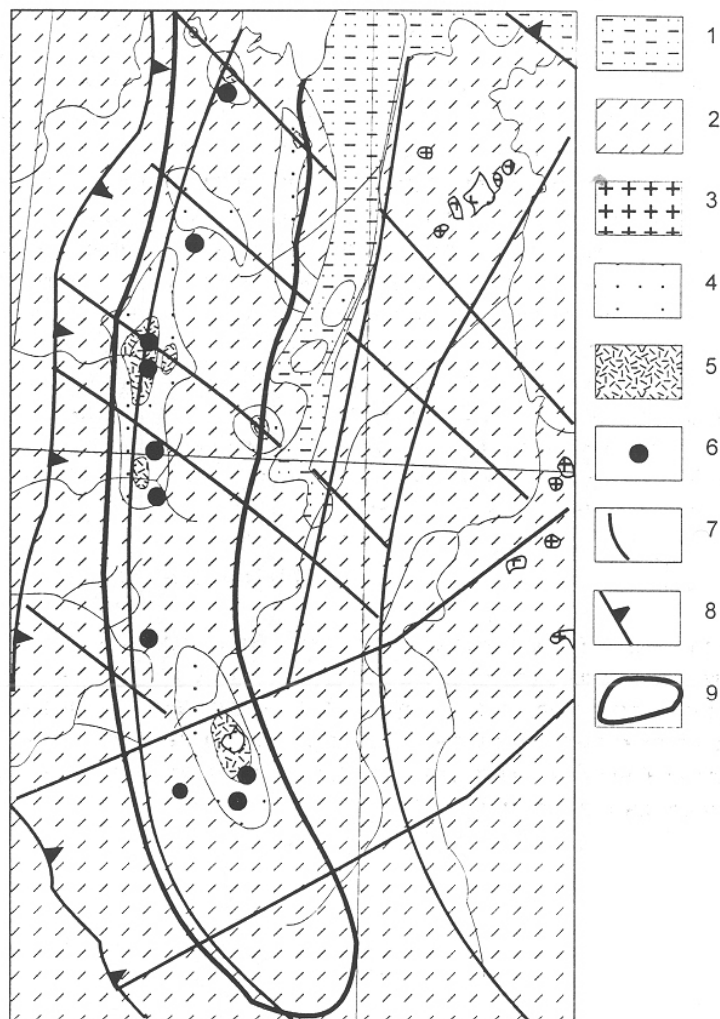


Рис. 18. Верхоянский золото-кварцевый жильный пояс (составлено с использованием материалов Ю.П.Ивенсена и др. [1975] и Б.С.Андреева, В.А.Япаскурта [1985]): 1 - аллювиальные отложения; 2 - осадочные породы палеозойского и мезозойского возраста; 3 - гранитные плутоны; 4, 5-регионально метаморфизованные породы зеленосланцевой фации: мусковит-хлоритовой (4) и мусковит-биотитовой (5) субфаций; 6 - главные поля золото-кварцевых жил; 7 - продольные и поперечные разломы; 8 - надвиги; 9 - контур Верхоянского золото-кварцевого жильного пояса

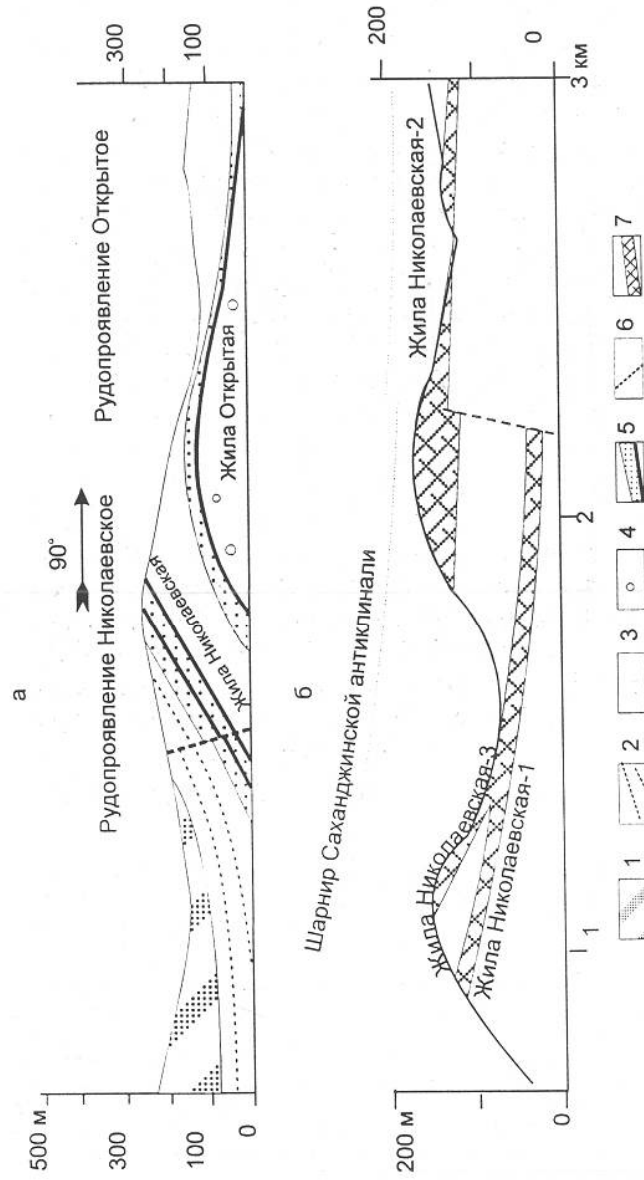


Рис. 19. Николаевское месторождение (по В.Е.Абелю, В.А.Слезко [1988] с упрощениями): а - продольный профиль рудовмещающей структуры; б - положение рудоносных жил Николаевского рудопроявления относительно шарнира антиклинали: 1-4 - нижнеремские терригенные отложения унгуотхаской свиты: пачки средней (первая - 1, вторая - 2, третья - 3) и нижней (4) подсвит; 5 - пласты песчаников с кварцевыми жилами в подошве; 6 - разрывные нарушения; 7 - проекция на вертикальную плоскость кварцевых жил

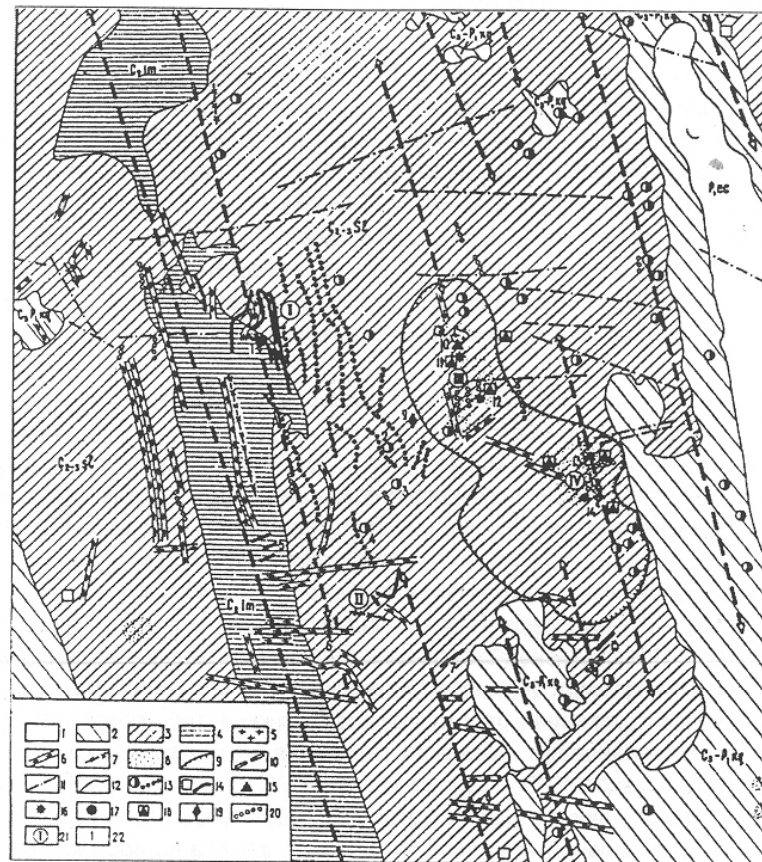


Рис. 20. Геологическая схема Чочимбальского (Ньюктоминского) рудного узла (по Ю.П.Ивенсену и др. [1975]): 1 - эжийская свита нижней перми; 2 - кыгыл-тасская свита верхнекарбово-нижнепермского возраста; 3 - солончанская свита верхнего карбона; 4 - имтанджинская свита среднего карбона; 5 - гранит-порфиры Кыгыл-Тасского штока; 6 - дайки гранодиорит-порфириров и диоритовых порфириров; 7 - дайки лампрофириров; 8 - контактово-метаморфизованные породы; 9 - контур не-вскрытого Кыгыл-Тасского интрузива (по данным магнито- и гравиразведки); 10 - оси антиклиналей; 11 - разрывные нарушения; 12 - геологические границы; 13 - рудопроявления и жилы золото-кварцевой малосульфидной формации; 14 - рудопроявления и жилы тетраэдрит-галенит-сфалеритового типа галенит-сфалеритовой формации. Рудопроявления формаций: 15 - молибденит-кварцевой; 16 - касситерит-сульфидной; 17 - золото-сульфидной; 18 - полиметаллической рудной; 19 - сульфоантимонит-галенитового типа галенит-сфалеритовой; 20 - кварцевые и карбонатно-кварцевые жилы; 21 - рудные поля (I - Чочимбальское, II - Раннее, III - Западно-Кыгылтасское, IV - Восточно-Кыгылтасское); 22 - месторождения и рудопроявления (1 - Чочимбальское, 2 - Верхне-Чочимбальское, 3 - Верхнее, 4 - Злое, 5 - Кельтерчанское, 6 - Раннее, 7 - кл. Ванюшина, 8 - Кельтерское, 9 - Красное, 10 - Молибденовое, 11 - Пирротинное, 12 - руч. Красный, 13 - Кысыл-I, 14 - Кысыл-II, 15 - Нижне-Кыгылтасское)

ГЛАВА 5. КУЛАРСКИЙ АРЕАЛ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

Сложность расшифровки геологического строения этой территории обусловлена наличием мощного чехла кайнозойских отложений Приморской низменности, что привело к различным точкам зрения на ее тектоническую природу и геологическое строение [Парфенов, 1995; Натапов, Сурмилова, 1992; Тектоника Якутии, 1975; Виноградов и др., 1974; Геология..., 1981 и др.]. Согласно Л.М.Натапову и Е.П.Сурмиловой [1992], здесь установлены структуры пассивной окраины Сибирского континента и Святоносско-Ануйской островодужной системы, располагающиеся к северу в современных координатах. В.И.Виноградов с соавторами [1974] выделили здесь структуры Верхояно-Колымской, Корякско-Ануйской и Новосибирско-Чукотской складчатых систем различной природы. Л.М.Парфенов [1995] рассматривает их в составе Куларо-Нерского террейна аккреционного клина и постамальгамационных комплексов преддугового прогиба (Полоусненский синклиниорий). К.Б.Мокшанцев с соавторами [Тектоника Якутии, 1975] относили эти структуры к единому геосинклинальному комплексу Верхояно-Колымских мезозоид. Детальный обзор различных взглядов на строение и историю развития геологических структур этого региона содержится в указанных публикациях. В данной работе принимается схема строения территории по Л.М.Натапову и Е.П.Сурмиловой [1992] с рядом изменений и дополнений, заимствованных у Л.М.Парфенова [1995].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Куларский золото-кварцевый ареал (рис. 21) представляет собой фрагмент Верхояно-Колымской складчатой системы и практически всеми исследователями выделен в качестве самостоятельного горст-антиклинория. По мнению Л.М.Парфенова [Парфенов, 1995; Парфенов и др., 1993; Parfenov, 1991; 1994], он входит в состав Куларо-Нерского террейна. Наиболее полное описание Куларского горст-антиклинория изложено в работах Ю.П.Ивенсена с соавторами [1975], Ф.С.Сатарова [1970], А.А.Бендебери [1970] и Л.М.Натапова, Е.П.Сурмиловой [1992]. Последние включают его в состав Среднеянской складчатой зоны. В геологическом строении Куларского горст-антиклинория участвует мощная толща терригенных отложений верхней перми (в ядре) и триаса (на крыльях). Пермские отложения рассматриваются в качестве углеродистой ($0,55 - 3,41\% C_{орг}$) [Бушмакин, 1987] черносланцевой формации подножия континентального склона, а триасовые - алеврит-глинистой континентального склона [Натапов, Сурмилова, 1992]. По мнению указанных исследователей, учитывающих данные по юрским отложениям правобережья Яны, это свидетельствует о проградации пассивной окраины континента с запада на восток. Осевая зона антиклинория образует широкое сводовое поднятие, ориентированное в северо-восточном направлении и распадающееся по простиранию на две кулисообразно смещенные ветви: северную - Улахан-Сисскую и южную - Центральную [Сатаров, 1970] или Центрально-Куларскую [Ивенсен и др., 1975] антиклинали. Общая длина структуры 280 км при ширине от 80 до 120 км. На западе и востоке от соседних структур Куларский горст-антиклинорий отделен крупными Омолойским и Янским разломами. С севера он ограничен зоной субширотных разломов - Куйгинского и Казачинского [Ивенсен и др., 1975], и его возможное продолжение скрыто под чехлом Приморской низменности, а с юга структуры, постепенно замыкаясь и разделяясь Баки-Бынтайским разломом, контролирующим одноименный магматический ряд, сменяются Култага-Суохской ветвью Омолойского синклинория, входящего в состав Верхоянского миогеоклинального пояса.

Улахан-Сисская антиклиналь протяженностью около 130 км вмещает основные проявления золото-кварцевого оруденения. Она ориентирована в субмеридиональном направлении ($10-15^\circ$) и постепенно погружается на юг-юго-запад; на северо-востоке перекрывается отложениями Приморской низменности. Ядро складки сложено пермскими породами тарбаганнахской и туогучанской свит, представленных черными глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с алевролитами и линзовидными пластами мелкозернистых песчаников, а крылья - триасовой толщей песчаников, алевролитов и сланцев, группирующихся по разрезу в неполные ритмы обратного строения [Бендебери, 1970; Сатаров, 1970]. Свод складки слабоволнистого строения, осложнен небольшими складками с размахом крыльев от 0,2 до 5 км с углами падения $10-15^\circ$ [Сатаров, 1970]. Для крыльев антиклинали характерны интенсивные мелкие опрокинутые складки и мощные зоны интенсивного смятия. По геофизическим данным, в ядре складки предполагаются крупные интрузи-

вы гранитов [Литинский, Раевский, 1977], апикальные части которых вскрыты на южном фланге Улахан-Сисской антиклинали в виде Солурского массива, а поля контактово-метаморфизованных пород, сопровождаемых дайками, отмечены в западной части свода антиклинали [Амузинский и др., 1988].

Центральная (Центрально-Куларская) антиклиналь расположена к юго-востоку от Улахан-Сисской; ширина ее 40-80 км при длине до 180 км. Сводовую часть ее слагают гранитоиды Куларского батолита [Ивенсен и др., 1975]. Ядро антиклинали осложнено редкими мелкими пологими складками с углами падения 10-25°, а юго-восточный фланг - дополнительными складками, параллельными простиранию [Сатаров, 1970]. Центральная антиклиналь полого погружается на запад. На крыльях этой структуры устанавливается заметно более напряженная складчатость. На севере обе антиклинали разделены Босхонгской синклиналью, расширяющейся в северо-восточном направлении почти вдвое (до 70 км) и сложенной песчано-сланцевыми породами анизийского, ладинского и карнийского ярусов триаса [Сатаров, 1970]. Как и антиклинали, синклиналь осложнена мелкими, иногда опрокинутыми складками. Согласно Ф.С.Сатарову [1970], антиклинали возникли в результате штампового воздействия гранитоидов на слоистую толщу, а зоны интенсивных складчатых деформаций в крыльях Улахан-Сисской антиклинали и Босхонгской синклинали связаны с позднейшими тангенциальными движениями завершающих этапов складчатости. По более поздним структурным наблюдениям В.С.Оксмана, главные складчатые образования Куларского антиклинория "...представляют собой крупные лежащие антиклинали, сопряженные с ограничивающими их с северо-запада надвигами" [Оксман, 1989. С.6].

В рассматриваемом районе фиксируются две главные системы разрывных нарушений: продольная (северо-восточного до субмеридионального простирания) и поперечная (северо-западного до субширотного простирания), детально охарактеризованные Ф.С.Сатаровым [1970]. К продольным относятся Янский, Омолойский разломы, ограничивающие Куларский антиклинорий с востока и запада. Они имеют взбрососдвиговую природу [Натапов, Сурмилова, 1992]. В эту же группу включается и серия разломов надвиговой природы с падением плоскостей надвигов на восток [Оксман, 1989], которые служат границами антиклиналей. Они сопровождаются многочисленными разломами взбросовой природы в сводовых частях антиклиналей. Эти разломы обусловили размещение гранитоидов [Сатаров, 1970; Ивенсен и др., 1975; Литинский, Раевский, 1977].

Поперечные разрывные нарушения наиболее отчетливо проявлены в северной части Куларского антиклинория и представлены крупным Абырабытским разломом, контролирующим полосу даек диоритовых порфиритов и кварцевых диоритов, а также мелкие штоки гранитоидов Куйга-Абырабытского ряда [Сатаров, 1970]. Г.С.Гусев выделил этот разлом как Куйгинский [Гусев, 1979]. Он сопровождается серией более мелких разломов взбрососдвиговой и сбрососдвиговой природы. По всей видимости, данный разлом является северо-западным флангом Немекиль-Сюрюгинской надвиговой полосы, отделяющей Святоносско-Аньюскую складчатую систему от Верхояно-Колымской [Натапов, Сурмилова, 1992] и представляющей собой протяженную (более 400 км) субширотную зону разломов от крутых взбросов в южной части до пологих надвигов северного падения на севере. Эта зона контролирует меловые гранитоидные интрузивы (Бакинский, Восточно-Полоусненский и др.) коллизионной природы [Натапов, Сурмилова, 1992; Парфенов, 1995]. По данным Ф.С.Сатарова [1970], поперечные разломы - более молодые по сравнению с продольными. Он отмечает также, что к участкам пересечения продольных и поперечных разрывов приурочено большинство известных золоторудных месторождений и рудопроявлений (Бургут, Киэнг-Юрэх и др.). Аналогичное мнение было высказано и Л.А.Мусалитиным [1971].

ДЕФОРМАЦИЯ И МЕТАМОРФИЗМ

Практически по всему антиклинорию как в сводовых частях, так и на флангах широко развит сланцевый кливаж. Трещины кливажа пересекают складчатые структуры вне зависимости от размеров и характера. Простирание их в основном совпадает с осевыми плоскостями главных складок [Сатаров, 1970; Оксман, 1989]. Согласно данным В.С.Оксмана [1989], наблюдается отчетливая смена морфологического типа кливажа от трещинного к сланцевому по направлению к центру крупных "лежащих антиформ" (Улахан-Сисской и Центрально-Куларской антиклиналей). При этом с усилением степени рассланцевания увеличивается степень минеральных преобразований.

Для трещинного кливажа характерны серицитовые новообразования, а для сланцевого - серицит-хлорит-стильпномелановые с примесью турмалина и ильменита; иногда в центральных час-

тях антиклиналей в трещинах сланцевого кливажа встречаются мусковит и биотит. Это, наряду с перекристаллизацией кварца и формированием кварцевых жил и прожилков альпийского типа, соответствует метаморфизму биотитовой ступени зеленосланцевой фации [Оксман, 1989; Сустанов, 1995]. Возможно, метаморфизму соответствует региональная пиритизация пермских углеродистых толщ, широко проявленная в туогучанской свите [Бушмакин, 1987].

Температура метаморфизма оценена А.Ф.Бушмакиным по температурам выгорания углерода из углистых сланцев (360-500°C), что, по его мнению, предполагает влияние нескрытого гранитоидного интрузива, расположенного на глубинах 1-2 км в ядре Улахан-Сисской антиклинали [Бушмакин, 1987]. Указанный интервал глубин совпадает с оценкой глубины залегания кровли интрузива в 1,1 км по геофизическим данным [Литинский, Раевский, 1977]. Близкие температуры (478-580°C) начала выгорания углеродистого вещества из осадочных пород были определены и другими исследователями [Амузинский и др., 1988]. Любопытны данные по абсолютному возрасту верхнепермских пород (табл. 10). Широкий разброс К-Аг-датировок отражает сложную историю преобразования пород, в которой, на мой взгляд, можно выделить три этапа: (1) 257-200 млн лет - слабопреобразованные (?) породы, (2) 164-161 млн лет - возможно, время регионального зеленосланцевого метаморфизма и (3) 127 млн лет - время внедрения гранитоидов Куларского батолита.

Таблица 10

К-Аг-датировки верхнепермских осадочных пород Улахан-Сисской антиклинали (по А.Ф.Бушмакину [1987]), млн лет

Номер пробы	Характеристика пробы	Возраст
1	Сланец	127
2	Сланец	161
3	Пиритизированный сланец	163
4	Пиритизированный сланец	164
5	Сланец	200
6	Пиритизированный сланец	206
7	Сланец	206
8	Пиритизированный сланец	257

Для осадочных пород характерны невысокие содержания золота (нейтронно-активационный анализ): 2,32 мг/т (37 анализов) - для пермских отложений, 3,64 мг/т (27) - для раннетриасовых и 3,98 мг/т (23) - для среднетриасовых пород [Трунилина и др., 1975], что позволило названным исследователям сделать вывод о выносе золота при региональном метаморфизме. Однако по другим данным (спектрохимический метод) распределение золота в этих породах иное [Амузинский и др., 1988]: в триасовых - 1,9 мг/т (31 проба), а в пермских - от 2,5 (тарбаганнахская свита - 62 пробы) до 4,8 мг/т (туогучанская свита - 44 пробы). Эти результаты, наряду с дополнительными геохимическими и термическими исследованиями и детальными петрографическими наблюдениями, не позволили В.А.Амузинскому с соавторами согласиться с мнением о выносе золота при региональном метаморфизме и привели их к выводу о том, что "...различный уровень концентрации золота в разновозрастных толщах может быть связан со степенью гидротермального преобразования пород и различным уровнем первичного (седиментогенного) содержания элемента" [Амузинский и др., 1988. С. 30].

МАГМАТИЗМ

Магматические образования Куларского антиклинория представлены гранитоидными интрузивами и дайками среднего состава. Детально их изучили В.А.Трунилина [Ивенсен и др., 1975; Трунилина, 1972; Трунилина и др., 1975; Трунилина, Сукнева, 1975] и В.А.Амузинский [Амузинский и др., 1988]. Последним было выделено пять структурно-магматических зон: Центрально-Куларская и Солурская (гранитоидные), Улахан-Сисская и Курунг-Юрхская (дайки базальтоидов и единичные дайки кислого состава) и Абырабытская (малые интрузии основного, среднего и кислого состава).

Первые две зоны отвечают впервые охарактеризованному Ю.И.Серпуховым в 1933 г. [Ивенсен и др., 1975] так называемому Куларскому "батолиту". Он обнажается в своде Центральной ан-

тиклинали, образуя цепочку из пяти гранитных куполов (см. рис. 21) суммарной площадью 560 км², ориентированную в северо-восточном направлении [Трунилина, Сукнева, 1975]. В апикальных выступах кровля массива пологая, практически согласная с напластованиями пермских пород, а в участках северо-восточного фланга ядра антиклинали контакты его более крутые и явно секущие. В целом, хотя они и пересекают различные стратиграфические горизонты, системы первичных трещин отдельности в гранитах параллельны главным системам трещин в окружающих вмещающих породах, что может свидетельствовать о формировании плутона до завершения складчатости [Ивенсен и др., 1975]. Плутон сложен в основном биотитовыми гранитами, относимыми к главной фазе [Трунилина, Сукнева, 1975; Трунилина, Орлов, 1975] и сопровождающимися дайками и жилами мелкозернистых биотитовых гранитов, аляскитовых гранитов, аплитов и пегматитов.

Особенностью плутона является наличие небольших штокообразных интрузивов и даек поздних адамеллитов, сопровождаемых редкими телами жильных плагиогранитов, пересекающих биотитовые граниты главной фазы в Ойун-Юрхском куполе и образующих самостоятельные мелкие тела (Ногданинский и Хос-Юрхский штоки) и Солурский массив [Ивенсен и др., 1975].

Другая особенность Куларского плутона - широкое развитие в его эндоконтактах гранитизированных осадочных пород. Детальное изучение этих образований позволило В.А.Трунилиной [1972] установить следующую зональность вокруг куполов Куларского плутона: необразованные пермские породы - филлитовидные сланцы (до 700 м) - хлорит-серицит-кварцевые сланцы (до 500 м) - биотит-серицит-кварцевые с хлоритом сланцы (до 100 м) (I зона) - биотит-серицит-кварцевые сланцы (80 м) (II зона - замещение пирита магнетитом) - биотит-полевошпат (олигоклаз №26 + ортоклаз)-кварцевые сланцы с андалузитом (III зона), которые сменяются мелкозернистыми породами гнейсовидного облика (IV зона - растворение магнетита) с андалузитом и далее (V зона - мигматитовая) гранитизированных пород с ассоциацией кварц+плагиоклаз+калишпат+биотит (две последние зоны по составу близки к гранитам с относительно повышенным содержанием кварца и биотита). Контакты гнейсовидных пород со сланцами резкие, а со среднезернистыми гранитами - постепенные. Наличие такой зональности, структурные особенности Центрально-Куларской и Улахан-Сисской антиклиналей, а также геологическая позиция Куларского "батолита" позволяют рассматривать его в качестве крупного позднемезозойского гранитно-метаморфического купола, образующего ядро Куларского горст-антиклинория [Гельман, 1995; 1996]. Судя по данным абсолютного возраста, время его существования около 50 млн лет (от 150 до 100 млн л.н.).

В составе гранитов главной фазы калишпат (34,6%) преобладает над плагиоклазом (28,6%) при нормальных содержаниях кварца (31,9%) и биотита (4,9%) с акцессорными минералами апатитом, монацитом и ильменитом, а в адамеллитах плагиоклаз (36,6%) доминирует над калишпатом (21,9%) и резко возрастает количество биотита (9,8%) при близком - кварца (31,7%) с акцессорными - цирконом, ильменитом и монацитом [Трунилина, Сукнева, 1975]. По химическому составу граниты и адамеллиты пересыщены глиноземом и обогащены щелочами (табл. 11), причем особенностью гранитов является преобладание натрия над калием, в то время как в адамеллитах соотношения обратные или близкие к единице. По этим признакам гранитоиды Кулара существенно отличаются от гранитоидов соседних геологических структур [Трунилина, Орлов, 1975].

Таблица 11

Средние химические составы гранитов и адамеллитов Кулара [Ивенсен и др., 1975], мас. %

Окислы	Граниты (20)	Адамеллиты (9)
SiO ₂	72,64	69,11
TiO ₂	0,23	0,48
Al ₂ O ₃	14,95	15,36
Fe ₂ O ₃	0,17	0,71
FeO	1,56	2,27
MnO	0,05	0,06
MgO	0,51	1,13
CaO	1,59	2,23
Na ₂ O	4,01	3,69
K ₂ O	3,75	3,96

Для гранитов Кулара характерно увеличение их основности с глубиной, что позволило предположить происхождение адамеллитов как пород дополнительной фазы из "локальных магматических очагов, сохранившихся в глубинных частях плутона и отвечающих его составу на этих горизонтах" [Ивенсен и др., 1975. С. 117]. Об отсутствии большого перерыва между образованием гранитов и адамеллитов свидетельствуют и данные абсолютного возраста гранитов (134-119 млн лет) и адамеллитов (116-104 млн лет), приведенные В.А.Амузинским с соавторами [Амузинский и др., 1988].

Однако в отличие от гранитов адамеллиты не обнаруживают связей с гранитизированными породами, т.е. они внедрялись на регрессивной стадии формирования Куларского гранитно-метаморфического купола. По данным В.А.Трунилиной, граниты и адамеллиты кристаллизовались при температурах 500-640°C и давлении воды 4 кбар [Ивенсен и др., 1975].

И, наконец, еще одна особенность Куларских куполов - широкое проявление в них процессов грейзенизации и микроклинизации, обусловивших их редкометалльную специализацию [Мусалитин, 1971; Трунилина, Сукнева, 1975]. При этом указанными авторами установлено, что по мере уменьшения расстояния до кровли купола происходит смена микроклинизированных гранитов альбито-зиронными и затем грейзенизированными вплоть до образования грейзеновых полей в зонах тектонических нарушений [Ивенсен и др., 1975]. Следует отметить, что процессы грейзенизации были самыми поздними и тоже накладывались на адамеллиты, хотя и в меньшей степени, возможно, из-за их меньшего распространения. Вероятно, эти процессы обусловили и самые молодые датировки гранитов (107-76 млн лет), хотя не исключено, что некоторые из гранитов могли оказаться поздними калиевыми, характерными для заключительной стадии формирования гранитно-метаморфических куполов Восточного Урала, Забайкалья, Приамурья и Чукотки [Горячев, 1997].

Аналитические исследования показали, что для гранитов и адамеллитов типична специализация на литий, бериллий и золото (содержания золота 7-7,5 мг/т) [Трунилина, Сукнева, 1975]. При этом устанавливается вынос золота при грейзенизации гранитов.

Дайки среднего и основного состава широко развиты в пределах северного фланга Куларского горст-антиклинория и тяготеют к своду Улахан-Сисской антиклинали, реже отмечаются в Центрально-Куларской антиклинали [Амузинский и др., 1988]. Среди них выделяются диабазовые и диоритовые порфириды, спессартиты, "камptonиты (?)", "керсантиты (?)". Судя по взаимоотношениям с гранитоидами [Ивенсен и др., 1975], они более древние. Однако, основываясь на данных абсолютного возраста, приводимых В.А.Амузинским [Амузинский и др., 1988], можно выделить три группы базальтоидных образований: раннюю (226-174 млн лет) - дайки и силлы руч. Польшый и месторождения Байдах; промежуточную (140-119 млн лет) - месторождения Кизэнг-Юрэх и Джуотукское и позднюю (105-94 млн лет) - серия даек руч. Пологий. Судя по характеристике [Амузинский и др., 1988], вероятно, именно дайки первых двух групп несут признаки контактового метаморфизма и интенсивного гидротермального метаморфизма, а редкие "...породы со слабой степенью изменений" [Амузинский и др., 1988. С. 71] должны быть отнесены к третьей группе. Хотя в цитируемой работе такого разделения не делается и описания датированных даек не приводятся, приуроченность молодых даек к зоне Абырабытского (Куйгинского) разлома позволяет считать данное предположение вполне реальным. Единственная в Улахан-Сисской антиклинали гранит-порфировая дайка Джуотукского узла имеет основные петрохимические параметры, аналогичные таковым гранитоидов Куларского плутона [Амузинский и др., 1988], и локализуется в ареале контактово-метаморфизованных осадочных пород.

Согласно данным всех исследователей золотого оруденения Кулара, все дайки являются более древними, чем золото-кварцевые жилы, хотя относительно самых молодых, практически неизменных даек базальтоидов третьей группы, по моему мнению, этот вопрос остается открытым. Геохимической специализации на золото базальтоидные дайки не обнаруживают [Амузинский и др., 1988], однако его концентрации колеблются от 9,9 до 20 мг/т. При этом отмечается, что максимально обогащены золотом ороговикованные и измененные дайки.

КРАТКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Металлогению рассматриваемого района изучали различные исследователи [Мусалитин, 1971; Ивенсен и др., 1975; Амузинский и др., 1988], определившие его редкометалльную и золотую специфику.

Ведущую роль в металлогении района играют граниты и адамеллиты Куларского "батолита", которые "...генерируют самостоятельные группы рудных формаций, накладывающиеся друг на друга в пределах близких площадей" [Ивенсен и др., 1975. С.263]. С ними связаны месторождения и рудопроявления редкометалльных апогранитов и альбититов и грейзенов (Sn, Nb, Be, Li), касситерит-вольфрамит-кварцевые и молибденит-кварцевые и золото-редкометалльно-кварцевые месторождения и рудопроявления [Трунилина, Сукнева, 1975; Ивенсен и др., 1975; Мусалитин, 1971]. К-Аг-датировки касситерит-кварцевого (122-121 млн лет) и золото-редкометалльно-кварцевого (110 млн лет) оруденения подтвердили связь первого с гранитами главной фазы, а второго - с адамеллитами [Ивенсен и др., 1975].

Золото-кварцевое оруденение считается догранитным. Справедливости ради следует отметить, что Л.А.Мусалитин [1971] не выделял золото-редкометалльно-кварцевые проявления в качестве самостоятельной группы, а В.А.Амузинский [Амузинский и др., 1988] большинство известных месторождений и рудопроявлений объединил в редкометалльно-кварцевую формацию, сохранив отдельно только киноварно-антимонит-кварцевую.

В последнее время в районе стали широко известны проявления золото-серебряного профиля с признаками близповерхностного происхождения (Альфа, Мастах и др.), которые рассматриваются либо в качестве сульфоантимонитового типа редкометалльно-кварцевой формации [Амузинский и др., 1988; Москвитин, Анисимова, 1992], либо как самостоятельная золото-серебряная формация [Дедюрин, Васильев, 1984; Некрасов и др., 1987; Крашенинин, 1994], либо в качестве специфичных месторождений сложного осадочно-гидротермального генезиса [Некрасов, 1997]. Оруденение подобного типа известно на Чукотке [Волков, 1989] и в пределах Яно-Колымского золото-кварцевого жильного пояса [Гамянин, Горячев, 1988; Горячев и др., 1994], где оно накладывается на золото-кварцевые жилы и образует ассоциацию "позднего кварца" [Горячев, 1992]. Поэтому такие месторождения на Куларе следует выделять в самостоятельную группу, как это сделал на примере месторождения Мастах В.Ф.Крашенинин [1994].

Кроме того, вдоль восточного фланга Куларского горст-антиклинория в зоне влияния Янского разлома известен ряд золото-сурьмяных (Байдах) и золото-сурьмяно-ртутных месторождений (Кючюс), входящих в состав постагрегационного Дулгалахского сурьмяно-ртутного пояса [Индолев и др., 1980; Nokleberg et al., 1997]. Месторождение Кючюс в настоящее время - крупнейшее золотое месторождение в регионе [Конышев и др., 1993; Беневольский, 1996].

Таким образом, в пределах Куларского горст-антиклинория можно выделить четыре группы золоторудных месторождений: собственно золото-кварцевые, золото-редкометалльно-кварцевые, золото-серебро-кварцевые и золото-сурьмяно-ртутные (последние не являются предметом нашего дальнейшего рассмотрения). Тесная связь месторождений с формированием структур горст-антиклинория, последайковый возраст и ассоциация с гранитоидами, имеющими все признаки орогенного гранитно-метаморфического купола, позволили отнести месторождения первых двух групп к аккреционному этапу формирования мезозоид, а остальные - к постагрегационному [Nokleberg et al., 1997]. Эти месторождения образуют три крупные продольные металлогенические зоны (рис. 22): западную (Улахан-Сисскую) - золотую; центральную (Центрально-Куларскую) - редкометалльную и восточную (Янскую) - золото-сурьмяно-ртутную.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Выше уже отмечено, что в пределах Куларского района (ареала) оруденение золото-кварцевого типа представлено собственно золото-кварцевыми, золото-редкометалльно-кварцевыми и золото-серебро-кварцевыми месторождениями и рудопроявлениями. Этот золотоносный район открыт сравнительно недавно и до последнего времени рассматривался как сугубо россыпной, давший стране около 170 т золота; рудному же золоту внимания уделялось немного, что и стало причиной слабой изученности рудной золотоносности [Мусалитин, 1971; Ивенсен и др., 1975; Амузинский и др., 1988; Сустанов, 1988; 1995; Дедюрин, Васильев, 1984; Оксман, 1984; 1988; 1989; Фридовский, 1996]. Основная масса известных золото-кварцевых месторождений и рудопроявлений локализуется в северной части Куларского района, в своде Улахан-Сисской антиклинали (Бургуатский и Джуотукский узлы); к югу их количество заметно уменьшается; они известны на южном фланге этой антиклинали (Солурский узел) и в южной части Центрально-Куларской (Суордахский узел). Собственно, известность Кулару как крупному золотоносному району принес-

ли россыпи севера, источниками которых, по всей видимости, были золото-кварцевые жилы Бургуатского и Джуотукского узлов.

Даже при беглом взгляде на карту размещения золото-кварцевого оруденения видна его отчетливая приуроченность к пермским отложениям тарбаганнахской и туогучанской свит. Как следует из специальных исследований В.С.Оксмана [1988; 1989], наиболее крупные рудопоявления тяготеют к верхним горизонтам тарбаганнахской свиты. Литологический контроль отмечается только для пластово-жильного и штокверкового оруденения. При этом на примере Бургуатского узла показано, что жилы локализируются вдоль контактов разнородной песчаниково-алевролит-сланцевой толщи со сланцевой углисто-глинистой, являющейся экраном [Дедюрин, Васильев, 1984]. Однако, судя по материалам других исследователей, по крайней мере, часть таких жил локализуется в пластах песчаников (Кыллахское месторождение), реже под алевролитами, между ними и аргиллитами (Емельяновское) [Амузинский и др., 1988; Оксман, 1988; 1989].

Структурно золоторудная минерализация приурочена к осевой зоне горст-антиклинория, к пологим сводовым складкам и участкам замыкания антиклиналей [Мусалитин, 1971], и, как отмечалось выше, она контролируется участками пересечения продольных разломов с поперечными.

В истории формирования наиболее изученного Бургуатского рудного узла В.С.Оксман [1989], например, выделяет: (1) этап формирования складок F_1 , сминающих слоистость с развитием плоскостных структур S_1 (кливаж разлома, скольжения и сланцеватость) параллельно осевым плоскостям складок; (2) этап формирования брахиформных складок F_1^1 , проявленных локально и связанных с воздействием гранитоидов; (3) этап образования субширотных сдвигов и кливажа S_2 . Первый этап отвечает процессу "термодислокационного метаморфизма", в результате которого "...формируются согласные жилы, выполняющие межслоевые срывы и полости отслоения" [Оксман, 1989. С.12]. Третьему этапу соответствует образование лестничных жил.

О.А.Суставов [1988; 1995], изучив кварцево-жильные образования ряда участков Улахан-Сисской антиклинали (в том числе и Бургуатский узел), показал наличие докливажных, незолотоносных "поперечно-секущих" жил и прожилков ($Ж_1$), нередко смятых в тигматитовые складки, и послекливажных "субсогласных" и "поперечно-секущих", в разной степени золотоносных кварцевых жил ($Ж_2$). Среди последних он выделяет также три разновременные группы жил ("а", "б", "в"), различающиеся по уменьшению степени деформации и рекристаллизации кварца. Золотоносными являются группы "б" и "в".

Согласные и субсогласные жилы выполняют меж- и внутрипластовые срывы, обычно приуроченные к контактам разнородных по механическим свойствам толщ [Дедюрин, Васильев, 1984]. Они наиболее характерны для фланговых частей Бургуатской антиклинали.

В.Ю.Фридовский [1996], основываясь на результатах изучения некоторых проявлений, считает, что золото-кварцевое оруденение сопряжено с зонами скалывания и формировалось в процессе надвигообразования.

По данным В.Ф.Крашенинина [1994], золото-серебро-кварцевое оруденение Мастахского месторождения контролируется северо-западными сбрососдвигами "Куйгинской системы", тесно связанными с крупными региональными сдвигами северо-восточного простирания.

На ранней стадии изученности среди золото-кварцевых проявлений выделялись: секущие трещинные жилы выполнения; минерализованные зоны дробления и брекчирования и зоны кварцевого прожилкования [Мусалитин, 1971; Ивенсен и др., 1975], позднее - еще и субсогласные ("послойные") жилы и жильные зоны [Дедюрин, Васильев, 1984; Оксман, 1988; 1989; Суставов, 1989; 1995]. Основываясь на приводимой в указанных работах характеристике рудных тел, среди них можно выделить три типа: (1) согласные и субсогласные жилы; (2) секущие жилы; (3) минерализованные зоны дробления, прожилково-жильные зоны и штокверки.

Согласные жилы являются ведущим типом оруденения. Они широко распространены в пределах Бургуатского рудного узла (месторождения Кыллахское и Емельяновское). Как правило, это протяженные (сотни метров, реже до километра) лентовидные тела, приуроченные к межслоевым срывам и полостям отслоения. Нередко они располагаются под экранами углисто-глинистых сланцев среди алевролитов или песчаников или же вдоль контактов литологически разнородных пород. Морфологически эти жилы часто наследуют форму складок, в мелкоскладчатых образованиях гофрированы, в крупных формах - обычно простые плитообразные или аркообразные - седловидные. Иногда наблюдается их ветвление по кососекущим трещинам. В местах выклинивания такие тела нередко переходят в прожилковые зоны или кварцевые брекчии. Мощность жил 1-2 м, реже - более. Они сложены полосчатым кварцем в зальбандах и массивным молочно-белым в

центральных частях. Сульфидные минералы и золото часто приурочены к зальбандам, пелитовым прослоям, обогащенным углистым веществом.

Секущие жилы и жильные зоны имеют меньшее значение, хотя распространены в большей степени. Они представлены крутопадающими ($50-90^\circ$) жилами линзовидной и неправильной формы, реже зонами субпараллельных жил и прожилков протяженностью в десятки, реже первые сотни метров и мощностью от сантиметров до 3,5 м и более в раздувах. Рудные минералы и золото распределены в них крайне неравномерно - от следов до десятков г/т.

Минерализованные зоны дробления, прожилково-жильные зоны и штокверки являются самым распространенным структурно-морфологическим типом золото-кварцевого оруденения Куларского района. Они контролируются разрывами различных порядков как продольного, так и поперечного простирания и различного падения. Эти зоны представлены, как правило, брекчиями вмещающих пород, сцементированных кварцевым и карбонат-кварцевым материалом. Иногда такие брекчии переходят в прожилково-штокверковые зоны. Нередко они сопровождаются оперяющими секущими жилами и прожилками кварца мощностью до 10-15 см. Количество обломочного материала в зонах колеблется от 10 до 80%; сульфидов в них менее 5%. Содержание золота относительно равномерное и, как правило, составляет десятые доли и первые г/т.

Минеральный состав золото-кварцевых месторождений Кулара при малом содержании рудных минералов отличается большим разнообразием [Ивенсен и др., 1975; Амузинский и др., 1988; Москвитин, Анисимова, 1992]. Жилы и другие рудные тела сложены кварцем с примесью карбоната, силикатов и небольшого количества сульфидных и других минералов (1-5%). Среди рудных минералов преобладает арсенопирит, реже пирит.

По степени развития и наличию специфических минералов разные исследователи выделяли различные типы месторождений: от арсенопиритового и галенит-сфалеритового [Мусалитин, 1971] с добавлением к ним вольфрамит-арсенопиритового и касситерит-арсенопиритового [Ивенсен и др., 1975] до грейзенового, редкометалльно-арсенопиритового, арсенопиритового, галенит-сфалеритового и сульфоантимонитового [Амузинский и др., 1988; Москвитин, Анисимова, 1992].

При анализе исходных для этих классификаций данных нетрудно увидеть, что в большинстве месторождений присутствуют все основные минералы, и только их количественные соотношения определяют вещественную типизацию. Более того, в так называемых арсенопиритовом и галенит-сфалеритовом типах арсенопирит является ведущим минералом; в них меняется только роль сульфидов свинца, цинка и меди. В то же время между редкометалльно-арсенопиритовым и арсенопиритовым типами разница более существенна (несмотря на важную роль арсенопирита в обоих) из-за наличия в первых вольфрамит, касситерита, минералов висмута и мусковита, отсутствующих в других типах руд. Аналогичная ситуация устанавливается и между сульфоантимонитовым типом и остальными, но уже в другом вещественном наполнении. Месторождения сульфоантимонитового типа имеют все признаки формирования в условиях малых глубин, характеризуются присутствием минералов серебра (пираргирит, дискразит и др.), играющих ведущую роль [Некрасов и др., 1987; Крашенинин, 1994], иным типоморфизмом кварца и жильных минералов (каолинит, калишпат) [Дедюрин, Васильев, 1984; Крашенинин, 1994; Гамянин, Горячев, 1988]. Это позволяет разделить по вещественному составу всю совокупность золото-кварцевых месторождений Кулара на три группы: золото-редкометалльно-кварцевую (Новое, Элигер, Чудное, Солурское и др.), собственно золото-кварцевую (Кыллахское, Онкучахское, Эмисское, Илистое и др.) и золото-серебро-кварцевую (Альфа, Мастах, Позднее, Прямое). Спецификой состава собственно золото-кварцевой группы является присутствие в месторождениях Кыллахское и Киэнг-Юрэх Бургуатского рудного узла в качестве редко встречающихся минералов самородного теллура в сростании с тетрадимитом и висмутином среди минералов поздней полиметаллической ассоциации или стиштаита и минералов системы Pb-Sn-Sb-Cu в рудах месторождений Эмисское и Альфа, в котором известны также селениды и теллуриды серебра [Москвитин, Анисимова, 1992].

В рудах куларских золото-кварцевых месторождений и проявлений устанавливается ряд последовательных минеральных ассоциаций. Для золото-редкометалльно-кварцевых месторождений это - (1) арсенопирит-вольфрамит-кварцевая с касситеритом и мусковитом; (2) золото-висмут-тетрадимитовая; для собственно золото-кварцевых месторождений - (1) арсенопирит-пирит-кварцевая; (2) золото-полиметаллическая; (3) кальцитовая, а для золото-серебро-кварцевых - (1) арсенопирит-пирит-кварцевая; (2) сульфосольно-полиметаллическая и (3) каолинит-кальцитовая.

Самородное золото в рудах встречается относительно редко и неравномерно. Детально оно изучено С.Г.Москвитиным и Г.С.Анисимовой [Амузинский и др., 1988], которые отметили преобла-

дание в рудах золота "неправильного морфологического типа" цементационного вида размерами 0,1-0,9 мм, доля золота крупнее 1 мм в рассматриваемых типах месторождений не превышает 5%. Отчетливой зависимости размерности золота от структурно-морфологического типа месторождений или рудных тел не установлено. Чаще всего золото ассоциирует с кварцем (в 405 случаях), значительно реже с арсенопиритом (38), галенитом (35), пираргиритом (15), сфалеритом (8), пиритом (4) и висмутином (3). При этом только в золото-серебро-кварцевом типе (31) не преобладают ассоциации золота с кварцем (16 в кварце и 15 в пираргирите), да и в золото-редкометалльном (40) оно только двухкратное. Пробность золота Кулара колеблется в широких пределах (табл. 12).

Таблица

12

**Пробность золота золото-кварцевых рудопроявлений и месторождений Кулара
(по материалам В.А.Амузинского с сотрудниками [1988] и В.Ф.Крашенинина [1994])**

Тип месторождения	Месторождение	Пробность, ед.	
Золото-редкометалльно-кварцевый	Новое	774 (697-874)	
	Элигерское	844 (837-850)	
	Солурское	804, 840, 770, 727	
	Стрела	781	
	Чудное	740, 657, 687	
	Малыш	772	
	Травяной-Топкий	760	
	Собственно золото-кварцевый	Онкучахское	820
		Мунулукское	860
		Илистое	840
Тарбаганнахское		840	
Огонек		860	
Кыллахское		856, 841, 825	
Эстакадное		786	
Левобургуатское		811	
Эмисское		799	
Правобургуатское		760	
Киэнг-Юрэх		831, 824, 778, 685	
Пологое		764	
Джуотукское		836	
Самыр		980	
Рассвет		868	
Жаркий		799	
Хонук		741	
Золото-серебро-кварцевый	Вещее	751, 540	
	Урасалахское	915, 852, 849	
	Альфа	495 (186-811)	
	Мастах	599, 532-573	
	Позднее	526	
	Прямое	553	

В отдельных рудных полях и месторождениях заметна горизонтальная зональность по пробе золота, которая, по мнению С.Г.Москвитина, возможно, фиксирует зональность относительно не-вскрытого гранитоидного массива [Амузинский и др., 1988]. Присутствие в ряде месторождений собственно золото-кварцевой группы низкопробного золота, типичного для золото-серебро-кварцевых объектов, скорее всего, отражает совмещение оруденения обеих групп и служит дополнительным свидетельством более позднего происхождения золото-серебро-кварцевого оруденения. На это же указывают и широкие вариации пробности золота на месторождении Альфа, изучив которое, С.Г.Москвитин пришел к такому же выводу: "Возможно, имеет место наложение более поздней близповерхностной минерализации с высокосеребристым золотом на более раннюю, одновозрастную с оруденением Кыллахского поля" [Амузинский и др., 1988. С.97]. Правда, тут же следует оговорка о тесной взаимосвязи этих рудопроявлений без какого-либо пояснения. Практически постоянно в золоте отмечаются примеси (г/т) меди (27-77), мышьяка (сл. - более 90), железа (17 - более 600), сурьмы (2 - 400), свинца (сл. - 900) и ртути (до 90); реже в нем устанавливаются марганец (до 16) и висмут (до 80) и в единичных случаях - платина (до 30), никель (до 60), цинк (до 430), олово (до 58), теллур (до 70) [Амузинский и др., 1988].

Околожилные изменения в золото-кварцевых месторождениях развиты незначительно и специально не изучались [Ивенсен и др., 1975; Амузинский и др., 1988; Оксман, 1989; Сустанов, 1995]. Степень их проявления определяется в основном структурно-морфологическим типом рудных тел и характером вмещающих пород [Амузинский и др., 1988]. Для жил мощность изменений обычно не превышает 1-2 м, для минерализованных зон и штокверков она сопоставима с их размерами. Эти изменения представлены окварцеванием, сульфидизацией (пирит, арсенопирит), характерными для месторождений всех трех групп, а также слабой серицитизацией и карбонатизацией в боковых породах собственно золото-кварцевых месторождений, мусковитизацией и турмалинизацией для золото-редкометалльно-кварцевых и каолинизацией и адуляризацией во вмещающих породах месторождений золото-серебро-кварцевой группы. Они обладают повышенными концентрациями золота (до сотен миллиграммов) и некоторых элементов-индикаторов (мышьяк, свинец, вольфрам, сурьма - первые десятки г/т).

Геохимические данные по золото-кварцевому оруденению приведены только в двух работах [Ивенсен и др., 1975; Амузинский и др., 1988]. Рудные тела в силу своей малосульфидности характеризуются в целом невысокими содержаниями рудных элементов, отвечают минеральному составу жил. Так, по данным Ю.П. Ивенсена с соавторами [1975], оруденение золото-редкометалльно-кварцевой группы иногда содержит высокие концентрации трехоксида вольфрама (0,2-1,42%, реже до 6,8%), олова (до 2,25%), мышьяка (до 9,32%), свинца (до 3,86%) и висмута (до 0,1%), а в жилах собственно золото-кварцевой группы - мышьяка (до 5%), свинца (до 1%), цинка (до 1%), меди (до 0,05%), вольфрама, висмута, никеля и кобальта (до 0,03%) и серебра (до 100 г/т). Для месторождений золото-серебро-кварцевой группы характерны повышенные концентрации серебра (до 600 г/т), сурьмы (0,3%), ртути (до 0,01%) и мышьяка (0,2%) [Амузинский и др., 1988; Крашенинин, 1994].

Примеры месторождений

Примером месторождений золото-редкометалльно-кварцевой группы является **месторождение Новое** (рис. 23). Оно входит в состав Суордахского золоторудного узла, расположенного к западу от Ойун-Юряхского гранитного массива [Ивенсен и др., 1975]. Рудное поле сложено терригенными породами туогучанской свиты верхней перми, частично испытавшими контактовый метаморфизм. Они образуют северо-западное крыло и присводовую часть Центрально-Куларской антиклинали и разбиты серией разломов северо-восточного (взбросы, сдвиги и сбрососдвиги) и субширотного (сдвиги и взбросы) простирания. В пределах рудного поля выделяются два тектонических блока - северный и южный. Северный блок приподнят относительно южного, в нем локализованы ороговикованные породы и наиболее высокотемпературная минерализация. Основной тип рудных тел - минерализованные зоны дробления, сложенные обломками вмещающих пород, сцементированными кварцем с примесью карбонатов и рудных минералов. Нередко они сочетаются с зонами кварцевых прожилков или со стержневыми жилами. Преобладающая ориентировка зон север-северо-восточная, согласная с простиранием пликативных и дизъюнктивных структур. Углы падения их 15-60° на северо-запад или юго-восток, мощность весьма изменчива - от долей метра до 10-12 м при протяженности от десятков и сотен метров до 1,5 км. В северном блоке в их составе преобладает вольфрамит-арсенопирит-кварцевая ассоциация с золотом и WO_3 (0,2-1,42%) и Sn (0,03-0,16%), а в южном отмечается только арсенопирит-кварцевая с золотом и Sn (0,003-0,1%) и As до 5% и более. Менее распространены короткие линзовидные, гнездообразные и реже плитообразные крутопадающие (60-85°) кварцевые жилы различного простирания мощностью до 1-2 м в раздувах. По минеральному составу они однотипны минерализованным зонам.

Кыллахское месторождение расположено на восточном фланге Бургуатского рудного узла [Ивенсен и др., 1975; Амузинский и др., 1988; Оксман, 1988; 1989; Фридовский, 1996]. Вмещающие породы представлены толщей переслаивающихся углисто-глинистых сланцев, алевролитов и песчаников туогучанской свиты верхней перми, испытавших метаморфизм зеленосланцевой фации. Эта толща с пологим падением на восток образует восточный фланг Улахан-Сисской антиклинали. Простирание слоев север-северо-восточное и такое же - у кварцево-жильной зоны, частью которой является основное рудное тело. Оно представляет собой протяженную седловидную (до лентовидной) субсогласную кварцевую жилу, четко повторяющую в пространстве рельеф подошвы рудо-вмещающей пачки песчаников, переслаивающихся с алевролитами и углеродистыми сланцами. В пределах этой жилы локализованы рудные столбы субширотного удлинения, тяго-

теющие к перегибам вмещающего пласта и самой жилы [Оксман, 1989]. Протяженность ее достигает 700 м при мощности до 2 - 3 м.

Строение жилы неоднородное: в зальбандах она сложена полосчатым кварцем, обогащенным слойками углистого вещества, а в центральных частях - массивным молочно-белым кварцем. Редкие сульфиды (около 1%) и золото тяготеют к участкам полосчатого кварца. Для жилы характерны небольшие косесекущие вмещающую толщу апофизы и системы оперяющих кварцевых прожилков. В местах их выклинивания апофизы нередко переходят в штокверковые зоны. Часто вокруг жил отмечается ореол арсенопиритизации и пиритизации.

В рудах известны две минеральные ассоциации: арсенопирит-кварцевая и галенит-сфалерит-халькопиритовая с золотом и другими редкими сульфидами. Золото обычно представлено ветвящимися, ажурно-каркасными или "комковидно-паукообразными" выделениями [Амузинский и др., 1988]. Размер его выделений от сотых долей миллиметра до 1,25 мм (среднее 0,37 мм) с тенденцией к уменьшению с глубиной, установленной для интервала в 200 м [Амузинский и др., 1988]. Средняя пробность золота изменчива по простиранию жилы и колеблется от 810 до 900 ед., иногда в отдельных золотилах отмечается зональность от 712-834 в центре до 902-950 ед. в крайних частях. Золото-серебряное отношение в рудах меняется от 0,5 до 10, в среднем составляет около 7 при содержании серебра от 2 до 50 г/т [Амузинский и др., 1988]. По данным А.В.Амузинского с соавторами, сульфиды отличаются невысокими содержаниями золота (арсенопирит - 3,3 г/т, галенит - 12,4 г/т).

Джуотукское месторождение входит в состав одноименного рудного поля, локализованного в центральной части Улахан-Сисской антиклинали. Вмещающие породы представлены терригенными раннетриасовыми и позднепермскими отложениями (рис. 24). Они рассеяны сбрососдвигами северо-восточного простирания. Основная рудовмещающая структура - мощная зона дробления, приуроченная к контакту индских и оленекских отложений, сопровождается серией мелких оперяющих нарушений [Ивенсен и др., 1975]. В пределах рудного поля насчитывается более двадцати рудных тел двух типов: минерализованных зон дробления и трещинных жил. Параметры их весьма изменчивы. Так, минерализованные зоны прослежены на первые десятки - сотни метров, реже 1,5 км при мощности 1-30 м, а согласные (редко секущие) жилы при протяженности до первых сотен метров имеют мощность от нескольких сантиметров до 1,5 м. Отмечается уменьшение мощности минерализованных зон при переходе из сланцев в песчаники [Ивенсен и др., 1975]. В составе минерализованных зон установлены золото (0,1-30 г/т), мышьяк (более 1%), свинец и цинк (до 1%), олово (до 0,1%), медь (до 0,05%), вольфрам (до 0,01%), висмут, никель и кобальт (до 0,03%) [Ивенсен и др., 1975]. Количество сульфидов в жилах иногда достигает 10-15%, а содержание золота редко бывает больше первых десятков г/т. В рудных телах выделяются: ранняя кварцевая (по всей видимости, дорудная) с касситеритом, вольфрамитом и шеелитом ассоциация; золото-арсенопирит-кварцевая; галенит-сфалеритовая (слабо проявленная) и карбонатная ассоциации [Ивенсен и др., 1975].

Месторождение Мастах входит в состав Джуотукского рудного узла, располагаясь на его восточном фланге. Вмещающие породы представлены известковистыми и углистыми алевролитами и аргиллитами поздней перми, преобразованные в фации зеленых сланцев [Крашенинин, 1994]. Ближайшие гранитоиды (Кэрэхский массив Куларского батолита) находятся в 13 км юго-западнее месторождения. Основная рудовмещающая структура - Мастахский региональный сдвиг северо-восточного простирания, но главными рудоконтролирующими структурами являются небольшие северо-западные сбрососдвиги так называемой Куйгинской системы [Крашенинин, 1994]. По данным В.Ф.Крашенинина, в зоне разлома локализуются рудные тела двух типов: (1) в висячем боку - линейная минерализованная зона смятия мощностью 8-15 м, представленная милонитами с системами кварцевых прожилков и жил, испытавших интенсивную пластическую деформацию (пигматитовые прожилки, будинированные жилы и т.д.), и (2) в лежащем боку - жильные системы криптозернистого кварца, сопровождаемые кварц-серицитовыми и кварц-калишпатовыми метасоматитами (вплоть до монокварцитов) и брекчиями взрывного (?) типа. По мнению В.Ф.Крашенинина [1994], они тесно ассоциируют с криптовулканическими телами кварцолитов. Однако приводимое им описание этих кварцолитов ничем не отличается от кварц-адуляровых и монокварцевых тел малоглубинного происхождения, известных в терригенных толщах Чукотки [Волков, 1989]; поэтому вопрос об участии криптовулкаников в строении рудных тел второго типа я бы оставил открытым. Оба типа рудных тел золотоносны, но первые, менее золотоносные, являются более ранними и параллелизуются с основным оруденением Кулара. Главным продуктив-

ным типом руд является второй. Для него характерно устойчивое высокое золото-серебряное отношение (0,8-1,2) с тенденцией возрастания с глубиной [Крашенинин, 1994]. Согласно результатам изучения технологической пробы, приведенным указанным исследователем, руды малосульфидные (0,5% сульфидов, в порядке убывания: пирит, марказит, арсенопирит, пираргирит, галенит, сфалерит). Золото высокосеребристое (532-573 ед.), очень мелкое и тесно ассоциирует с пираргиритом и кварцем. В рудах отмечается повышенная концентрация ртути (0,01%).

ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Приведенное выше сводное описание Куларского ареала, основанное на данных разных авторов, позволяет сделать ряд выводов о происхождении и возрасте оруденения.

Из геологических данных следует, что золото-кварцевое оруденение имеет четкое узловое распределение и золото-кварцевые жилы сформировались после основной массы даек и гранитоидов, так как они, находясь в полях роговиков, не несут в себе признаков контактового метаморфизма. Отмеченные О.А.Суставовым [1988] кварцевые жилы с интенсивным дислокационным метаморфизмом, согласно его последним данным [Суставов, 1995], более ранние по отношению к собственно золото-кварцевым жилам. Их возраст соответствует времени проявления регионального метаморфизма, так как по минералогическим и структурным признакам они тесно связаны [Оксман, 1989; Суставов, 1988]. Поэтому наиболее вероятны их позднеюрский (около 160 млн лет - см. табл. 10) возраст и метаморфогенное происхождение. Степень золотоносности невысока.

Четкая приуроченность собственно золото-кварцевых и золото-редкометалльно-кварцевых жил к купольным структурам, имеющим гранитоидное ядро, их явно послероговиковое формирование позволяют предположить магматогенное происхождение жил этих типов, о чем свидетельствуют и минералогические данные (присутствие теллура, стистаита и минералов висмута в собственно золото-кварцевых жилах). Однако возрастные взаимоотношения между ними неясны. Та "зональность" известных рудных узлов, описанная в работах В.А.Амузинского с соавторами [Ивенсен и др., 1975; Амузинский и др., 1988], указывает на нормальный возрастной ряд от ранних высокотемпературных золото-редкометалльных к более поздним среднетемпературным собственно золото-кварцевым (Джуотукский, Суордахский и Солурские узлы), что и позволило В.А.Амузинскому объединить их в одну формацию.

Абсолютный возраст мусковита золото-редкометалльно-кварцевого месторождения Новое (121 млн лет) [Ивенсен и др., 1975] близок возрасту гранитов главной фазы Куларского "батолита". В то же время месторождения собственно золото-кварцевого типа, по сравнению с золото-редкометалльно-кварцевыми, более автономны относительно гранитоидов, и это, наряду с минералого-геохимическими данными, служит аргументом в пользу их самостоятельности. Однако остается неясным вопрос о соотношении собственно золото-кварцевого оруденения с адаметеллитами поздней фазы. В целом же гранитоиды Кулара вместе с ареалом зеленосланцевых метаморфических преобразований в пермских породах образуют типичный гранитно-метаморфический купол, начавший формироваться около 160 млн л.н., с ранними гранитоидами которого связано основное золотое оруденение района, а с поздними - редкометалльное (Sn, Nb, Li, Be). Золото-серебро-кварцевое оруденение обладает чертами малоуглубинного происхождения, оно наложено на собственно золото-кварцевое и явно имеет более молодой возраст; его структурная позиция независима от гранитоидов. В региональном плане это оруденение, по-видимому, связано с Олойско-Дьяхтардахским вулканическим поясом [Натапов, Сурмилова, 1992].

СПЕЦИФИКА

Куларский ареал золото-кварцевого оруденения изометричной формы, совпадающей с антиклинальными структурами магматогенной природы, и генетически связан с гранитно-метаморфическим куполом. В его пределах известно и более молодое золото-серебро-кварцевое оруденение малоуглубинного происхождения.

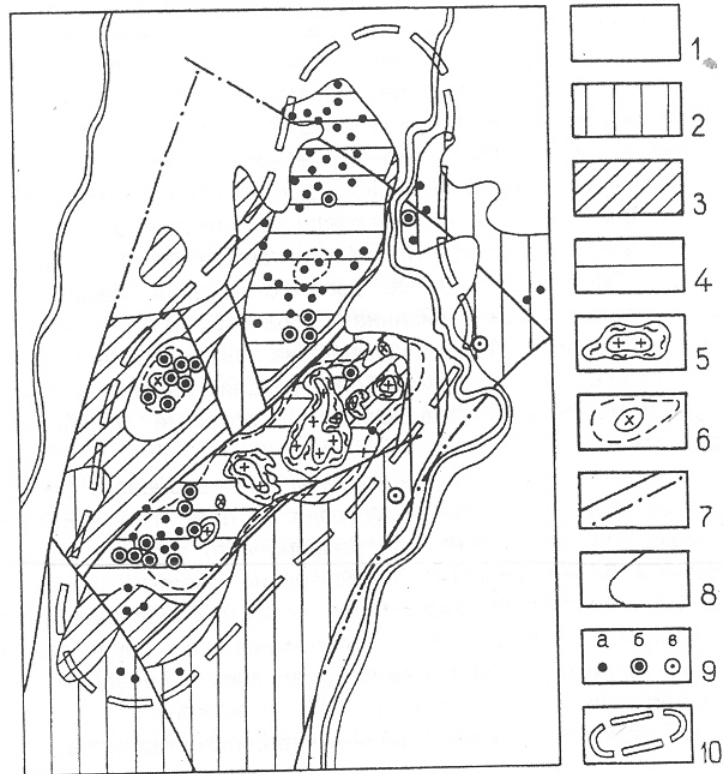


Рис. 21. Куларский золото-кварцевый жильный ареал (составлено по материалам Ю.П.Ивенсена с соавторами [1975]): 1 - кайнозойские и юрские отложения; 2 - поздне- и среднетриасовые отложения; 3 - раннетриасовые отложения; 4 - пермские породы; 5 - гранитные массивы с ореолами гранитизированных пород; 6 - поздние адалеллитовые массивы; 7 - главнейшие разломы; 8 - геологические границы; 9 - месторождения: золото-кварцевые (а), золото-редкометалльно-кварцевые (б), золото-сурьмяные (в); 10 - предполагаемый контур Куларского гранитно-метаморфического купола

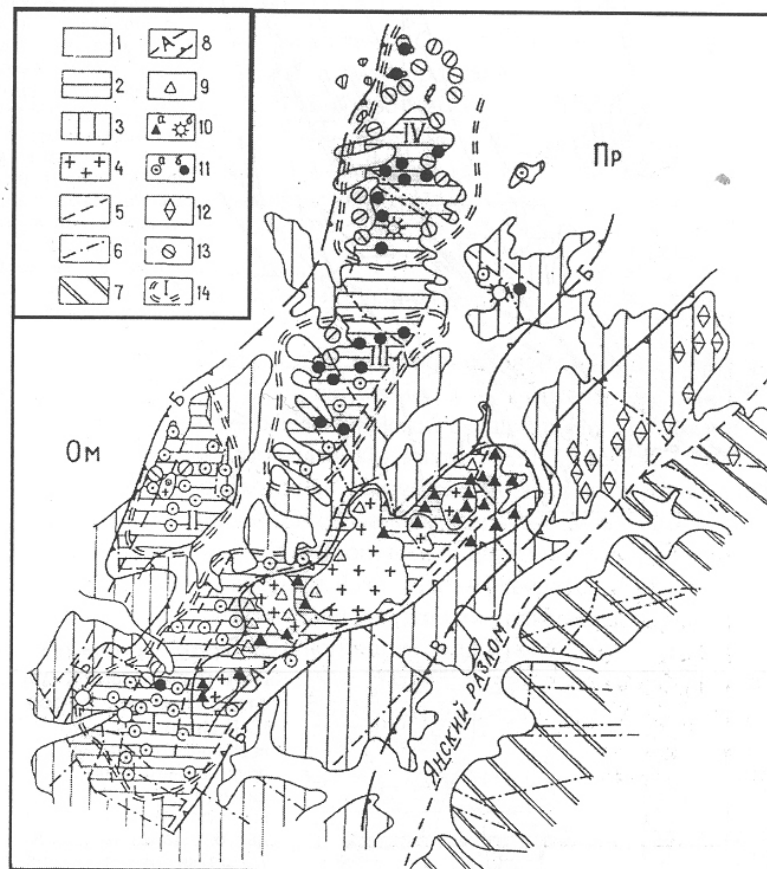


Рис. 22. Металлогеническая схема Куларского района [Мусалитин, 1971]: 1 - кайнозойские наложенные впадины (Ом - Омлойская, Пр - Приморская); 2-6 - Куларский антиклинорий: 2 - осевая зона (углистые сланцы и алевролиты туогучанской и тарбаганнахской свит пермской системы), 3 - крылья (песчаники, алевролиты и сланцы триасовой системы), 4 - биотитовые граниты в разной степени метасоматически измененные, 5 - основные рудоконтролирующие разломы, 6 - подчиненные разрывные нарушения; 7 - Полоусный синклиний; 8 - границы металлогенических зон: А - редкометалльных алогранитов и альбититов, 9-12 - рудные формации: 9 - редкометалльных алогранитов и альбититов, 10 - касситерит-кварцевая (а - грейзенового типа, б - арсенопирит-вольфрамит-кварцевого типа), 11 - золото-кварцевая малосульфидная (а - арсенопиритового типа, б - галенит-сфалеритового типа), 12 - золото-антимонит-кварцевая; 13 - россыпи золота; 14 - рудные узлы: I - Суордахский, II - Солурский, III - Джуотукский, IV - Бургуатский

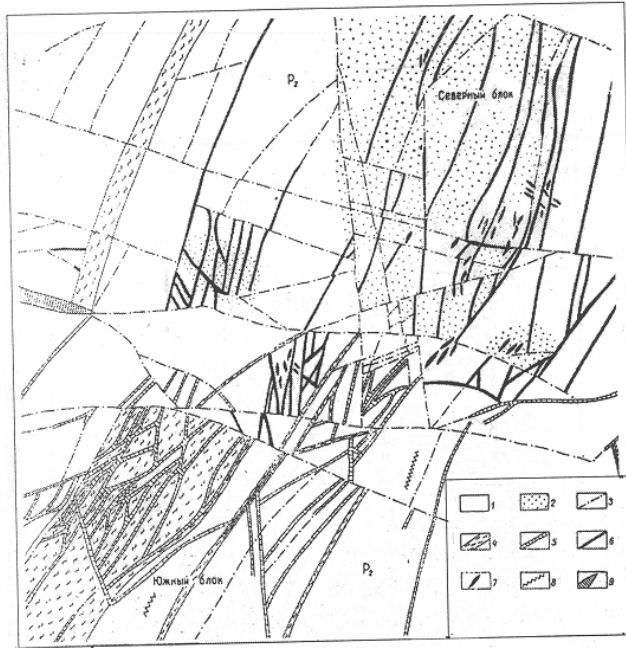


Рис. 23. Схема геологического строения месторождения Новое (по Ю.П.Ивенсену и др. [1975]): 1 - туогучанская свита верхней перми; 2 - контактово-метаморфизованные породы; 3 - тектонические нарушения; 4 - зоны смятия; 5 - минерализованные зоны дробления арсенопиритового типа золото-кварцевой малосульфидной формации; 6 - то же, золото-редкометалльной формации; 7 - арсенопирит-вольфрамит-кварцевые жилы с золотом; 8 - кварцевые и карбонатно-кварцевые жилы; 9 - россыпи вольфрамита

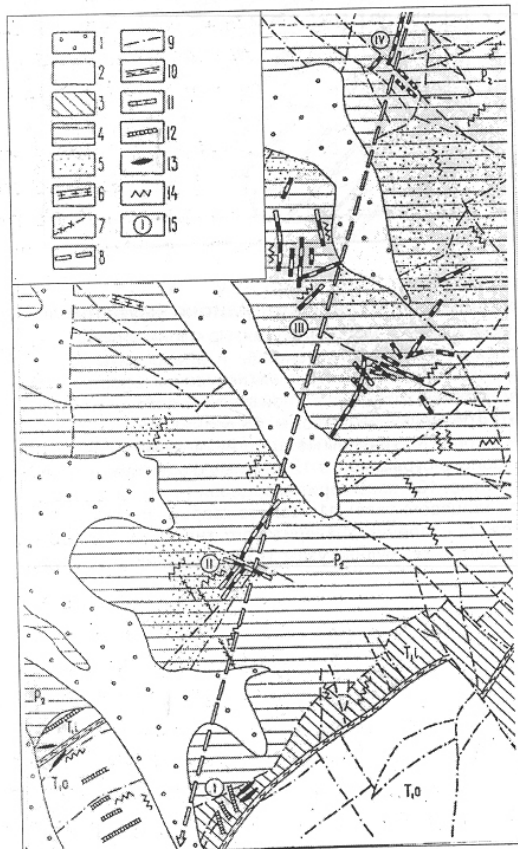


Рис. 24. Схематическая геологическая карта района Джуотукского месторождения (по Ю.П.Ивенсену и др. [1975]): 1 - четвертичные отложения; 2 - оленекский ярус нижнего триаса; 3 - индский ярус нижнего триаса; 4 - верхняя пермь; 5 - контактово-метаморфизованные породы; 6 - дайка гранодиорит-порфиров; 7 - дайки диорит-порфиров; 8 - ось Улахан-Сисской антиклинали; 9 - тектонические нарушения; 10 - зоны дробления и смятия; 11 - минерализованные зоны дробления галенит-сфалеритового типа золото-кварцевой малосульфидной формации; 12 - то же, арсенопиритового типа; 13 - арсенопирит-кварцевые жилы; 14 - золото-кварцевые, хлорит-кварцевые и карбонат-кварцевые жилы; 15 - рудные поля (I - Джуотукское, II - Жаркое, III - Раннее (Хмурое), IV - Самыр)

ГЛАВА 6. УЛАХАН-ТАССКИЙ АРЕАЛ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Как отмечено выше, этот ареал наряду с Куларским является, вероятно, фрагментом более крупного металлогенического пояса рассредоточенного золото-кварцевого оруденения, скрытого под вулканическими породами Олойско-Дьяхтардахского пояса и кайнозойскими отложениями Приморской низменности. Характеризуемый золотоносный ареал приурочен к крупному гетерогенному трещинному интрузиву, известному как Улахан-Сисский гранитный массив [Некрасов, 1962], и представлен серией рудопроявлений и мелких месторождений (рис. 25) преимущественно золото-редкометалльного профиля скарнового и кварцево-жильного типов [Сонин, 1974; Горячев, Половинкин, 1980; Майстер, 1981; 1984; Половинкин, Горячев, 1981; Бахарев и др., 1988; Гамянин и др., 1997]. Наблюдения 1974, 1982 и 1983 гг. [Бахарев и др., 1988] показали сложное гетерогенное строение и полихронность этого интрузива и определили металлогеническую специализацию его разновозрастных частей.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Геотектоническая позиция ареала полностью соответствует позиции Улахан-Сисского интрузива, поэтому ниже ему уделяется большое внимание. Этот интрузив выполняет пограничную зону между Черско-Полоусненской и Святоносско-Ануйской складчатыми системами, названную зоной Улахан-Сисского глубинного разлома [Артемов, Херасков, 1969]. Это узкая (13-23 км) линейная зона протяженностью около 250 км, занимающая осевую и северную части невысокой горной гряды - хр. Улахан-Тас; от соседних она отличается строением, характером магматизма и металлогенией. Значительная удаленность территории от геологических центров привела к относительно слабой ее изученности. Следует упомянуть работы И.Я.Некрасова [Некрасов, Яблоков, 1961; Яблоков, Некрасов, 1961; Некрасов, 1962], резюмирующие ранний рекогносцировочный этап изучения; А.В.Артемова, Н.Н.Хераскова [1969], В.И.Виноградова и др. [1974]; И.М.Русакова, В.И.Виноградова [1969], посвященные результатам региональных геологических исследований, и материалы поисковых работ Г.С.Сониной, Г.Е.Агафонова, И.Я. Майстера конца 70-х - начала 80-х гг., а также результаты Н.А.Панеях [1973; 1975] и С.Ф.Сегалевич [1986].

Зона Улахан-Сисского глубинного разлома отделяет Улахан-Тасский горст-антиклинорий Черско-Полоусненской складчатой системы [Натапов, Сурмилова, 1992] или Омудевского террейна карбонатной платформы [Парфенов, 1995] от Кондаковского синклинория Святоносско-Ануйской складчатой системы (см. рис. 1). Поскольку гранитоиды прорывают отложения всех трех структур, я коротко их охарактеризую.

Структуры Улахан-Тасского горст-антиклинория сложены карбонатными отложениями силура - девона, по-видимому, несогласно залегающими на интенсивно метаморфизованных в фации зеленых сланцев (до эпидот-амфиболитовой) кристаллических сланцах серицит-хлоритового, кварц-биотитового, кварц-эпидот-амфиболового состава рифейского (?) возраста (в последнее время подобные отложения в Уяндино-Селенняхском районе уверенно датируются ордовиком [Парфенов, 1995]). Ранее карбонатные отложения подразделялись на две толщи: нижнюю силурико-нижнедевонскую и верхнюю среднедевонскую [Яблоков, Некрасов, 1961]. Нижняя толща представлена переслаиванием массивных серых (до черного цвета) известняков с известково-глинистыми и углисто-глинистыми сланцами [Яблоков, Некрасов, 1961]. Более поздние исследователи детализировали строение этой толщи. В ней выделены силурийские отложения мощностью около 400 м (грубое переслаивание глинистых и доломитистых известняков с доломитами) [Альховик, Баранов, 1989] и собственно нижнедевонские массивные битуминозные известняки с прослоями глинистых сланцев общей мощностью около 500 м [Геология..., 1981]. Выше согласно залегают светло-серые массивные до тонкоплитчатых известняки иногда с прослоями известково-глинистых сланцев и доломитов верхней толщи с фауной среднего - верхнего девона с видимой мощностью не менее 400 м. Венчают разрез известняки и известковистые песчаники, чередующиеся с алевролитами видимой мощностью около 1000 м с раннекарбонатной (по А.В.Артемову) фауной [Геология ЯАССР, 1981]. Карбонатные породы смяты в пологие субширотные складки.

Южная часть Кондаковского синклинория, которая входит в состав рассматриваемого района, сложена терригенными породами верхней юры. Верхнеюрская толща состоит из груборитмичного чередования слоев песчаников и пелитов с переходными прослоями алевролитов [Оси-

пова, 1972]. В нижней части этого комплекса пород Г.Н.Осипова отмечает повышенную известковистость песчаников. Общая мощность верхнеюрских отложений составляет более 3000 м, причем низы датируются оксфордом - кимериджем, а верхи - кимериджем - ранней волгой [Осипова, 1972]. В разрезе выделяются две части: нижняя и верхняя. По результатам литологического изучения, нижняя толща состоит из продуктов разрушения метаморфических пород (кристаллических сланцев с гранатом) и гранитоидов, а верхняя - из изверженных и метаморфических более основного состава [Осипова, 1972]. Эти же данные свидетельствуют об относительной мелководности осадков и формировании их в условиях высокой сейсмоактивности дна бассейна. Позднеюрские отложения смяты в крутые мелкие линейные (иногда опрокинутые в северных румбах) складки в основном северо-восточного простирания [Гусев, 1979; Осипова, 1972]. Характер геофизических полей позволил предположить здесь относительно неглубокое залегание палеозойских отложений и выделить так называемый Эрчинский вал [Литинский, Раевский, 1977]. Магматические тела проявлены незначительно и представлены единичными штоками гранодиорит-порфиров (Андыгские штоки).

Зона Улахан-Сисского глубинного разлома - сложное геологическое образование, несущее черты структуры, возникшей вследствие тектонического скупивания, с широким участием олистостром разного возраста [Архипов и др., 1980]. Это серия узких, нередко линзовидных пластин, сложенных различными комплексами пород. Основное место занимают позднепалеозойские - раннемезозойские карбонатно-терригенные и вулканогенно-терригенные комплексы, которые состоят из чередования прослоев известковистых песчаников, глинистых сланцев, кремнистых пород и известняков. В верхних частях разреза известны горизонты спилитов, туфов и силлы диоритовых порфиров, габбро-диабазов мощностью до 20 м. В низах комплекса, несогласно сменяющего девонские известняки, обнаружена фауна пермских пелеципод [Яблоков, Некрасов, 1961]. Для верхней части, согласно наблюдениям указанных авторов, устанавливается постепенный переход от переслаивающихся известняков, сланцев, песчаников и эффузивов к монотонной толще глинистых сланцев и алевролитов с редкими прослоями песчаников; эти породы датируются поздним триасом. В осевой части зоны они смяты в простые симметричные складки с углами падения крыльев 30-40°. На северном фланге эти отложения смяты в узкие асимметричные складки с северо-западной и северной вергентностью [Виноградов и др., 1974]. Другим комплексом пород, зажатых в зоне разлома, являются бат-келловейские отложения самырской свиты вулканогенно-терригенного состава мощностью около 500 м. Свита представлена пачками вулканомиктовых песчаников и аргиллитов, чередующимися с туфами и лавами андезитов и липаритов. Породы этой свиты смяты в субмеридиональные складки с падением крыльев 20-50°. Отложения обоих комплексов с несогласием перекрываются позднеюрскими вулканическими образованиями. Рассматриваемая тектоническая зона характеризуется спокойным слабоотрицательным гравитационным [Литинский, Раевский, 1977] и переменным магнитным полями, связанными с существованием здесь крупных масс гранитоидных пород.

Структуры Улахан-Тасского горст-антиклинория и Улахан-Сисской зоны глубинного разлома несогласно перекрываются позднеюрскими - раннемеловыми вулканогенными отложениями, формирующими небольшие изолированные поля в южной и восточной частях исследуемого района. Они рассматриваются в составе дацит-андезитовой и липарит-дацитовой формаций [Бахарев и др., 1988]. Самыми молодыми являются вулканические породы трахибазальт-трахилипаритового состава позднемелового возраста.

В пределах района важную роль играют разрывные нарушения двух систем: субширотной восток-северо-восточной и субмеридиональной. Главная система - субширотная, которая представляет собой приповерхностное выражение зоны так называемого Улахан-Сисского разлома. Прежде всего, это пограничные разломы - Северо- и Южно-Улахан-Сисский и Наанчанский; к ним следует отнести и Эрчинский разлом. Они отделяют охарактеризованную зону тектонического скупивания от Кондаковского синклинория и Улахан-Тасского антиклинория. Все исследователи отмечают магмоконтролирующее значение этих разломов, которые имеют взбрососдвиговую или надвиговую кинематику. Однако в детализации их кинематики существуют разногласия. Согласно ранней точке зрения [Яблоков, Некрасов, 1961; Некрасов, 1962], падение основной зоны разлома относительно крутое и в северных румбах. Г.С.Гусев [1979] описывает их как взбросонадвиги с амплитудой перемещения 1-2 км и падением плоскости перемещения на юг или юго-восток. По данным Ю.В.Архипова с соавторами [1980], южные разломы представляли собой пологие надвиги, по которым палеозойские карбонатные толщи надвигались в триасе и средней юре на цен-

тральную зону (зону тектонического скупивания) с образованием поясов соответствующих олистостром. В северных же разломах указанные авторы отмечают позднеюрские олистостромы, где устанавливается переход с севера на юг массивных позднеюрских песчаников в "...толщу песчано-глинистого состава с обломками и глыбами верхнеюрских песчаников и норийских аргиллит-алевролитовых пород" [Архипов и др., 1980. С.20]. Авторы не указывают направление движений по этому надвигу и отмечают только интенсивную дислоцированность всех отложений. Однако такой характер перехода предполагает движение с севера. Следовательно, довольно длительное формирование данной зоны тектонического скупивания с полным правом позволяет относить ее к самостоятельному террейну аккреционного типа.

Разломы субмеридионального простирания являются более молодыми и представлены северо-западными и северо-восточными разломами сдвиговой кинематики. На местности они выражены мощными крутопадающими зонами дробления и смятия с амплитудой перемещения в первые сотни метров.

Специальные исследования метаморфизма осадочных и вулканогенно-осадочных пород не проводились. В зоне Улахан-Сисского разлома все они в разной степени испытали контактовый метаморфизм, связанный со становлением плутонов гранитоидных комплексов.

Породы осадочного и вулканогенного комплексов характеризуются невысокими содержаниями золота (табл. 13), повышение уровня его содержания отмечено лишь в пермско-триасовых породах.

Таблица 13

Распределение золота в осадочных и вулканических породах хр. Улахан-Тас, мг/т

Возраст породы	Порода	Среднее содержание (спектрохимический анализ)
Рифей (?)	Мрамор	1,3 (3)
	Сланец	2 (1)
Ранний карбон	Известняк	0,5 (4)
	Известковистый песчаник	0,6 (4)
	Глинистый сланец	0,7 (2)
Пермь-триас	Известняк	5 (1)
	Песчаник	4,5 (2)
	Алевролит	3,2 (11)
	Туфы	6 (2)
Поздняя юра	Липарит	1,3 (20)
Ранний мел	Липарит субвулканический	0,9 (4)
Поздний мел	Липарит субвулканический	3 (1)

ГРАНИТОИДЫ

Спецификой исследуемого района является широкое развитие магматических образований гранитоидного ряда в узкой полосе длиной около 300 км и шириной 10-30 км, практически полностью перекрывающих территорию аккреционного террейна (см. рис. 25). Детальное изучение их проводилось в разные годы И.Я.Некрасовым [1962], Н.А.Панеях [1973, 1975], С.Ф.Сегалевич [1986] и А.Г.Бахаревым с В.Л.Половинкиным при моем участии [Бахарев и др., 1988]. В дальнейшем описании гранитоидов я и буду опираться на последнюю схему [Бахарев и др., 1988], дополненную Rb-Sr-данными, любезно предоставленными мне И.Н.Котляром, и материалами А.И.Зайцева [В.С.Шкодзинский и др., 1990 г.] с некоторыми изменениями (табл. 14).

Породы раннего тоналит-гранитного комплекса образуют устойчивую вулканоплутоническую ассоциацию с эффузивными породами позднеюрского дацит-андезитового комплекса. В его составе преобладают двупироксеновые диориты и кварцевые диориты с подчиненной ролью биотит-амфиболовых гранодиоритов. Ведущие акцессории - магнетит и ильменит с незначительным количеством апатита и циркона. Петрохимически они низкощелочные с небольшим преобладанием натрия над калием (табл. 15). По петрологическим и минералого-геохимическим данным я отношу их к островодужным гранитам I-типа магнетитовой серии. С ними ассоциирует молибден-медно-порфировое золотоносное оруденение.

Схема формационного расчленения магматизма Улахан-Тасской зоны

Интрузивная ассоциация	Возраст, млн лет	Тип гранитов	Примеры плутонов	Комагматические вулканические комплексы (по А.Г.Бахареву)
Диорит-гранодиоритовая	153 (K-Ar)	I-магнетитовый	Чайдах, Правоалазейский шток, Антыкчанский шток	Дацит-андезитовый
Гранодиорит-гранитовая	118-136 (K-Ar) 141-113 (Rb-Sr) Sr ₀ =0,7035-0,7067	I-ильменитовый	Полевая, Мокрундя, Деменчик Улахан-Сисский Антыкчанский, Балыктахский, Сис-Тасский, шток Чугуруччу	Дацитовый
Гранит-лейкогранитовая	124-90 (K-Ar) 113 (Rb-Sr) Sr ₀ =0,7106	S-ильменитовый	Северный, Средний, Правоалазейский Западный	Субвулканических риолитов
Щелочно-гранитовая	80 (K-Ar)	A-магнетитовый	Арга-Юряхский	Трахитобазальт-трахитовый

Примечание. Таблица составлена с использованием материалов А.Г.Бахарева [Бахарев и др., 1988], А.И.Зайцева [1990 г.] и И.Н.Котляра [1997 г.].

Таблица 15

Средний химический состав гранитоидов Улахан-Тасского ареала, по А.Г.Бахареву [Бахарев и др., 1988] с изменениями, мас. %

Оксиды	1 (4)	2 (13)	3 (5)	4 (17)	5 (17)	6 (20)	7 (23)	8 (21)	9 (10)	10 (7)
SiO ₂	55,05	58,32	66,42	59,08	65,68	69,79	74,79	74,46	61,26	68,97
TiO ₂	1,21	1,06	0,54	0,84	0,60	0,37	0,18	0,18	0,44	0,36
Al ₂ O ₃	16,87	16,47	15,53	16,30	15,27	14,61	12,97	13,10	18,57	14,64
Fe ₂ O ₃	0,03	0,50	0,48	0,38	0,21	0,19	0,14	0,18	0,86	He
FeO	8,55	6,93	4,12	6,22	4,67	3,31	2,30	2,06	3,06	обн.
MnO	0,15	0,14	0,07	0,12	0,07	0,05	0,02	0,04	0,11	0,06
MgO	4,00	3,06	1,21	3,31	1,60	0,81	0,18	0,14	0,64	0,16
CaO	6,98	5,85	2,90	5,50	3,23	2,38	0,91	0,83	1,98	1,47
Na ₂ O	3,55	3,45	3,50	2,90	3,32	3,30	3,15	3,41	5,25	3,55
K ₂ O	1,97	2,65	3,93	3,69	4,12	4,48	4,85	4,87	6,31	5,97
P ₂ O ₅	0,31	0,25	0,13	0,26	0,17	0,19	0,04	0,07	0,13	0,03
п.п.п.	1,05	0,51	0,73	1,00	0,68	0,40	0,37	0,40	0,69	0,48
Сумма	99,72	99,19	99,56	99,60	99,62	99,90	99,90	99,74	99,30	99,75

Примечание. 1 - 3 - диорит-гранодиоритовая ассоциация: диориты (1), гранодиориты (2), граниты (3); 4-7 гранодиорит-гранитная ассоциация: кварцевые монзониты и кварцевые диориты (4), гранодиориты (5), адамеллиты (6), граниты (7); 8 - гранит-лейкогранитовая ассоциация; 9,10 - щелочно-гранитовая ассоциация: сиениты (9), граносиениты (10).

Монзонитовый комплекс представлен серией мелких штоков и небольших пластинообразных массивов, контролируемых Южно-Улахан-Сисским разломом в южной и восточной частях хребта (см. рис. 25). Интрузивы сложены преимущественно кварцевыми монзонитами и в меньшей мере кварцевыми монцодиоритами, биотит-амфиболовыми гранодиоритами. Главный акцессорный минерал - ильменит, второстепенные - магнетит, апатит и циркон. Это породы, характеризующиеся повышенной суммой щелочей при заметном преобладании калия (см. табл. 15). Металлогенический профиль данного комплекса молибденовый.

Гранодиорит-гранитный комплекс - самый распространенный в пределах района. Он состоит из сложной серии пород: кварцевых диоритов, гранодиоритов, адамеллитов, гранитов и лейкократовых гранитов, аплитов и пегматоидов. Основная масса пород - амфибол-биотитовые адамеллиты и граниты. Породы повышенной основности не превышают 10% и являются приконтактовыми образованиями крупных интрузивных тел. Граниты и аплитовидные граниты часто слагают апикальные части массива. Основная акцессорная минерализация представлена ильменитом, цирконом, апатитом и ортитом. По составу гранитоиды этого комплекса относятся к I-типу ильменитовой

серии. С ними ассоциируют месторождения и рудопоявления жильного и скарнового типов с минерализацией молибдена, кобальта, вольфрама, висмута, золота, в том числе и основного золото-редкометалльно-кварцевого.

Породы гранитного комплекса образуют крупный плутон (250 км²) в западной части района. Он сложен крупнозернистыми биотитовыми гранитами (около 5% биотита), сопровождаемыми дайками аплитовидных гранитов и аплитов. Типоморфной особенностью гранитов является относительно широкое присутствие в них аксессуарного граната при ведущей роли апатита, циркона, флюорита, монацита, топаза и ильменита. Повышенная глиноземистость пород отражается и в их химическом составе (см. табл. 15) и позволяет рассматривать этот комплекс в качестве гранитов S-типа. Он обладает редкоземельной и слабой оловянной специализацией.

К гранит-лейкогранитному комплексу относятся плутоны, образующие поперечный интрузивный ряд на востоке района. Они прорывают массивы гранодиорит-гранитного и монцонитового комплексов и сложены лейкократовыми биотитовыми гранитами. Эти породы характеризуются повышенными глиноземистостью, щелочностью и высокими концентрациями лития и фтора (см. табл. 15) и также являются типичными S-гранитами. Для них весьма обычны зоны плащеобразной грейзенизации в апикальных частях. В составе аксессуарных минералов резко преобладает флюорит с повышенной концентрацией топаза, монацита, циртолита, ильменита и циркона. Постоянно отмечается примесь редкоземельных минералов. С этим комплексом пород связаны основное оловянное оруденение района, а также минерализация лития, бериллия и других редких металлов.

Интрузивы габбросиенитового комплекса тесно ассоциируют с эффузивами трахибазальт-трахитового комплекса. Их распространение контролируется группой южных разломов (Наанчанским и др.). По геологическим данным, они являются самыми молодыми магматическими образованиями в районе. В составе комплекса резко преобладают сиениты и граносиениты. Ведущие аксессуарии - магнетит, ильменит и апатит.

По мнению А.Г.Бахарева [Бахарев и др., 1988], все гранитоиды района относятся к малоглубинным (менее 1 км) образованиям. На основании детального изучения минерального состава он установил, что гранитоиды кристаллизовались в широком диапазоне температур (575-900°C) и потенциала кислорода (10^{-11} - 10^{-18} бар). При этом самыми высокотемпературными и маловодными были гранитоиды тоналит-гранодиоритового комплекса. Они кристаллизовались на глубине около 500 м, в условиях нормальной щелочности и повышенной активности кислорода и хлора. Гранитоиды монцонитового комплекса характеризуются сходными глубинами образования и являются, скорее всего, продуктами богатой щелочами высокотемпературной и маловодной магмы. Они формировались при повышенной щелочности и пониженном (10^{-13} - 10^{-14} бар) потенциале кислорода. Массивы гранодиорит-гранитного комплекса образовывались в широком диапазоне температур (670-900°C) при пониженном потенциале кислорода (10^{-13} - 10^{-16} бар), в условиях нормальной щелочности и при относительно повышенной активности хлора. Самые низкотемпературные и высоководные - граниты гранитного (575-615°C) и лейкогранитного комплексов (615-670°C), которые кристаллизовались при минимальной фугитивности кислорода и высоком потенциале фтора.

Минералогические данные [Бахарев и др., 1988] указывают на различные глубины формирования исходных магм гранитоидных комплексов района. Максимальная глубина генерации у тоналит-гранодиоритового комплекса (30-35 км), промежуточная - у гранодиорит-гранитного (21-25 км) и минимальная - у гранитного и гранит-лейкогранитного (15-18 км). Этому не противоречат и данные по геохимии стронция, первичные отношения изотопов которого колеблются от 0,7035 до 0,7067 (монцонитовый и гранодиорит-гранитный комплексы) и 0,7107 (гранит-лейкогранитный комплекс) (см.табл. 13). По характеру распределения рубидия и стронция, рубидия, ниобия и иттрия гранитоиды района на различных диаграммах попадают в области островодужных и орогенных обстановок (диаграмма Г.Б.Ферштатера [1987] или вулканически активных магматических дуг и внутриплитных гранитоидов (рис. 26).

Согласно имеющимся данным, гранитоиды обладают относительно неравномерной золотоносностью (табл. 16). Из таблицы видно, что повышенный фон золота у гранитоидов гранодиорит-гранитового комплекса, с которыми и связана главная золотоносность района. При этом отмечается заметная тенденция к выносу золота при становлении гранитоидов данного комплекса; его наиболее основные породы содержат золота больше, чем кислые. Любопытно, что ранние гранитоиды, с которыми связано золотоносное порфиоровое оруденение, в целом содержат меньшие концентрации золота, сопоставимые с таковыми в поздних редкометалльных гранитах.

Таблица 16

Распределение золота в гранитоидах Улахан-Тасского района, мг/т

Интрузивная ассоциация	Порода	Содержание золота по данным нейтронно-активационного анализа	Содержание золота по данным спектро-химического анализа
Диорит-гранодиоритовая	Кварцевый диорит	0,91 (1)	2,8 (5)
	Гранодиорит	0,26 (1)	1,9 (6)
	Кварцевый монзонит	5,00 (2)	2,2(10)
	Кварцевый диорит	9,44 (6)	Нет данных
	Гранодиорит	2,55 (3)	8,0 (7)
	Адамеллит	2,32 (12)	5,0 (7)
	Гранит	1,35 (7)	Нет данных
	Аплит	8,20 (1)	1,0 (1)
	Пегматит	1,40 (1)	5,0 (1)
	Гранит-лейкогранитовая	Гранит	4,10 (2)
Аплит		1,50 (1)	Нет данных
Пегматит		1,85 (1)	Нет данных
Лейкократовый гранит		0,93 (8)	Нет данных
Щелочно-гранитовая	Сиенит	1,15 (2)	Нет данных

КРАТКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Рассматриваемый район является восточным флангом Яно-Полоусненской комплексной металлогенической зоны [Шпикерман, Горячев, 1996; Nokleberg et al., 1997] и характеризуется весьма разнообразным оруденением скарнового, грейзенового и мезотермального генетических типов [Некрасов, Яблоков, 1961; Некрасов, Гамянин, 1962; 1978; Некрасов, 1962; Майстер, 1981; 1984; Бахарев и др., 1988]. Практически все известные месторождения и рудопроявления Au, Co, As, W, Sn, Pb, Bi, Mo, Cu пространственно и генетически связаны с гранитоидными комплексами. С вулканическими и субвулканическими комплексами раннего и позднего мела ассоциируют только проявления слабозолотоносных вторичных кварцитов да убогое золото-серебряное оруденение [Бахарев и др., 1988]. Как уже отмечалось, с гранитоидами диорит-гранодиоритового комплекса связаны проявления порфирирового типа, которые нами ранее были отнесены к золото-сульфидной вкрапленной формации [Бахарев и др., 1988]. Их распространение полностью совпадает с ареалами интрузивов данного комплекса на востоке и юге района. В гранитоидах гранодиорит-гранитового комплекса или в их приконтактных зонах локализуются крупнейшие на Северо-Востоке Азии скарновые поля с золото-арсенидным и кобальт-арсенидным оруденением (Кандатское и Арбатское месторождения), с ними же ассоциируют молибденит-кварцевые и золото-редкометалльно-кварцевые жилы Тугучакского месторождения, золото-вольфрамит-кварцевые жилы месторождения Чистое и др. Максимум концентрации проявлений оруденения данных типов приходится на центральную часть района. И именно здесь известны небольшие россыпи золота с запасами в сотни килограммов.

Все установленные в районе мелкие месторождения олова касситерит-грейзенового, касситерит-кварцевого и касситерит-силикатно-сульфидного типов ассоциируют с гранитоидами гранитового и гранит-лейкогранитового комплексов и являются отчетливо более молодыми по сравнению с кобальтовыми и золотыми месторождениями. Это отмечается, например, в рудах Михайловского месторождения [Бахарев и др., 1988]. Нами же было показано, что так называемые полиметаллические месторождения и рудопроявления района (Михайловское, Верхне-Наанчанское, Приморское) обладают высокой оловоносностью (в них установлены касситерит, станнин, канфильдит) и являются, по сути, олово-полиметаллическими или касситерит-силикатно-сульфидными [Бахарев и др., 1988]. Они известны на востоке района, а также вдоль южного фланга "Улахан-Сисского плутона". Самые молодые рудные образования района - слабозолотоносные арсенопирит-халцедоновые жилы и прожилки близповерхностного золото-серебряного оруденения, тесно ассоциирующего с позднемеловыми субвулканическими липаритами. Они широко распространены на востоке района и вдоль Южно-Улахан-Сисского разлома.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Особенность рассматриваемого ареала - практически монополюсное развитие в качестве типичных для золото-кварцевого оруденения месторождений золото-редкометалльно-кварцевого жильного типа. Они тесно ассоциируют с ареалами золотоносных скарнов [Бахарев и др., 1988], относимых к золото-скарновому типу золото-редкометалльного оруденения [Гамянин и др., 1998]. Они установлены в центральной и восточной частях хребта, где образуют в целом линейный ареал, совпадающий с площадью распространения гранитоидов гранодиорит-гранитового комплекса.

Другие разновидности золото-кварцевого оруденения практически неизвестны, за исключением только серии кварцевых и кварц-карбонатных жил с пиритом в бас. р.Хатыстах на юго-западе территории и кварцевых жил с редким пиритом и арсенопиритом в терригенных толщах на северо-востоке территории в экзоконтактной зоне Среднего массива. Они рассматриваются мной как редуцированные собственно золото-кварцевые жилы. Это обычно короткие (10-15 м) линзовидные жилы молочно-белого кварца мощностью до 0,5 м; локализуются среди хлорит-серицитовых кристаллических сланцев и залегают согласно рассланцеванию пород или секут его под острым углом. В раздувах жил отмечаются небольшие друзовые полости. Данные жилы метаморфизуются диоритами Чайдахского интрузива диорит-гранодиоритового комплекса. Кварц таких жил в экзоконтакте массива интенсивно гранулирован, в нем по сериям просечек развит эпидот. Сходные жилы и системы жильных зон карбонат-кварцевого состава известны среди глинистых сланцев и известняков нижнего карбона. Главный рудный минерал в них - пирит, в единичных случаях - галенит, халькопирит и сфалерит.

Подобные кварцевые жилы известны среди позднеюрских отложений в экзоконтакте Среднего массива на востоке района. Это небольшие маломощные (до 10-15 см) крутопадающие жилы или зонки дробления и прожилкования в алевролитах и песчаниках. Кварц имеет специфический сахаровидный облик; он гранулирован под воздействием контактового метаморфизма со стороны поздне меловых лейкогранитов Среднего интрузива. Степень грануляции кварца различная; в жилах встречаются участки стекловатого кварца, а также реликты массивного, неясно-зернистого молочно-белого. В кварце изредка устанавливаются изометричные мелкие выделения сернистого арсенопирита (43% As) и пирита, отмечаются просечки актинолита, черного турмалина и пирротина, по трещинам иногда развивается биотит. Эти жилы пересекаются дайками пегматоидных гранитов.

Для рассматриваемых жил нехарактерны околожильные изменения; можно лишь отметить очень слабое окварцевание и серицитизацию в приконтактных зонах. Кварц обладает очень низкой естественной термолюминесценцией, подобной термолюминесценции метаморфогенных золото-кварцевых жил Аллах-Юньского пояса и Шаманихо-Столбовского района Приколымья. Степень золотоносности не превышает десятых г/т. Кроме золота отмечается только повышенный фон мышьяка, свинца, а в жилах верхнеюрских пород - и висмута. Пирит содержит до 1-2 г/т золота. На основании приведенных данных я отношу эти образования к метаморфогенным.

Все известные месторождения золото-редкометалльно-кварцевого типа находятся либо в гранитоидах гранодиорит-гранитового комплекса (Тугучакское), либо в роговиках по пермско-триасовым отложениям (Чистое, Ат-Юрях, Аномальное). Оруденение имеет четкую тенденцию локализации в надапикальных зонах и прикровельных частях небольших куполообразных выходов адамеллитов и гранодиоритов гранодиорит-гранитового комплекса.

Золото-редкометалльно-кварцевые жилы обладают простой морфологией - это обычно линзовидные малопротяженные (до 100 м) крутопадающие жилы с мощностью, иногда превышающей 1-1,5 м (Тугучакское, Чистое). Реже встречаются системы прожилков и жильные зоны в брекчированных роговиках (Ат-Юрях, Аномальное, Западное). Оруденение практически не прослежено с глубиной, но, судя по рельефу, его возможная вертикальная протяженность не менее 100 м. Оруденение данного типа имеет специфический минеральный состав. Помимо кварца, в жилах весьма распространены мусковит и турмалин, реже флюорит. Из рудных минералов характерны вольфрамит (ферберит), мышьяковистый арсенопирит, минералы кобальта (глаукодот, кобальтин), широкий комплекс висмутовых (висмут, мальдонит, висмутин, икунолит, хедлейит, жозеит А, жозеит В, минералы М и L) и золото [Бахарев и др., 1988]. Они слагают две минеральные ассо-

циации: арсенопирит-вольфрамит-кварцевую (с мусковитом, турмалином, эпидотом) - основную ассоциацию жильного выполнения и золото-висмуттовую - главную продуктивную. Самородное золото в рудах встречается относительно редко, имеет малые размеры (золотины более 1,5 мм неизвестны) и весьма разнообразную морфологию (изометричное, пластинчатое, дендритовидное, псевдокристаллическое и кристаллическое). Пробность золота колеблется от 400 до 1000 ед. Кроме этих минералов, в рудах установлены также интерметаллические соединения свинца, олова, меди и сурьмы [Гамянин и др., 1985; Бахарев и др., 1988].

Околожилные изменения представлены грейзенизацией (Чистое, Тугучакское), турмалинизацией и эпидотизацией (Ат-Юрях, Аномальное, Западное). На всех месторождениях широко проявлено окварцевание. Иногда отмечается рассеянная арсенопиритизация. Однако следует отметить, что интенсивность изменений для месторождений данного типа существенно меньше, чем для оловянных. Мощность зон изменений, как правило, не превышает первых метров от зальбандов жил, существенно увеличиваясь только в зонах прожилкования.

Минеральный состав руд обусловил и их геохимическую специфику (табл. 17). По данным спектрального анализа, в рудах отмечается до 1% вольфрама и мышьяка, до 0,1% висмута, молибдена, кобальта. Следует отметить, что по сравнению с фоновыми содержаниями во вмещающих породах в месторождениях Чистое, Тугучакское и Ат-Юрях установлены высокие концентрации молибдена, цинка, олова, серебра (в 1,7-10 раза), мышьяка, вольфрама и висмута (в 6-44 раза). Содержания золота в жилах в целом не очень высокие (сл. - 13,1 г/т - по данным пробирного анализа, а по спектрохимическому анализу штучных проб - до 20 г/т).

Таблица 17

**Элементы-примеси в рудных пробах
золото-редкометалльно-кварцевых жил отдельных месторождений хр. Улахан-Тас, г/т**

Элемент	Ат-Юряхское (13)	Чистое (7)	Аномальное (6)	Тугучак (10)	Тугучак - Мо (9)
Co	20/9,1	3,0/3,6	2,1/1,7	4,3/3,1	0,3/8,7
Ni	87/3,1	22/2,0	11/1,2	9,2/1,9	7,9/1,2
Cu	35/2,5	18/2,3	95/2,8	60/3,8	23/1,6
Zn	107/3,5	66/2,8	30/7,1	166/2,3	2,2/5,1
As	209/8,1	123/11	5012/2,1	123/4,1	380/2,5
Mo	2,2/4,7	1,5/1,4	1,3/1,7	5,0/4,1	4217/3,9
Ag	2,4/4,7	4,8/3,5	3,1/1,6	0,7/2,1	0,7/4,9
Sn	16/4,1	3,8/2,3	23/2,8	18/3,6	3,5/2,4
W	2,0/2,6	214/9,1	13/2,6	7,2/9,2	41/3,8
Pb	24/3,1	7,8/1,9	85/2,5	14/3,0	9,2/2,8
Bi	56/8,9	87/10,5	257/5,0	42/5,3	35/2,4
Au	0,16/6,2	2,8/17,8	0,08/6,0	0,10/7,5	0,02/2,6

Примечание. В числителе - среднее геометрическое, в знаменателе - стандартный множитель логнормального распределения.

Примеры месторождений

Примерами месторождений данного типа являются месторождения Тугучакское и Чистое.

Месторождение Тугучакское известно как молибденовое [Литвин, Матвеевко, 1958; Некрасов, 1962], расположено в апикальной части Улахан-Сисского массива и представлено серией кварцевых жил линзовидной формы протяженностью до 200 м при мощности 0,1-0,5 м (до 1 м в раздувах) (рис. 27). Ориентировка большинства жил субширотная; лишь некоторые из них северо-северо-восточного простирания. Эти две системы имеют и разное падение. Для субширотных характерно пологое (20°) в южных румбах, из-за чего создается впечатление этажного их расположения.

Субмеридиональные жилы - с вертикальными углами падения и распространены только на южном фланге месторождения. Субширотные жилы и образуют собственно молибденовое месторождение Тугучакское, а субмеридиональные относятся к золото-редкометалльно-кварцевому месторождению Тугучакское. Жилы с молибденовой минерализацией сложены кварцем двух разновидностей: тонкозернистым сахаровидным и крупнозернистым полупрозрачным. Иногда они имеют полосовидное строение, обусловленное чередованием полос безрудного кварца с линзовидными зонами мощностью 1-5 см, обогащенными молибденитом (5-10%) вплоть до мономинераль-

ных развальцованных его обособлений. Жилы изредка сопровождаются зонами дислоцированных гранитов с ореолом тонких кварцевых прожилков; на флангах наблюдается переход крупнозернистого кварца в тонкозернистый сахаровидный. Кроме молибденита эти жилы не содержат других рудных минералов и практически не окружены околожилными изменениями гранитов. Контакты их с вмещающими мелкозернистыми гранитами обычно резкие - "приваренные", изредка вдоль них отмечается маломощная (первые сантиметры) зонка осветленных гранитов. Эти жилы практически не золотоносны. Количество молибдена в них достигает 4%.

Субмеридиональные жилы сложены тонкозернистым метасоматическим кварцем и крупнозернистым темно-серым маслянистым кварцем выполнения, нередко с мелкими друзовыми пустотками в его массивном агрегате. В зальбандах жил иногда отмечается вольфрамит, образующий пластинки длиной до 2 см. В кварце много турмалиновых гнезд и микропросечек, с которыми ассоциирует арсенопирит. Турмалин в друзовых полостях нарастает на головки кристаллов кварца. Арсенопирит изредка образует крупные (до 3 см) гнезда в кварце, ассоциирует с мелкими выделениями пирротина и халькопирита. В кварце в виде локальных пятен и полос, узких линз встречаются скопления вкрапленных агрегатов висмутовых минералов и золота. Размер отдельных выделений теллуридов и самородного висмута достигает 5-6 мм. Четкой приуроченности к определенным частям жил в распределении этой минеральной ассоциации не наблюдается. Жилы данного типа сопровождаются заметной грейзенизацией гранитов, ширина зон которой 0,5-1 м. Для этих жил характерны повышенные (2 - 5 г/т) содержания золота. Золото мелкое (менее 1 мм), тесно ассоциирует с сульфотеллуридами, образуя сростания неправильной формы. Проба золота 550- 850 ед.

Взаимоотношения жил обоих типов наблюдались в устьевых частях штолен по молибденовой жиле № 1. Здесь отчетливо видно проникновение зон турмалинизации, приуроченных к трещинам в гранитах (азимут падения 270°, угол 70°), в тело пологой кварц-молибденитовой жилы на 10 см. Черный турмалин отчетливо корродирует как кварц, так и молибденит. В самом теле жилы в полосчатом зальбанде отмечается серия маломощных (1-2 см) субмеридиональных крутопадающих (75-90°) в разные стороны прожилков мусковит-кварцевого состава, секущих не только его полосчатость (прил., рис. 28), но и оперяющие прожилки практически под прямым углом. Аналогичная ситуация наблюдается и в центральной части месторождения, где в теле молибденит-кварцевой жилы встречен прожилок крупнозернистого кварца с мелкой вкрапленностью минералов висмута и золота. Эти данные указывают на двухэтапное формирование жил Тугучакского месторождения и позволяют рассматривать его как комплексное полиформационное молибденовое и золотое.

Месторождение Чистое было открыто в 1959 г. Е.М.Шестеренкиным как вольфрамовое. Рудные тела месторождения локализованы в ороговикованных песчаниках и алевролитах пермско-триасового возраста и в трех небольших штоках гранодиоритов, образующих цепочку северо-восточного простирания и являющихся апикальными частями слабоэродированного крупного интрузивного тела. Рудные тела представлены серией непротяженных линзовидных кварцевых жил мощностью 0,1-0,5 м, приуроченных к зонам дробления и расщепления северо-восточного простирания, и прожилково-жилными зонами в грейзенизированных гранодиоритах (рис. 29). Жилы сложены крупнокристаллическим серовато-белым кварцем с друзовыми пустотами, в которых промежутки между кристаллами дымчатого кварца нередко заполнены мусковитом и вольфрамитом или кальцитом. Иногда эта разновидность кварца сменяется мелкозернистым сахароподобным кварцем, часто встречающимся в жилах северо-восточного фланга месторождения. Относительно широко распространенный турмалин занимает явно более позднее положение в жилах, тесно ассоциирует с флюоритом и кальцитом. Они выполняют трещинки регенерации в кварце, интенсивно разъедают головки его кристаллов.

Из рудных минералов в жилах максимально проявлены вольфрамит (ферберит) и висмутовые минералы. Арсенопирит широко развит как в жилах (в ассоциации с глаукодомом), так и в околожильно измененных породах. Вольфрамит обычно сростается с мусковитом и формирует гнезда или вкрапленность (1-2 см), висмутовые минералы (висмут, висмутин, жозеиты А и В, минералы М и L, хедлейит) ассоциируют с золотом и образуют мелкую вкрапленность (до 1 мм) в кварце.

Метасоматические околожильные изменения представлены грейзенизацией роговиков и гранодиоритов. Их мощность сопоставима с мощностью рудных тел или нередко превышает ее. Грейзены имеют мусковит-кварцевый состав с примесью арсенопирита и карбоната. Иногда в них

отмечаются пятна более позднего турмалина или гнезда крупночешуйчатого мусковита с арсенопиритом, кварцем и вольфрамитом.

В размещении минерализации устанавливается горизонтальная зональность, выраженная в преимущественной локализации золото-висмутовой ассоциации на южном и восточном флангах месторождения на удалении от штоков. Здесь также практически отсутствует турмалин. В центральной части зоны широко проявлены арсенопирит, глаукоdot и турмалин.

Распределение золота в рудах неравномерное - от 0,1 до 8 г/т по данным бороздowego опробования и до 20 г/т по результатам анализа штуфных проб; содержание вольфрама достигает 0,7, а висмута 0,3%. Пробность золота колеблется от 700 до 1000 ед.

ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Возраст золото-кварцевого оруденения определяется его взаимоотношением с гранитоидами, датированными K-Ar- и Rb-Sr-методами, и с другими рудными образованиями. Нашими наблюдениями установлено, что собственно золото-кварцевые жилы метаморфизируются со стороны интрузивов диорит-гранодиоритового (149 млн лет) и гранит-лейкогранитового комплексов (около 100 млн лет), т.е. можно считать их догранитными. Галька жильного кварца выявлена в вулканобрекчиях липаритов раннего мела. Оруденение золото-редкометалльно-кварцевого типа локализуется в гранодиоритах мелового гранодиорит-гранитового комплекса. Его рудные тела пересекают кварц-молибденовые жилы, а сами секутся прожилками криптозернистого кварца золото-серебряной формации позднего мела. Кроме того, в моем распоряжении имеется Ar-Ar-датировка мусковита золото-редкометалльно-кварцевой жилы Тугучакского месторождения, равная 124,2 млн лет (лаборатория Университета Аляски Фербенкс), которая полностью совпадает с Rb-Sr-датой гранитоидов гранодиорит-гранитового комплекса. Таким образом, возраст основного золото-оруденения позднеэоконовый. Эпитермальные жилы золото-серебряной формации пересекают рудные тела позднемеловых оловянных проявлений и соответственно датируются мной поздним мелом.

Происхождение золото-редкометалльно-кварцевого оруденения района обусловлено внедрением и становлением плутонов гранодиорит-гранитового комплекса. Это подчеркивается их тесной пространственной и временной связью, а также данными по изучению акцессорной минерализации гранитоидов и геохимии золота в них и комплексной кобальт-золото-мышьяковой металлогенической специализацией [Некрасов, Гамянин, 1978; Горячев, Половинкин, 1980; Половинкин, Горячев, 1981; Бахарев и др., 1988]. Именно в этих гранитоидах устанавливаются рудные акцессорные минералы (кобальт-арсенопирит, молибденит, висмут, золото, стистаит, теллуrowисмутит и др.), а апатиты пород эволюционируют по составу от хлористых до фтористых (что является индикатором выноса хлора во флюид); именно гранитоиды данного комплекса имеют повышенные содержания золота (см. табл. 15), концентрация которого падает по мере становления плутонов.

СПЕЦИФИКА

Улахан-Тасский ареал характеризуется развитием только золото-редкометалльно-кварцевого оруденения, ассоциирующего с золото-скарновыми месторождениями и локализованного в специфической аккреционной зоне со своеобразным строением (тектоническое скупивание), слаборазвитым субдукционным вулканизмом и интенсивным гранитоидным магматизмом. Пространственно и хронологически оно связано с гранитоидами гранодиорит-гранитового комплекса.

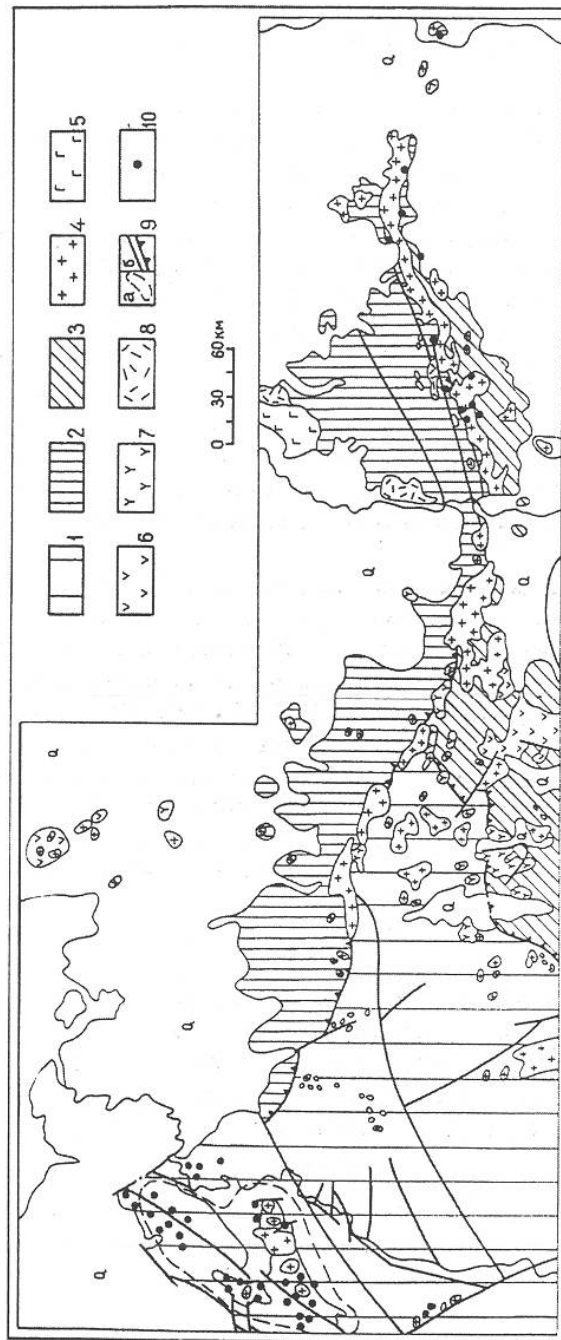


Рис. 25. Тектоническая позиция Улахан-Тасского и Куларского золото-кварцевых жильных ареалов (с использованием данных В.А.Амузинского и др. [1988], Л.М.Натапова и Е.П.Сурмиловой [1992], Геологическая карта...[1981]): 1 - Верхоянский многоклиниальный пояс пассивной окраины; 2 - Святоносско-Аюйский островодужный террейн; 3 - Индигиро-Омолонский супертеррейн; 4 - гранитоидные плутоны; 5-8 - вулканические комплексы преимущественно базальтового (5), андезитового (6), дацитового (7) и риолитового (8) состава; 9 - контур Куларского купола (а) и разломы (б) надвиговой и иной кинематики; 10 - основные проявления золото-кварцевых жил

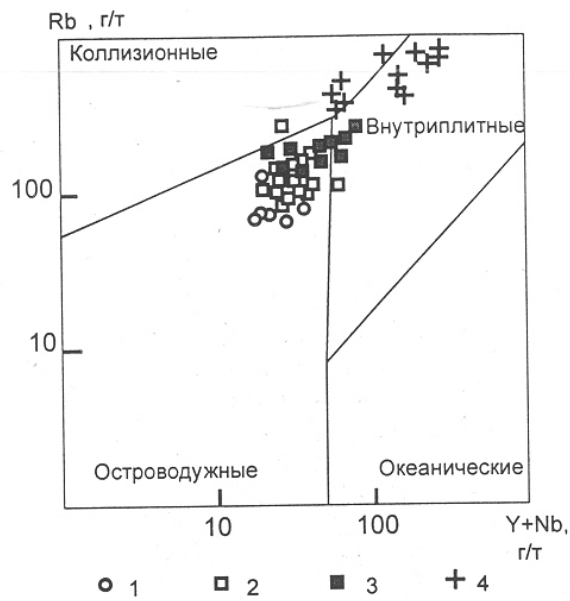


Рис. 26. Дискриминантная Rb-Y+Nb диаграмма [Pearce et al., 1984] для гранитоидов Улахан-Тасского ареала: 1 - породы тоналит-гранодиоритового комплекса; 2 - монцодиорит-гранитного комплекса; 3 - гранодиорит-гранитного комплекса и 4 - гранит-лейкогранитового комплекса

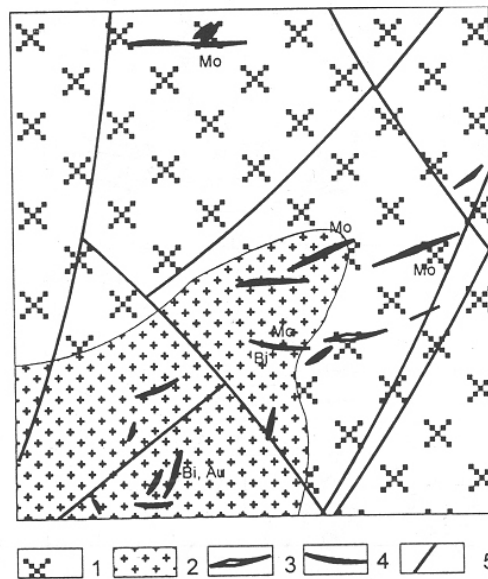


Рис. 27. Схема геологического строения Тугучакского месторождения (с использованием материалов А.Г.Бахарева и др. [1988]): 1 - гранодиориты; 2 - мелкозернистые граниты; 3 - пегматиты; 4 - рудоносные кварцевые жилы молибденит-кварцевого (Mo) и золото-редкометалльно-кварцевого (Bi, Au) состава; 5 - разрывные нарушения

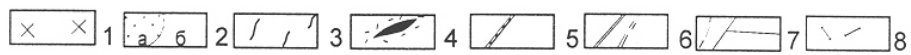
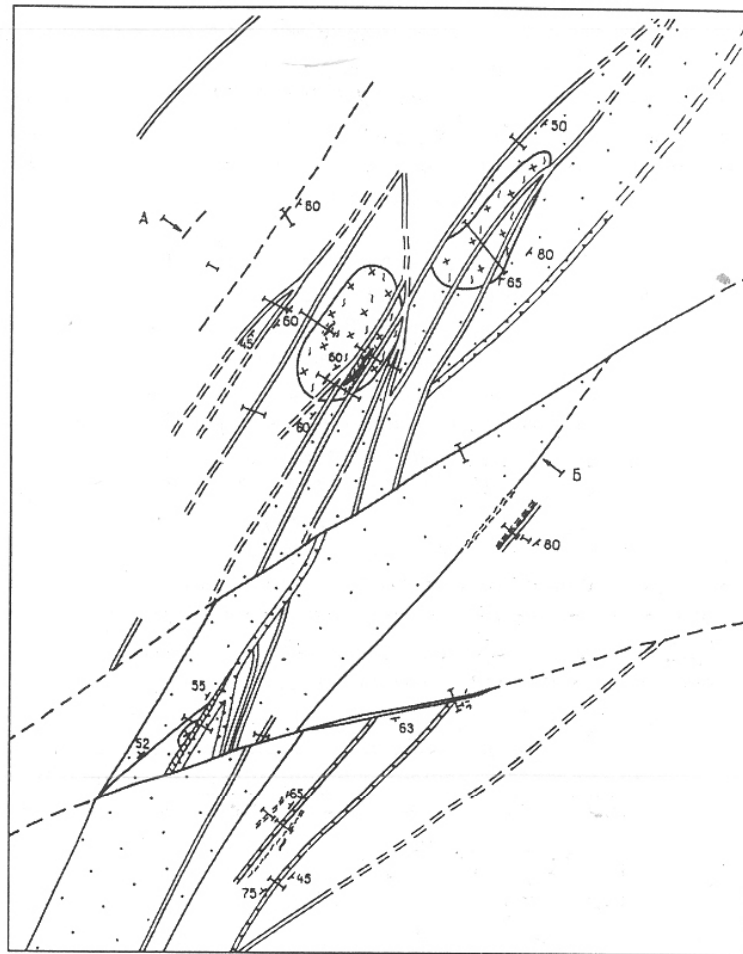


Рис. 29. Схема геологического строения и разрез месторождения Чистое (по А.Г.Бахареву и др. [1988]): 1 - гранитоиды; 2 - ороговикованные (а) и неороговикованные (б) осадочные породы; 3 - ореолы грейзенизации; 4 - золото-редкометалльно-кварцевые жилы; 5 - зоны дробления; 6 - минерализованные зоны смятия и дробления; 7 - разрывные нарушения; 8 - поверхностные горные выработки

ГЛАВА 7. ЧУКОТСКИЙ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫЙ ПОЯС

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Чукотский золото-кварцевый пояс расположен в пределах мезозойских и палеозойских терригенных и терригенно-карбонатных отложений одноименного террейна. Он протягивается в виде двух (Аньюйской и Чаунской) кулисообразно расположенных зон, вытянутых в субширотном направлении (рис. 30) на расстояние около 700 км, при ширине кулис до 125 км. Золото-кварцевые жилы служили источниками многочисленных россыпей, из которых добыто около 700 т золота. Коряные месторождения до сих пор еще не разрабатывались, хотя среди них известны и средние по запасам месторождения (Каральвеем).

Вмещающие палеозойские и мезозойские породы рассматриваются некоторыми исследователями в качестве комплексов пассивной окраины Северо-Американского континента [Чуркин, Картер, 1979; Натапов, Ставский, 1985] или Арктиды [Зоненшайн, Натапов, 1987]. До позднего мезозоя они были отделены от Сибирского континента океаническим бассейном [Зоненшайн, Натапов, 1987]. С этим связана, по-видимому, резкая редуцированность по объему песчано-сланцевого флишеидного комплекса позднего мезозоя (триас - нижняя юра). Он с крупным стратиграфическим и незначительным структурным несогласием залегает на палеозойских терригенно-карбонатных породах девона - нижнего карбона [Геология СССР, 1970; Садовский, 1965], которые обнажаются в ядрах горст-антиклинорных поднятий (Алярмаутское, Куульское, Куэвуньское и др.). Эти отложения часто сопоставляются с подобными образованиями системы Брукса - Врангеля [Виноградов и др., 1974]. Им присущи иной план складчатости [Садовский и др., 1974; Сесил и др., 1991] и интенсивный метаморфизм зеленосланцевой фации мезозойского возраста [Гельман, 1961]. Среди них установлены интрузивы гранитоидов с возрастом 439 ± 32 млн лет по Rb-Sr-определениям [Тибилев и др., 1986], близким к возрасту гранитов хр. Брукса.

Другое отличие Чукотского террейна от структур окраины Сибирского континента состоит в том, что развитие Чукотской системы завершилось в средней юре [Тильман, 1973; Садовский, 1974; 1981] с последующей стадией формирования эпираннемезозойской платформы с образованием кроющего осадочного комплекса в виде песчаников погынденской свиты раннего мела. Мощному этапу меловой активизации, которая привела к возникновению на юго-восточной окраине Чукотского террейна ОЧВП, предшествовали интенсивные тектонические процессы в южном обрамлении данного террейна (Аньюйского субтеррейна), в Южно-Аньюйской системе фемического профиля. Они обусловлены закрытием Аньюйского "океана" и связанными с этим процессом коллизионными событиями [Зоненшайн, Натапов, 1987]. Южно-Аньюйская система характеризуется сквозным проявлением основного магматизма от палеозоя до нижнего мела [Лычагин и др., 1991]. В большинстве современных тектонических построений она рассматривается в качестве реликта древнего океанического бассейна [Зоненшайн, Натапов, 1987; Парфенов и др., 1993; Сеславинский, Гедько, 1990]. Закрытие Южно-Аньюйского бассейна произошло в раннем мелу вследствие существования двух разнонаправленных зон субдукции вдоль окраин Омолонского и Чукотского террейнов [Зоненшайн, Натапов, 1987; Сеславинский, Гедько, 1990].

МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфические преобразования наиболее интенсивно проявлены в палеозойских и нижнетриасовых породах и детально изучены М.Л.Гельманом [1961; 1977]. Они формируют монометаморфические купола - "валы", в ядрах которых устанавливаются парагенезисы амфиболитовой фации (терригенные и карбонатные отложения палеозоя и силлы диабазов триаса превращены в кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты), а на крыльях и в апикальных частях слабоэродированных куполов мезозойские (триасовые) песчано-сланцевые отложения метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях [Гельман, 1961; Гельман и др., 1980]. В некоторых наиболее эродированных куполах (Алярмаутском, Куэвуньском и особенно Велиткенайском) известны поля мигматитов калиевого профиля.

По характеру преобразования пород (минеральные ассоциации, индекс-минералы, минеральная термобарометрия) метаморфизм, по оценке М.Л. Гельмана [1996], Алярмаутского купола относится к фации умеренных давлений (парагенезисы с жедритом) с $T = 490-660^{\circ}\text{C}$ и $P = 5-8$ кбар

(оптимально 5-6,5 кбар). В ядрах куполов отмечены обособления анатектоидных гранитоидов размером в десятки сантиметров и своеобразные пластовые залежи и дайки интрузивных диоритов и биотит-амфиболовых гранодиоритов и гранитов [Гельман, 1963; 1995]. Их пересекают более поздние жилы и штоки биотитовых гранитов. Интрузивы сопровождаются контактовыми преобразованиями метаморфических пород с разложением граната, кордиерита и жедрита и замещением их биотитом, силлиманитом или андалузитом [Гельман, 1961; Давыдов, 1979]. Возраст метаморфизма - ранний мел (жедрититы и амфиболиты), а внедрение поздних калиевых гранитов и контактовый метаморфизм (биотитовые сланцы) датируются серединой мела (табл. 18). Рассчитанная по моим данным К-Аг-изохрона отвечает возрасту 95,5 млн лет при незначительном избытке аргона.

Таблица 18

**Абсолютный возраст метаморфических и гранитоидных пород
Алярмаутского купола Западной Чукотки**

Порода, минерал	Номер образца	Калий, мас.%	Аргон-40 (нг)	Возраст, млн лет
Кристаллический сланец	834/1	4,87	33,7±0,3	97±1
Биотит	834/1	7,45	51,3±1,1	97±2
Кристаллический сланец	836	2,13	14,6±0,1	97±1
Биотит	836	6,93	47,3±0,3	96±1
Амфибол	840/3	0,41	3,4±0,1	116±4
Амфиболит	840/3	0,36	3,2±0,7	124±28
Жедритит*	74/64	1,35	14,6	146
Гранит*	667/3	4,12	32,7	108
Гранит*	638/1	2,88	21,05	100
Гранит*	694/2	3,01	27,4	123
Сиенодиорит*	74/43	3,14	23,1	100

* Данные М.Л.Гельмана [1963]; все определения выполнены в лаборатории СВКНИИ, аналитик А.Д.Люскин.

Гранитоиды, при общей высокой щелочности, эволюционировали от калинатровых к калиевым (табл. 19). Помимо петрохимических данных, их генетическая общность подчеркивается однотипным распределением редкоземельных элементов (рис. 31).

Таблица 19

Состав метаморфических и плутонических пород Алярмаутского купола, мас.%

Окислы	Габбро-диабаз (1)	Амфиболит (1)	Кварцевые диориты (5)	Граниты ранние (5)	Граниты поздние (5)
SiO ₂	48,57	48,99	59,90	71,56	71,80
TiO ₂	1,80	1,59	0,86	0,32	0,28
Al ₂ O ₃	12,98	14,61	18,21	15,05	14,58
Fe _{общ.}	14,35	14,03	5,35	2,41	1,61
MnO	0,21	0,21	0,05	0,03	0,02
MgO	7,47	7,08	3,01	0,57	0,33
CaO	10,89	9,77	4,70	1,79	1,40
Na ₂ O	2,13	2,06	3,67	3,65	3,62
K ₂ O	0,28	0,69	2,90	3,58	5,10
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,18	0,09	0,07
п.п.п	1,16	0,86	1,17	0,83	0,90

Гранитно-метаморфические купола Чукотки сопровождаются ореолами безрудных кварцевых жил, максимум концентрации которых падает на их фланги в зоне зеленосланцевого метаморфизма [Гельман, 1961; Шпикерман, Горячев, 1994]. В то же время у собственно золото-кварцевых жил характерное узловое распределение (см. рис. 30), они тяготеют к наименее эродированным куполам, где обнажены слабофиллитизированные отложения нижнего триаса. Следует

подчеркнуть, что золото-кварцевые жилы обнаружены только в куполах, где в той или иной степени проявлены интрузивы гранитов раннего этапа, а в куполах с мигматитовыми полями золото-кварцевое оруденение отсутствует. Для жил имеются K-Ar-датировки в 121-98 млн лет [Горячев и др., 1994], полностью совпадающие с возрастом метаморфических пород и гранитоидов в куполах.

ГРАНИТОИДЫ

Гранитоидный магматизм в пределах Чукотского террейна развит очень широко и разнообразно. Несмотря на длительную историю изучения магматизма Чукотки [Гельман, 1961;1970;1986; Лугов, 1962; Садовский, 1966; Загрузина, 1965;1977; Милов, 1975;1988; Давыдов, 1976; 1979; Соболев, 1989; Воеводин, Сухов, 1976; Стриха, 1990; 1991; Дорофеев, 1980; 1983], сводные работы крайне немногочисленны. Одни исследователи рассматривали единый эффузивно-интрузивный комплекс [Загрузина, 1965; Тибилев, 1986; Гельман, 1964; Геология СССР, 1970], разделяя его на две одновременные фазы: раннюю (более основную) и позднюю (более кислую). Другие выделяли два комплекса или формации [Садовский, 1981; Соболев, 1989; Милов, 1988], также отличающиеся по основности и близкие по возрасту. Третьи отдавали предпочтение более подробно делению [Воеводин, Сухов, 1976; Лугов, 1962; Иванов, 1969; Дорофеев, 1980].

Такое разнообразие точек зрения объясняется большим сходством состава пород и влиянием тектонических процессов, происходивших в Южно-Ануйской системе и в ОЧВП. В целом же большинство исследователей отмечают калиевый характер магматизма и его повышенную щелочность. Имеющиеся в моем распоряжении материалы по составу гранитоидов Алярмаутского поднятия (см. табл. 19) свидетельствуют о наличии в пределах центральной зоны Ануйского субтеррейна двух серий гранитоидных пород, которые, судя по особенностям распределения редких элементов (рис. 32), формировались в обстановках вулканических дуг и коллизии. Интрузивы более молодых гранитов обладают повышенной щелочностью и по распределению Rb, Y, Nb на диаграмме Пирса [Pearce et al., 1984] относятся к коллизионным (см. рис. 32). По данным В.Е.Стрихи [1990], в пределах юго-западного фланга Ануйского субтеррейна устанавливается латеральная зональность относительно Нутесынской дуги. Она выражена в смене с юго-запада на северо-восток плутонов натровой габбро-гранитной серии плутонами калиевой монцонит-гранитовой. Сходная латеральная зональность отмечается здесь и для вулканических пород: от преобладающей роли базальтов и андезитов к широкому развитию дацитов и риолитов [Стриха, 1990]. В Чаунском субтеррейне породы натровой серии практически неизвестны и, видимо, перекрыты более молодыми вулканитами ОЧВП. Такая зональность, возможно, отвечает магматической зональности активных континентальных окраин. В Чаунском субтеррейне А.П.Соболев [1989] выделил три группы интрузивов гранитоидов: (1) зональные интрузивы биотит-амфиболитовых гранитов, адамеллитов до гранодиоритов и монцонитов в краевых фациях; (2) массивы сложного строения с фазовыми соотношениями от диоритов-габбродиоритов (1-я фаза) до биотит-амфиболовых гранодиоритов и гранитов (2-я фаза); (3) массивы биотитовых гранитов и лейкогранитов без расчленения их на какие-либо комплексы, ссылаясь на отсутствие четких взаимоотношений. В то же время С.Ф.Лугов [1962], В.Н.Воеводин [Воеводин, Сухов, 1976] и О.Н.Иванов [1966] убедительно показали различия выделенных групп массивов, обосновав отнесение их к трем комплексам, существование которых было подтверждено и геохимическими исследованиями В.Д.Козлова с соавторами [1985;1988;1991] и Б.А.Кулешова с соавторами [1988].

Анализ литературных данных позволяет говорить о наличии в пределах Чукотского террейна пяти гранитоидных комплексов: габбродиорит-гранодиоритового, гранодиорит-гранитового, гранит-лейкогранитового, редкометалльных гранитов и габбросиенитового. По геохронологическим данным, они сформировались в два этапа - раннемеловой и позднемеловой [Милов 1988; Дудкинский и др., 1994]. Тесная сближенность их во времени и пространстве, наличие полиформационных плутонов [Стриха, 1991], близость составов затрудняют выделение генетических типов гранитоидов. Можно лишь предполагать, что в Чукотском золотоносном поясе существуют гранитоиды, связанные: (1) с Южно-Ануйской системой (Нутесынской дугой); (2) с ОЧВП и (3) собственно чукотские гранитоиды - продукты коллизионного процесса.

КРАТКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

С гранитоидами нижнего мела ассоциируют позднесинтектоническое золото-кварцевое оруденение и редко оловянное, а с гранитоидами верхнего мела - олово-вольфрамовое, посттектоническое золото-кварцевое и, возможно, золото-сульфидное [Лугов, 1962; Часовитин, 1964; 1966; 1970; Волков, 1990; Воеводин, Сухов, 1976 и др.]. С вулканитами ОЧВП связаны золото-серебряные, сурьмяно-ртутные и олово-полиметаллические месторождения [Сидоров, 1966; О.Н.Иванов, 1966 г.].

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В пределах Чукотского террейна золото-кварцевые жилы известны почти во всех структурных подразделениях. Большинство наиболее известных месторождений Анюйского и Чаунского субтеррейнов имеют характерное узловое распределение в пространстве, тяготеют к купольным горст-антиклинорным структурам, на что неоднократно указывали разные исследователи [Лугов, 1962; Загрузина, 1965; Тильман, 1973; М.Л.Гельман, 1965 г.; Геология СССР, 1970 и др.]. При этом максимальная их концентрация наблюдается в куполах, ядра которых составляют отложения нижнего триаса. Однако следует отметить, что золото-кварцевые жилы известны только в куполах, где в той или иной форме проявлены интрузии гранитоидов раннего этапа. Относительно небольшое количество золото-кварцевых жил располагается в Раучуанской зоне, разделяющей оба субтеррейна, где они четко контролируются зонами разломов северо-западного простирания (см. рис. 30), рассекающими меловые песчаники кроющего комплекса. Позиция этих жил близка к позиции жил в Паляваамской зоне разломов. Здесь они тесно ассоциируют с субвулканическими интрузивами мелового возраста ОЧВП.

Золото-кварцевым жилам Чукотки посвящен ряд работ [Садовский, 1966; Часовитин, Позняк, 1968_{1,2}; Давиденко, 1975; Аксенова, 1978; Волков, 1990 и др.]. Анализируя материалы указанных исследователей, а также данные геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 [Д.Ф.Егоров, 1964 г.; Г.М.Сосунов, 1962 г.; И.И.Акрамовский, А.И.Григорьев, 1979 г.; В.П.Полз, 1979 г.; В.П.Аркавий, 1981 г. и др.], можно выделить три типа золото-кварцевых жил: ранние аккреционные, поздние аккреционные и постаккреционные.

Ранние аккреционные золото-кварцевые жилы отличаются невысокой золотоносностью и региональным распространением. Их выделяли в качестве ранних жил Д.Ф.Егоров [1964 г.] в Пауктуваамском поднятии (Алискеровский узел), А.М.Авдеев [1957 г.] в Кэпервеемском, А.И.Садовский [1965] в Алярмаутском. Эти образования очень сложной формы, насыщают складчатые отложения, приспособившись к замкам складок [Садовский, 1965]. Часто они образуют ветвящиеся тела, залегающие обычно согласно со слоистостью вмещающих пород, иногда формируют небольшие линзы и гнезда в них. Протяженность жил первые десятки, реже сотни метров, мощность до 1-2 м. Обычно они формируют вытянутые параллельно складчатости полосы шириной 100 м и длиной первые километры [А.М.Авдеев, 1957 г.]. Эти жилы сложены массивным молочно-белым мелкозернистым кварцем с кальцитом и редкими сульфидами (пирит, халькопирит, очень редки арсенопирит и галенит). Содержание золота в них обычно 0,2-0,4 г/т, иногда 1-2 г/т. В.И.Шпикерман [1992 г.] отметил зональное расположение жил этого типа относительно куполов регионального метаморфизма: от единичных жил и прожилков в зонах амфиболитовой фации с увеличением их числа при постепенном ослаблении метаморфизма (биотитовая, хлоритовая ступени зеленосланцевой фации) и максимальным развитием в поздне триасовых, слабометаморфизованных терригенных породах. Эти наблюдения, а также признаки контактового метаморфизма жил со стороны даек диоритовых порфиритов нижнего мела [Н.Ф.Курбанов, 1958 г.; Садовский, 1965; А.В.Авдеев, 1952 г.] позволяют отнести их к метаморфогенным гидротермальным образованиям, синхронным формированию метаморфических нижнемеловых куполов. Для таких жил нехарактерны изменения боковых пород [Давиденко, 1975].

Поздние аккреционные золото-кварцевые жилы составляют основу Чукотского пояса. Они тяготеют к горст-антиклинорным поднятиям, окруженным синтектоническими гранитоидами. Чаще это короткие по простиранию (редко до 100-200 м и более) линзовидные секущие и пластовые жилы или протяженные (несколько километров) зоны брекчированных и минерализованных кварцем с сульфидами (до 5 %) пород. Обычны лестничные жилы в силлах и дайках древних триасовых габ-броидов. В дайках диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиритов известны зоны штоквер-

глубинных разломов северо-западного простираения. Они слагают небольшие по протяженности зоны штокверкового прожилкования, дробления и линзовидные жилы в экзоконтактовых частях позднемеловых гранитоидов. В составе жил, кроме кварца, устанавливаются арсенопирит, леллингит, вольфрамит, сульфотеллуриды и теллуриды висмута, золото и ряд других минералов. Золотоносность их неравномерная и в целом невысокая.

Примеры месторождений

Месторождение Каральвеем (рис. 33) расположено в западной части Кэпервеемского горст-антиклинория, сложенного песчано-сланцевыми отложениями нижнего триаса с большим количеством силлов габбро-диабазов различной мощности и протяженности [Садовский, 1965; Давиденко, 1975]. Месторождение приурочено к серии таких диабазовых тел, смятых вместе с вмещающими породами в узкие крутые складки. Золото-кварцевые жилы локализованы в той их части, которую пересекают разрывы северо-западного простираения, образующие продольную зону разломов глубокого заложения [Д.Ф.Егоров, 1965 г.]. Золотоносные кварцевые жилы выполняют системы лестничных трещин в пластовых телах габбродиабазов, реже выходят за их пределы либо располагаются вдоль контактов силлов. При переходе в осадочные породы жилы обычно разветвляются на серии субпараллельных прожилков. Основные жилы преимущественно северо-западного и субширотного простираения, часто сопровождаются апофизами и зонами кварцевых прожилков. По падению и простираению в них нередки пережимы [Давиденко, 1975]. Падение рудных тел как пологое - 20 - 45° (жила № 8.5), так и более крутое - 45 - 65° (жила № 3) на северо-восток. Мощность жил небольшая, редко превышает 1-1,5 м.

Жилы сопровождаются отчетливыми зонами околожилных метасоматитов (прил., рис. 34) с мощностью, сопоставимой с мощностью жил. Метасоматиты сложены карбонатами, альбитом, хлоритом, серицитом, минералами эпидот-цоизитовой группы [Давиденко, 1975]. Несмотря на основной состав вмещающих пород, характер изменений промежуточный между лиственитами и березитами, ближе к последним. В метасоматитах постоянно отмечается вкрапленность призматических кристаллов арсенопирита.

В жилах выявлено небольшое количество рудных и жильных минералов; в основном это кварц (90-95%), карбонаты (до 3%), мусковит, шеелит и сульфиды (2,5%). Среди последних известны арсенопирит (2%), пирит, галенит, халькопирит и сфалерит. Следует отметить наличие аксинита и берилла. Берилл-аквамарины заметно распространены и часто обнаруживаются в кварцевых жилах вместе с шеелитом и карбонатами. Золото тесно ассоциирует с галенитом, реже с арсенопиритом, распределено весьма неравномерно. Размер золотин колеблется обычно в пределах 0,06-1,5 мм [Давиденко, 1975], но нередки и крупные скопления размером в первые и более сантиметры, весом до килограмма [Городинский, Цопанов, 1975]. Около 1,1% Au весьма мелкое и находится в арсенопирите.

В рудах выделяется несколько минеральных ассоциаций, последовательно выполняющих трещинные полости. Среди разных исследователей нет единого мнения о количестве и порядке последовательности этих ассоциаций [Давиденко, 1975; Ольшевский, 1976; И.С.Раевская, 1981 г.; Давыдов, 1983]. Наблюдения над образцами и шлифами коллекции И.С.Раевской позволяют выделить два этапа формирования жил: собственно кварцево-рудный и этап хрусталеобразования и переотложения. Собственно кварцево-рудный этап представлен арсенопирит-шеелит-кварцевой ассоциацией (возможно, с аквамаарином) и золото-полиметаллической с карбонатом. Вероятно, к этой же ассоциации следует отнести мусковит. Этап хрусталеобразования характеризуется горнохрустально-гидрослюдистой ассоциацией с переотложенным золотом (в виде самородков) и с кальцитом. Положение пострудной кварц-кальцит-пиритовой ассоциации неясно, возможно, она сформировалась до этапа хрусталеобразования. Согласно данным Н.М.Давиденко [1975], в рудных телах (участок "Промоина") отмечены элементы вертикальной зональности. Они выражаются в переходе жилы №3 с глубиной в минерализованную зону прожилкового окварцевания и сульфидизации. Нижние горизонты отличаются более совершенными и крупными кристаллами арсенопирита, заметно меньшим количеством галенита и меньшими размерами золотин (1-4,6 мм - верх и 0,1-1,6 мм - низ). Возраст оруденения Каральвеемского месторождения датирован К-Аг-методом по слюдам и изотопным отношениям свинца галенитов [Давиденко, 1975]. Согласно Н.М.Давиденко, возраст по галениту - 130 млн лет, по мусковиту - 96 млн лет. По данным лабора-

тории изотопной геохимии и геохронологии СВКНИИ, К-Аг-возраст слюд и кварцевых жил - 122-98 млн лет.

Месторождение Совиное (рис. 35) находится в Чаунском террейне среди палеозойских пород (D_3-C_1), слагающих ядерную часть Куульской антиклинорной зоны [Волков, Воронин, 1993]. Месторождение расположено в северо-западном крыле Рывеевской антиклинальной складки, образованной терригенно-карбонатными отложениями среднего карбона. Оруденение контролируется пересечением разломов северо-восточного и северо-западного простирания [Волков, Воронин, 1993; Волков, 1995]. Согласно данным указанных исследователей, седловидные золотоносные кварцевые жилы приурочены к замку складки и локализируются в углистых терригенных породах (переслаивание тонкозернистых песчаников с углистыми сланцами), нередко интенсивно смятых и будинированных. Вероятнее всего, эти породы фиксируют зону разлома, вмещающую милонитизированные породы и кварцево-жильные тела сложной морфологии, в том числе и седловидные жилы.

В рудном поле осадочные породы испытали незначительный метаморфизм хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации; магматические породы неизвестны, но, по геофизическим данным, на глубине предполагается гранитный интрузив. В рудном поле выявлено две разновозрастные группы кварцевых жил: безрудные кварцевые с пиритом и кальцитом и рудные арсенопирит-кварцевые с золотом. По наблюдениям И.С.Раевской (устное сообщение, 1993 г.), безрудные жилы залегают согласно слоистости пород и пересекаются арсенопирит-кварцевыми жилами на северном фланге рудного поля в плотике россыпи. Морфология рудных жил весьма изменчива - от крутых плитообразных жил до зон сложных прожилков разной ориентировки. По мнению А.В.Волкова и И.А.Воронина [1993], основные жилы имеют седловидную форму и аналогичны жилам Бендиго. Однако, по описанию этих исследователей, а также по наблюдениям И.С. и Ф.Б. Раевских [1979 г.], жилы, вероятнее всего, представляют собой кварцево-жильные тела сложной морфологии в пластичносмятых и милонитизированных сланцевых толщах в зоне крупного разлома. Протяженность рудных жил от 120 до 800 м при мощности 0,3-2,5 м [Волков, Воронин, 1993]. Околожильные изменения проявлены незначительно и макроскопически незаметны. По моим наблюдениям, в образцах, любезно предоставленных И.С.Раевской, и по данным А.В.Волкова и И.А.Воронина, в рудах помимо кварца (95%) известны карбонат (анкерит), арсенопирит, пирит, редко встречаются галенит, сфалерит и золото и очень редко халькопирит, пирротин, бурнонит и марказит. Микрзондовыми исследованиями в жилах установлен изоклейкит и ряд других сульфовисмутидов [Гончаров, Альшевский, 1991]. Эти минералы образуют арсенопирит-кварцевую и золото- полиметаллическую с карбонатом ассоциации. Золото связано преимущественно с кварцем, реже с галенитом и арсенопиритом; в рудах оно распределено неравномерно. Преобладает золото размером более 1 мм с пробой 750 - 950 ед. [Волков, Воронин, 1993].

Средне-Ичувеевское месторождение находится на водоразделе р. Средний Ичувеев и руч. Средний. Рудное поле приурочено к своду антиклинальной складки, сложенной песчано-сланцевыми породами карнийского яруса [И.И.Акрамовский, А.И.Григорьев, 1979 г.]. Складка имеет субширотное простирание и небольшой размах крыльев. Оруденение контролируется линейной зоной крутопадающих разрывов, служащих, вероятно, поверхностным выражением крупного глубинного разлома [Часовитин, Позняк, 1968₂]. Площадь рудного поля около 2 км² (рис. 36); в его пределах выделено около 30 кварцевых жил сложной морфологии и незначительной (10 - 100 м) протяженности. Мощность жил невелика (0,05 - 0,4 м) и изменчива. Жилы нередко переходят в системы ветвящихся прожилков или в зоны брекчирования вмещающих пород, сцементированных кварцем. Углы падения жил 30-90°, простирание их обычно северо-западное. Жилы тесно ассоциируют с дайками лампрофилов и гранит-порфилов позднемелового возраста [Часовитин, Позняк, 1968₂; Коровкин, Тибилов, 1968], часто пересекая их. Сложение жил массивное, брекчиевидное с многочисленными мелкими ксенолитами песчаников и сланцев [Лугов, 1962]. В составе жил, помимо кварца и карбонатов, установлены пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, антимонит, пираргирит, галенит, джемсонит и золото; отмечаются также вольфрамит и шеелит [Лугов, 1962; И.И.Акрамовский, А.И.Григорьев 1979 г.]. В размещении рудной минерализации В.О.Позняк [Часовитин, Позняк, 1968] отметил элементы зональности относительно небольшого (3 км) интрузива гранодиоритов и гранит-порфилов: (1) турмалин-кварцевые жилы с вольфрамитом, шеели-

том, пирротином, арсенопиритом и незначительным количеством золота; (2) арсенопирит-кварцевые жилы с галенитом, халькопиритом и золотом; (3) карбонат-кварцевые жилы с сульфидами и сульфосолями и золотом; (4) жилы колломорфного кварца с сульфидами, сульфосолями, антимонитом, теллуридами серебра(?) и золотом. Наличие последней зоны отражает, вероятно, вертикальную зональность оруденения. Такая зональность не исключает сочетания в пределах рудного поля посттектонических золото-кварцевых и золото-редкометалльно-кварцевых жил. Золото тесно ассоциирует с галенитом и сульфосолями, реже с арсенопиритом. Распределение его крайне неравномерное, обогащенные участки приурочены к пережигам жил и местам их выклинивания. Обычно содержание золота 1-10 г/т, в бонанцах - 450-3000 г/т; пробность - около 850 ед. Месторождение недоизучено, его оценочные запасы около 5 т.

Месторождение г. Сыпучая (Сыпучее) располагается в 35 км южнее Средне-Ичувеевского. Оно описано А.А.Сидоровым [1966] в группе золото-серебряных рудопоявлений в осадочных флишоидных толщах верхнего триаса, затем было отнесено А.В.Волковым [1989; 1990] к поздним золото-кварцевым жилам. Это рудопоявление, согласно вышеуказанным авторам, находится в западной части Паляваамской зоны разломов среди песчано-сланцевых отложений норийского яруса, смятых в пологие брахиформные складки. Рудные тела - это зоны брекчированных осадочных пород, иногда слабоороговикованных, сцементированных шестоватым мелкокристаллическим кварцем, изредка переходящим в метаколлоидный тонкозернистый кварц. Такие брекчиевидные залежи (зоны) залегают согласно напластованиям пород (рис. 37) и сопровождаются дайками субвулканических андезибазальтов и лампрофиров. Околожилные изменения незначительны и представлены окварцеванием и серицитизацией вмещающих пород. Рудные тела локализованы в параллельных зонах пологопадающих (10-30°) разрывов, субсогласно ориентированных элементам залегания рудовмещающих песчаников. Они отчетливо пересекают позднемеловые дайки и, по данным А.В.Волкова [1990], являются "минерализованными зонами дробления, вмещающими осевые кварцевые жилы". Эти зоны насыщены тонкоигольчатым арсенопиритом и мелкими кристаллами пирита. В кварцевых жилах отмечены галенит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, сульфосоли свинца, антимонит и высокопробное (900-920 ед.) золото [Волков, 1990]. А.В.Волков выделил три стадии формирования оруденения: (1) вкрапленную пирит-арсенопиритовых руд, (2) золото-полисульфидно-кварцевую и (3) антимонит-кварцевую, секущую продукты предыдущих стадий. Золото в рудах Сыпучего месторождения распределено крайне неравномерно, обычно 2-5 г/т, в бонанцах - до нескольких кг/т.

Типичным для золото-редкометалльно-кварцевых жил является наиболее известное **месторождение Пельвунтыкойнен** (описание основано на данных М.Е.Городинского [1963], Н.И.Чемоданова [1966], В.И.Найбородина [1966]). Оно открыто Г.Я.Беликом в 1957 г. Месторождение находится в северо-западном экзоконтакте Пельвунтыкойненского гранитоидного интрузива, сложенного биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранодиоритами и гранодиорит-порфирами. Массив прорывает песчано-сланцевые отложения позднего триаса, раучуанской свиты раннего мела и раннемеловые эффузивы ОЧВП. Абсолютный возраст гранитоидов 75 млн лет. Золотоносные кварцевые жилы тесно ассоциируют с дайками - апофизами гранодиорит-порфиров. Мощность жил 0,15-0,3 м, протяженность десятки, реже сотни метров. Жилы представляют собой массивные линзовидные, реже плитообразные тела с брекчиевой текстурой в призальбандовой части. Они сложены мелко-среднезернистым серовато-белым кварцем (96-97%), содержащим редкие изолированные гнезда и вкрапленность рудных минералов. Последние группируются в мелкие и тонкие (1-5 мм) полоски в призальбандовых частях жил. В их составе преобладают арсенопирит, леллингит, реже встречаются пирит, висмутин, висмут, золото, тетрадимит. Золото мелкое (0,04-0,08 мм, реже до 0,15), тесно ассоциирует с минералами висмута. Проба его колеблется от 756 до 820 ед. [Найбородин, Сидоров, 1973]; содержание в жилах достигает 22-100 г/т. В жилах, помимо As, Bi, Te, спектральным анализом установлены Sb, Pb, Ni (более 0,1%). Околожилные метасоматиты проявлены крайне незначительно (окварцевание, серицитизация, хлоритизация). С этим же гранитоидным интрузивом тесно связаны мелкие месторождения олова, молибдена и вольфрама. Отношения между обоими типами посттектонических жил неясны. Вполне

вероятна классическая последовательность - от более высокотемпературных редкометалльных к среднетемпературным золото-кварцевым.

ВОЗРАСТ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ

Образование золото-кварцевых жил Чукотки тесно связано с процессами формирования гранитно-метаморфических куполов, ранним этапам становления которых (144-120 млн лет) соответствует возникновение раннесинтектонических, метаморфогенных жил, а поздним (внедрение разновозрастных гранитоидов - 120-100 млн лет) - позднесинтектонических жил. Метаморфогенные жилы в принципе золотоносны, но промышленного интереса не представляют. Самыми продуктивными являются позднесинтектонические и посттектонические (позднемеловые) золото-кварцевые жилы. Они четко различаются по геотектоническим позициям и вещественному составу. Их формирование обусловлено процессами коллизии (позднесинтектонические жилы) и тектоно-магматической активизации (посттектонические жилы) в связи с образованием окраинно-континентального вулканогенного пояса (ОЧВП).

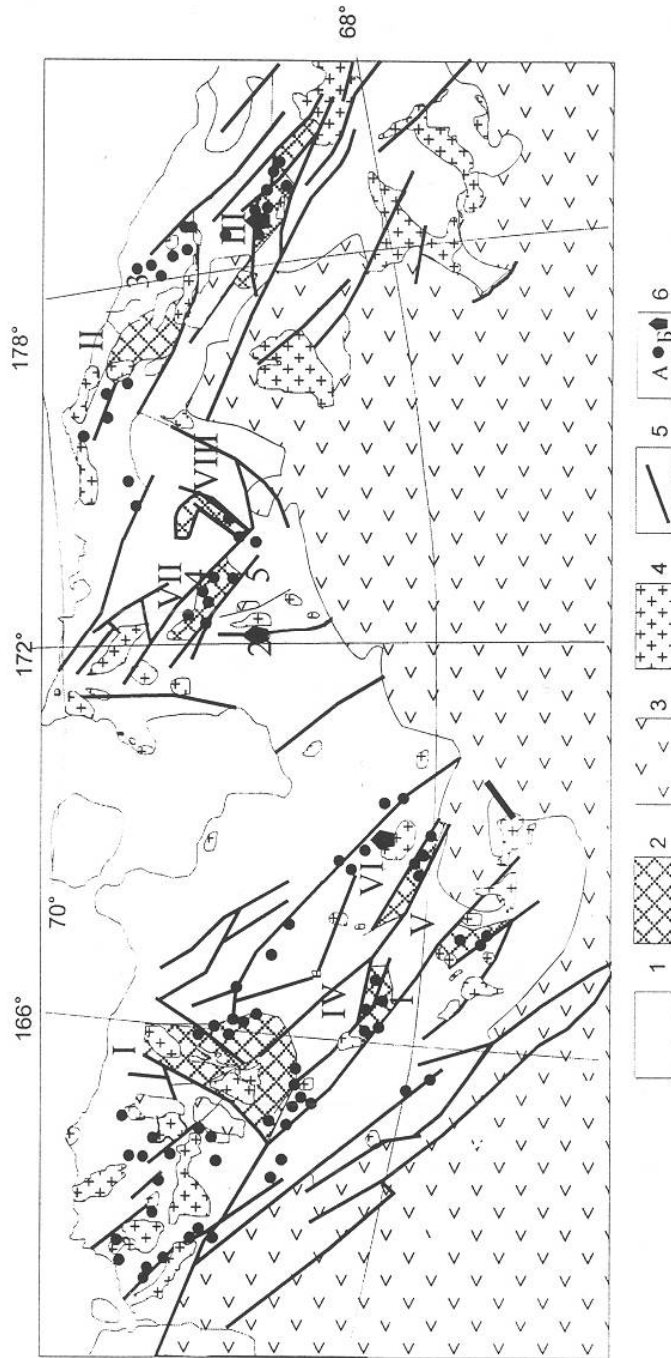


Рис. 30. Чукотские золото-кварцевые жилные ареалы (по Н.А.Горячеву [1997] с изменениями): 1 - осадочные породы палеозойско-мезозойского возраста; 2 - гранитно-метаморфические купола: эродированные - I-Алярмаутский, II-Велиткенайский, III-Куаквуньский; слабоэродированные - IV,VI-Кэлрвеевский, V-Алискеровский, VII-Ичувеевский, VIII-Кукнейский; 3 - вулканические породы позднелюрско-раннемелового и мелового возраста; 4 - гранитоиды мелового возраста; 5 - разломы; 6 - золото-кварцевые жилы (А), золото-редкометалльно-кварцевые жилы (Б). Месторождения: 1 - Каральвеев, 2 - Пельвунтыкойнен, 3 - Совиное, 4 - Средне-Ичувеевское, 5-Сыпучее

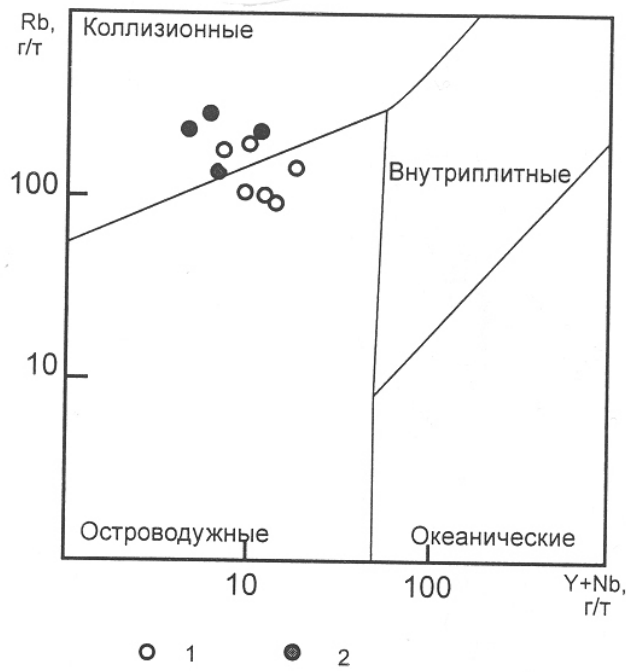


Рис. 31. Дискриминантная Rb-Y+Nb диаграмма [Pearce et al., 1984] для гранитоидов Алярмаутского гранитно-метаморфического купола (Чукотка): 1 - гранитоиды раннего комплекса; 2 - граниты позднего комплекса

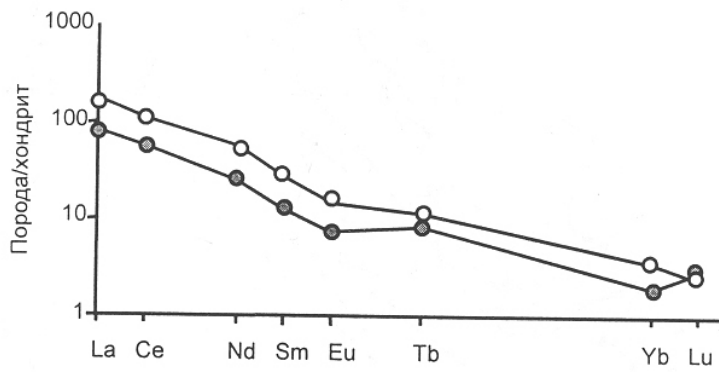


Рис. 32. Распределение редкоземельных элементов в гранитах Алярмаутского гранитно-метаморфического купола (Чукотка). Условные обозначения см. на рис. 31

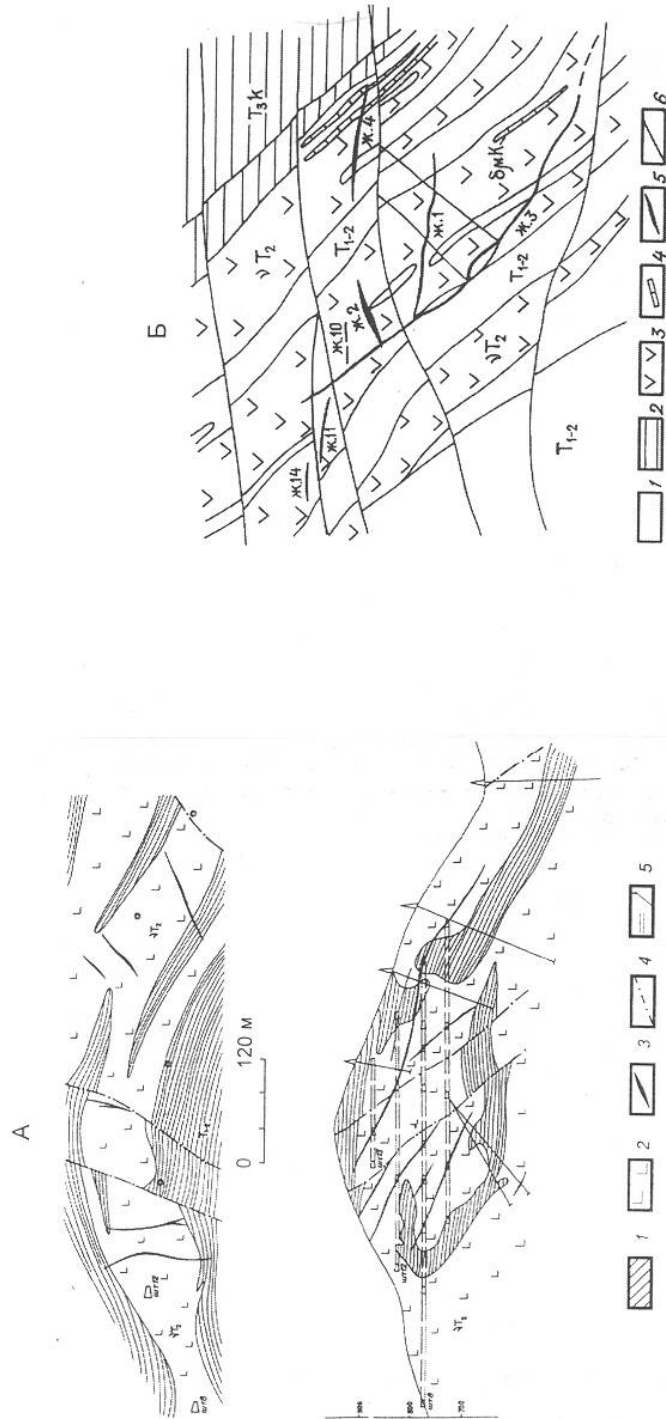


Рис. 33. Каральвеемское месторождение: А - участок "Безьямный" (по Ф.Б.Раевскому [1979 г.], Н.А.Горячеву и др. [1994]); Б - участок "Промойна" (по Н.М.Давиденко [1975]); А - 1 - песчано-сланцевые отложения раннего триаса; 2 - силлы габбро-диабазов; 3 - золотокварцевые жилы; 4 - разрывные нарушения; 5 - горные выработки. Б - 1 - нижнетриасовые отложения; 2 - верхнетриасовые отложения; 3 - раннетриасовые габбро-диабазы; 4 - поверхностные горные выработки; 5 - рудные тела; 6 - разрывные нарушения

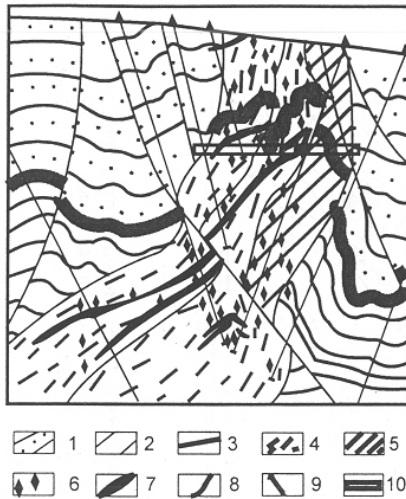


Рис. 35. Схематический геологический разрез через рудную зону месторождения Совино, авторская интерпретация данных А.В.Волкова [1995]: 1-3 - палеозойские отложения: песчаный перекрывающий горизонт (1), флишевый горизонт (2), стратиграфическая граница между горизонтами (3); 4 - зона смятия, расланцевания и будинажа; 5 - штокверк; 6 - ореолы арсенопиритизации; 7 - золото-кварцевые жилы (стержневые жилы зоны смятия); 8 - разломы; 9 - скважины; 10 - кваршлаг

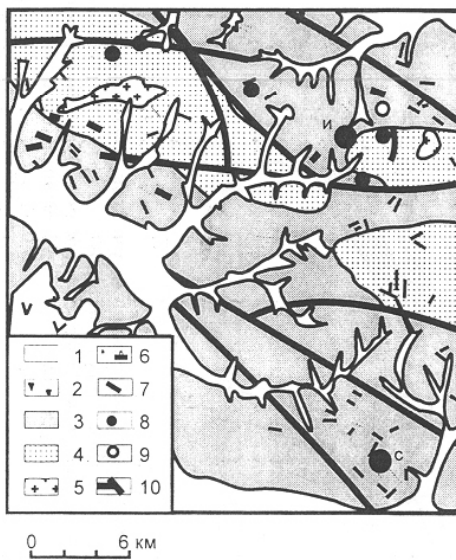


Рис. 36. Схема геологического строения Ичуеemского рудного поля: 1 - аллювиальные отложения; 2 - вулканические комплексы Охотско-Чукотского пояса; 3 - поздне триасовые осадочные породы; 4 - ранне-среднетриасовые осадочные породы; 5 - штоки гранитоидов; 6 - дайки: лампрофиров и диорит-порфиров (а) и гранодиорит-порфиров (б); 7 - кварцевые жилы и их развалы; 8 - золото-кварцевые месторождения и рудопроявления (И - Средне-Ичуеemское; С - Сыпучее); 9 - вольфрамовое рудопроявление; 10 - разломы

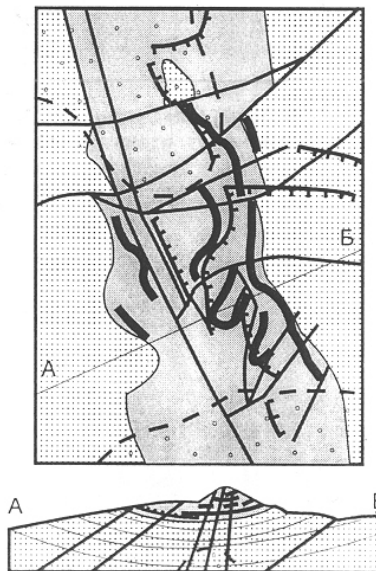


Рис. 37. Схема геологического строения и разрез месторождения Сыпучее (по А.В.Волкову [1990] с упрощениями): 1 - норийская пачка рудовмещающих песчаников; 2 - карнийская, существенно алевролитовая пачка; 3 - дайки лампрофиров; 4 - ореолы контактово-измененных пород; 5 - рудные зоны; 6 - разрывные нарушения

ГЛАВА 8. ЯНО-КОЛЫМСКИЙ ПОЯС ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

Этот крупнейший и старейший на Северо-Востоке Азии золотоносный пояс прослеживается в северо-западном направлении на расстояние более 1100 км при ширине до 200 км на юго-востоке - в бас. верховьев р.Колыма, сужаясь до 100 км в бас. р.Яна (рис. 38). За весь период добычи золота из россыпей и рудных месторождений было добыто не менее 3500 т.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В геологическом отношении золотоносный пояс располагается в основном в зоне интенсивной складчатости "Куларо-Нерского сланцевого пояса" Верхоянской пассивной окраины, пронизанной многочисленными интрузиями пестрого состава, различной формы и размеров и выделяемой мной в качестве Яно-Колымской коллизионной зоны [Goryachev, 1995]. Она маркирует область столкновения структур Индигиро-Олойского супертеррейна с пассивной окраиной Сибирского континента. В составе зоны выделяются две крупные линейные структуры - антиклинорная (юго-западная), состоящая из преимущественно триасовых и пермских отложений (Адыча-Эльгинско - Аян-Юряхская), и синклинорная (северо-восточная), сложенная осадками триас - юрского возраста (Иньяли-Дебинская). На юго-восточном фланге они сочленяются со структурами Вилигинского террейна (Балыгычанское поднятие, Арманский синклинорий). В строении этой зоны, представляющей собой участок деформированного фрагмента континентального склона, участвуют терригенные породы непрерывного разреза верхоянского комплекса от перми (Аян-Юряхский антиклинорий, Балыгычанское поднятие) до поздней юры (Иньяли-Дебинский синклинорий). Они прорваны дайками и разнообразными интрузивами (от габбро-перидотитов до лейкогранитов и гранит-порфиров) юрского - мелового возраста. В значительно меньшей степени представлены вулканогенные образования триаса (?) (риолиты Сарылахского узла) [Недосекин и др., 1991], ранней юры (базальты и риолиты Кобьюминского грабена, диабазовые дайки и силлы Верхне-Индигирского района), раннего мела (субвулканические интрузии и риолиты Тарынской и Муннычанской структур) и позднемеловые осадочные и вулканические породы (Аркагалинская впадина, пояс субвулканов хр. Черского и др.). По данным многочисленных исследователей [Геология СССР, 1970; Чехов, 1976; 1990; Геология..., 1981; Парфенов, 1984 и др.], разрез осадочных пород в целом для пояса непрерывный, исключая только местные несогласия. Максимально развиты в Яно-Колымском поясе породы позднего триаса, ранней и средней юры.

Эти отложения представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами и редкими конгломератами. Особенности отложений, глубоководные черты осадков, вплоть до кремнистых раннеюрских, отсутствие четко выраженной сортировки, наличие следов оползания и мутьевых потоков, флишоидность и т. д. соответствуют обстановкам континентального склона или его подножия и позволяют относить эти отложения к турбидитам [Натапов, Сурмилова, 1986; Бергер, 1990]. Для верхней части разреза (бат - поздняя юра) типична заметная примесь вулканического материала, увеличивающаяся к северо-востоку [Натапов, Сурмилова, 1986] и юго-востоку [Чехов, 1976]. Углисто-глинистые сланцы характеризуются повышенными содержаниями органического углерода (до 3,5%) и некоторыми исследователями относятся к черносланцевым образованиям [Злобин, 1992]. А.Д.Чехов [1976; 1990] в составе осадочных пород, выполняющих синклинорную зону, выделяет завершённый формационный ряд, состоящий из аспидной, флишевой и шлировой формаций. Эти отложения смяты в интенсивные линейные, гребневидные и иногда опрокинутые складки северо-западного простирания [Чехов, 1976], менее типичные для антиклинорной Адыча-Эльгинско - Аян-Юряхской зоны, где появляются брахиформные положительные структуры, нередко разделенные щелевидными синклиналями (Эльгинское поднятие).

Иньяли-Дебинский синклинорий - крупнейший элемент Яно-Колымской коллизионной зоны. Детально он был изучен А.Д.Чеховым [1976; 1990], который выделил в его составе юго-западное и северо-восточное крылья и осевую зону, разделенные крупными разломами. Юго-западное крыло образовано ритмично-слоистой толщей верхнего триаса, смятой преимущественно в линейные складки шириной 7-12 км и длиной до 60 км [Чехов, 1976] с общим наклоном зеркала складчатости в сторону осевой зоны [Чехов, 1990]. Осевая зона состоит из юрских флишоидных толщ, преобразованных в линейные, сильно сжатые складки. Для северо-восточного крыла, сложенного триасо-

во-юрскими породами, предполагается мозаично-блоковая складчатая структура [Чехов, 1990]; в нем также широко развиты надвиги. Юго-западное крыло и осевая зона служат вмещением многочисленных даек и интрузивов гранитов (особенно на юго-восточном фланге), а для северо-восточного крыла типично присутствие крупных батолитоподобных тел гранитов и (вдоль его границы с Омудевским террейном) вулканитов УЯВП.

В Адыча-Эльгинско - Аян-Юрхскую антиклинорную зону мной объединены складчатые структуры, известные как Джолакагский, Нера - Омчугский мегантиклинории и Верхне-Индибирский мегасинклинорий, и северо-восточная часть Адычанского брахимегантиклинория [Тектоника Якутии, 1975]. Они сложены пермскими и триасовыми ритмично-слоистыми песчано-сланцевыми отложениями значительной мощности, в которых отмечаются прослои вулканогенного материала (туфы, изредка лавы андезитов), наиболее характерные для Аян-Юрхского антиклинория (южной части Нера-Омчугского мегантиклинория). В триасе на месте этих структур существовали глубокие прогибы [Геология СССР, 1970; Чехов, 1990; Бергер, 1990] троговой природы [Бергер, 1982; 1990], для которых типичны складки различной морфологии (от линейной до брахиформной) и различных размеров промежуточного типа. В этих районах в позднем триасе проявлялось тектоническое скупивание вследствие раздвиговых процессов в смежных территориях [Чехов, 1990], например, в связи с возникновением юрского Иньяли-Дебинского трога [Репин, Полуботко, 1996].

Важную роль в строении Яно-Колымской коллизии играют крупные разломы, например, Дарпир, Чай-Юрьинский, Адыча-Тарынский и Чаркы-Индибирский. Все эти разломы имеют единое северо-западное генеральное простирание и плоскости падения, наклоненные под разными углами на северо-восток [Чехов, 1973; Гусев, 1979]. Кроме разломов этой системы отмечаются и субмеридиональные, субширотные и северо-восточные [Чехов, 1973].

Северо-западные разломы. *Адыча-Тарынский* (или Адыча-Эльгинский) разлом прослежен от устья р.Адыча до верховьев р.Тарын [Владимиров, 1973; Гусев, 1979] и далее на юго-восток как Тенькинский разлом до Охотско-Чукотского пояса [Шахтыров, 1997] на расстояние около 2000 км. Этот разлом контролирует мощности и фации триасово - юрских отложений, размещение гранитоидных интрузивов и золотое оруденение. На поверхности он выражен неотчетливо и представляет собой зону сближенных нарушений повышенной трещиноватости мощностью около 200 м [Владимиров, 1973]. Однако он уверенно фиксируется на космоснимках [Архипов и др., 1981_{1,2}], геофизическими методами [Гуторович и др., 1978] и проявляется в виде системы субпараллельных взбросов с плоскостями падения на северо-восток (иногда переходящих в надвиги) шириной от 15 до 40 км [Архипов и др., 1981_{1,2}]. *Чай-Юрьинский* разлом детально описан А.Д.Чеховым [1973; 1976] и Г.С.Гусевым [1979]. Этот разлом протяженностью около 1000 км отделяет юрские отложения "Дебинского трога" от пермских и триасовых в Аян-Юрхском антиклинории и Адыча-Эльгинской зоне. Плоскость разлома наклонена к северо-востоку, вертикальная амплитуда 1-3 км, а правосторонние сдвиговые перемещения достигают десятков километров [Чехов, 1973]. Мощность зоны дробления и смятия около 1 км. В геофизических полях разлом отчетливо выражен гравиметрической ступенью [Ващилов, 1963]. На левобережье р.Индибирка Чай-Юрьинский разлом сменяется протяженным *Чаркы-Индибирским* надвигом [Архипов и др., 1981₁], по которому батские отложения надвинуты на триасовые. Эта крупная шарьяжная структура простирается на расстояние более 400 км и характеризуется суммарными горизонтальными перемещениями в 30-50 км [Архипов и др., 1981₁]. Время формирования надвига указанными авторами определяется как среднеюрско - раннемеловое. Интересно отметить, что на значительном протяжении в плоскости этого надвига устанавливаются интенсивное окварцевание, сульфидизация и повышенная золотоносность [Калинин, 1963]; вероятно, в его фрагменте локализовано и открытое недавно в бас. Индибирки золото-кварцевое месторождение Бадран. Разлом *Дарпир* отчетливо прослеживается в северо-западном направлении на расстояние более 800 км от низовьев р.Таскан до р. Догдо и служит границей Омудевского составного террейна [Шпикерман, 1997]. Он выражен зоной интенсивного дробления и рассланцевания, милонитизации шириной 0,3-3 км, сложного строения с падением сместителя на северо-восток под углами 60-80° и с вертикальной амплитудой 3-5 км [Чехов, 1973]; местами его плоскость выполаживается, и разлом превращается в надвиг [Чехов, 1973] с перемещением отдельных блоков на юго-запад до 40-50 км [Мальков, 1976; Шпикерман, 1997]. Между охарактеризованными разломами располагается серия более мелких - Кунтук (Умарский), Бургандинский и другие - в основном взбрососдвиговой природы с незначительными (до 1 км) перемещениями.

Субширотные разломы довольно многочисленные, но значительно менее протяженные и крупные по сравнению с разломами северо-западного простирания; к их числу относятся Паутовский, Маякский, Ольчанский, Пороженский и другие [Чехов, 1973]. *Паутовский* разлом отделяет Иньяли-Дебинский синклиорий от Балыгчанского поднятия Вилигинского террейна и служит фрагментом юго-восточной границы синклиорной зоны. Фиксируется в виде широкой полосы сближенных нарушений и многочисленных аномалий силы тяжести и магнитных полей [Вашилов, 1963; Озерцова, Радзивилл, 1964]. Этот разлом надвиговой природы с плоскостью падения на юг [Мальков, 1976; Корольков, Гельман, 1992]. *Ольчанский* разлом протяженностью около 400 км расположен в средней части коллизионной зоны и смещает основные продольные разломы. Он трактуется как левосторонний глубинный сдвиг с перемещениями в первые десятки километров [Чехов, 1973]. Аналогичным по природе и параметрам является и расположенный западнее *Пороженский* разлом протяженностью примерно 500 км [Чехов, 1973]. Эти разломы вместе с продольными северо-западными образовывали в орогенный этап сопряженную динамопару [Чехов, 1973; Гусев, 1979].

Разломы субмеридиональной и северо-восточной ориентировки (например, Дербек-Нельгехинский, Тирехтяхский, Прииндигирский и ряд других [Чехов, 1973]) распространены заметно реже, но имеют существенное значение для локализации магматических тел и золотого оруденения. Наиболее важна группа параллельных поперечных разломов, таких как Эге-Хайский, Тирехтяхский и Дербек-Нельгехинский [Гусев, 1979]. Согласно Г.С.Гусеву, по ним устанавливаются правобочные смещения амплитудой до 15 км; сами они картируются как зоны сгущений малоамплитудных сдвигов, а в межразломных пространствах локализуются известные поперечные ряды гранитных плутонов. Эти разломы служат северо-западной границей Яно-Колымского золотоносного пояса.

МЕТАМОРФИЗМ

Осадочные породы испытали неравномерный и неравновесный метаморфизм начальных ступеней зеленосланцевой фации (индекс-минералы: хлорит, серицит, стильпомелан и биотит). Вопросам метаморфизма верхоянского комплекса в Яно-Колымском золотоносном поясе уделялось достаточно много внимания [Гельман, 1973; 1976; 1977; Гельман и др., 1980; Бергер, Мамонов, 1988; Крутоус, 1992; Федорова, 1989; 1991_{1,2}; Шупиков, Никонов, 1989]. Указанные исследователи разработали методики картирования слабопреобразованных осадочных пород верхоянского комплекса и составили ряд схематических карт метаморфической зональности по отдельным районам Яно-Колымского пояса - Колымскому (М.Л. Гельман и М.П.Крутоус; Г.С.Мирзеханов), Индигирскому (С.С.Федорова; В.А.Шупиков и В.Н.Никонов) и Адычанскому (В.И.Бергер и С.В.Мамонов; С.С.Федорова). Сводка этих разрозненных данных приведена на единой схеме (рис. 39), где являются общий северо-западный план простирания зон максимального регионального метаморфизма с индекс-минералом биотитом, приуроченность отдельных зон (но не всех!) к главным разломам и тяготение их к ареалам плутонических пород. Четкого пространственного контроля этими зонами золото-кварцевых месторождений в пределах всего Яно-Колымского золотоносного пояса не устанавливается (см. рис. 39).

По степени преобразования пород и наличию индекс-минералов можно выделить контактово-преобразованные (ороговикованные) и регионально-метаморфизованные породы. Среди последних М.П.Крутоус [1992] различает регионально-метаморфические и регионально-плутономета-морфические. На плутонометаморфический характер метаморфизма Верхне-Индигирского района указывают и В.А.Шупиков с В.Н.Никоновым [1989]. Вне зависимости от взглядов все авторы для регионально-метаморфизованных пород отмечают неравновесность парагенезисов минералов (фактически зоны метаморфизма фиксируются только по индекс-минералам - первые проценты, реже десятки процентов) и тесную связь со сланцеватостью пород. Типичный парагенезис для зон с максимальным проявлением метаморфизма - ассоциация маложелезистого биотита с порфиристо-бластами ильменита [Гельман, 1977], однако основной парагенезис - ассоциация хлорита с серицитом и альбитом. По данным микрозондового анализа [Федорова, 1991], метаморфический биотит обладает невысокой железистостью ($f = 57-59\%$), содержанием двуокиси титана 3,64-4,08%, а двуокиси натрия - 0,11-0,14%; хлориты характеризуются близкой железистостью (52-56%). В процессе метаморфизма на фоне общей изохимичности устанавливается относительное увеличение роли калия [Федорова, 1991₁; Федорова, Грачев, 1991].

По данным термографического анализа органического вещества, находящегося в составе регионально-метаморфизованных пород, температура метаморфизма 450-620°C [Федорова, 1991_{1,2}] или 400-600°C [Шупиков, Никонов, 1989]. Согласно последним, в центральных частях зон плутонометаморфизма температуры выгорания углеродистой составляющей пород более 700°C. Отсутствие индекс-минералов метаморфических фаций повышенных давлений позволяет считать метаморфизм верхоянского комплекса в Яно-Колымской коллизионной зоне низкобарическим.

Для осадочных пород разных районов Яно-Колымского золотоносного пояса характерно неравномерное содержание золота: поздне триасовые алевролиты и песчаники Индигирского района содержат соответственно 6,7 (6 проб) и 8,2 (13 проб) мг/т (спектрохимический анализ), а среднеюрские глинистые сланцы, алевролиты и песчаники Берелехского района - 1,8 (11 проб), 0,9 (18 проб) и меньше 0,5 (2 пробы) мг/т (атомно-абсорбционный анализ), что отчасти объясняется плохим совпадением разных аналитических данных и подтверждается при сравнении их по Берелехскому району с опубликованными материалами В.Г.Ермоленко [1991], который отмечает в несколько раз более высокие концентрации золота (от 4 до 39 мг/т). В.А.Злобин [1992] приводит для Колымского района в целом также относительно высокие концентрации золота (6-16,7 мг/т - по спектрохимическому анализу и 3,4-14,7 мг/т - по атомно-абсорбционному), сходные с нашими данными по Индигирскому району.

МАГМАТИЗМ

Яно-Колымская коллизионная зона характеризуется высокой насыщенностью магматическими образованиями разного состава и возраста. Самые древние - доаккреционные базальтоидные и риолитовые дайки и покровы(?) поздне триасового - раннеюрского времени, известные в Кобюминском грабене и в Сарылахском рудном узле [Коростелев, 1982; Недосекин и др., 1991].

Сложная история магматизма аккреционного периода развития мезозойда Северо-Востока Азии в максимальной степени проявилась в пределах Яно-Колымской коллизионной зоны. Эта зона наиболее насыщена поздне мезозойскими магматическими образованиями (вулканические пояса, крупные плутоны и дайковые свиты и пояса) коллизионной зоны Северо-Востока Азии. Они формируют протяженный (свыше 1100 км при ширине до 300 км) Главный Колымский плутонический пояс, расположенный вдоль границы Верхоянской пассивной континентальной окраины с Индигиро-Омолонским супертеррейном, причем большинство гранитных плутонов локализовано в Куларо-Нерском сланцевом поясе. В составе пояса отмечены неоднородности (ареалы сгущений магматических тел чередуются с ареалами их незначительного развития), что отчетливо видно на карте масштаба 1 : 1 500 000 [Геологическая карта..., 1981], на которой можно выделить следующие ареалы гранитоидного плутонического магматизма: Туоастах-Дебинский - I* (крупнейший); Верхне-Колымский - II; Сеймчано-Сугойский - III; Оротукано-Сугойский - III; Дербеке-Борулахский - III; Адыча-Эльгинский - III; Верхне-Индигирский - II; Тас-Кыстабытский - IV. На основе же материалов карт масштаба 1 : 1 000 000 к ним можно добавить наиболее крупные ареалы гранитоидного дайкового магматизма: Болдымбинский, Эльгинский, Прииндигирский, Право-Нерский, Берелехский и Среднекано-Штурмовской. При этом отчетливо устанавливается территориальная взаимодополняемость данных ареалов (рис. 40). Следует отметить, что среди дайковых ареалов оказываются и серии небольших плутонов, в том числе и таких известных, как плутоны басугуньинского комплекса (или Утинской группы штоков). Среди плутонических ареалов выделяется крупнейший Туоастах-Дебинский, имеющий линейную форму (800x75 км) и сложенный интрузивами преимущественно удлиненно-линзовидной, пластиновидной или веретенообразной формы, и только в местах относительного расширения ареала в нижнем течении р. Чибгалах наблюдаются сложные заливообразные и причудливые макроформы контактов интрузивов, позволяющие трактовать их как макроформы "проплавления" осадочных толщ в надэнтрузивной зоне. Остальные ареалы имеют изометричную или удлиненно-изометричную (с простираем длинных осей согласно основному направлению складок и разломов) форму и образованы в основном изометричными массивами. Среди дайковых ареалов заметно выделяется Прииндигирский с генеральным простираем дайковых свит и самих даек поперек складчатых структур; для остальных же типично существенно субгоризонтальное простираем даек.

* I-IV - порядок по размерам.

Плутонические ареалы образуют протяженный Главный интрузивный пояс Яно-Колымской коллизионной зоны. Этот пояс развивается параллельно позднеюрско - раннемеловому постамальгамационному УЯВП, для которого характерна специфическая петрографическая и петрохимическая зональность, трактуемая разными исследователями по-разному [Гедько, 1988; 1990; Натапов, 1990; Натапов, Сурмилова, 1986; Дылевский, 1988; 1994]. Структурный облик УЯВП определяется серией прогибов (чешуйчатых пластин ?) северо-западного простирания, образующих две полосы: северо-восточную - Илинью-Тасскую и юго-западную - Дарпирскую [Дылевский, 1990; 1994]. Следует отметить интенсивную деформированность вулканогенно-осадочных толщ Илинью-Тасской зоны [Дылевский, 1994] и надвинутость их на породы рампы с надвигами преимущественно юго-западной вергентности [С.Г.Бялобжеский, Г.М.Сосунов, 1994 г.]. На этом фоне примечательны слабая деформированность вулканогенных отложений Дарпирской зоны (Интахская, Сумуно-Урультунская и Лыглыхтахская структуры) с пологим моноклинальным или мульдообразным залеганием [Дылевский, 1994; В.Н.Егоров, 1997 г.] и залегание Хатысской вулканоструктуры "с размывом на смятых в крутые линейные складки оксфорд-кимериджских терригенных толщах" [Теплов, Попов, 1989. С. 11].

Пояс сложен вулканическими породами липаритовой, базальтовой и андезитовой формаций и лагунно-молассовыми отложениями бастахской свиты. Породы пояса с резким угловым несогласием залегают на палеозойском карбонатном основании Омудевского составного террейна. Следует отметить поперечную зональность эффузивных проявлений УЯВП, выраженную в смене с северо-востока на юго-запад базальтовых и андезитовых формаций на андезитовые и липаритовые, сочетающиеся как с морскими (Илинью-Тасская зона), так и с континентальными (Дарпирская зона) осадками [Тектоника Якутии, 1975; Геология..., 1981; Лычагин и др., 1989; Дылевский, 1990; 1994; 1995]. В северо-восточном направлении увеличиваются возраст и мористость вулканогенно-осадочных образований; в юго-западном происходит и смена фаций вулканитов от трещинных излияний в Илинью-Тасской зоне к эксплозивным (60-70%) в Дарпирской [Дылевский, 1994]. Кроме того, для вулканического пояса характерна и продольная зональность увеличения калиевого содержания вулканитов с северо-запада на юго-восток [Гринберг и др., 1974; Дылевский, 1990]. Интересен и тот факт, что в составе пояса присутствуют две разновидности риолитов: натровые и калиевые [Гринберг и др., 1974; Дылевский, 1994]. Первые обладают невысокими концентрациями рубидия (36-74 г/т) и повышенными - стронция (103-196 г/т); для вторых содержания этих элементов составляют соответственно 105-201 и 44-150 г/т [Дылевский, 1994]. Е.Ф.Дылевский [1994] подчеркнул также повышенную щелочность базитов УЯВП, что, по его мнению, отличает вулканиты УЯВП от типичных островодужных образований: это и привело исследователя к выводу о гетерогенности УЯВП и связи зональности с неоднородностью строения допозднемезозойского фундамента пояса.

Как уже отмечалось (см. главу 1), важная особенность УЯВП - незначительное проявление плутонического магматизма. В вулканических структурах известны небольшие интрузивы диоритов, кварцевых диоритов, граносиенитов и очень редко - интрузивы гранитов специфического состава [Бахарев, 1985]. Более обычны кислые субвулканические породы (дациты и риолиты), относящиеся, по геологическим данным, к поздней стадии формирования пояса (ранний мел?), хотя существует и точка зрения о их позднемеловом возрасте [Гринберг и др., 1974].

Возраст УЯВП устанавливается с достаточной степенью надежности: нижняя граница - по залеганию фаунистически охарактеризованных келловейско - оксфордских вулканогенно-осадочных пород основного состава ураданской толщи Илинью-Тасской зоны [Дылевский, 1994] на грубообломочных отложениях верхнебат-келловейской саркыньинской свиты [Терехов, Дылевский, 1988]; верхняя граница определяется по перекрытию вулканических пород туфогенно-терригенными отложениями бастахской свиты волжского возраста. В Дарпирской зоне интенсивный субаквальный вулканизм начался в раннем кимеридже и закончился в волжском времени [Дылевский, 1988; 1994]. Однако данные о слабой деформированности вулканогенных пород этой зоны [Дылевский, 1994; В.Н.Егоров, 1997 г.] и структурно несогласное налегание вулканитов Хатысской структуры на дислоцированные верхнеюрские отложения [Теплов, Попов, 1989], наряду с результатами определения абсолютного возраста [Шкодзинский и др., 1992], позволяют считать временем завершения вулканической деятельности в Дарпирской зоне первую половину раннего мела.

Плутонические ареалы образованы интрузивами гранитов и адамеллитов с резко подчиненным количеством пород более основного состава, дайковые же ареалы представлены дайками и

небольшими интрузиями пестрого состава (от габброидов до гранит-порфиров) с преобладанием пород среднего и кислого состава. В целом же для магматического пояса Яно-Колымской коллизионной зоны типична поперечная зональность, выразившаяся в смене с северо-востока на юго-запад (поперек коллизионной зоны и с удалением от УЯВП) плутонических ареалов гранит-лейкогранитных пород дайковыми - с существенно диорит-порфирированными и гранит-порфирированными и плутоническими - с гранодиорит-гранитными породами. В первом приближении можно говорить о поперечной плутонической зональности обратной зональности вулканитов УЯВП.

Выше (в главе 1) уже кратко характеризовался магматизм Яно-Колымской зоны, среди всего многообразия позднемезозойских гранитоидов которой выделены четыре интрузивные серии - позднеюрско - раннемеловая; раннемеловая; среднемеловая и позднемеловая [Goryachev, Goncharov, 1995]. По петрографическим и геохимическим параметрам среди них различаются многочисленные, часто повторяющиеся комплексы гранитоидных интрузивов, которые, вслед за В.С.Шкодзинским [Шкодзинский и др., 1992], рассматриваются в качестве магматических ассоциаций: диорит (тоналит)-гранодиоритовой, гранодиорит-гранитовой, дацитовой, щелочно-гранитовой и гранит-лейкогранитовой. К ним следует добавить габбро-перидотитовую ассоциацию, представленную дайками базитов [Горячев, Колесниченко, 1997]. Ниже приводится описание выделенных серий пород, более подробное для коллизионных и краткое для постаккреционных.

Позднеюрско - раннемеловая серия

Эта серия гранитоидов представлена перидотит-габбровой, диорит-гранодиоритовой и гранит-лейкогранитовой ассоциациями.

Перидотит-габбровая ассоциация. Породы этой ассоциации слагают редкие дайки и один массив, причем некоторые из даек вмещают золото-кварцевое оруденение [Апельцин, 1957; Гавриков и др., 1962; Индолев, 1979; Волкодав, 1984]. Особое место занимает единственное тело габбро-перидотитового состава в истоках руч. Сохатиный [Загрузина, 1973; Лычагин, 1993], расположенное в самом центре юго-восточного фланга коллизионного пояса. Выходы габброидов и ультраосновных пород образуют вытянутую в северо-западном направлении пластину, зажатую между крупными гранитными интрузивами. Протяженность выхода около 13 км при ширине 2-3 км. По геофизическим данным, предполагается продолжение массива на глубину в несколько километров. Гранитоиды массива Маяк гранит-лейкогранитовой ассоциации прорывают и метаморфизуют габброиды и ультрамафиты Сохатиного массива. Вмещающие осадочные породы - среднеюрского возраста. Этот массив детально охарактеризован П.П.Лычагиным [1993], который описал его расслоенное строение с почти горизонтальным положением поверхностей расслоения в средней части массива. В целом в составе массива, по данным П.П.Лычагина, преобладают лейкократовые эвкриты (60%), а также эвкриты и биотитовые габбронориты (30%) при подчиненном значении анортозитов (5%), биотит-гиперстеновых габбродиоритов (5%), тылаитов, алливалитов и плагиоклазовых перидотитов (менее 1%). Отмечаются также редкие жилы тоналитов. Акцессорные минералы - хромит, пирротин, апатит.

Для базитовых даек, относимых к этой ассоциации, типична Имтачанская дайка. Она расположена в истоках одноименного ручья правого притока р.Утачан в верховьях р. Эльга. Дайка длиной несколько километров выполняет крутопадающую (80-90°) на северо-восток трещину, секущую песчано-сланцевые отложения триаса поперек простираения, и сложена габбро-диабазами и гранодиорит-порфирами. Ее мощность варьирует от 1-2 до 20 м. Большую часть дайки образуют темно-зеленые (до зеленовато-черных) полнокристаллические мелко-среднезернистые габбро-диабазы, которые в тонких апофизах и в эндоконтактной зоне приобретают тонкозернистую до афанитовой структуру. Они состоят в основном из плагиоклаза (№ 55-65), пироксена и небольшого количества биотита и кварца (до 5%).

В габбро-диабазе локализована дайка гранодиорит-порфиров, занимающая обычно осевую часть интрузива, но иногда и выходящая между габброидами и вмещающими песчано-сланцевыми отложениями. Контакт гранодиорит-порфиров с габброидами нерезкий, габброиды приобретают тонкозернистое строение и грязно-зеленую, а иногда коричневатую окраску; в них обнаруживаются "глазки" кварца размером 1-2 мм, вплоть до оплавленных вкрапленников более крупного (до 5 мм) размера. Через 10-15 см наряду с кварцем появляются вкрапленники полевого шпата, и порода становится гранодиорит-порфирированной. Ширина зоны перехода колеблется от 20 до 40 см, породы в центральной части зоны карбонатизированы и резко обогащены углекислотой

и водой (в сумме до 11-12%). ореол ороговикования вмещающих пород около габброидов составляет 1-2 м, а вокруг гранодиорит-порфиров увеличивается до 3-5 м. Дайка в центральной части и на юго-западном фланге вмещает золото-кварцевые жилы месторождения Имтачан [Гавриков и др., 1962]. Дайковые тела габброидов известны и в других районах Яно-Колымского пояса [Индолев, 1979], в частности, в районе гранитоидного массива Большие Пороги.

Диорит-гранодиоритовая ассоциация. Эта ассоциация представлена обширными дайковыми ареалами, в которых, помимо даек, известны и небольшие (до 10 км²) плутоны пестрого состава. Типичными для таких плутонов являются диорит-гранодиоритовый комплекс Басугуньинского золоторудно-магматического узла, расположенного на восточном фланге Иньяли-Дебинского синклинория [Гамянин и др., 1991; Гамянин, Горячев, 1991; Горячев, Колесниченко, 1997], Салгынтарский массив [Колесниченко, Горячев, 1992] и Бургагынский шток [Горячев и др., 1989]. Эта ассоциация охарактеризована на примере изученных мной массивов (Бургагынский, Салгынтарский, Красивый, Светлинский, Одинокий - бас. р. Колыма, Старореченский, Сарылахский - бас. р. Индигирка и др.) и даек (Берелехская свита, Утинское поле - бас. р. Колыма, Делегеняхская и Ненгчанская свиты - бас. р. Индигирка и др.). Дайки обычно образуют протяженные (до первых километров) относительно маломощные (первые метры, реже десятки метров), крутопадающие, реже пологопадающие тела разной ориентировки. Они часто группируются в небольшие свиты - сгущения даек, чередующиеся с участками разрежения. При полевых наблюдениях в полигонах отработанных россыпей установлены весьма прихотливые поверхности их контактов с многочисленными апофизами во вмещающие породы. Дайки внедрялись до жил безрудного кварца (рассекают их и содержат их ксенолиты), но до образования золото-кварцевых жил (месторождения Имтачан, Светлое, Юглер, Утинское и многие другие).

Дайки и малые интрузивы сложены пестрой группой пород - от ранних (пироксен-амфиболовых диоритов, кварцевых габброидиоритов, диоритов и диоритовых порфиров) до поздних (биотит-амфиболовых гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, гранитов и гранит-порфиров). Среди даек преобладают породы среднего состава. Соотношения даек и малых интрузивов неоднозначны. В одних случаях мы встречаем признаки метаморфизма в дайках со стороны кислых пород штоков вплоть до пересечения жилами аплитов даек гранит-порфиров (Светлинский шток), в других случаях в таких массивах, как Салгынтарский, Красивый и Лазовский, наблюдаются переходы пластиновидных тел в пучки даек-апофиз (рис. 41) без изменения состава, но со структурными преобразованиями (переход в порфиоровые разности). В дайках и штоках иногда отмечены ксенолиты кристаллических сланцев, амфиболитов и очень редко мраморов (Берелехское поле, Салгынтарский плутон).

В породах ранней группы количество темноцветных минералов варьирует от 25 до 45% при заметном преобладании пироксенов и амфибола. Пироксены кварцевых габброидиоритов относятся к высокомагнезиальным разновидностям - как ромбическим (энстатит-бронзит и гиперстен), так и моноклинным (авгит-эндиопсид), установленным по данным микрозондового анализа. В диоритах и кварцевых диоритах основные минералы - моноклинные пироксены (авгит), ассоциирующие с магнезиально-железистой роговой обманкой ($f'=48,1$; $K_{al}=12,1$). В дайках диорит-порфиров устанавливаются реликты как гиперстена, так и авгита. Пироксены характеризуются повышенными содержаниями окиси хрома (0,06-0,82%). Биотиты, высокотитанистые по составу (2,4-5,2% окиси титана), разделяются на две группы: магнезиальные ($f'=37,3-47,7$), вероятно, ранние и железистые ($f'=52,4-74$); последние также и более глиноземистые. В породах почти постоянно отмечаются кварц (до 6%) и ортоклаз; количество плагиоклаза (№ 45-85) достигает 60%. Поздние биотит-амфиболовые гранодиориты, граниты и гранит-порфиры пересекают дайки диоритовых порфиров, а иногда наблюдаются и постепенные переходы порфиоровидных гранодиоритов в кварцевые диориты краевой части плутона (массив Красивый). Для пород этой группы в составе темноцветных минералов типично присутствие гиперстена ($f'=48-54,2\%$) и роговой обманки ($f'=57,2$; $K_{al}=6,9$), ассоциирующих с биотитом ($f'=62,5-77$; $K_{al}=19,2-21$). Максимальной железистостью отличаются темноцветные минералы Бургагынского массива. Для аксессуариев обычна апатит-ильменитовая минеральная ассоциация с пиритом, пирротинном, арсенипиритом и редкими ортитом, халькопиритом и другими сульфидами. В ильменитах отмечены редкие включения низкотитанистого (0,23% в диоритах и 1,06-2,34% в гранодиоритах) магнетита, пирофанита и хромшпинелида [Гамянин и др., 1991]. Апатит содержит незначительные (менее 0,2%) концентрации марганца и высокие хлора (0,2-0,9%) со снижением концентраций

последнего в апатитах из гранитов. Важный и обычный акцессорный минерал - гранат, отличающийся повышенным содержанием гроссуляровой компоненты (рис. 42). Дайки в гораздо большей степени, чем штоки, подвержены автometасоматическим изменениям, представленным карбонатизацией, альбитизацией, хлоритизацией и редкой эпидотизацией.

По составу и петрохимическим параметрам породы даек и малых плутонов относятся к калинатровой серии нормальной щелочности и глиноземистости с некоторым преобладанием натрия ($n=60-73$), за исключением кислых пород и жильных дериватов гранитоидных массивов ($n=52-56$). Кислые породы, как правило, пересыщены кремнеземом ($S=77-83$; $Q=28-36$). Гранитоиды закономерно эволюционируют от средних к кислым и даже ультракислым (в жильной и дайковой фации) и образуют практически непрерывный ряд по кремнекислотности, в пределах которого можно выделить пять групп (рис. 43): измененных диорит-порфиритов с обратной пропорциональной зависимостью щелочности от кремнекислотности; диоритов - кварцевых диоритов, гранодиоритов - гранодиорит-порфиров, умереннокислых гранитов и ультракислых гранит-порфиров. Последние различаются по соотношению щелочей (натровые и калиевые - см. рис. 43). На AFM диаграмме поле составов изверженных пород данной ассоциации располагается на границе раздела между гиперстеновой и пижонитовой сериями, с одной стороны, и известково-щелочной с толеитовой - с другой. Этому также соответствуют и особенности состава темноцветных минералов. На Rb-Sr диаграмме Г.Б.Ферштатера [1987] точки составов пород образуют плотный рой в поле производных толеитовой континентальной и островодужной магм, а на диаграмме Дж.Пирса [Pearce et al., 1984] - в поле вулканических дуг (рис. 44). Для пород типично отсутствие европиевого минимума в распределении редких земель (рис. 45). Следует отметить специфику автometасоматически измененных диоритовых порфиритов, обогащенных стронцием с тенденцией к увеличению в них и рубидия. В целом же породы плутонов более обогащены рубидием по сравнению с породами аналогичных даек.

По химическому составу среди рассматриваемых интрузивов отчетливо выделяются породы Сохатинского массива габбро-перидотитовой ассоциации. Они отличаются минимальными содержаниями кремнекислоты, окислов калия, натрия и железа и максимальными - глинозема (табл. 21). Среди них также отмечены и самые магнезиальные породы. Для пород диорит-гранодиоритовой ассоциации типична разная железистость габбродиоритов: максимальная для Бургагынского штока и минимальная для Басугунынских массивов. Последние имеют также и самую низкую щелочность, близкую габброидам перидотит-габбровой ассоциации. Следует отметить и низкие концентрации титана в габбродиоритах Басугунынских интрузивов. Все рассматриваемые породы содержат крайне невысокие количества рубидия (менее 60 г/т), иттрия (менее 30 г/т) и ниобия (обычно менее 10 г/т), относительно небольшие, но неравномерные - циркония (5-246 г/т) и стронция (от 91 до 300 г/т). При этом ультрамафиты Сохатинского массива отличаются минимальными концентрациями всех элементов (см. табл. 21). Габбродиориты диорит-гранодиоритовой ассоциации умеренно-стронциевые (200-300 г/т), для них типичны и относительно низкие концентрации циркония (35-60 г/т), что несколько отличает их от даек габбро-перидотитовой ассоциации. Однако главным является то, что по характеру распределения рубидия, стронция, иттрия и циркония они близки породам Сохатинского массива. Несмотря на единичные определения, можно сказать, что по содержанию редких земель габбродиориты Басугунынских интрузивов (обр. 3-24) близки габбро-диабазам Имтачанской дайки (обр. 51) (см. рис. 45). В то же время следует отметить обогащенность хромом пород Сохатинского массива (350-6540 г/т), в остальных же интрузивах его концентрация заметно ниже и не превышает 138 г/т. По содержаниям кобальта (38-450 г/т), никеля (5-233 г/т) и меди (6-38 г/т) рассматриваемые интрузивы практически не различаются, однако самые максимальные концентрации этих элементов известны также в ультрамафитах и габброидах Сохатинского интрузива, где они распределены неравномерно и отражают, по-видимому, его расслоенный характер [Горячев, Колесниченко, 1997].

По нашим геохимическим данным, породы Сохатинского интрузива отличаются от оливиновых габбро внутренней зоны ОЧВП и имеют иную геохимическую специфику по сравнению с гипербазит-габброидными породами Омсукчанской рифтогенной зоны [Горячев, Колесниченко, 1997], в которых заметно более высокие концентрации титана, стронция, циркония, никеля, кобальта и меди и повышенная щелочность [Захаров, Бобров, 1992]. Отмечу также, что геохимические данные [Горячев, Колесниченко, 1997], равно как и геофизические материалы, не позволяют считать указанный интрузив фрагментом офиолитов хр.Черского [Оксман и др., 1994]. Помимо этого, породы дан-

Таблица 21

Средние составы гранитоидов отдельных дайковых ареалов Яно-Кольского пояса, %

Окислы	1 (26)	2 (9)	3 (10)	4 (14)	5 (14)	6 (6)	7 (6)	8 (8)	9 (2)	10 (4)	11 (3)	12 (2)	13 (1)	14 (1)
SiO ₂	57,25	50,26	68,19	73,97	74,80	68,77	72,08	67,20	68,25	66,38	71,18	51,04	69,07	56,56
TiO ₂	0,39	0,36	0,30	0,09	0,04	0,26	0,17	0,54	0,53	0,53	0,31	1,51	0,57	1,05
Al ₂ O ₃	15,36	14,90	14,80	13,97	14,42	14,26	13,73	15,30	15,22	15,93	15,11	16,04	15,33	17,47
Fe ₂ O ₃	6,32	7,14	4,22	1,89	0,98	4,03	2,47	4,20	3,98	4,15	2,48	9,38	4,53	7,60
MnO	0,12	0,13	0,07	0,04	0,03	0,10	0,04	0,08	0,06	0,07	0,06	0,14	0,05	0,15
MgO	5,86	6,56	0,51	0,18	0,10	0,26	0,25	1,22	1,49	1,63	0,99	4,99	0,20	3,61
CaO	5,81	6,71	2,24	0,89	0,40	2,28	1,80	2,53	2,48	4,00	2,65	8,19	0,67	6,60
Na ₂ O	2,26	0,81	3,66	4,10	4,62	3,68	3,46	3,10	3,01	3,14	3,33	2,65	3,74	3,43
K ₂ O	1,51	2,74	3,22	2,98	3,61	2,73	3,58	3,35	3,68	3,22	3,45	0,50	2,68	1,26
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,09	0,03	0,02	0,09	0,05	0,22	0,11	0,12	0,08	0,16	0,16	0,12
п.п.п.	5,14	10,36	2,70	1,88	1,08	3,58	2,42	2,25	0,62	0,40	0,36	5,03	2,70	2,54
Сумма	100,08	100,02	100,00	100,02	100,10	100,09	100,05	99,89	99,93	99,53	100,08	99,63	99,67	99,33

Окислы	15 (2)	16 (1)	17 (2)	18 (1)	19 (2)	20 (2)	21 (2)	22 (11)	23 (6)	24 (6)	25 (2)	26 (7)	27 (15)
SiO ₂	62,25	40,44	41,97	47,36	46,68	47,38	52,73	60,64	66,84	69,24	51,40	54,97	68,37
TiO ₂	0,72	0,06	0,06	0,29	0,15	0,35	0,65	0,69	0,52	0,33	1,00	0,92	0,33
Al ₂ O ₃	15,78	9,29	17,02	18,73	22,31	24,61	17,00	15,64	15,65	14,88	17,53	17,28	15,57
Fe ₂ O ₃	5,00	16,77	10,21	9,02	5,38	5,88	8,85	6,55	4,56	3,71	11,87	10,02	4,21
MnO	0,12	0,20	0,11	0,14	0,07	0,07	0,16	0,09	0,07	0,04	0,21	0,17	0,05
MgO	2,12	23,37	16,54	9,84	8,70	4,57	6,98	3,91	1,39	1,05	4,58	3,60	0,81
CaO	3,66	5,46	9,09	10,68	12,98	13,58	9,64	6,30	3,25	2,27	8,42	7,14	3,01
Na ₂ O	2,86	0,49	0,92	1,16	1,70	2,07	1,91	2,85	3,30	3,22	2,61	2,90	3,69
K ₂ O	1,90	0,04	0,11	0,11	0,20	0,33	0,75	2,56	3,58	3,98	0,90	1,37	3,27
P ₂ O ₅	0,21	-	0,01	-	0,01	0,05	0,13	0,09	0,13	0,13	0,22	0,20	0,15
п.п.п.	5,26	3,88	5,95	2,66	1,82	1,39	1,00	0,98	0,77	0,82	1,25	0,96	0,58
Сумма	100,05	100,00	100,00	99,99	99,98	100,00	99,80	100,30	100,06	99,67	100,00	99,53	100,04

Примечание. 1-11 - Берелехский ареал [Колесниченко, Горячев, 1992]; 1 - дайки диоритовых и кварц-диоритовых порфиров; 2 - измененные дайки; 3 - дайки гранодиорит-порфиров; 4 - дайки натровых гранит-порфиров; 5 - дайки гранит-порфиров; 6, 7 - Светлинский шток гранодиориты (6), граниты (7); 8, 9 - Салпынтаарский массив; гранодиориты района Дорожного месторождения (8), гранодиориты г.Надежда (9); 10, 11 - Магдальский массив; гранодиориты (10), граниты (11); 12-15 - Эдугинский ареал; 12, 13 - Илгачанская дайка; габро-диабазы (12), гранодиорит-порфиров (13); 14 - дюрот-порфиров; - Делетерхский шток; 15 - кварцевые диориты - Старорусский шток; 16-20 - Сохатинский массив; 16 - дайки (16), аэриды (17-19), габро (20); 21-24 - Утинский узел; габродиориты (21), диориты и кварцевые диориты (22), гранодиориты (23), граниты (24); 25-27 - Бурдатынский массив; габродиориты (25), кварцевые диориты (26), гранодиориты (27).

ного массива отличаются от офиолитов хр.Черского практическим отсутствием следов регионального метаморфизма [Оксман и др., 1994]. Поэтому есть все основания рассматривать Сохатинский массив в качестве индикатора возбужденной мантии, явления, распространенного в коллизионных складчатых поясах [Федоровский и др., 1995]. Этот массив и базитовые дайки данной ассоциации служат и производными глубинных магм, связанных с возбужденной мантией, вызвавшей интенсивное предколлизийное юрское трогообразование. Сходство же геохимических параметров наиболее основных пород диорит-гранодиоритовой и габбро-перидотитовой ассоциаций свидетельствует о возможном участии глубинных базитовых магм в формировании интрузивов диорит-гранодиоритовой ассоциации.

По минеральному и химическому составу породы диорит-гранодиоритовой ассоциации сопоставимы с I-гранитоидами ильменитовой серии. С данными интрузивами ассоциирует основное золото-кварцевое оруденение Яно-Колымского золотоносного пояса. Возраст даек и массивов этой ассоциации определяется по прорыванию ими осадочных позднеюрских пород, по секущему их положению относительно складчатых структур (Прииндигирская свита даек и др.) и контактовому метаморфизму их со стороны раннемеловых интрузивов гранодиорит-гранитовой ассоциации. Многочисленные K-Ar-датировки дают устойчивый интервал - 155-140 млн лет [Загузина, 1977; Котляр, Жуланова, 1996]. Для Салгынтарского массива известна Rb-Sr-изохрона с возрастом 147 млн лет при первичном отношении изотопов стронция 0,7071 [Котляр, Жуланова, 1996], а для массива Красивого (Утинская группа штоков) по нашим данным определена изохрона с возрастом 145 млн лет при первичном отношении изотопов стронция 0,711. Возраст даек апофиз 139 млн лет при первичном стронции 0,708. Изохронный Rb-Sr-возраст массива Дубач-Бейча в Среднеканском узле 152 млн лет при первичном стронции 0,706 [Палымская, 1991]; Бургагынского массива - 149 млн лет по Pb-Pb-методу [Moll-Stalcup et al., 1995]. Эта дата близка к имеющейся у нас K-Ar-дате по биотиту - 152 млн лет.

Гранит-лейкогранитовая ассоциация. Граниты этой ассоциации слагают крупные однородные батолитоподобные интрузивы площадью до 7000 км². Они образуют основу Туостах-Дебинского и Верхне-Колымского плутонических ареалов и встречаются также в Верхне-Индибирском, Сеймчано-Сугойском и Оротукано-Сугойском ареалах. Эти плутоны изучены с большой степенью детальности [Серебряков, 1972; Загузина, 1977; Флеров и др., 1979; Соболев, Колесниченко, 1979; Соболев, 1989; Трунилина, 1992; Шкодзинский и др., 1992 и др.]. Характеристика ассоциации приводится здесь в основном по собственным материалам (Мякитский массив в Оротукано-Сугойском ареале [Горячев, Колесниченко, 1990], массив Южный Большой Анначаг в Верхне-Колымском ареале и массивы Большой Каньон и Дерясь-Юрега в Сеймчано-Сугойском районе и др.) с привлечением других литературных данных.

Почти все массивы этой ассоциации локализованы в антиклинальных и антиклинорных структурах, причем массивы Туостах-Дебинского ареала могут рассматриваться как уникальная неоднородно эродированная плитообразная залежь, наклоненная на северо-восток и маркирующая зону столкновения Индибир-Омолонского супертеррейна с пассивной окраиной Сибирского континента. К подобному выводу на примере крупнейшего в этом ареале Чибгалахского массива ранее пришла В.А.Трунилина, предположившая его плитообразную форму с падением на северо-восток [Флеров и др., 1979]. Преимущественно пологое падение северо-восточных контактов от массивов при крутом юго-западном (часто под массив) наблюдалось также у Хаяргастахского, Порожноцепинского и Эрикитских массивов [Котляр, 1958; Рожков и др., 1971; Шкодзинский и др., 1992]. Однако большинство массивов конформны складкам, контакты их обычно параллельны направлениям простирания осадочных толщ и часто падают в стороны вмещающих пород. На примере массива Южный Большой Анначаг Б.А.Мальков показал, "... что шарниры линейных складок Джелгалинской системы, по отношению к которой интрузив является диагональным, по мере приближения к гранитоидам воздымаются, падение крыльев выполаживается и контуры слоев в плане как бы повторяют изгибы контуров интрузива" [Мальков, 1976. С. 120]. Такие соотношения привели его к выводу не только об активном влиянии внедрения гранитов на вмещающую толщу, но и о близости времени их внедрения процессам формирования складок.

По морфологии и размерам рассматриваемые плутоны можно разделить на три группы: (1) крупные (площадью в сотни и тысячи км²) пластинообразные субсогласные простиранию осадочных толщ (Чибгалахский и большая часть массивов Туостах-Дебинского ареала); (2) средние (сотни км²) относительно изометричные (массивы Верхне-Колымского ареала и некоторые плутоны других ареалов, например, Нельканский и Каньонский) и (3) мелкие (десятки км²) изометричные или

неправильной морфологии, такие как Чалбинские и Мякитские купола, Герамтанджинский, Дерясь-Юрегинский куполообразные массивы. Для плутонов выделенных групп устанавливаются и другие различия. Так, для интрузивов первой группы характерны приконтактные ореолы меланократовых гибридных (диоритов-гранодиоритов) и гранитизированных пород (до 10-15% площади - Чибгалахский, Хаяргастахский и другие массивы), а также обычна и рассеянная автотомасоматическая грейзенизация со слабым оловянным оруденением [Котляр, 1958; Флеров и др., 1979]. Для них типичны ксенолиты метаморфических кристаллических пород - высокоглиноземистых гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов [Трунилина, 1992; Шкодзинский и др., 1992]. Массивы второй группы отличаются отсутствием ореолов меланократовых гранитизированных и гибридизированных пород, но им свойственны зоны приконтактной инъекционной гранитизации в роговиках (прил. рис. 46) нередко ксенолиты метаморфических пород [Загрузина, 1973; Шкодзинский и др., 1992]. Для небольших интрузивов третьей группы приконтактная гранитизация вообще нехарактерна, но отмечаются лейкократовые двуслюдяные оторочки, зоны и плащеобразные залежи грейзенов, интенсивное оловянное (Чалбыга, Бургали, Кере-Юрях, Чен, Дерясь-Юрега, Каньон и др.) и реже вольфрамовое оруденение и слабое золото-редкометалльное (Мякит, Чугулук). При этом главные и жильные фации пород плутонов всех групп по составу практически не различаются. Такие устойчивые признаки выделенных групп плутонов позволяют предположить, что мы имеем дело с плутонами разных уровней глубинности становления и данные группы представляют собой своеобразный вертикальный ряд плутонов гранит-лейкогранитовой ассоциации или отвечают разным срезам магматической колонны от глубоких (группа I), промежуточных (группа II) до приапикальных (группа III).

Главная фация массивов этой ассоциации представлена преимущественно однообразными средне-, крупнозернистыми, неравномернозернистыми биотитовыми гранитами. Количество биотита невелико - 5-9%. В составе пород отдельных массивов выделяются две группы биотитов: относительно титанистые (3-4% окиси титана) с железистостью 71-77% и малотитанистые (менее 3% окиси титана) максимально железистые - 91-95%. В целом интервал железистости биотитов составляет 60-97% [Липатов, 1959; Рожков и др., 1971; Трунилина, 1992; Шкодзинский и др., 1992]. Интересно отметить тенденции повышения средней железистости биотитов в выделенном вертикальном ряду плутонов, что также не противоречит разной глубине их формирования. Кварц образует выделения размером 1-5 мм, и количество его редко превышает 30%. Из полевых шпатов заметно преобладает калишпат (до 40%), представленный микроклином и ортоклазом, содержащим иногда незначительное число пертитовых вростков и мirmekитов. Доля зонального (ядро - № 30-35, края - № 20-30) плагиоклаза обычно 15-25%. Структура породы типично гранитовая. К жильной фации относятся аплиты (нередко содержащие андалузит и турмалин) и пегматиты, обогащенные гранатом и турмалином. В пегматитах изредка отмечена шпинель-крейтонит [Горячев, Колесниченко, 1990]. Акцессорная минерализация представлена ильменитом (до 7% MnO), гранатом (см. рис. 42), андалузитом, кордиеритом ($\text{Na}_2\text{O}=0,23$; $\text{FeO}=19,14$; $\text{MnO}=1,03$; $\text{MgO}=0,98$; $\text{Al}_2\text{O}_3=31,7$; $\text{SiO}_2=47,46$ - массив Дерясь-Юрега), турмалином, апатитом, сфеном и редкими сульфидами.

Граниты главной фации разных плутонов варьируют по составу от существенно кислых (75-77%) до умеренно кислых (69-72%) (табл. 22). Обычно они пересыщены кремнеземом ($S=79-82\%$, $Q=29,6-33,7\%$) и глиноземом ($\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в 15-30 раз). Коэффициент глиноземистости (al') для пород главной фазы (3,5-6) возрастает в жильной фации до 28-30. Эти особенности состава и отражаются в присутствии высокоглиноземистых минералов (андалузита, кордиерита, граната, турмалина и других) в гранитах данной ассоциации. В целом граниты относятся к породам нормальной щелочности с незначительным преобладанием калия над натрием ($n=50-59$). На диаграмме нормативных составов альбит-анортит-ортоклаз точки гранитов Мякитского плутона располагаются в поле калинатовых маловодных (по Г.Б.Ферштатеру [1987]) гранитов, а на диаграмме альбит-ортоклаз-кварц их составы находятся около точки тройной эвтектики при давлении воды 1-2 кбар, что свидетельствует о небольшой глубине становления гранитов, а заметное обогащение краевой фации кварцем и мусковитом указывает на относительную закрытость системы в период кристаллизации массива.

Таблица 22

Состав плутонов гранит-лейкогранитовой ассоциации, мас.%

Окислы	1 (60)	2 (24)	3 (5)	4 (5)	5 (6)	6 (11)	7 (5)
SiO ₂	73,22	73,29	73,60	69,30	72,37	74,43	72,23
TiO ₂	0,27	0,25	0,16	0,57	0,25	0,20	0,27
Al ₂ O ₃	13,71	14,13	13,95	15,09	14,32	13,76	14,66
Fe ₂ O ₃	0,48	0,48	2,09*	2,31	2,47*	1,66*	2,36*
FeO	1,63	1,53		1,84			
MnO	0,06	0,04	0,46	0,07	0,04	0,02	0,06
MgO	0,45	0,60	0,42	0,85	0,45	0,29	0,38
CaO	1,12	0,75	0,91	1,98	1,12	0,74	1,50
Na ₂ O	3,28	3,67	3,40	3,31	3,36	3,36	3,32
K ₂ O	4,38	4,02	4,56	4,09	4,83	4,48	4,44
P ₂ O ₅	0,16	0,57	0,17	0,21	0,07	0,20	0,10
п.п.п.	0,85	1,10	0,68	0,46	0,71	0,86	0,70
Сумма	99,65	100,44	100,00	100,08	99,99	99,00	100,05

Примечание. 1 - Чибгалахский [Трунилина, 1992]; 2 - Ченкельнинский [Трунилина, 1992]; 3 - Большой Анначаг (юг); 4 - Чьорго [П.П.Колесниченко, 1992 г.]; 5 - Дерясь-Юрега; 6 - Маяк [П.П.Колесниченко, 1992 г.]; 7 - Мякит. * Fe - общее.

По минеральному и химическому составу гранитоиды гранит-лейкогранитовой ассоциации уверенно сопоставляются с гранитами S-типа. Для них обычны также высокие концентрации рубидия и низкие - стронция. По геохимическим параметрам (см. рис. 44) это типичные коллизионные граниты.

Возраст пород данной ассоциации определяется по прорыванию ими оксфорд-кимериджских эффузивов УЯВП и позднеюрских (в том числе и волжских) терригенных пород Иньяли-Дебинской синклинальной зоны, с одной стороны, а с другой - пересечением их плутонами раннемеловой серии (Большой Анначаг) и дайками гранит-порфиров субвулканической ассоциации раннего мела. Любопытные результаты получены при датировках гранитоидов данной ассоциации методами абсолютной геохронологии. Так, согласно изохронным Rb-Sr-определениям, наиболее древние (169-162 млн лет) плутоны самой глубинной группы (но они рвут келловейские отложения), а наиболее молодые - плутоны средних и малых глубин (154-151 млн лет), в то время как Ar-Ar-метод показал 145-135 млн лет для всех групп (табл. 23). Следует отметить, что достоверные взаимоотношения плутонов диорит-гранодиоритовой и гранит-лейкогранитовой ассоциаций неизвестны, и это, наряду с геохронологическими определениями, позволяет предполагать возможную синхронность их формирования в течение единого коллизионного цикла.

Таблица 23

Абсолютный возраст позднеюрско-раннемеловых плутонов гранит-лейкогранитовой ассоциации, млн лет

Плутоны	Rb-Sr-даты	Ar-Ar-даты
Чьорго	154±6,6 Sr ₀ =0,7045±0,0005	137,5
Маяк (Колымский)	162±3 Sr ₀ =0,7081±0,0011	144,3
Мякит (северный выход)	-	140,4
Большой Анначаг (южный)	162,8±7,3 Sr ₀ =0,7085±0,0010	138,3
Большеканьонский	151±11 Sr ₀ =0,7110±0,0010	146
Дерясь-Юрегинский	-	148,3
Чибгалахский	169±6 Sr ₀ =0,7090±0,0011	143*
Чалбинский	169±4 Sr ₀ =0,7094±0,0014	-

Примечание. Рубидий-стронциевые датировки выполнены в лаборатории СВКНИИ ДВО РАН (И.А.Давыдов, А.В.Коро-льков, И.Н.Котляр) по коллекциям П.П.Колесниченко, Е.Ф.Дылевского, Г.Н.Сенотрусова и автора. Ar-Ar-датировки - в лаборатории Университета Аляски Фербенкс (П.Лейер) по коллекции автора. * П.У.Лейер и др., [1993]. Прочерк - нет данных.

Раннемеловая серия

Эта серия гранитоидов представлена гранодиорит-гранитовой ассоциацией пород I-типа и дацитовой субвулканической. Интрузивы **гранодиорит-гранитовой ассоциации** широко распространены в пределах Яно-Колымской коллизионной зоны, где они завершают формирование коллизионных магматических серий. Обычно это небольшие по площади плутоны (до 300 км²), сложенные гранодиоритами (редко диоритами и кварцевыми диоритами) с переходами в адамеллиты либо гранитами (Морджот, Басугуньинский, Столовый, север Большого Анначага и др. - Колыма; Талалахский, Сиялпский, Шелю-

пинский, Нюргун-Тас и др. - Индигирка). Породы ассоциации иногда характеризуются повышенной известковистостью, что отражается в присутствии в их составе, помимо биотита ($f=60-71$; $K_{al}=19-24$), незначительного количества роговой обманки ($f=57,2$; $K_{al}=7,6$). В краевых и апикальных частях таких интрузивов сосуществующие биотит и амфибол имеют близкую и более высокую железистость - 72-77 и 76-79 соответственно. Темноцветные минералы в породах массивов гранодиорит-гранитовой ассоциации составляют обычно 6-13%. В качестве акцессорных минералов наблюдаются ильменит, ортит, апатит, гранат, циркон, рудные минералы (арсенопирит, леллингит и др.) [Гамянин и др., 1991]. Для них типичны пониженная щелочность, пересыщенность глиноземом и большие содержания калия (см. табл. 22) по сравнению со сходными по составу породами позднеюрско - раннемеловой диорит-гранодиоритовой ассоциации.

Когда плутоны этой ассоциации локализируются в районах развития гранитоидов ранней диорит-гранодиоритовой ассоциации, с ними связаны проявления золото-редкометалльной минерализации.

Субвулканическая дацитовая ассоциация. Особо следует отметить присутствие в коллизионной зоне субвулканических интрузивов кислого состава (Тарынский, Муннычанский, Хатысский и другие). Они сложены дацитами и по химическому составу близки охарактеризованным плутонам. По мнению некоторых исследователей, эти интрузивы образуют поперечный Тас-Кыстабытский пояс [Недосекин и др., 1989; Шкодзинский и др., 1992]. В его составе выделяется крупнейший на Северо-Востоке Азии Тарынский субвулканический массив площадью около 2000 км². Из темноцветных минералов в субвулканических породах преобладают гиперстен и биотит; в качестве акцессорных типичны кордиерит, гранат и другие [Шкодзинский и др., 1992], обычные для плутонических гранитоидов. По химическому составу породы относятся к известково-щелочной гиперстеновой серии. При этом установлено закономерное увеличение калиевоности и общей щелочности пород в ряду субвулканов в юго-западном направлении (поперек Яно-Колымской зоны), аналогично проявляется и железистость пород [Шкодзинский и др., 1992].

Возраст пород обеих ассоциаций устанавливается по прорыванию ими раннемеловых эффузивов (Тарынская структура), гранитов ранней гранит-лейкогранитовой ассоциации (Большой Анначаг) и диоритов ранней диорит-гранодиоритовой (Басугунынский). Верхняя возрастная граница определяется метаморфизмом со стороны средне-меловых гранитоидов (Тарынский субвулкан). Абсолютный возраст пород, по данным Rb-Sr-изохронного датирования, 136 млн лет (Хатысский субвулкан) [Шкодзинский и др., 1992], $128,3 \pm 2,1$ млн лет при $Sr_0=0,7141 \pm 0,0004$ (Басугунынский массив); K-Ar-изохронного датирования - 127 млн лет (Северный Большой Анначаг) и Ar-Ar-датирования - 122 млн лет (Тарынский субвулкан) [Бахарев и др., 1997₁].

Как отмечено в начале раздела, последующие гранитоидные серии и ассоциации непосредственно уже не связаны с образованием Яно-Колымской коллизионной зоны и основного золото-кварцевого оруденения. Их существование в пределах коллизионной зоны отражает влияние на нее уже сформировавшуюся структуру постаккреционных тектоно-магматических событий, связанных со становлением ОЧВП и последующими внутриплитными событиями. Они отличаются металлогенией, составной частью которой является и незначительно развитое золото-кварцевое оруденение [Горячев и др., 1994; Nokleberg et al., 1997].

Среднемеловая серия

Массивы этой серии представлены диорит (тоналит)-гранодиоритовой и гранодиорит-гранитовой ассоциациями пород I-типа.

Гранитоиды **тоналит-гранодиоритового состава** образуют сложные многофазные интрузивы и дайковые серии в пределах юго-восточного фланга коллизионной зоны. Ранние интрузивные фазы сложены габбро, тоналитами, реже диоритами; поздние - биотит-амфиболовыми гранитами вплоть до лейкократовых гранитов, но максимально распространены породы промежуточных фаз (тоналиты и биотит-амфиболовые гранодиориты). В качестве акцессорного минерала обычен магнетит, а не ильменит. Породы отличаются преобладанием натрия над калием (при равном их соотношении в гранитах), повышенными концентрациями стронция, особенно для основных пород (см. табл. 21). По геохимическим характеристикам они относятся к типичным субдукционным образованиям (см. рис. 44). С интрузивами этой ассоциации ассоциируют небольшие месторождения молибдена [Гельман и др., 1997].

Гранитоиды **гранодиорит-гранитовой ассоциации** распространены в юго-восточной части региона в периферической зоне ОЧВП. Интрузивы сложены биотит-амфиболовыми гранодиоритами и гранитами при подчиненной роли более основных пород. Они прорывают раннемеловые эффузивные

комплексы Удской дуги, а их обломки содержатся в верхнемеловых эффузивах и субвулканических телах [Мезозойская..., 1983]. В отличие от пород плутонов такой же, но ранней магматической ассоциации, широко развитых в коллизионной зоне, в их составе значительно более заметную роль играет амфибол, а в аксессуарных - магнетит. Для пород главных фаз типично преобладание натрия над калием с возрастанием доли последнего в конечных кислых дифференциатах [Соболев, 1989; Горячев и др., 1989]. Возраст пород этих ассоциаций 110-90 млн лет [Котляр и др., 1996; Бахарев и др., 1997₁ и др.].

Для гранитоидов этой ассоциации характерным сопутствующим оруденением является золото-серебро-кварцевое, молибденовое, оловянное и вольфрамовое.

Позднемеловая серия гранитоидов

Она представлена двумя ассоциациями: гранит-лейкогранитовой и щелочно-гранитовой.

Однородные интрузивы **гранит-лейкогранитовой ассоциации** широко распространены по всей рассматриваемой территории. Они сложены однообразными, обычно лейкократовыми биотитовыми, реже биотит-мусковитовыми гранитами S-типа. Их размеры достигают 300-500 км². По химическому составу и геохимическим особенностям выделяются две группы: граниты стандартного типа и литий-фтористые граниты [Недосекин, 1988], с которыми ассоциируют многочисленные оловорудные месторождения.

Позднемеловые **граниты стандартного типа** известны в пределах структур коллизионной зоны. Для них характерны повышенная роль калия при общем содержании щелочей около 8% и слабая пересыщенность глиноземом и высокие концентрации рубидия (см. табл. 22). В качестве аксессуарной примеси граниты содержат турмалин, фаялит, нередко повышенные концентрации магнетита, ортита и флюорита. В ОЧВП эти граниты тесно ассоциируют с риолитами позднего мела. С плутонами стандартного типа связано оловянное оруденение.

Литий-фтористые граниты образуют обычно небольшие (10-50 км²) по площади штокообразные интрузивы в пределах мезозоид Яно-Колымской зоны; реже размеры их достигают первых сотен км². Обычно это двуслюдяные граниты и микроклин-альбит-мусковитовые граниты, обогащенные фторсодержащими минералами - топазом, флюоритом. Они прорывают гранитоиды раннемеловой серии; по составу от гранитов стандартного типа отличаются глиноземистостью и высокими концентрациями натрия, фтора, рубидия и лития [Недосекин, 1988; Шкодзинский и др., 1992]. Их субвулканическая фация представлена небольшими субвулканами, известными в прииндигирской части хр.Черского, где они локализованы в ранних эффузивах УЯВП. По особенностям минерального и химического состава эти субвулканические онгориолиты однотипны подобным породам района Бассейнов и Хребтов США [Шкодзинский и др., 1992].

К **щелочно-гранитовой ассоциации** относится серия небольших (до 100 км²) интрузивов, в которых обычно резко преобладают щелочные граниты с биотитом, эгирином, рибекитом и арфведсонитом. Монцодиориты образуют ксенолиты и ксеноблоку в гранитах и рассматриваются как породы ранней фазы отдельных интрузивов. Количество темноцветных минералов в гранитах варьирует в пределах 3-8%. Главные аксессуарные минералы - магнетит, рутил, циркон, часто встречаются ксенотим, фергуссонит и другие редкоземельные минералы. Породы умереннокислые, калинатровые с суммарными концентрациями щелочей 9-12%, они отличаются повышенными концентрациями циркония, иттрия и ниобия (см. табл. 22). По геохимическим параметрам (см. рис. 44) это типичные внутриплитные гранитоиды А - типа.

Изохронные Rb-Sr-датировки пород данных ассоциаций - 90-63 млн лет с высокими значениями первичного стронция [Котляр и др., 1996; Палымская, 1991; наши данные для Арангасского массива].

Особенности вещественного состава всех рассмотренных гранитоидов отражены и в магнитных полях. Так, для коллизионных гранитов охарактеризованных ассоциаций типична минимальная магнитность. В то же время интрузивы постааккреционных (средне-позднемеловых) гранитоидных ассоциаций, как правило, всегда отличаются повышенной магнитностью, что характерно для субдукционных гранитоидов. Максимально магнитны интрузивы щелочно-гранитовой ассоциации, которые предположительно относятся к производным внутриплитного магматизма.

Золотоносность гранитоидов

Золотоносность гранитоидов Яно-Колымской коллизионной зоны изучалась мной как в Индигирском, так и в Колымском ее районах (табл. 24).

Таблица 24

Содержание золота в гранитоидах Яно-Колымской коллизионной зоны

Ассоциация и ее возраст	Название плутона или свит даек	Порода	Содержание золота, мг/т	
Диорит-гранодиоритовая, позднеюрско-раннемеловая	Имтачанская	Габбро-диабаз	16,3 (31)	-
		Гранодиорит-порфир	сха	-
	Ненгчанская	Диоритовый порфирит	18,5 (13)	-
		Гранит-порфир	сха	-
	Делегенняхская	Диоритовый порфирит	3,7 (6)	-
		Гранит-порфир	сха	-
		Измененный диоритовый порфирит	7,2 (5)	-
		Диоритовый порфирит	сха	-
	Старореченский	Диоритовый порфирит	5,2 (4)	-
		Диорит	сха	-
	Право-Арангасский	Диоритовый порфирит	20 (2)	-
		Гранодиорит-порфир	сха	-
	Берелехская	Гранит-порфир -I	13, 8 (11)	-
		Гранит-порфир-II		
		Измененный диоритовый порфирит	сха	-
		Диоритовый порфирит	5,3 (7)	-
	Утинская	Диоритовый порфирит	сха	-
	Светлинский	Гранит-порфир	7,3 (3)	-
		Гранодиорит	сха	-
		Гранит	2,0/3,5 (28)	- aaa
Аплит		2,9/2,1 (11)	- aaa	
Красивый	Диорит	6,7/3,0 (14)	- aaa	
		10/2,6 (12)	- aaa	
Бургагынский	Диорит	25/8,5 (13)	- aaa	
	Гранодиорит			
Шурик	Диорит	1,7 (2)	-	
		aaa	-	
		0,7 (3)	-	
		aaa	-	
		3,0/1,6 (10)	- aaa	
		3,7/1,4 (20)	- aaa	
		34/2,5 (7)	- aaa	
		8,3/4,2(12)	- сха	
		1,7(3)	-	
		aaa (13)	-	
aaa (15)	-			
aaa 4,2(10)	- aaa			
Гранит-лейкогранитовая, позднеюрско-раннемеловая	Мякитский	Биотитовый гранит	1,3/1,6 (7)	- aaa
		Двуслюдяной гранит	2,5 (2)	-
		Гранит	aaa	-
		Аплитовидный гранит	1,2 (5)	-
		Гранит	aaa	-
			0,8 (4)	-
			aaa	-
	4,1 (9)	- сха		
	4,4(6)	-		
	наа	-		
Гранодиорит-гранитовая, раннемеловая	Басугуньинский	Адамеллит	6,3/3,7(62)	- наа;
			3,0(17)	- aaa
	Столовый	Гранит	6,7/1,1 (6)	- aaa
		Гранодиорит	1,0 (3)	-
	aaa	-		
Диорит(тоналит)-гранодиоритовая, среднемеловая	Школьнинская	Диоритовый порфирит	(12)	-
		Гранит-порфир	aaa	-
			5,0 (3)	-
	aaa	-		
Гранит-лейкогранитовая, позднемеловая	Тобычанский	Гранит	7,6 (8)	-
	Днепровский	Аплит	сха	-
		Гранит-порфир	10,2 (5)	-
		сха	-	

			1,5 (6) aaa	-
Щелочно-гранитовая, позднемеловая	Хатыннахский	Сиенодиорит	5,3 (3)	- сха
		Гранит	1,1(5)	-
			наа	
			10(1)	- сха
		0,34(1)	- наа	

Примечание. В числителе - среднее геометрическое, в знаменателе - стандартный множитель логнормального распределения; aaa - атомно-абсорбционный анализ, сха - спектрохимический анализ, наа - нейтронно-активационный анализ.

Несмотря на использование разных методов анализа, можно отметить в целом повышенный уровень золотоносности пород массивов позднеюрско - раннемеловой диорит-гранодиоритовой и раннемеловой гранодиорит-гранитовой ассоциаций при несколько большем уровне золотоносности первой. Отметим, что породы позднеюрско-раннемеловой гранит-лейкогранитовой ассоциации отличаются минимальной золотоносностью не только по сравнению с таковыми же позднемеловой, но и всех рассмотренных плутонов, что подчеркивается и другими исследователями [Трунилина, 1992; Злобин, 1990], за исключением материалов В.А.Трунилиной по Чибгалахскому массиву с относительно повышенным (на уровне диорит-гранодиоритовой ассоциации) содержанием золота. Это может быть объяснено не столько различиями в исходной аналитике, сколько довольно интенсивной степенью аутометасоматоза гранитов этого массива.

Среди пород позднеюрско - раннемеловой диорит - гранодиоритовой ассоциации отмечается тенденция к уменьшению золотоносности при увеличении кремнекислотности. Обращает на себя внимание и заметная обогащенность золотом аутометасоматически измененных даек диорит-порфиритового состава (см. табл. 24). Особо следует упомянуть максимальную золотоносность габбро-диабазов и гранодиорит-порфиров сложной Имтачанской дайки.

КРАТКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Яно-Колымская коллизионная зона имеет относительно сложную металлогеническую специфику, обусловленную наложением аккреционных (Яно-Колымский) и постаккреционных (Яно-Полоусненский, Догдо-Эрикитский, Адыча-Тарынский) металлогенических поясов [Шпикерман, Горячев, 1996; Nokleberg et al., 1997]. Главная особенность металлогении аккреционного этапа развития мезозойд состоит в широком распространении золото-кварцевого и золото-редкометалльно-кварцевого оруденения, детально охарактеризованного ниже. Оно связано с гранитоидами позднеюрско - раннемеловой диорит-гранодиоритовой ассоциации (собственно золото-кварцевые месторождения и рудопоявления и в меньшей степени золото-редкометалльно-кварцевые). Золото-редкометалльно-кварцевые месторождения также приурочены к плутонам раннемеловой гранодиорит-гранитовой ассоциации и очень редко к гранит-лейкогранитовым массивам. Для последних обычны оловорудные месторождения преимущественно касситерит-кварцевой - грейзеновой формации (Кере-Юряхское, Аляскитовое, Каньон и др.) с датировками 145-130 млн лет. К аккреционным относятся и редкие вольфрамовые месторождения, известные в Бохапчинском массиве и ряде других, т.е. для общей металлогенической ассоциации рудных месторождений аккреционного этапа Яно-Колымских мезозойд характерен вольфрам-олово-золотой профиль.

Постааккреционная металлогения определяется присутствием золото-серебро-кварцевых месторождений (Школьное, Кысылга), золото-сурьмяно-кварцевых (Сурьмяное, Крохалиное, Бортовое) и редких ртутных (Кузьмичанское). Эти месторождения предположительно связывают со средне-меловыми дайками и плутонами диорит(тоналит)-гранодиоритовой ассоциации, а с поздне-меловыми гранитами - оловянное (Бутугычаг, Оборонное), вольфрамовое (Беккем, Гусиное) и редкометалльное оруденение. И, наконец, самыми молодыми являются золото-серебряные (Ак-Алтын, Тихон) и золото-сурьмяные (Сарылах и пр.) месторождения, ассоциирующие с зонами разломов и поздне-меловыми риолитовыми субвулканами.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Золоторудные месторождения образуют протяженный пояс, совпадающий с размещением гранитоидов, и представлены двумя типами - золото-кварцевым (жильные и штокверковые) и золото-сульфидно-кварцевым (минерализованные зоны). Рудная золотоносность в пределах ЯКЗП

локализуется в узких протяженных зонах, тяготеющих к региональным глубинным разломам. П.И.Скорняковым (1947-1953 гг.) в составе Колымской части пояса выделены три продольные зоны: Северная, Центральная и Южная. Последующие геологопоисковые работы подтвердили такое строение пояса и показали отсутствие в Яно-Индибирской его части Центральной зоны.

Северная золотоносная зона расположена вдоль сочленения Иньяли-Дебинского мегасинклинория со структурами Колымского блока. Здесь фиксируются проявления золота, локализуемые как в экзо- и эндогенных частях крупных гранитоидных интрузивов (Заря, Алешково, Чугулук), так и в штоках и свитах даек кислого и среднего состава (Хаптагай-Хая, Тунгусское, Утинское и др.), а также в триасово - юрских песчано-сланцевых отложениях (Гольцовое). Они представлены кварцевыми жилами и прожилками, выполняющими разноориентированные нарушения, а также штокверками в дайках. Помимо золота и кварца, в рудах развиты пирит-арсенопирит, комплекс сульфидов полиметаллов, сульфоантимонитов свинца и меди и других минералов. Для ряда месторождений (Чугулук, Малыш, Чепак) характерна редкометалльная минерализация (вольфрамит, леллингит, теллуриды и сульфотеллуриды висмута, самородные висмут и золото). Отдельные месторождения (Кысылга) отличаются повышенной серебристостью руд и рассматриваются в качестве поздних малоглубинных [Гамянин, Горячев, 1988].

Центральная зона локализована в наиболее прогнутой части Иньяли-Дебинского синклинория, осложненной крупным разломом. Здесь известны серии золото-кварцевых месторождений в осадочных породах, дайках и штоках (Светлое, Дорожное, Юглер, Хангалас и др.). В составе руд выделяются, наряду с золотом и кварцем, карбонаты, арсенопирит, галенит, сфалерит, буланжерит. Руды преимущественно жильные, иногда сопровождаются минерализованными зонами, часто ассоциируют с дайками и малыми интрузиями раннеорогенного комплекса.

Южная зона приурочена к зоне Адыча-Тарынского разлома в Яно-Индибирской части пояса, а в Колымской прослеживается в Аян-Юряхском антиклинории. Для нее характерны разные структурно-морфологические и минеральные типы месторождений. В месторождениях Жданное, Диринь-Юрях развиты межпластовые козырьковые жилы [Снятков, 1958], для Базовского типичны рудные тела, выполняющие сложнопостроенные зоны дробления, минерализованные кварцем и сульфидами. Месторождения Имтачан, Игуменовское отличаются плитообразными секущими жилами, а для Наталкинской группы характерны сочетания жильно-кварцевых жил и прожилков с сульфидно-вкрапленными рудами. В некоторых месторождениях (Эргелях), помимо кварцевых жил, в разноориентированных трещинах наблюдаются участки штокверков. По минеральному составу руд выделяется два их типа: собственно золото-кварцевые и золото-редкометалльно-кварцевые (Эргелях). Для данной зоны типично и наличие сложных полиформационных [Гамянин, 1991] золото-сурьмяных месторождений [Индолев и др., 1980], определяемых наложением молодой сурьмяной минерализации на золото-кварцевую. Для нее также характерны и посттектонические малоглубинные месторождения золото-серебро-кварцевого типа [Гамянин, Горячев, 1988], локализованные в штоках гранитоидов (Школьное), терригенных толщах верхоянского комплекса и в крупных субвулканических интрузивах дацитового состава. Эта зона с перерывами прослеживается на север до р.Яна. Во всех зонах, помимо золотоносных кварцевых жил, гораздо шире распространены разнообразные кварцевые жилы, не содержащие золота. Они как бы слагают внешний "кварцевый фон" для рудных полей.

Стратиграфическая позиция золото-кварцевых жил определяется их распространением в антиклинорной и синклинорной структурах Яно-Колымской коллизионной зоны, образованных песчано-сланцевыми отложениями перми - юры. Для Южной зоны пояса вмещающими являются пермские породы для Колымской части и поздне триасовые - для Яно-Индибирской. Месторождения Центральной зоны локализуются в юрских породах, а Северной - как в юрских, так и в поздне триасовых. Какой-либо отчетливой приуроченности золото-кварцевых жил к одному литологическому типу пород не отмечено. Быть может, исключения составляют только изверженные массивные породы даек и малых плутонов в Колымской части пояса, которые из-за большей хрупкости по сравнению с пластичными осадками были насыщены трещинами и, соответственно, заполнены золото-кварцевыми жилами и прожилками. Часто жилы располагаются между пластами песчаников и алевролитов. Следует отметить некоторую приуроченность безрудных жил к пластам песчаников и алевролитовым пачкам. Структурная позиция золото-кварцевого оруденения Яно-Колымского пояса определяется сочетанием пликативных форм с разрывными.

Специально изучением структур рудных полей и месторождений золота в рассматриваемом регионе занимались Ю.М.Арский [1963] и В.И.Соловьев [Гринберг и др., 1970; Рожков и др., 1971]

(Индибирская часть) и А.И.Калинин [1983; 1988; 1989] (Колымская часть). Они установили, что месторождения возникли после этапа складкообразования и во время формирования разломов взбросовой и сдвиговой природы в условиях регионального сжатия. Складки являются ловушками-вместилищами для рудоносных растворов, поступающих по разломам. Типичные места для локализации жил - периклинальные окончания (Жданное) или крылья брахиантиклинальных (Хангалас) или линейных (Светлое, Туора-Тас) складок, реже сводовые части блокированных складок (Дора-Пиль, Дирина-Юрях). Для секущих жил типична локализация в зонах разломов, обычно в оперяющих трещинах, реже в самих зонах.

Важную роль в локализации оруденения играют надвиги, которые либо сами вмещают жильные тела (Бадран), либо контролируют золото-кварцевые жилы в региональном плане, как видно на примере Чаркынского надвига (рис. 47). Зона этого надвига уже давно вызывала повышенный интерес потенциальной золотоносностью и высокой степенью гидротермального метаморфизма [Калинин, 1963]. Основная минерализация размещается только среди перемятых, будинированных и брекчированных пород нория и образует практически непрерывную зону метасоматоза средней мощностью 1,5 м на расстояние до сотни километров [Калинин, 1963]. Общая же мощность нарушенных пород в зоне надвига достигает, согласно В.М.Калинину [1963], 250-300 м, и сам надвиг возник в процессе складкообразования, разрядив тектоническую напряженность в юрском аллохтоне. Любопытно, что основные золото-кварцевые месторождения располагаются исключительно в лежачем боку надвига в триасовых породах либо вдоль его плоскости, либо в зоне Адыча-Тарынского разлома, а также в полосе триасовых пород вдоль разлома Дарпир. В самом же "аллохтоне" оруденение распространено крайне незначительно и тяготеет к крупным продольным разломам, пересекающим его (см. рис. 47). Очевидно, что это является следствием экранирующего влияния плоскости надвига на поднимающиеся из глубин гидротермальные растворы.

Немаловажное структурное значение имеют тела магматических пород, которые на фоне относительно пластичных осадочных толщ выступали как хрупкие коллекторы. Тела разбиты многочисленными трещинами преимущественно сколовой природы, нередко выполненными золотоносными жилами.

Для месторождений ЯКЗП известен ряд структурных классификаций [Скорняков, 1949; Фирсов, 1957; Гавриков, Арский, 1963; Шило, 1960; Соловьев, 1970]. Используя их и опираясь на собственные наблюдения, я подразделяю золото-кварцевые месторождения на четыре структурно-морфологических типа: секущие и согласные жилы, штокверки и минерализованные зоны дробления (табл. 25). Естественно, что на целом ряде месторождений наблюдается сочетание рудных тел разных морфологических типов. Однако для любого месторождения можно выделить ведущий морфологический тип, определяющий основную его ценность, что и позволяет говорить о четырех типах месторождений.

Таблица

25

Примеры золото-кварцевых месторождений разных морфологических типов.

Секущие жилы	Согласные жилы	Штокверки	Минерализованные зоны дробления и смятия
Игуменовское	Хангалас	Штурмовское	Ветренское
Имтачан	Жданное	Утинское	Базовское
Юглер	Талалах	Тунгусское	Албот (Верхняя)
Дорожное	Дирина-Юрях	Митрей-Онгохта	Бадран
Юхонджа	Хищник	Среднеканское	Омчак
Хаптагай-Хая	Родионовское	Арик	Павлик
Дарьял-2		Транспортная	
Алешково		Трехбогатырская	
Кысылга		Восточная	
Мальдяк		Пятилетка	
Светлое		Надежда	
Холодное		Мальш	
Шурик		Версаль	
Снежное		Мякитское	
Школьное		Лазо	
Чепак		Учуй	
Нетчен-Хая		Гай	

Бутарное
Чугулук
Басугуньинское
Эргелях

Наталка

Секущие жилы широко развиты в пределах всего пояса. Они локализируются в основном в песчано-сланцевых отложениях, реже в дайках и гранитоидных интрузивах. Жилы часто приурочены к сводовым частям антиклинальных структур; обычно простирание их согласное с простиранием пород, но по падению они секущие (месторождения Игуменовское, Светлое). Иногда жилы такого типа секут породы вкрест простирания, выполняя трещины отрыва (месторождение Мальдяк - жила № 2), либо оперяют минерализованные зоны дробления. Нередко отмечается приуроченность жил к контактам даек с осадочными породами (месторождение Юглер). В некоторых случаях они под пологом углом к простиранию пересекают дайки и образуют ответвления в осадочные породы (рис. 48). Для секущих жил характерны крутые ($50-80^\circ$) углы падения и различная протяженность как по падению, так и по простиранию. На глубину они прослеживаются до 200-400 м и по простиранию - на 100-2000 м при довольно постоянной мощности (0,5-1 м), которая увеличивается в раздувах до 10-11 м. Нередко жилы расположены субпараллельно (Светлое), иногда разветвляются на два или три ствола. Для них типичны пострудные смещения небольшой амплитуды преимущественно сдвиговой и взбросовой природы.

Пластовые жилы по распространенности заметно уступают секущим (см. табл. 25). Они локализируются обычно в переслаивающихся песчано-сланцевых породах триаса, располагаясь вдоль контактов литологически разнородных пород - песчаников и алевролитов, песчаников и сланцев и т.д. В структурном отношении жилы этого типа приурочены либо к периклинальным замыканиям небольших брахиантиклинальных складок (рис. 49), либо к их крыльям (месторождения Талалах, Хангалас). В обоих случаях они выполняют трещины скалывания и полости межпластовых срывов и отслоений. Для них типично этажное расположение во вмещающих структурах; по простиранию такие жилы прослеживаются на несколько сотен метров иногда в виде разобщенных линзовидных тел с безрудными промежутками. Мощность их обычно не превышает 1 м и только в раздувах козырьковых жил в замках складок достигает нескольких метров. Контакты четкие, ровные, в некоторых случаях наблюдаются многочисленные апофизы в подстилающие породы с образованием штокверкоподобных участков (месторождение Родионовское). Жилы обычно разбиты небольшими по амплитуде пострудными нарушениями. Рудоподводящими каналами служили крутопадающие разрывы, в которых иногда встречаются секущие тела (месторождение Жданное).

Штокверковый тип. Этот морфологический тип жильных месторождений также менее распространен, чем секущие жилы. К нему следует отнести "прокварцованные дайки" (утиноско-штурмовской тип, по Л.В.Фирсову) и ряд месторождений в штоках гранитоидов и пластах "прокварцованных песчаников". Самые типичные рудные тела в дайках представлены зонами сетчатого, реже лестничного прожилкования (рис. 50). Количество жильного материала неравномерно, в среднем составляет около 10% от объема дайки. Мощность рудоносных даек колеблется от 0,5 до 25 м (Арик). Протяженность их по простиранию достигает 7 км, а по падению - 600 м (Утинское - дайка № 7). Мощность прожилков различна, но не превышает 10-15 см, в среднем составляет 2-3 см. Ориентировка их хаотична, но иногда преобладают одно или два направления, диагональных или поперечных простиранию дайки.

Минерализованные зоны дробления и смятия. Жильные образования этого типа имеют ряд черт, близких к сложноветвящимся штокверкоподобным жильным зонам, но отличаются приуроченностью к разрывам, оперяющим, а местами и трассирующим зоны крупных долгоживущих разломов (Наталка, Ветренское, Бадран). Реже отмечаются месторождения в зонах дробления, осложняющих крылья складок (Базовское) или развитых вдоль контакта даек (рис. 51). Протяженность минерализованных зон весьма значительна (до 5 км) при мощности в сотни метров. На глубину некоторые из них разведаны до 500 м. Строение минерализованных зон бывает очень сложным (рис. 52). Они образованы, как правило, дробленными или милонитизированными осадочными породами, иногда насыщенными сульфидной вкрапленностью (до 10-15%) или маломощными (первые сантиметры) разноориентированными кварцевыми прожилками нередко птигматитовой морфологии (Ветренское).

Все кварцевые жилы, известные в золотоносном поясе, по вещественному составу можно разделить на четыре группы: хлорит-карбонат-кварцевые с редким пиритом (безрудные); золото-

арсенопирит-полисульфидно-кварцевые с карбонатом и шеелитом; золото-серебро-сульфоантимонито-кварцевые и золото-редкометалльно-кварцевые.

Безрудные кварцевые жилы - это простые по морфологии, разные по протяженности линзовидные или плитообразные жилы. Чаще они бывают пластовыми, субсогласными, хотя встречаются и секущие. Для них характерны полосчатые и массивные текстуры; в их зальбандах нередко наблюдаются альбит, хлориты, карбонаты. Околожилные изменения крайне незначительны и отчетливо не выделяются; создается впечатление "равновесности" кварцевых жил с вмещающими породами. Состав минералов-примесей зависит от литологии вмещающей среды. Кроме указанных жильных минералов, обычной примесью служит пирит, очень редки арсенопирит, галенит, сфалерит и другие минералы. Иногда в жилах отмечается и золото, нередко - просечки регенерации, выполненные мелкими кристалликами горного хрусталя, ассоциирующегося с кальцитом и гидрослюдами. По геологическому положению и особенностям минерального состава такие жилы, вероятно, представляют собой метаморфогенно-гидротермальные образования [Гельман, 1976; Ворцепнев и др., 1985]. О.А.Суставов [1989] при детальном изучении отдельных групп жил такого рода показал, что формирование их связано с метаморфическими преобразованиями пород, становлением кливажа и складчатости до возникновения роговиковых ореолов нижнемеловых гранитоидов.

Арсенопирит-полисульфидно-кварцевые жилы являются основными золотоносными жилами региона и рассматриваются мной в качестве вещественного типа собственно золото-кварцевых жил. Кварцевые жилы обычно массивные, полосчатые, иногда друзовидные, а в их зальбандах присутствует серый метасоматический кварц. Жилы сопровождаются зонами слабых, но отчетливо проявленных околожилных изменений березитового облика, максимально развитых в штокверковых месторождениях, в дайках и в минерализованных зонах дробления и смятия. Рудная минерализация весьма разнообразна, хотя доля ее не превышает 1-5%. Наиболее типичные минералы - пирит и арсенопирит, а также галенит, сфалерит, комплекс сульфосолей сурьмы и свинца, нередко шеелит и золото. Из жильных минералов, помимо хлоритов, присутствуют альбит, серицит, гидрослюды, карбонаты. Хрусталеносные погребя нехарактерны, хотя друзовые пустоты с кристаллами молочно-белого кварца с прозрачными головками отмечаются довольно часто.

В жилах этой группы выделяются три ассоциации: раннего кварца (шеелит-арсенопирит-кварцевая), поздних сульфидов (халькопирит-сфалерит-галенитовая) и сульфосолей. Ассоциация раннего кварца представлена двумя фациальными разновидностями: серым метасоматическим кварцем, локализующимся в зальбандах жил и в зонах тонко рассланцованных пород, и молочно-белым массивным кварцем выполнения, слагающим основную массу жил. К этой ассоциации относятся рудные (пирит, арсенопирит, шеелит) и нерудные (хлорит, альбит, серицит) минералы, которые образуют контактовые оторочки жил, гнездовые и вкрапленные, часто идиоморфные скопления в кварце. Золотоносные (продуктивные) ассоциации поздних сульфидов и сульфоантимонитов (халькопирит-сфалерит-галенитовая и сульфоантимонитов свинца и меди) локализуются в межзерновых пустотах, в трещинках кварца в виде мелкой вкрапленности, реже гнезд. С ними связаны незначительное количество мелкозернистого кварца, альбита, гидрослюды, мусковита, а также основная масса карбонатов доломит-анкеритового ряда. Ранний кварц на контакте с поздними сульфидами осветляется, становится прозрачным. Отметим, что по вещественному составу жилы разных морфологических типов практически не различаются и в известных вещественных группировках золото-кварцевых жил Яно-Колымского пояса [Скорняков, 1949; В.А.Антонович, 1959 г.; Гамянин, 1974; 1991; Аксенова, 1990 и др.] среди месторождений, в которых преобладают сульфоантимонитовая или полиметаллическая ассоциации, есть и секущие, и согласные жильные, есть и штокверки.

Группа золото-серебро-кварцевых жил встречается относительно редко и включает основное оруденение месторождений Школьное и Кысылга, поздние "золото-серебряные" тела месторождения Эргелях и ряда других объектов. Главная их особенность - присутствие в качестве основных минералов низкопробного золота, высокосеребристого тетраэдрита и сульфоантимонитов серебра, что обусловило приблизительно равные соотношения серебра и золота в рудах. Другая особенность жил - их более молодой возраст относительно оловянного (Кысылга) и золото-редкометалльного (Школьное и Эргелях) оруденения. Околожилные изменения представлены малоглубинными метасоматитами аргиллизитового и переходного от аргиллизитов к березитовому типов. Для кварца типичны признаки формирования его в условиях малых глубин [Горячев, 1992]. Последовательность отложений минеральных ассоциаций в жилах подобна таковой в предыдущей группе.

В группу золото-редкометалльно-кварцевых объединены жилы, содержащие, помимо обычных арсенопирита, пирита и сульфидов полиметаллов, также минералы вольфрама, молибдена, висмута,

теллура, никеля и кобальта. Они имеют массивные, шестоватые, нередко гребенчатые и друзовые текстуры. Околожилные изменения проявлены отчетливо (иногда интенсивно) и выражены либо грейзенизацией, либо окварцеванием и хлоритизацией гранитоидов. Для жил характерно присутствие калиевых минералов (мусковит, калишпат), обычно локализованных в зальбандах. Часто отмечаются фтор- и борсодержащие минералы (флюорит, турмалин). Количество рудных минералов обычно не превышает 5%, но иногда увеличивается и до 50% (Чепак). Среди них преобладают минералы вольфрама, молибдена, сульфоарсениды, арсениды и сульфиды кобальта, никеля, висмута при подчиненных количествах сульфотеллуридов, теллуридов и сульфосолей висмута, свинца и меди.

В жилах этой группы минералообразование начинается с отложения вольфрамо- и молибденоносных раннекварцевых ассоциаций: кварц-мусковит-турмалиновой с вольфрамитом и молибденитом (Версаль, Эргелях, Чугулук), кварц-мусковитовой (калишпатовой) с шеелитом и молибденитом (Басугуныинское). Они представлены в основном полупрозрачным, нередко друзовидным кварцем, в котором локализованы гнезда и вкрапленность рудных минералов. Для мусковита и калишпата характерна приуроченность к зальбандам жил, турмалин образует либо пятнистые скопления призматических и игольчатых кристаллов, насыщающих кварц, либо мономинеральные обособления в нем. Позднее отлагалась арсенопирит-леллингитовая ассоциация. Помимо указанных минералов в ее состав входят пирротин, халькопирит, никель-данаит, кобальтин, глаукоdot, самородный висмут и золото [Гамянин, 1991; Гамянин и др., 1997]. Халькопирит также ассоциирует с поздним молибденитом, пирротинном и галенитом и образует особую, отлагающуюся после упомянутой выше ассоциации. Минералы обеих ассоциаций распределяются в кварце неравномерно, слагая либо идиоморфные выделения, вкрапленность, реже гнезда (леллингит, арсенопирит), приуроченные к интерстициям зерен кварца. Ассоциация висмутовых минералов аналогично ассоциациям сульфоантимонитов в месторождениях арсенопиритового типа относится к поздним формированиям. По числу представленных в ней видов она наиболее разнообразна, но по распространенности уступает остальным. Основные ее минералы - самородные висмут и золото, висмутин, жозеиты А и В, остальные очень редки. Все они располагаются в межзерновых промежутках ранних минералов, в друзовидных пустотах кварца, изредка образуя в нем прожилковидные обособления. Последовательность их отложения следующая: сульфиды и сульфосоли висмута (в том числе такие редкие, как икунолит), сульфотеллуриды висмута - теллуриды висмута - самородные висмут, золото, иногда мальдонит, стистаит [Гамянин и др., 1985].

В жилах разного состава золото отлагалось, как правило, с поздними минералами (галенит, сфалерит, блеклая руда, сульфосоли свинца, теллуриды и сульфотеллуриды висмута и др.), но часто ассоциирует и с более ранними, такими как арсенопирит и леллингит. Однако последние всегда золотоносны (от первых десятков до сотен г/т) при отсутствии даже микроскопически видимого золота, что позволяет предполагать его сингенетичность с ними и тонкодисперсную природу [Гамянин, 1991]. Крупность основной массы золота в жилах 0,1-2 мм; реже более (прил., рис. 53) и даже крупные гнезда - самородки (Дорожное - 36 кг, Игуменовское - около 30 кг) [Фирсов, 1985]. Обычно в рудных телах золото распределено неравномерно с формированием гнезд, карманов и рудных столбов, отличающихся от слабозолотоносных участков в десятки и сотни раз по концентрации металла. Специально вопрос о закономерностях распределения золота в рудных столбах был рассмотрен А.И.Калининым [1988] в его докторской диссертации. Он показал наличие пяти морфологических типов рудных столбов: вытянутые пологие (Игуменовское), вытянутые крутые (Ветренское, Светлое), комбинированные, изометричные (Наталка) и дельтавидные. Их локализация определяется типами структурно-вещественных парагенезисов месторождений: например, для согласных жил характерны комбинированные столбы, для секущих - вытянутые пологие и комбинированные, для штокверков в дайках - вытянутые крутые и изометричные и т.д. Разработанная им структурная систематика включает четыре эндогенные и одну экзогенную группы рудных столбов: экранированные, локализованные в благоприятных структурах, локализованные в осложнениях трещинных структур, регенерированные при контактовом метаморфизме, и зон окисления. Согласно подсчетам [Калинин, 1988], средняя площадь рудного столба 1500 м², и в нем концентрируется до 40% запасов (для простых жил доля запасов в рудных столбах около 50%, для сложных - 30%, для штокверков и минерализованных зон - 20%). Средние содержания золота в рудах для жил - 10-30 г/т, для штокверков и минерализованных зон - 2-10 г/т. В рудных столбах концентрации золота - сотни г/т в жилах и десятки, реже сотни г/т - в штокверках и минерализованных зонах.

Пробность золота колеблется в широких пределах (табл. 26-28) и мало зависит от структурного, морфологического или минерального типа золото-кварцевых руд. По всей протяженности

пояса встречаются месторождения, в составе которых есть относительно низкопробное золото (600-700 ед.): Шурик, Школьное, Дорожное, Наталка и др. (Колыма), Бадран, Лазо, Юхонджа, Кысылга (Адыча-Индибирка). Отмечено наличие низкопробного золота в ряде месторождений полиформационного происхождения, где оно связано с более молодым этапом гидротермального рудоотложения.

В месторождениях с золото-редкометалльными ассоциациями существуют как относительно низкопробное, так и высокопробное золото (см. табл. 28). Здесь так же, как и на собственно золото-кварцевых месторождениях, известен широкий диапазон пробности, обусловленный, возможно, проявлением позднего этапа оруденения постаккреционного генезиса.

Таблица 26

Пробность золота золото-кварцевых месторождений (Колымский район), ед.

Месторождение	Пробность	Размах пробности	Источник
Наталка		600-800	Иванюк, 1980
Омчакское	758	506-670	Геология..., 1979
Лево-Табогинское	900	830-925	Геология..., 1979
Мальдяк	931	830-965	Геология..., 1979
Мальдяк	935	883-957	Автор
Буровое	867	817-910	Геология..., 1979
Стахановец	888	840-910	Геология..., 1979
Евгар	900	790-925	Геология..., 1979
Тенкелях	910	900-932	Геология..., 1979
Дорожное	713	650-820	Геология..., 1979
Улахан-Аурум	809	700-920	Геология..., 1979
Игуменовское	748	600-810	Геология..., 1979
Игуменовское	750	700-960	Гамянин, 1991
Игуменовское	780	680-840	Тюкова, 1989
Юглер	850	840-918	Геология..., 1979
Юглер	870	660-960	Гамянин, 1991
Светлое	881	850-900	Геология..., 1979
Светлое	900	872-938	Автор
Хищник	840	800-860	Геология..., 1979
Хищник	818	810-825	Автор
Гольцовское	954	920-965	Геология..., 1979
Ларюковское	785	770-800	Геология..., 1979
Штурмовское	936	910-950	Геология..., 1979
Штурмовское	930	900-960	Гамянин, 1991
Утинское	888	840-937	Геология..., 1979
Утинское	936	824-956	Автор
Утинское	930	660-980	Гамянин, 1991
Ветренское	885	830-965	Геология..., 1979
Затеснинское	910	904-925	Геология..., 1979
Холодное	935	920-950	Геология..., 1979
Холодное	921	915-924	Автор
Казак	750	650-820	Геология..., 1979
Дайка Арик	899	897-903	С.А.Горбунов, 1986 г.
Надежда	910	900-927	Автор
Дайка Транспортная	933	900-950	Геология..., 1979
Дайка Транспортная	926	922-933	Автор
Дайка Восточная	950	900-1000	Гамянин, 1991
Дарьял-2		850-880	Шило и др., 1988
Родионовское	810	780-840	Гамянин, 1991
Родионовское	810	720-880	Тюкова, 1989
Школьное	784	656-830	Автор
Каменистое	858	849-865	Автор
Албот (Верхняя)	917	909-924	Автор
Шурик	683	635-799	Автор
Дайка Новая	916	910-933	Автор
Богатырь	910	902-917	Автор

Зависимость пробности золота от состава вмещающих пород, отмеченная некоторыми авторами [Гончаров и др., 1987] на примере дайковых месторождений, нами не устанавливается. Более того, для Утинского месторождения разная проба золота даек является следствием поперечной зональности оруденения (с севера на юг): дайка № 5 - среднего состава (средняя проб-

ность золота - 680 ед.), дайка № 6 - кислого состава (840 ед.) и дайка № 7 - среднего состава (940 ед.). Такое изменение пробности скорее отражает зональность удаления от соседнего массива Красивый диорит-гранодиоритовой ассоциации [Гамянин и др., 1991].

Уровень концентрации примесей в золоте соответствует его минеральной ассоциации (табл.29), на что указывал ранее Г.Н.Гамянин [1991]. Следует отметить присутствие примеси платиноидов, а также висмута в некоторых месторождениях.

Специальными исследованиями околожильных изменений в золото-кварцевых месторождениях после Л.В.Фирсова [1954] практически никто не занимался. Можно лишь отметить оценку химизма метасоматоза, сделанную Г.Н.Гамяниным [Рожков и др., 1971] для отдельных месторождений Индигирского района, и последнюю работу В.В.Алпатова [1993] по дайкам Утинского месторождения. Специальные исследования на месторождениях Светлое (рис. 54) и Школьное (табл.30) показывают, что для золото-кварцевых месторождений в осадочных породах характерны слабые околожильные гидротермальные изменения, выраженные в смене маломощных зон кварцевых и

Таблица 27

Пробность золота в золото-кварцевых месторождениях (Адыча-Индигирский район), ед.

Месторождение	Средняя пробность	Размах пробности	Источник
Тунгусское	910	800-1000	Самородное..., 1992
Тунгусское	930	780-1000	Гамянин, 1991
Митрей-Онгохта	859	800-900	Самородное..., 1992
Митрей-Онгохта	870	700-940	Гамянин, 1991
Кольцевой	892	876-997	Самородное..., 1992
Хангалас	827	734-935	Самородное..., 1992
Хангалас	815	780-860	Гамянин, 1991
Сох	779	761-792	Самородное..., 1992
Золотой Рог	845	800-900	Самородное..., 1992
Хаптагай-Хая	759	685-858	Самородное..., 1992
Хаптагай-Хая	775	700-860	Гамянин, 1991
Сана	892	866-959	Самородное..., 1992
Сана	870	840-900	Гамянин, 1991
Дора-Пиль	951	930-977	Самородное..., 1992
Малтан	966	917-1000	Самородное..., 1992
Бадран	917	577-1000	Самородное..., 1992
Диринь-Юрях	963	945-966	Самородное..., 1992
Диринь-Юрях	990	960-1000	Гамянин, 1991
Талалах	954	905-990	Самородное..., 1992
Талалах	930	865-920	Гамянин, 1991
Позднее	948	925-989	Самородное..., 1992
Кокарин	917	882-930	Самородное..., 1992
Базовское	848	833-870	Самородное..., 1992
Базовское	810	780-840	Гамянин, 1991
Жданное	865	828-913	Амузинский, Анисимова, 1988
Жданное	840	800-880	Гамянин, 1991
Встречное	927	896-957	Самородное..., 1992
Юхонджа	600	580-618	Горячев, 1981
Имтачан	870	720-980	Гамянин, 1991
Дарпир	850		П.И.Скорняков, 1951 г.
Учуйское		849-852	Гамянин и др., 1980
Наледное		920-955	Гамянин и др., 1980
Лазовское	670; 910	600-700; 840-960	Гамянин, 1991
Алешково	833	820-860	Гамянин, 1991
Кысылга		552-654	Гамянин, 1993

Таблица 28

Пробность золота в золото-редкометалльно-кварцевых жилах Яно-Колымского золотоносного пояса, ед.

Район, месторождение	Средняя пробность	Размах пробности	Источник
<i>Колымский</i>			
Мякитское	873	860-890	Автор
Школьное, жила № 6	898	852-1000	Автор
Басугуньинское		709-828	Шило и др., 1988

Басугуньинское	840	804-860	Автор
<i>Адыча-Индибирский</i>			
Эргелях	841	750-850	Самородное..., 1992
Делювиальное		600-700	Рожков и др., 1964
Галечное	914	680-1000	Соловьев, 1989; Яковлев и др., 1986

Таблица 29

**Средние содержания примесей в самородном золоте
отдельных месторождений Яно-Колымского пояса, г/т**

Месторождение	As	Pb	Sb	Fe	Pt	Cu	Bi
Каменистое (2)	-	-	-	15	-	60	-
Хищник (6)	15	200	16	54	-	46	6
Утинское (6)	18	62	43	17	-	210	1
Надежда (9)	15	-	12	25	-	16	-
Мальдяк (3)	60	-	-	27	-	177	-
Дайка Тенистая (3)	17	235	130	48	-	100	17
Светлое (29)	115	123	25	100	11	120	1
Яркий (3)	-	-	100	20	-	240	-
Дайка Новая (3)	60	120	45	93	41	116	9

Примечание. Аналитик Н.А.Петрова, ЯИГН СО РАН. Те, Sn, Mn, Ni, Co, Zn - не обнаружены (в золоте месторождения Светлое установлено 2 г/т Ni). Прочерк - содержание элемента ниже чувствительности анализа.

Таблица 30

**Изменение состава вмещающих пород в контактах кварцевой жилы № 3
месторождения Школьное, мас.%**

Компонент	63/1	63/2	63/3	63/4	63/5
SiO ₂	86,65	49,36	43,86	48,84	52,81
TiO ₂	0,03	0,70	0,86	0,88	0,86
Al ₂ O ₃	2,80	14,36	17,64	17,70	18,83
Fe ₂ O ₃	0,98	5,74	5,26	1,83	0,94
FeO	0,94	2,63	3,79	5,29	7,39
MnO	0,03	0,06	0,13	0,15	0,12
MgO	0,22	2,44	2,77	2,71	3,11
CaO	2,45	4,28	5,51	5,34	5,28
Na ₂ O	0,17	0,22	0,25	1,52	2,51
K ₂ O	0,57	3,41	4,03	3,30	1,75
P ₂ O ₅ +As ₂ O ₅	0,89	2,34	0,58	0,28	0,20
H ₂ O ⁺	2,09	4,11	4,53	4,26	3,83
CO ₂	1,86	5,48	7,08	6,28	2,46
F	0,02	0,17	0,26	0,28	0,29
S	0,60	3,48	4,01	2,19	0,09
Сумма	100,31	98,72	100,35	100,61	100,22
Au	166	11,2	0,64	0,13	0,015
Ag	8,5	3,8	1,5	1,35	0,35
As	12004	108000	27525	592	41
Sb	15	76	23	9,7	1,7
W	1,4	7,1	2,6	2,9	1,4
Плотность, г/см ³	2,82	2,87	2,82	2,81	2,73

Примечание. Химический анализ выполнен в лаборатории химических методов анализа ЯИГН СО РАН, аналитик Г.Н.Охлопкова. Золото - атомная абсорбция (А.В.Матвеева) и рудные элементы (г/т) - количественный спектральный анализ (Л.А.Попова) выполнены в СВКНИИ ДВО РАН.

Таблица 31

**Химический состав околожильноизмененных гранодиорит-порфиров дайки Тенистая
(рудное поле месторождения Светлое), мас.%**

Компонент	5-10 см от контакта	10-15 см	15-18 см	18-25 см	25-30 см	30-40 см	3 м от контакта
SiO ₂	61,46	66,84	72,60	74,44	73,16	73,62	68,51
TiO ₂	0,77	0,98	0,78	0,37	0,26	0,25	0,27
Al ₂ O ₃	16,22	16,34	15,39	14,38	14,55	14,60	15,13
Fe ₂ O ₃	7,36	3,62	2,20	2,34	3,66	3,44	4,37
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06
MgO	0,61	0,46	0,41	0,28	0,26	0,24	0,44

CaO	0,18	0,07	-	-	0,03	-	1,58
Na ₂ O	0,27	-	-	-	-	-	3,85
K ₂ O	4,88	4,88	4,54	4,19	4,18	4,09	3,37
P ₂ O ₅	0,09	0,14	0,07	0,07	0,04	0,05	0,09
C _{орг}	1,00	0,89	-	-	-	-	-
п.п.п.	8,15	6,57	3,96	3,91	3,80	3,80	2,50
Сумма	100,00	99,91	99,96	99,99	99,95	100,10	100,17

Примечание. Прочерк - содержание компонента ниже чувствительности анализа.

Таблица 32

**Средние содержания элементов-примесей в метасоматитах
золото-кварцевых месторождений Светлое и Утинское, г/т**

Элемент	Светлое - милониты окварцованные и сульфидизированные (27)	Светлое - песчаники сульфидизированные (21)	Утинское - метасоматиты по дайкам (99)
Sb	4,7/4,4	2/1,8	5,6/3,2
Pb	31/1,7	20/1,3	6,7/2,8
As	363/16,1	103/4,9	562/9
W	4,2/1,4	2,2/1,4	1,4
Bi	1,6/1,1	1,6/1,1	2,9/1,7
Mo	0,92/1,7	0,95/1,5	0,76/1,4
Sn	3/1,7	3,3/1,5	2,7/1,7
Cu	10/1,8	20/1,5	8,6/1,6
Ag	0,33/2,2	0,2/1,3	0,13/1,9
Zn	99/2,4	111/1,6	36/1,4
Ni	33/1,7	33/1,6	8,5/2
Co	30/1,6	28/1,5	11/1,9

Примечание. Здесь и в табл. 33-35 в числителе - среднее геометрическое, в знаменателе - стандартный множитель логнормального распределения.

Таблица 33

**Средние содержания элементов-примесей
в отдельных золото-кварцевых месторождениях, г/т**

Элемент	Мальдяк (20)	Игуменовское(9)	Албот (26)	Светлое (30)	Утинское (34)	Шурик (19)	Школьное (29)
Sb	6/7,5	1,7	55/4,8	5,6/5,1	4,4/4,1	1,7	100/6,7
Pb	3/3,9	31/3,4	20/5,2	29/2,2	2,6/6,3	22,7/4,8	300/3,2
As	8773/8,3	130/2,7	424/6	8204/3,3	2786/7,2	2349/13,2	1900/7,5
W	1,5/1,1	1,4	1,5/1,25	3,3/1,5	1,4/1,6	2,2/1,8	1,4
Bi	1,8/1,5	8/1,4	2,1/2,3	1,7/1,3	4,2/1,6	4,8/3,5	7,5/2,3
Mo	0,48/3,5	1,57/3,6	0,46/2	0,52/2,1	0,78/1,7	0,5/2,8	0,36/3,1
Sn	1/1,9	2,3/6,1	1,2/1,7	2/2,1	2,2/1,6	1,8/1,6	1,1/2,9
Cu	5,9/1,8	16,6/4	19,4/4,2	7,1/1,6	12/1,5	9,9/1,6	28/4,0
Ag	0,1/2,8	0,6/2,4	0,73/5,3	0,41/2,9	0,16/2,9	0,48/4,2	8,2/2,6
Zn	39/1,6	85/3,5	27/1,9	67/1,9	26/2,1	74/3,7	56/5,3
Ni	7,6/3,1	4,2/2	3,9/2,8	17/1,8	13/1,9	9/2,1	1,3/1,5
Co	17/2,9	11/2,2	6,3/2,6	19/1,9	8,6/1,7	25/2,2	2,2/1,8

Таблица 34

**Средние содержания элементов-примесей
в отдельных золото-редкометалльно-кварцевых месторождениях, г/т**

Элемент	Мякитское (17)	Басугуньинское (8)	Малыш (6)	Эргелях (8)	Школьное, жила № 6 (7)	Чепак (7)	Мрачное (5)
Sb	1,7	2,5/3,0	1,7	1,9/1,2	18/9,8	4,0/4,3	17/8,2
Pb	67/1,8	4,9/1,9	2,4/3,4	1,0/2,9	15/2,8	52/5,1	188/3,0
As	4477/7,7	798/20,0	24000/3,3	35/1,9	2480/14,2	12706/18,4	2015/13
W	2,7/2,8	3,2/6,4	2,8/8,2	16,8/86	4,8/6,8	18,7/17	10,2/5,5
Bi	15/3,6	20/3,3	50/2,9	35/9,6	61/5,4	49/3,4	23,5/1,9
Mo	0,74/1,6	1,13/2,7	0,77/2,7	0,2	13/2,0	0,79/1,9	11,2/1,7
Sn	18/2,0	27/1,7	13/3	0,84/1,5	1,7/1,8	11/2,2	8,9/3,0
Cu	12/1,9	9,0/1,8	27/3,6	14/1,2	6,7/1,4	35,5/1,5	18,3/1,3
Ag	0,52/1,9	0,32/3,1	0,82/4,6	0,24/5,0	1,64/2,20	2,6/5,9	4,1/3,0

Zn	245/7,3	27/1,7	19/1,8	3,2/2,0	21/1,4	605/2,7	320/2,6
Ni	3,6/2,0	4,3/2,3	5,6/2,4	5,1/2,8	4,5/3,3	39/2,0	2,5/1,6
Co	7,6/1,6	11/1,9	14/2,4	4,4/4,0	38/4,2	106/2,3	16,5/2,6
Te	2,4(1)	4,5/2,4 (4)	-	59,5/45(6)	-	-	-
Au	0,6/13(14)	1,0/3,5 (4)	1,1/5,1	4,7/13,6 (6)	-	-	-

Примечание. Прочерк - элемент не определялся.

кварц-серицитовых метасоматитов с вкрапленностью пирита и арсенопирита (1-5%) серицит-хлоритовыми и хлорит-карбонатными. По химизму в них можно выделить внутреннюю зону, обогащенную щелочами (натрием для песчаников и калием для глинистых сланцев), и внешнюю, с большими концентрациями кальция и летучих компонентов (см. рис. 54). В штоках зональный метасоматоз (прил., рис. 55) также носит преимущественно калиевый характер независимо от состава пород (кислые - средние) и сопровождается отчетливыми ореолами сульфидизации. В дайках важнейшей является кварц-альбитовая зона с вкрапленными арсенопиритом, пиритом и пирротинном [Алпатов, 1993]. В них иногда наблюдается и специфический "серицит-углеродистый метасоматоз", установленный в экзоконтакте жил в виде зоны графит-серицит-кварцевых метасоматитов с арсенопиритом и пиритом (прил., рис. 56) мощностью до 15 см. Содержание графита визуальное оценивается в 3-30%, а по данным анализа составляет 0,89-1,00%. Породы, по сравнению с исходными гранодиорит-порфирами, обогащены титаном, алюминием, калием и практически не содержат натрия и кальция (табл. 31).

В целом, в отличие от самих жил, для метасоматитов характерны повышенные концентрации мышьяка и отчасти вольфрама (табл. 32).

Геохимия золото-кварцевых жил в значительной степени отражает их вещественный состав (табл. 33, 34). Малая сульфидность руд обуславливает невысокие средние содержания основных рудных элементов, среди которых господствует мышьяк. Следует отметить, что по уровню средних содержаний месторождения золото-кварцевые и золото-редкометалльно-кварцевые различаются незначительно и преимущественно только по содержаниям висмута и отчасти вольфрама и молибдена; уровень концентрации их в жилах золото-кварцевого типа также относительно высок. Золото-кварцевые жилы в гранитоидных телах устойчиво обогащены висмутом по сравнению с жилами в осадочных породах, но не так заметно, как золото-редкометалльно-кварцевые. Однако наиболее контрастно геохимические особенности золото-кварцевых руд выявляются в характеристике рудных столбов (табл. 35), где отчетливо видна геохимическая ассоциация золота не только с мышьяком, но и с сурьмой, свинцом, серебром и в меньшей степени с цинком, медью и висмутом. Важная особенность руд - резко неоднородное распределение в них основных минералообразующих элементов, что отражается в высоких значениях их стандартных множителей логнормального распределения.

Таблица 35

Средние содержания элементов-примесей в рудных столбах золото-кварцевых жил, г/т

Элемент	Светлое (19)	Албот (5)	Утинское (11)	Школьное (11)
Sb	3,4/3,5	242/8	50/6,7	481/2,6
Pb	31/4,6	325/1,8	82/6,1	641/2,1
As	2000/7,5	2095/2,4	3180/10,7	3092/9,3
W	1,8/1,4	1,5/1,2	1,5/1,6	1,4
Bi	2,9/2	7,7/3,2	4,1/1,6	11/2,6
Mo	0,53/1,6	0,53/1,4	0,43/1,9	0,71/3,4
Sn	1,7/1,4	1,5/1,2	1,6/2,0	1,1/2,2
Cu	7,3/1,7	168/5,8	12/1,5	74/5,4
Ag	0,93/3,3	8,9/2,5	0,47/3,8	25,8/1,5
Zn	32/2,4	54/1,7	51/2,9	122/3,9
Ni	11,5/2,1	3,7/2,2	8,5/2,1	1,5/1,7
Co	14,3/1,9	7,1/2	9/2,2	3/2,2
Au	95/2,9	212/2,9	93/3,3	Обильное золото

Примеры месторождений

Многочисленные месторождения Яно-Колымского пояса описаны в работах многих исследователей; наибольшую детальность следует отметить в рукописных отчетах П.И.Скорнякова [1946-1955 гг.], а также в публикациях Л.В.Фирсова [1956-1985 гг.], Н.А.Шило [1960; Шило и др., 1988], В.И.Соловьева и Г.Н.Гамянина [Рожков и др., 1971] и многих других. Ниже приводятся краткие

описания месторождений разных структурно-морфологических и минеральных типов, составленные как по данным опубликованных и неопубликованных работ, так и по личным наблюдениям автора.

Одним из типичных жильных золото-кварцевых месторождений является **Светлое**, расположенное в бас. р.Берелех и открытое А.С.Агейкиным в 1943 г. В строении рудного поля участвуют песчано-глинистые отложения средней юры, представленные чередованием пластов и пакетов глинистых сланцев, песчаников и алевролитов. Осадочные породы смяты в складки (Светлинская антиклиналь и Ковбойская синклиналь) северо-западного простирания с разворотом шарниров на северо-восток (рис. 57). Именно к месту разворота и приурочены основное оруденение и дайки. Последние образуют протяженные, относительно маломощные, крутопадающие (иногда пологие) поперек простирания пород тела пестрого состава. Они внедрились в гомодромной последовательности от диоритовых порфириров, диоритов через гранодиорит-порфиры до гранит-порфириров [Колесниченко, Горячев, 1992]. Завершилось формирование магматических тел штоком гранитов на восточном фланге рудного поля. Золото-кварцевое оруденение наложено на все магматические породы, что подчеркивается конкретными пересечениями и их структурной разобщенностью. Дайки тяготеют к трещинам отрыва, жилы - к трещинам и полостям отслоения. На месторождении выделяется серия субпараллельных крутопадающих жил, приуроченных к межпластовым, иногда кососекущим трещинам (см.рис. 57); они прослежены по простиранию на сотни метров и на двести метров по падению. Морфологически это линзовидные плитообразные тела, достигающие мощности до 1-1,5 м, сопровождающиеся милонитизированными вмещающими породами в зальбандах и редкой вкрапленностью пирита, реже арсенопирита. В рудах известны три последовательные минеральные ассоциации: шеелит-арсенопирит-кварцевая, полиметаллическая (галенит-сфалерит-халькопирит) с золотом и кварц-кальцитовая. Пробность золота довольно высокая - 872-950 ед. Для жил обычны столбовое распределение золота и типичное проявление скрытой минеральной зональности [Горячев, 1992], а в отдельных жилах отмечаются и элементы прямой минеральной зональности.

Игуменовское месторождение открыто С.С.Герасименко и Г.Н.Хладным в 1944 г. Оно детально охарактеризовано Л.В.Фирсовым [1958], что освобождает меня от его подробного описания и позволяет ограничиться кратким очерком из-за специфичности данного месторождения. Во-первых, это одно из самых крупных жильных месторождений (с 1946 г. добыто свыше 11 т Au), а во-вторых, оно интенсивно контактово метаморфизовано. Месторождение располагается в Аян-Юряхской антиклинорной зоне в бас. р.Тенька. Вмещающие позднепермские глинистые сланцы образуют протяженную пологую и широкую складку северо-западного простирания с углами падения крыльев 5-20° и шириной в несколько километров. В пределах месторождения отмечается пологое погружение оси складки в северо-западном направлении под углом 15-18°. Породы прорваны интрузивом гранодиоритов массива Улахан, относящегося к среднемеловой гранодиорит-гранитной ассоциации, и интенсивно контактово метаморфизованы.

Основные золото-кварцевые жилы приурочены к своду складки и выполняют крутопадающие трещины, продольные по отношению к ее оси. Они были сформированы до внедрения гранитов, несут следы интенсивного контактового метаморфизма и пересекаются гранитными дайками. В пределах месторождения известно 14 золотоносных жил, но основные запасы золота сконцентрированы в двух (№ 2, 3 - 29,8% и № 5 - 67,7%). Эти жилы (рис. 58) представляют собой протяженные (600-2000 м) плитообразные тела, крутопадающие на северо-восток под углами 50-85° с колебаниями мощности вследствие чередования раздувов (до 3,5 м) и пережимов (до 0,1 м) при средней мощности 0,5-0,8 м. Нередко жилы разветвляются на несколько параллельных стволов. Согласно исследованиям Л.В.Фирсова, они составляют единую систему сопряженных жил общей протяженностью около 4 км. Все жилы разбиты сериями пострудных разломов трех систем. Первые и самые ранние заложены еще в дожильный этап, но интенсивные сдвиговые подвижки по ним были и после формирования жил и внедрения гранитов. Более поздние пологие взбрососдвиги имеют суммарные амплитуды перемещения отдельных блоков жил до 100 м в юго-западном направлении. И, наконец, самые поздние крутопадающие поперечные сбросы и сдвиги смещают жилы суммарно не более чем на 50 м.

Кварцевые жилы сложены арсенопирит-кварцевой и золото-полиметаллической ассоциациями с общим количеством сульфидов золото-кварцевого этапа формирования месторождения около 1-3%. В пределах месторождения известны жилы и минеральные ассоциации, наложенные на ранние жилы и связанные с поздними этапами минерализации. На это было обращено внима-

ние и Л.В.Фирсовым [1958], и мной в 1979 г., а наиболее детально описано Е.Э.Тюковой [1989]. Среди поздних жил следует отметить золото-редкометалльные кварцевые с молибденитом, пиритом, леллингитом, арсенопиритом, золотом и сульфотеллуридами висмута, связанные с гранитами, и самые поздние карбонат-кварц-станнин-полиметаллические и адуляр-кварцевые жилы эпитермального облика, возможно, связанные с редкими дайками субвулканических сферолитовых липаритов. Контактный метаморфизм обусловил и специфичность распределения золота в кварцевых жилах - обогащенность верхних горизонтов жил золотом по мере удаления от контакта с гранитами. В целом по главным жилам месторождения среднее содержание золота 12-13 г/т; при доле проб с содержаниями менее 5 г/т - 55%; 5-10 г/т - 12%; 10-100 г/т - 41% и более 100 г/т - 2,5% (10 972 пробы по всему месторождению) [Фирсов, 1958]. По данным опробования, для жил характерно гнездовое расположение золота и лишь в наименее контактово преобразованной жиле № 5 - столбовое. Месторождение интенсивно эксплуатировалось до 1956 г.; в настоящее время оставшиеся запасы оцениваются в 5,5 т.

Месторождение Жданное открыто А.И.Милаем в 1948 г. Оно расположено в бас. р.Ненгчан одного из водотоков бас. р.Эльга и типично для месторождений с седловидными жилами [Снятков, 1958; Гавриков, Жарова, 1963; Рожков и др., 1971]. В геологическом строении рудного поля участвуют песчаники и сланцы верхнего триаса, образующие две литологически различные пачки пород: с преобладанием песчаников и аргиллитов. В пределах рудного поля известны серии субширотных даек пестрого состава (Ненгчанская свита), однако на площади месторождения даек нет. Осадочные породы смяты в небольшие второстепенные брахиантиклинальные складки, ориентированные поперек простирания основных складчатых структур района [Рожков и др., 1971]. Главный структурный элемент рудного поля - брахиантиклинальная складка площадью около 1 км², осевая плоскость которой круто наклонена на северо-северо-запад (70°). Складка - асимметричного строения с более крутым южным крылом (70-90°) и относительно пологим северным (50°). Основная группа седловидных жил локализована в стометровой пачке осадочных пород в периклинальном замыкании складки (см. рис. 48), там, где ее ось погружается под углом 40° в западно-юго-западном направлении [Снятков, 1958]. Они имеют обычные для таких жил полосчатое строение и морфологию (максимальная мощность в замке). Складка осложнена серией разрывов: близширотными взбрососдвигами и редкими северо-восточными малоамплитудными сдвигами. Самое крупное субширотное нарушение с 40-метровым перемещением является дорудным, так как вмещает секущую золото-кварцевую жилу № 13. Параллельно ему к северу располагаются еще два нарушения; все они представлены маломощными (до 0,5 м) зонами дробления и смятия, местами насыщенными тонкими кварцевыми прожилками. По этим нарушениям замковая часть складки была надвинута в дорудный этап на 120 м в юго-западном направлении с возникновением межпластовых зон отслоения и проскальзывания, вместиливших в рудный этап основные жилы [Рожков и др., 1971], которые совместно с редкими секущими жилами образовали систему сопряженных золото-кварцевых жил. Главные жилы (№ 1 и 2) прослежены по простиранию на расстояние до 560 м, а по падению - более чем на 100 м при средней мощности около 1,5 м (до 3,5 м в замках). Остальные шесть рудных тел имеют меньшие параметры. Почти все они локализованы в пластах песчаника.

Жилы сложены арсенопирит-кварцевой (99%) и золото-полиметаллической минеральными ассоциациями. В последней отмечен также редкий буланжерит. Околожилные изменения (окварцевание, серицитизация и карбонатизация) проявлены незначительно. Золото распределено неравномерно, изометричными и вытянутыми крутопадающими столбами [Нестеров, 1985]. Средние содержания его в согласных жилах 22-95 г/т, а в секущих - 1-8 г/т [Ю.А.Владимирцева, 1987 г.]. Для жил № 1 и 4 установлено резкое снижение средних содержаний с глубиной в интервале 75 м соответственно с 90 и 15,8 г/т до 1,1 и 4,3 г/т; жила № 2 отличается более высокими средними содержаниями - 12,8-43,2 г/т с незакономерными изменениями их с глубиной [Нестеров, 1973]. Л.А.Снятков [1958] относил седловидные жилы месторождения к типу Бендигго, однако В.И.Соловьев [Рожков и др., 1971] достаточно убедительно показал их отличия от типа Бендигго и отнес к типу "kozyрьковых жил". Месторождение в существенной мере отработано.

Месторождение Алешково расположено в экзоконтакте Синекандинского массива (возможного продолжения Чибгалахского интрузива на северо-запад). Вмещающие оруденение триасовые песчано-сланцевые отложения испытали сильный контактовый метаморфизм и превращены в биотит-кордиеритовые роговики. Оруденение представлено серией кварцевых и арсенопирит-кварцевых жил (рис. 59), локализованных в единой послыной зоне дробления

длиной до 2 км [Соловьев и др., 1980 г.]. Протяженность жил 90-160 м при мощности не более 1 м. Падение их крутое (50-70°) на восток и северо-восток. Главный рудный минерал арсенопирит образует гнезда и вкрапленность в кварце, иногда ассоциируя с пирротинном, халькопиритом, сфалеритом и золотом. В пределах участка известны жилы с турмалином, хлоритом и мусковитом. По-видимому, в них присутствуют также арсенопирит, молибденит и пирротин. Золото в жилах распределено крайне неравномерно, и в разных жилах средние его содержания колеблются от 8 до 46 г/т (жила № 4).

Месторождение Лазовское (Лазо) расположено на правом берегу р.Адыча. Оно приурочено к крылу синклинальной складки, сложенной ороговикованными песчано-сланцевыми отложениями нория [Ю.А.Владимирцева, 1985 г.]. В пределах рудного поля известны Горгондинский диорит-гранодиоритовый массив и Лазовская серия даек порфиритового состава (см. рис. 41). Собственно месторождение представляет собой штокверк площадью 0,07 км² (рис. 60). Внутри штокверка выделяются группы кулисообразно расположенных кварцевых жил и прожилков мощностью до 4- 10 см (иногда до 40 см) и протяженностью десятки, реже первые сотни метров. Главный рудный минерал арсенопирит образует вкрапленность и гнезда в кварце; содержание его достигает 10-15%. Заметно распространен сфалерит, реже встречаются галенит, халькопирит и пирит, а также шеелит. Золото ассоциирует с арсенопиритом и распределено относительно неравномерно со средним содержанием по штокверку 1,2 г/т.

Имтачанское месторождение является примером локализации секущих кварцевых жил в дайках. Оно расположено в районе водораздела истоков рр. Адыча и Эльга. Вмещающие породы рудного поля представлены песчано-сланцевыми отложениями норийского яруса позднего триаса и слагают северо-восточное крыло антиклинальной складки, ось которой имеет северо-западное простирание с углами падения пород 45-50° [Гавриков и др., 1962]. В структурном плане месторождение находится в непосредственной близости от плоскости Чаркынского надвига, в 3 км к северу. Месторождение состоит из серии крутопадающих кварцевых жил линзообразной формы, под острым углом пересекающих сложную дайку габбро-диабазов и гранодиорит-порфиринов (см. рис. 49). Мощность дайки 33-50 м при протяженности 5 км. Основное оруденение сосредоточено в двух жилах (№ 1 и 2) средней мощностью 1,8 м и 0,65 м соответственно при колебании ее от 0,1 до 4 м. Протяженность жил 250 м (№ 1) и 150 м (№ 2); в северо-восточном направлении падение крутое на юго-восток под углами 60-85° [Гавриков и др., 1962]. Для жил характерны небольшие крутопадающие на северо-запад и юго-восток ответвления-апофизы длиной не более 50 м. Жилы сложены арсенопирит-кварцевой и золото-блеклорудно-полиметаллической ассоциациями. Распределение золота на поверхности гнездовое, на глубину не изучено; максимальные содержания достигают 3383 г/т [Нестеров, 1973].

Месторождение Юхонджа располагается на восточном фланге Имтачанского рудного узла в 10 км к востоку от Имтачанского месторождения. Оно представлено двумя линзовидными, почти вертикального падения кварцевыми жилами северо-восточного простирания, секущими алевриты триаса. Вмещающие породы около жил слабо березитизированы. Жилы сложены двумя минеральными ассоциациями: арсенопирит-шеелит-кварцевой и фрейбергит-мусковитовой с золотом. Количество сульфидов в жилах 1-3%. Особенность состава жил - относительно широкое распространение мусковита (до 10%) и шеелита (до 3%). Золото распределено резко неравномерно, имеет низкую пробность (около 600 ед. - см. табл. 12) и тесно ассоциирует с фрейбергитом (23-24% Ag). Возраст месторождения, по K-Ar-датированию мусковита, 131 млн лет.

Утинское месторождение (рис. 61) расположено в районе излучин Колымы в южной части Яно-Колымского пояса и относится к довольно широко распространенным в нем так называемым "дайковым". Оно представлено серией даек кислого и среднего состава, весьма протяженных и насыщенных разноориентированными прожилками кварцевого, кварц-альбитового и альбит-кварц-кальцитового состава, местами содержащими обильную вкрапленность и гнезда арсенопирита, пирита, сфалерита и сульфосолей буланжерита и джемсонита в ассоциации с золотом. Дайки приурочены к зоне мощного разлома длиной свыше 30 км при ширине до 3 км северо-западного простирания [Конычев, 1953]. Отдельные дайки прослежены до 10-12 км, оруденелые участки в них заметно меньше, в единичных случаях - не более 5 км. Дайки простираются либо согласно с вмещающими песчано-сланцевыми отложениями юры, либо под острыми углами секут их как по простиранию, так и по падению. Мощность их от 0,1 до 20 м. По составу выделяются тела кварцевых альбитовых, альбит-ортоклазовых порфиринов и пироксен-амфиболовых порфиринов. Наиболее крупной является дайка №

7. Оруденелая ее часть изучена по вертикали на 230 м, а с учетом рельефа - еще больше. Мощность тектонической зоны, вмещающей эту дайку, от 1-2 до 10 м, местами она не проявляется.

Дайка представляет собой плитообразное тело мощностью 0,5 м на востоке и до 3,5 м на западе, сопровождаемое апофизами, отходящими параллельно в осадочные породы. Ксенолиты редки. Иногда наблюдаются пережимы, вплоть до исчезновения дайки. По составу она относится к диоритовым порфирирам. В местах развития рудных жил и прожилков порфириды серицитизированы, альбитизированы, хлоритизированы и карбонатизированы, а в местах максимальной их концентрации интенсивно арсенопиритизированы и пиритизированы. Кварцевые, кварцево-альбитовые и альбит-кварц-карбонатные прожилки секут дайку в различных направлениях, нередко образуют гнезда и линзы (см. рис. 50). Большинство их ориентировано беспорядочно, но иногда отмечается приуроченность прожилков к трещинам северо-западного простирания ($310-320^\circ$) с пологим или крутым ($<65-75^\circ$) падением [Конычев, 1953]. Наиболее обогащены золотом участки максимальной концентрации прожилков. Проба его варьирует от 650 до 980 ед., но в дайке № 7 преобладает 880-980 ед. Золото распределено в ней в виде крупных и протяженных рудных столбов (содержание 50-300 г/т, реже - более) (рис. 62). В рудах выделяются пирротин-арсенопирит-альбит-анкерит-кварцевая, золото-халькопирит-сфалерит-галенитовая, золото-тетраэдрит-джемсонит-буланжерито-вая и антимонит-хлорит-кальцитовая ассоциации [Гамянин и др., 1991]. Кварца не менее 93-95%, карбоната - 3-4%, альбита - 1-2%, сульфидов - около 1-3%. Для руд характерна минеральная зональность - как горизонтальная, так и вертикальная с преобладанием на верхних гипсометрических уровнях ассоциаций сульфосолей [Гамянин и др., 1991]. Возраст оруденения определяется метаморфизмом оруденелых даек со стороны гранитов, абсолютный возраст которых 125-115 млн лет (данные Rb-Sr- и K-Ar-датирования), а сами дайки относятся к более древнему (158-145 млн лет) диорит-гранодиоритовому комплексу [Гамянин и др., 1991].

Месторождение Арик. Золотоносность дайки Арик впервые была установлена в 1934 г. геологической партией П.Н.Максимова. Рудное поле сложено монотонной среднеюрской толщей переслаивающихся пачек глинистых или песчаных алевролитов, смятых в кулисообразные наклонные складки широтного простирания. Складки осложнены серией субширотных разломов. Главным рудовмещающим объектом является дайка диоритовых порфиритов Арик, протягивающаяся в длину более чем на 4 км в субширотном направлении ($270-310^\circ$) с падением на север под углами $60-80^\circ$ (рис. 63). Вмещающие породы вдоль ее контактов, особенно вблизи разрывов, сильно рассланцованы, серицитизированы, окварцованы и хлоритизированы. Мощность приконтактной оторочки измененных пород 10-30 см. По морфологии это линзообразное, иногда четковидное тело с сочетанием раздувов и пережимов, обусловленных дизъюнктивными нарушениями. Мощность ее от 1 до 25 м, в среднем - 15-17 м. По всей длине она разбита дорудными и после-рудными разрывными нарушениями взбрососдвигового характера. Дорудные являются рудоподводящими, имеют мощность от 0,8 до 2,0 м и образуют две системы: северо-восточную (аз.пр. $70-90^\circ$) в виде зон дробления и смятия и северо-западную (аз.пр. $320-350^\circ$) - трещины скола. Деформации вдоль этих разрывов привели к возникновению в теле дайки поперечных (аз.пад. $270-320^\circ$, $\angle 70-80^\circ$), диагональных (аз.пад. $170-190^\circ$, $\angle 70-75^\circ$ или $350-360^\circ$, $\angle 70-80^\circ$) и реже продольных трещин отдельности (аз.пр. $50-60^\circ$, $\angle 70-80^\circ$). Две первые системы трещин в большинстве выполнены кварцевыми прожилками, которые сложены арсенопирит-пирит-анкерит-альбит-кварцевой, золото-полиметаллической и поздней хлорит-кальцитовой ассоциациями. Мощность прожилков варьирует от долей сантиметра до 20 см, а отдельных жил - от 0,2 до 2,0 м. Количество их в среднем около 3-4%, а в рудных столбах увеличивается до 10-20%.

Породы дайки содержат вкрапленность мелких кристаллов пирита кубического облика, реже арсенопирита в виде укороченных призм с ромбическими очертаниями. Сульфидная вкрапленность в порфирирах резко увеличивается (до 4-5%) в пределах сгущений кварцевых прожилков и вблизи минерализованных зон дробления. Обогащенные золотом гнезда отмечаются в анкерит-альбит-кварцевых прожилках лестничного типа, в местах пересечения их с зонами дробления. Золото локализуется в приальбантовых частях прожилков в ассоциации со сфалеритом, галени-том и арсенопиритом.

По данным разведочных работ, наиболее интересными являются три рудных участка, лежащих в интервале дайки длиной 0,8 км. В пределах первого, в кварцевой жиле № 3 при длине около 10 м и мощности 0,9 м среднее содержание золота 6,9 г/т. Во втором выявлены кварцевые жилы №1 и 2, имеющие при одинаковой длине 19 м, мощности 0,2-0,3 м соответственно и средние содержания 39,0 и 3,9 г/т. Третий участок охватывает интервал дайки длиной 37 м при мощно-

сти 15 м. Среднее содержание золота на массу составляет 4,5 г/т. В этой наиболее перспективной части дайки С.А.Горбуновым [1983г.] установлено, что в дайке на протяжении 360 м при средней мощности 15,4 м среднее содержание золота равно 1,8 г/т; пробность золота 899 ед. (897-903 ед.), элементы-примеси (вес.%): Pb - 0,002; Cu - 0,015 [С.А.Горбунов и др., 1986 г.]. Содержаниям золота в интервале 0,1-2,0 г/т соответствуют содержания (г/т): Pb - 0,5-10; W - 0,5-20; Sb - 10-20; Zn - 30-50; As - 750-2500.

Месторождение Наталка открыто Е.П.Машко в 1942 г., эксплуатируется с 1944 г. и изучалось многочисленными исследователями. Характеристика месторождения и узла в целом приводится здесь в основном по данным Р.А.Еремина, В.Г.Шахтырова, В.И.Гончарова, А.И.Калинина, Н.А.Шило. Месторождение расположено в зоне влияния крупного Тенькинского разлома северо-западного простирания [Шахтыров, 1997]. Поверхностным выражением этого разлома являются Главный и Северо-Западный разломы, ограничивающие четко индивидуализированный клиновидный блок, вмещающий основное оруденение [Калинин и др., 1992]. В строении рудного поля принимают участие пермские монотонные терригенные с примесью вулканокластики породы общей мощностью более 2,5 км. Они подразделяются на ряд свит и толщ: тасскую, атканскую и нерючинскую (снизу вверх). По всему разрезу отмечена сингенетическая пиритизация, наиболее обильная в тасской свите, для которой характерно преобладание глинистых и углисто-глинистых сланцев [Калинин и др., 1992].

Складчатые структуры рудного поля, как и всего узла в целом, преимущественно северо-западного простирания. Основная складка - Наталкинская синклинали имеет простую симметричную форму и является структурой второго порядка относительно Тенькинской антиклинали [Калинин и др., 1992]. Длина ее около 4,5 км, ширина 2,5 км. По морфологии она близка к брахиструктуре. По мнению В.Г.Шахтырова и Р.А.Еремина [1983], брахискладки Наталкинского рудного поля, равно как и всего узла в целом, были сформированы в результате сложного сочетания процессов магматического диапиризма, сдвиговых деформаций с явлениями разуплотнения деформированных глинистых сланцев, алевролитов и, возможно, фундамента вдоль зоны глубинного сдвига. При этом процессы магматизма, проходящие в гомодромной последовательности, развивают и усложняют формирование крупной купольной структуры - Интригано-Омчакского овального купола. По всей видимости, именно куполообразование привело к формированию блоковой структуры рудного поля, в котором выделяются три блока: Центральный, Глухаринский и Наталкинский. Они различны по степени насыщенности дайками и интенсивности деформаций и золотого оруденения. Золоторудная минерализация контролируется продольными и диагональными по отношению к складкам тектоническими зонами, осложняющими юго-западное крыло Наталкинской синклинали. Для рудных зон характерно преобладание сульфидно-вкрапленного и линейно-штокверкового оруденения над жильными.

Линейные штокверки, представленные двумя системами (продольной и диагональной) прожилков мощностью не более 3 см (50% имеют мощность < 0,5 см), группируются около тектонических швов в осевых частях рудных зон [Калинин и др., 1992]. Максимальная мощность прожилков достигает 10-20 см, число их на 1 м зоны колеблется от 5-10 до 40-50 [Еремин, Осипов, 1974]. По простиранию и падению такие пачки прожилков нередко переходят в короткие линзовидные или параллельно-зальбандовые жилы, реже - зоны сетчатого и сплошного метасоматического окварцевания. Рудные зоны расчленяются на две ветви, образующие в поперечном вертикальном разрезе веерообразную систему с явно выраженной тенденцией схождения на глубине (рис. 64).

Оруденение на месторождении распределено неравномерно в виде четырех обогащенных участков рудных пучков [Калинин и др., 1992], содержащих рудные столбы различной формы и размеров. Наиболее благоприятными для локализации оруденения являются вулканогенно-осадочные породы атканской свиты и углисто-глинистые ($C_{орг.}$ - до 2,44%) сланцы тасской свиты. Рудные столбы принадлежат к концентрационному типу [Калинин и др., 1992], имеют обычно вытянутую форму и занимают секущее либо согласное положение по отношению к слоистости. Они фиксируются в местах осложнения трещинных структур, нередко подэкранные рудные столбы, значительная часть которых - скрытозалегающие. В целом содержание золота остается постоянным при увеличении мощности рудных тел с глубиной [Калинин и др., 1992]. Особенность руд Наталкинского месторождения состоит в том, что количество кварцевых жил и прожилков не более 5% от их массы [Еремин, Осипов, 1974]. Основная же рудная масса - это сульфидно-вкрапленные руды во вмещающих, в разной степени измененных терригенных породах. Они сложены ранней пирит-арсенипиритовой ассоциацией, представляющей собой "своеобразные макроореолы первичного рассеяния рудного вещества" [Еремин, Осипов, 1974. С. 41]. Размеры клиновидных и игольчатых кристаллов арсенипирита и кубических - пирита менее 1 мм, редко - 10-15 мм. Иногда они образуют прожилковидные обособления.

Морфология и размеры таких ореолов в первом приближении определяются тектоническими факторами и в меньшей степени литологическими. Ореолы тесно связаны с комплексом метасоматических изменений (окварцевание, серицитизация, карбонатизация, хлоритизация). В соотношении пирита и арсенопирита во вкрапленных рудах намечается отчетливая вертикальная зональность, выраженная в уменьшении роли арсенопирита и увеличении роли пирита с глубиной. Отношение серы к мышьяку в 200-метровом вертикальном интервале увеличивается вдвое. Золото постоянно фиксируется в арсенопирите и пирите в количествах, превышающих десятки и сотни г/т, но микроскопически оно наблюдается очень редко. По расчетам Р.А.Еремина и А.П.Осипова, во вкрапленных сульфидах содержится 50-70% всего золота.

В кварцевых жилах и прожилках золото более крупное; оно представлено комковидными, жилковидными, пластинчатыми, губчатыми, дендритовидными и кристаллическими формами размером до 2-3 мм [Иванюк, 1980]. Доля золотин на глубине более 0,8 м составляет 40%. Выделяются две генерации золота: ранняя с пробой 700-800 ед., тесно ассоциирующая с пиритом и арсенопиритом, и поздняя (600-700 ед.), связанная с галенитом, халькопиритом и сфалеритом [Иванюк, 1980]. Ранняя развита преимущественно в верхних горизонтах месторождения, поздняя - в нижних и отражает вертикальную зональность кварцевых прожилковых зон. Из других минералов встречаются пирротин, альбит, адуляр, анкерит, доломит и кварцит, изредка наблюдается шеелит. Очень редки блеклая руда (2-12,7% Ag), бурнонит, буланжерит, антимонит, миллерит, кобальтин, леллингит [Ворошин и др., 1989]. Последние три отмечены в виде микровключений во вкрапленниках арсенопирита и пирита во вмещающих породах. Леллингит наблюдался как контактовый минерал, образованный при воздействии пострудных магматических тел кислого состава [Ворошин и др., 1989].

Оруденение других типов в пределах Омчакского узла практически неизвестно, за исключением незначительных проявлений редкометалльных кварцевых жил в интрузивах, обрамляющих купольное поднятие узла. Наличие пострудных интрузивов (субвулканических брекчий кислого состава - Ванинский шток), которые можно параллелизовать с проявлениями магматизма, связанного со становлением кроющего комплекса ОЧВП, позволяет датировать оруденение не моложе раннего мела. Этому же соответствуют данные К-Ag-датирования дорудных (155-130 млн лет) и пострудных (115-55 млн лет) даек, приведенные Л.В.Фирсовым [1985].

Месторождение Бадран расположено в бас. р.Эльга, левого притока р.Индиگیرка. В геологическом строении рудного поля участвуют осадочные породы позднего триаса. В структурном плане оруденение локализовано в пределах так называемого Эльгинского складчато-глыбового поднятия, внешней структуры Верхоянского миогеоклинального пояса. Магматические образования в рудном поле отсутствуют, а песчано-сланцевые отложения испытали региональный метаморфизм начальных ступеней зеленосланцевой фации. Золото-кварцевое оруденение приурочено к плоскости Бадран-Эгеляхского взбросонадвиг, протяженность которого около 20 км, а амплитуда перемещения - 600-800 м при падении сместителя на северо-восток под углами 10-40° [Попов, 1994]. Минерализованная зона "Надвиговая" (рис. 65) прослежена канавами на протяжении 6 км и вскрыта в центральной части по вертикали тремя горизонтами штолен и многочисленными скважинами. Средняя мощность ее 6-8 м при размахе от 0,1 до 30 м. Она представляет собой зону смятия и дробления, насыщенную кварцевыми жилами и прожилками. Мощность золотоносных кварцевых жил от 0,1 до 1,5 м (в раздувах до 5-6 м), протяженность 30-250 м. В жилах выделяются три минеральные ассоциации: арсенопирит-пирит-кварцевая, блеклорудно-полисульфидная и редкая кварц-антимонитовая. Руды интенсивно окислены местами до глубины 400 м по падению рудных столбов. Содержание золота в рудах колеблется в широких пределах: в рудных столбах - сотни г/т. Месторождение среднее по масштабам, в настоящее время эксплуатируется (около 1,5 т в год).

Школьное месторождение локализовано в штоке (рис. 66), сложенном породами двух фаз внедрения: (1) диориты, кварцевые диориты и (2) гранодиориты, адамеллиты, реже - граниты. Отношения между ними рвущие. Породы обеих фаз пересекаются дайками гранит-порфиров и диоритовых порфиров и базальтов. По составу гранитоиды относятся к породам нормальной щелочности калинатровой серии (K_2O/Na_2O - 1,1-2,6 [Горячев и др., 1989]). Возраст их, по данным К-Ag-датирования биотитов, 152-146 млн лет, по данным U-Pb-метода - 150 млн лет [Moll-Stalkup et al., 1995]. Породы интрузива вмещают также золото-редкометалльно-кварцевые жилы, для которых типична жила № 6 (см. рис. 66). В ней наряду с арсенопиритом, леллингитом, висмутовыми теллуридами и сульфотеллуридами отмечены самородное золото и мальдонит. Оруденение расположено на фланге месторождения и пересекается дайкой андезибазальтов, возраст которой 119 млн лет. Золото-кварцевые

жилы месторождения секут все интрузивные тела и являются одними из наиболее молодых образований с возрастом около 100 млн лет [Альшевский, Люскин, 1990; Ньюберри и др., 1997]. С ними ассоциируют метасоматиты березит-аргиллизитового ряда, насыщенные тонкой пирит-арсенопиритовой вкрапленностью, которые нередко развиты автономно. Жильное оруденение наложено на кислые дайки и, вероятно, на средние и основные. Однако встречена и дайка основного состава, секущая метасоматиты (рис. 67), для которых К-Аг-методом определена дата 124 млн лет.

Основные рудные тела месторождения представляют собой субширотные линзовидные кварцевые жилы мощностью до 1 м, кулисообразно сменяющие друг друга по падению и образующие главную жильную зону № 1 и серию небольших жил по ее периферии (см. рис. 66). Они часто занимают независимое положение относительно зон метасоматитов. Протяженность кварцевых жил - линз первые сотни метров по простиранию и падению. Они сложены крупнозернистым, нередко друзовидным или шестоватым молочнок-белым кварцем, в котором отмечена мелкая вкрапленность, реже - гнезда фрейбергита и золота. В меньшей степени развиты пирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, сурьмяные и серебряные сульфосоли: джемсонит, буланжерит, пираргирит и другие. Рудные минералы образуют полосовидные сгущения в кварце; концентрация их не более 1-3%. Из-за того, что одним из главных минералов руд является фрейбергит (16-25% Ag), золото-серебряное отношение в рудах близко к 1:1. Золото отличается средней пробой (730-880 ед.), волнообразно меняется с глубиной [Горячев, 1992], иногда отмечается и низкопробная (до 600 ед.) его разновидность, ограниченно распространенная. Руды весьма богатые, особенно на верхних горизонтах, где среднее содержание около 50 г/т. С глубиной в несколько сот метров концентрация золота в них снижается. За пределы штока золотое оруденение практически не выходит, в роговиках установлены только поздние антимонит-кварцевые жилы, секущие отдельные рудные тела и тяготеющие к зоне Южного разлома. Сами золото-кварцевые жилы секутся жилами друзовидного кварца, с которым ассоциирует антимонит.

Месторождение Кысылга располагается в единой зоне с месторождением Алешково в 13 км к северо-западу от него. Открыто в 1977 г. геологической партией Г.М.Шапиро. Месторождение локализовано в роговикованных триасовых породах и приурочено к крыльям брахиформных складок. Рудные тела локализованы в трещинах оперения Правотуостахского разлома северо-западной ориентировки [Ю.А.Владимирцева, 1985 г.]. В пределах месторождения известно около десятка рудных тел, представленных сульфидно-кварцевыми жилами брекчиевой текстуры с многочисленными раздувами и пережимами. Они часто расщепляются на серии тонких прожилков. Мощность жил 0,6-1,25 м при длине 50-400 м. Простирание их субширотное с вертикальным, реже крутым южным падением. Количество сульфидов в кварце колеблется от 1 до 5%; среди них преобладают арсенопирит и блеклая руда. Реже распространены пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, сульфосоли свинца и золото. Среднее содержание последнего в рудных жилах от 3 до 90 г/т.

Месторождение Чепак - одно из наиболее детально разведанных. Оно монографически описано П.И.Скорняковым [1951 г.]. Месторождение представлено серией кварц-арсенопирит-леллингитовых жильных тел (основных - 10) протяженностью до 300 м. Жилы имеют сложную морфологию и нередко метасоматические нерезкие границы. В общем плане они субпараллельны друг другу (рис. 68), однако в деталях простирание их нередко заметно отличается. Известны и жилы поперечного простирания по отношению к главному направлению основной жильной свиты. Мощность жил 0,1 - 1,5 м, падение крутое - 60-90° на северо-запад. Содержания золота в разных рудных телах от 0,1 до 100 г/т; в них выделяются крутопадающие узкие рудные столбы протяженностью по падению до 50 м и более. В составе жил резко преобладают арсенопирит и леллингит (до 90%), кварц (до 80%), реже встречаются пирит, пирротин и очень редко шеелит, золото, висмут, висмутин, теллуриды и сульфотеллуриды висмута. По моим наблюдениям, рудные тела сопровождаются ореолами слабовыраженной грейзенизации и интенсивной арсенопиритизации в роговиках. Они пересекают дайки гранодиоритов и гранит-порфиоров. Возраст измененных гранит-порфиоров, по данным К-Аг-датирования, 122 млн лет, а Аг-Аг-дата по мусковиту из рудной жилы - 146,5 млн лет. Золото в рудных телах мелкое до тонкодисперсного. Результаты изучения трех небольших технологических проб показали, что в арсенопирите содержится до 108 г/т золота, а доля свободного золота - 9,4%, золота в сростках (первое цианирование) - 63,5%, "ржавого" золота (второе цианирование) - 10,5%, золота в сульфидах - 14,7% и золота в породе - 5% [И.П.Сорокин, 1951 г.]. При этом оказалось, что чем больше масса пробы, тем больше содержание золота в ней (61,4 кг; 166 кг; 273 кг и соответственно 1,1 г/т; 2 г/т; 5,8 г/т). В рудах, помимо золота и мышьяка

(до 23%), установлены вольфрам, висмут, кобальт, серебро и ряд других элементов (см. табл. 34). Месторождение разведано пятью горизонтами штолен на глубину 200 м.

Эргеляхское месторождение является классическим примером золото-редкометалльных месторождений в регионе [Апельцин, Савельев, 1960; Рожков и др., 1971; Г.Н.Гамянин и др., 1990 г.; Гамянин, 1991]. Месторождение открыто А.К.Савельевым; расположено в междуречье Большого и Малого Тарына в правобережной части верхнего течения р. Индигирка. Оно находится в зоне влияния Адыча-Тарынского разлома. В геологическом строении месторождения участвуют песчано-сланцевые отложения позднего триаса, прорванные интрузивами гранодиорит-гранитной раннемеловой ассоциации. Золото-редкометалльное оруденение приурочено к апикальным частям гранодиоритового плутона Отлогий в истоках руч. Эргелях (рис. 69) и к пласту песчаников г. Эргелях. Массив сложен гомодромной серией пород - от кварцевых диоритов зон эндоконтакта (или первой фазы, согласно А.К.Савельеву) через гранодиориты-адамеллиты к поздним небольшим телам гранитов и даек гранит-порфиоров. Рудные тела представлены системами многочисленных простых линзовидных, кулисообразных жил северо-западного ($320-330^\circ$), реже субширотного ($270-300^\circ$) простирания с падением на юго-запад и северо-восток под углами $25-85^\circ$. Мощность жил 0,1-1 м, протяженность до 200 м. Жилы локализованы в кварцевых диоритах, гранодиоритах и роговиках экзоконтакта. На южном фланге рудного поля на г. Эргелях известен кварцевый штокверк в пласте песчаника (серии вертикальных прожилков поперек пласта песчаника мощностью 1-2 м), бронирующем вершину горы. Жилы сгруппированы в несколько участков (см. рис. 69), из которых максимальный интерес вызывают только два, расположенных по бортам долины руч.Эргелях и являющихся, по всей видимости, двумя флангами единой рудной зоны восток-северо-восточного и субширотного простирания. Возможно, они выполняют трещины оперения разлома, вдоль которого заложена долина. Наблюдаются уменьшение мощности жил (от 0,7 м) по восстанию и выклинивание их при переходе в роговики. Протяженность жил достигает первых сотен метров, падение крутое; они выполнены последовательным рядом минеральных ассоциаций: мусковит-турмалин-кварцевой метасоматической, вольфрамит-турмалин-кварцевой, пирротин-леллингит-данаитовой и золото-висмут-сульфотеллуридной. Жилы в гранодиоритах сопровождаются слабой грейзенизацией, а в песчаниках - изменениями, близкими к березитизации. Распределение золота неравномерное - от первых г/т до сотен. Пробность его в среднем около 840 ед. Важной примесью в рудах является вольфрам, содержание которого достигает 10%; в среднем по отдельным жилам составляет около 0,5-0,7%. Запасы золота около 3 т при содержаниях 5-7 г/т. Рудные тела с золото-редкометалльной минерализацией пересекаются субмеридиональными зонами, выполненными жильно-прожилковым золото-серебряным оруденением [Гамянин, Горячев, 1988; Г.Н.Гамянин и др., 1990 г.], что обуславливает полиформационность месторождения в целом.

Мякитское месторождение располагается на крайнем юго-востоке Яно-Колымского золото-кварцевого пояса. Оно представляет собой небольшое поле ($0,3 \text{ км}^2$) мусковитовых, кварц-мусковитовых, гранат-мусковит-кварцевых и андалузит-мусковитовых (со шпинелью) грейзенов в мелкозернистых лейкократовых гранитах южного эндоконтакта северного купола Мякитского интрузива (рис. 70). Массив выполняет ядро крупной брахиантиклинальной складки, образованной нижнетриасовыми песчано-сланцевыми отложениями. В центральной части поля, а также в осевых частях грейзеновых зон, проникающих в глубь массива, локализованы штокверкоподобные системы коротких (10-50 м) и маломощных (редко до 50 см) кварцевых жил и прожилков с рудной минерализацией. В жилах установлены две одновременные ассоциации минералов: сульфидно-сульфоарсенидная (арсенопирит, леллингит, пирротин, сфалерит) и сульфотеллуридно-висмутовая (висмутин, жозеит А и В, хедлейит, висмут и золото самородные). Арсенопирит-леллингитовые агрегаты содержат повышенные концентрации золота (74 г/т - среднее геометрическое из 6 проб) в субмикроскопической и тонкодисперсной форме. Более крупное золото сульфотеллуридно-висмутовой ассоциации распределено неравномерно, пробность его 840-860 ед. Максимальные содержания в рудах - 18-20 г/т.

Делювиальное (Ченкеленьинское) месторождение располагается в северо-восточном экзоконтакте Ченкеленьинского гранитного массива (рис. 71) [Рожков и др., 1964; Флеров и др., 1979; Ю.А.Владимирцева, 1985 г.]. Месторождение открыто в 1945 г. геологической партией Д.П.Васьковского. Рудное поле сложено ороговикованной толщей поздне-триасовых песчаников, переслаивающихся с алевролитами. Осадочные породы образуют брахиантиклинальную складку, нарушенную разломами северо-западной и северо-восточной ориентировки. В узлах их пересечения в своде складки и локализуется основное оруденение, представленное минерализованными

зонами дробления и линейными кварцево-жильными штокверками мощностью до 100 м и падением на восток под углами 50-70°. Протяженность зон по простиранию 200-300 м, а по падению они прослежены скважинами на глубину 100-200 м. Рудная минерализация (1-3%) представлена редкой вкрапленностью арсенопирита, леллингита, пирита, более редких галенита, шеелита, вольфрамита, висмутина и теллуридов висмута; отмечается присутствие касситерита. Золото мелкое (0,1- 0,4 мм), распределено крайне неравномерно (от следов до 76 г/т). Выделено 14 рудных тел со средним содержанием золота 5 г/т.

ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

В ранний период исследований (до начала 50-х гг.) большинством исследователей все золото-кварцевые жилы считались разновозрастными, добатолитовыми и датировались поздней юрой; и только П.И.Скорняков [1949], выделяя отдельно золото-редкометалльное оруденение, предположил его раннемеловой возраст. В последующем длительном периоде (50-70-е гг.) появилась точка зрения о раннемеловом возрасте данного оруденения [Фирсов, 1967; Апельцин, 1957] и были открыты позднемеловые золото-серебряные месторождения близповерхностного генезиса, связанные со становлением ОЧВП. В последнее время (80-90-е гг.) ряд исследователей поставили вопрос о существовании в Яно-Колымском поясе позднемеловых золоторудных месторождений, обусловленных этапом тектоно-магматической активизации [Калинин, 1986; Гамянин, Горячев, 1988; Аксенова, 1990; Горячев, 1992; Горячев и др., 1994 и др.]. Таким образом, к концу нашего столетия установилась точка зрения о разновозрастности золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса.

Таблица 36

Геохронологические датировки золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса

Месторождение	Исходный материал	Возраст, млн лет	Метод определения, источник
Утинское	Измененная дайка	147	K-Ar; И.А.Загрузина
Дарьял-2	Мусковит	140	Ar-Ar; П.Лейер; кол. автора
Дарьял-2	Измененный гранит-порфир	114	K-Ar; А.Д.Люскин; кол. автора
Штурмовское	Измененная дайка	149	K-Ar; И.А.Загрузина
Шурик	Метасоматит	138,5	K-Ar; А.Д.Люскин; кол. автора
Ветренское	Мусковит	125,5	Ar-Ar; П.Лейер; кол. автора
Юхонджа	Мусковит	131	K-Ar; А.И.Зайцев; кол. автора
Хаптагай -Хая	Измененный гранит-порфир	136	K-Ar; Н.И.Ненашев
Дорожное	Мусковит	136	Ar-Ar; П.Лейер; кол. автора
Дорожное	Мусковит-кварцевая жила	134	K-Ar; А.Д.Люскин; кол. автора
Надежда	Мусковит-кварцевая жила	115	K-Ar; А.Д.Люскин; кол. автора
Надежда	Мусковит	126,5	Ar-Ar; П.Лейер; кол. автора
Жданное	Измененный песчаник	122	K-Ar; Н.И.Ненашев
Хангалас	Измененный песчаник	117-128	K-Ar; Н.И.Ненашев
Мякит	Мусковит из грейзена	141	Ar-Ar; П.Лейер; кол. автора
Мякит	Грейзен	100	K-Ar; А.Д.Люскин; кол. автора
Малыш	Измененный гранит-порфир	146	K-Ar; А.Д.Люскин; кол. автора
Малыш	Мусковит	147	Ar-Ar; П.Лейер; кол. автора
Чепак	Мусковит	146,5	Ar-Ar; П.Лейер; кол. автора
Чепак	Измененный гранит-порфир	122	K-Ar; А.Д.Люскин; кол. автора
Школьное	Дорудная дайка	120	K-Ar; А.Д.Люскин; кол. автора
Школьное	Калишпат	105	Ar-Ar; Ньюберри и др. [1997]
Школьное	Мусковит	135,2	Ar-Ar; Ньюберри и др. [1997]
Басугунынское	Вмещающие граниты	128	Rb-Sr; И.А.Давыдов; кол. автора
Эргеляхское	Вмещающие граниты	142-146	K-Ar; Rb-Sr Шкодинский и др. [1992]
Эргеляхское	Грейзенизированные граниты	129	K-Ar; Н.И.Ненашев

Основанием для этого послужили геологические и геохронологические данные. Согласно геологическим наблюдениям, золото-кварцевые жилы секут смятые в различные складки осадочные толщи разного возраста (вплоть до позднеюрских) и многочисленные дайки габбро-перидотитовой и диорит-гранодиоритовой ассоциаций. Жилы испытывают контактовый метаморфизм со стороны среднемеловых интрузивов и пересекаются отдельными дайками ранних свит [Ворошин, 1991]. Золото-редкометалльно-кварцевые жилы локализируются в массивах гранодиорит-

гранитовой, реже диорит-гранодиоритовой ассоциаций. Некоторые золото-кварцевые жилы секут среднемеловые дайки (Школьное). По геохронологическим данным устанавливается несколько периодов формирования золото-кварцевых жил (табл. 36): позднеюрско - раннемеловой (147-131 млн лет), раннемеловой (127-120 млн лет) и среднемеловой (105-100 млн лет). Причем Ar-Ar-спектры некоторых древних месторождений показывают плато повторного нагрева, по возрасту совпадающие с K-Ar-данными и соответствующие Ar-Ar-датам более молодых месторождений (Чепак, Малыш, Надежда, Дарьял-2, Дорожное и др.) [Горячев и др., 1997].

На вопрос о происхождении месторождений нет единой точки зрения. Практически все исследователи признают пространственную или парагенетическую связь собственно золото-кварцевого оруденения с дайковым магматизмом. Но в то же время считается, что оно генетически имеет: (1) метаморфогенную природу (Л.В.Фирсов, В.А.Серебряков); (2) плутоногенную природу и связано с определенными интрузивными комплексами или глубинными очагами магм (Г.Н.Гамянин, А.П.Соболев, В.И.Гончаров, В.С.Шкодзинский и др.); (3) сложную метаморфогенно-плутоногенную природу, отражающую глубинное формирование региональных магматических очагов в связи с региональными метаморфическими процессами (М.Л.Гельман) и (4) глубинную, возможно, мантийную природу (Н.А.Шило). Пространственные ассоциации золото-кварцевого оруденения с дайковыми полями габбро-перидотитовой (Имтачан) и диорит-гранодиоритовой (Утинское и др.) ассоциаций и его взаимоотношения с массивами других интрузивных ассоциаций и комплексов, акцессорно-минералогическая и геохимическая специфика последних позволяют рассматривать такие гранитоидные рудно-магматические ассоциации в качестве особых структур - рудно-магматических узлов [Гамянин, Горячев, 1991]. При этом под рудно-магматическим узлом (РМУ) я понимаю совокупность магматических и рудных образований, территориально обособленных в пределах крупных геологических структур и сформированных в единый тектоно-магматический цикл. В контексте данного определения выделяются две категории РМУ: региональные и локальные.

Существуют региональные золоторудно-магматические ареалы двух типов: эродированные, состоящие из серии сблизженных гранитных плутонов и расположенных между ними золоторудных полей (Туостях-Чибагалахский, Верхнеколымский и Усть-Нерский), и малоэродированные, куда входят дайковые ареалы и сопряженные с ними золото-кварцевые жильные поля (Среднекано-Штурмовской, Берелехский, Нерский, Прииндигирский, Тарынский, Эльгинский).

Локальные РМУ характерны для отдельных частей региональных (Басугуньинский) или встречаются самостоятельно (например, Омчакский). Во всех РМУ внешние границы жестко не фиксируются и определяются лишь по степени затухания рудной минерализации и ореола плутоно-метаморфических преобразований вокруг гранитоидных куполов.

Говоря о развитии и взаимоотношениях золото-кварцевого оруденения и продуктов деятельности магматических очагов, следует отметить: как в локальных, так и в региональных РМУ (ареалах) устанавливается, что собственно золото-кварцевое оруденение, как правило, наложено на дайки и мелкие штоки диорит-гранодиоритовой интрузивной ассоциации и нигде не пересекает крупные массивы гранодиорит-гранитовой и гранит-лейкогранитовой плутонической ассоциаций. Однако далеко не все малые интрузивы золотоносны. В то же время золото-редкометалльно-кварцевое оруденение обычно локализуется в эндо- и экзоконтактовых частях массивов диорит-гранодиоритовой (Малыш, Чепак, Школьное), гранодиорит-гранитовой (Эргеляхский, Басугуньинский РМУ) и гранит-лейкогранитовой ассоциаций (Мякитский, Ченкеленьинский, Герамтанджинский РМУ). Такие соотношения, а также особенности состава и условий образования руд и минералогеохимические признаки родства руд и изверженных пород гранитоидного ряда привели нас к двухэтапной модели формирования золотого оруденения в регионе [Гамянин, Горячев, 1985; 1991; Горячев, 1992], основанной на возникновении золото-кварцевого оруденения на фоне эволюции гранитоидной магмы в очаге (собственно золото-кварцевое) и конкретных интрузивных камер (золото-редкометалльно-кварцевое). Тектонически эти процессы происходили в результате двухвекторной коллизии, рассмотренной во второй главе. Формирование позднего золото-кварцевого (золото-серебро-кварцевого) оруденения типа месторождений Школьное, Тахто, Кысылга и других обусловлено процессами активизации мезозойда, связанными с деятельностью ОЧВП и поперечных структур растяжения и сдвига в мезозойдах.

СПЕЦИФИКА

Специфика Яно-Колымского золотоносного пояса определяется интенсивным развитием разнотипных гранитоидных плутонических пород коллизионного происхождения и ассоциацией с ними золото-кварцевого оруденения. Для пояса типично также сочетание регионального дислокационного метаморфизма с регионально-плутоническим и контактовым [Гельман и др., 1980; Крутоус, 1992], обусловленное, по-видимому, их генетическим единством и ходом коллизии пассивной окраины Сибирского континента с Колымским блоком. Золото-кварцевое оруденение представлено тремя типами: собственно золото-кварцевым, золото-редкометалльно-кварцевым и золото-серебро-кварцевым, образующими единый эволюционный ряд золотого оруденения пояса.

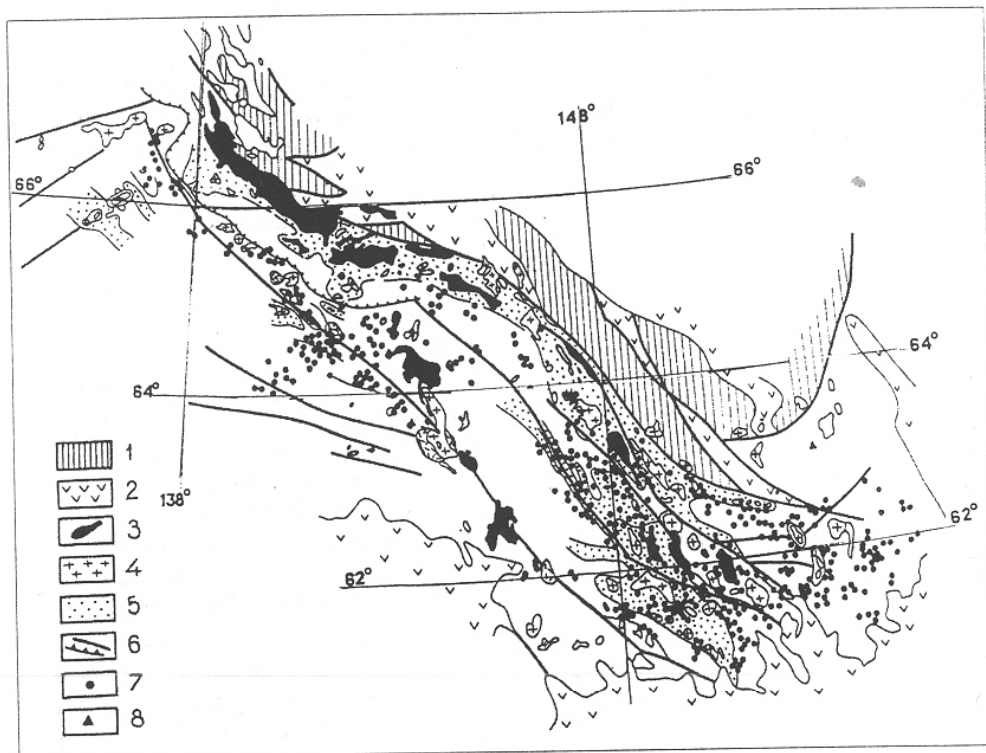


Рис. 38. Яно-Колымский золото-кварцевый жильный пояс: 1 - палеозойские отложения Индигиро-Омолонского супертеррейна; 2 - вулканические комплексы Уяндино-Ясачненского и Охотско-Чукотского кроющих поясов; 3 - плутоны гранит-лейкогранитовой ассоциации; 4 - плутоны гранодиорит-гранитной ассоциации; 5 - участки регионально-метаморфизованных пород; 6 - надвиги и сдвиги; 7, 8 - месторождения: золото-кварцевые (7) и золото-редкометалльно-кварцевые (8)

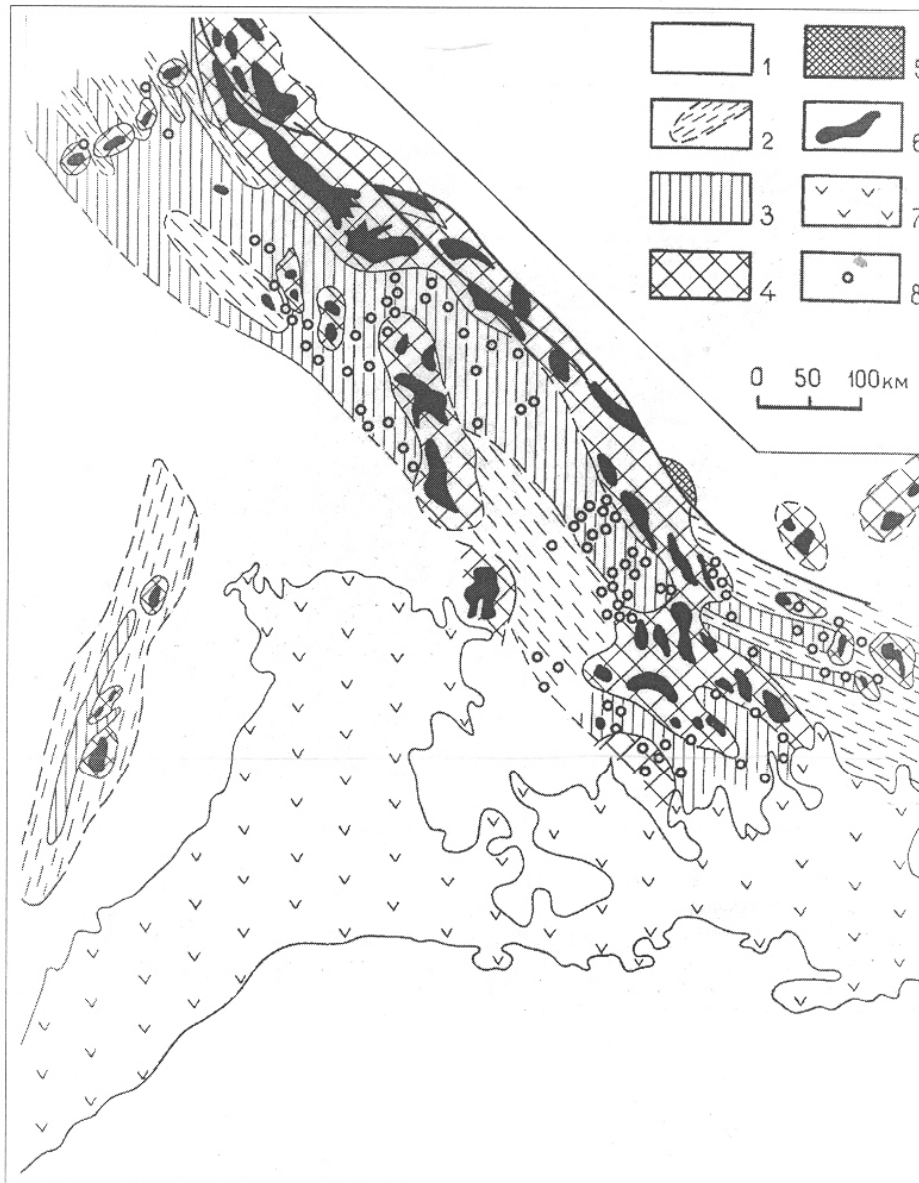


Рис. 39. Взаимоотношения метаморфических поясов с гранитоидными плутонами (по материалам С.А.Федоровой [1992]; М.Л.Гельмана и др. [1980]; Г.С.Мирзеханова [1992 г.]; В.И.Бергера и С.А.Мамонова [1988]; В.М.Мерзлякова и П.П.Лычагина [1977]): 1 - песчано-сланцевые отложения стадии глубокого катагенеза; 2 - участки рассланцованных пород хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации; 3 - рассланцованные породы биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации (зоны распространения зеленого биотита); 4 - ареалы регионально-плутонического метаморфизма зеленосланцевой фации (зоны распространения коричневого биотита); 5 - мезозойские кристаллические сланцы амфиболитовой фации; 6 - гранитные массивы; 7 - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 8 - золото-кварцевые месторождения

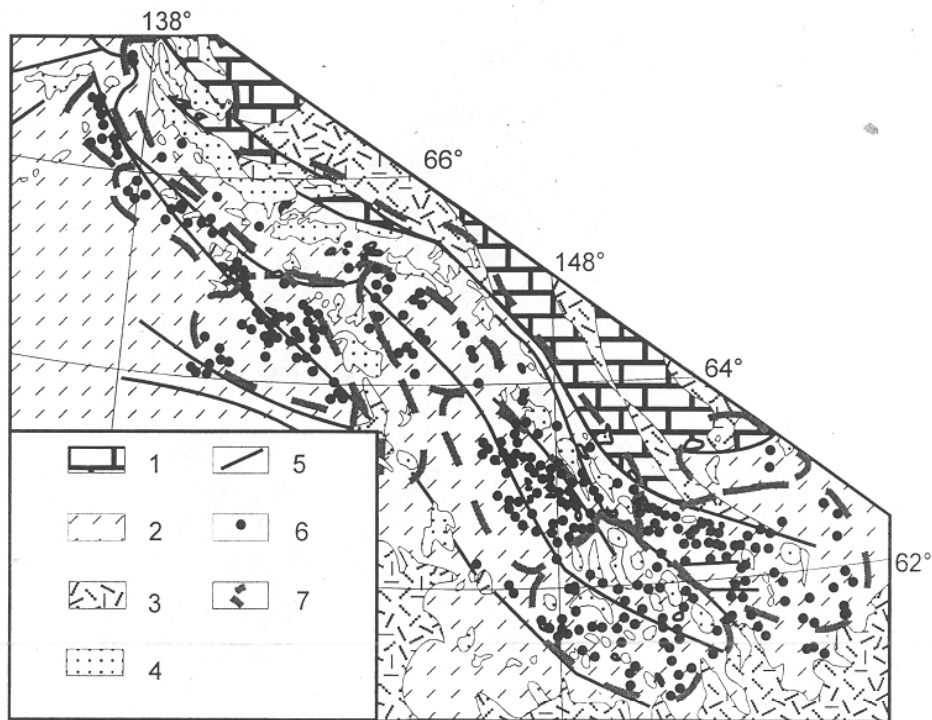


Рис. 40. Соотношение ареалов даек, гранитных плутонов и золото-кварцевых месторождений в Яно-Колымском поясе: 1 - палеозойские карбонатные отложения Индигиро-Омолонского супертеррейна; 2 - терригенные отложения Верхоянского миогеоклинального пояса и Вилигинского террейна; 3 - вулканогенные образования Уяндино-Ясачненского и Охотско-Чукотского поясов; 4 - гранитоиды; 5 - главные разломы; 6 - золото-кварцевые месторождения; 7 - контуры интрузивных ареалов

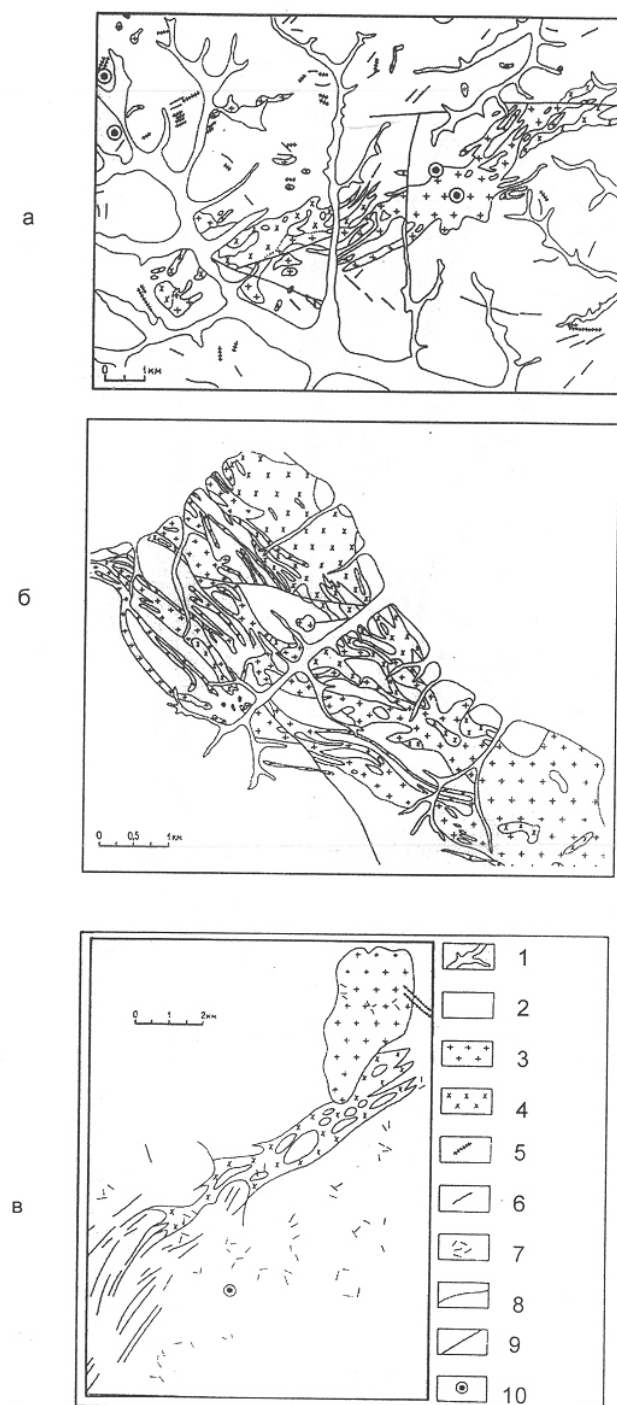


Рис. 41. Переход малых интрузивных тел в дайковые пояса на примере Салгынтарского (а), Красивого (б) и Лазовского (в) массивов (по Р.В.Кузнецову и др. [1978 г.], С.Е.Варганову и др. [1962 г.], А.С.Титкову и Н.Е.Тетьяеву [1958 г.] с упрощениями): 1 - аллювиальные отложения; 2 - вмещающие осадочные породы мезозойского возраста; 3 - плутоны и дайки гранодиорит-гранитного состава; 4 - плутоны диоритового состава; 5 - дайки гранитов и гранит-порфиров; 6 - дайки диорит-порфиров; 7 - развалы кварцевых жил; 8 - геологические границы; 9 - разрывные нарушения; 10 - золото-кварцевые месторождения

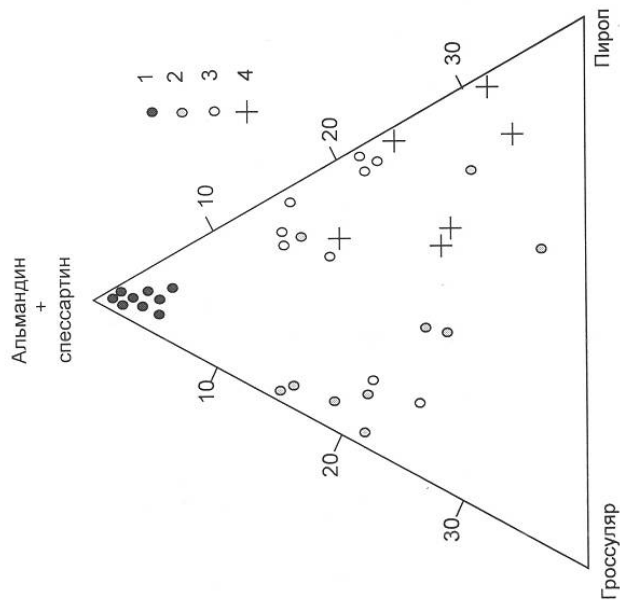


Рис. 42. Диаграмма составов гранатов плутоических пород Яно-Колымского пояса: 1 - гранаты плутонов гранит-лейкогранитовой ассоциации; 2 - гранаты даек диорит-гранодиоритовой ассоциации; 3 - гранаты плутонов гранодиорит-гранитовой ассоциации; 4 - гранаты Куларского плутона (по В.А. Трунилиной и др. [1975])

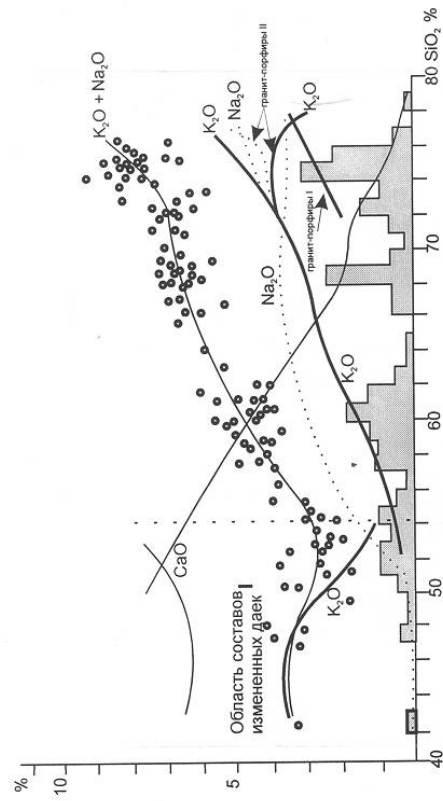


Рис. 43. Вариации химического состава даек Берелехской свиты [Колесниченко, Горячев, 1992]

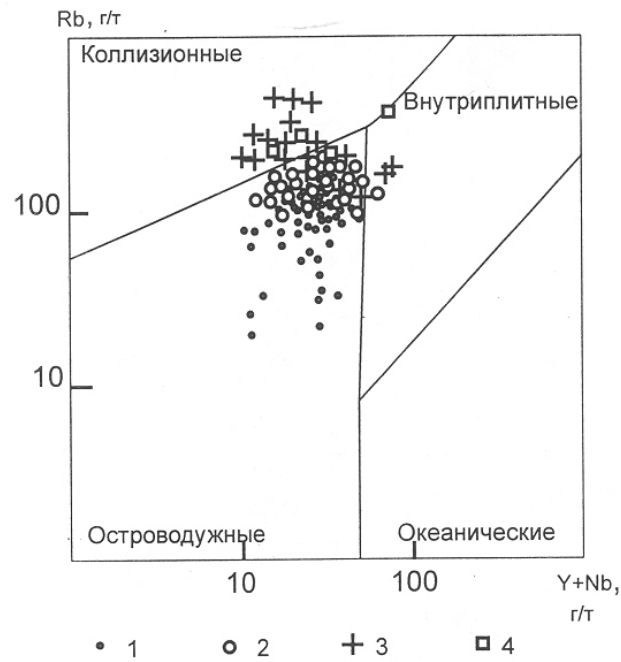


Рис. 44. Дискриминантная Rb - Y+Nb диаграмма [Pearce et al., 1984] для гранитоидов Яно-Колымского пояса: 1 - диорит-гранодиоритовая ассоциация; 2 - гранодиорит-гранитная ассоциация; 3 - гранит-лейкогранитовая ассоциация; 4 - позднемеловые литий-фтористые граниты

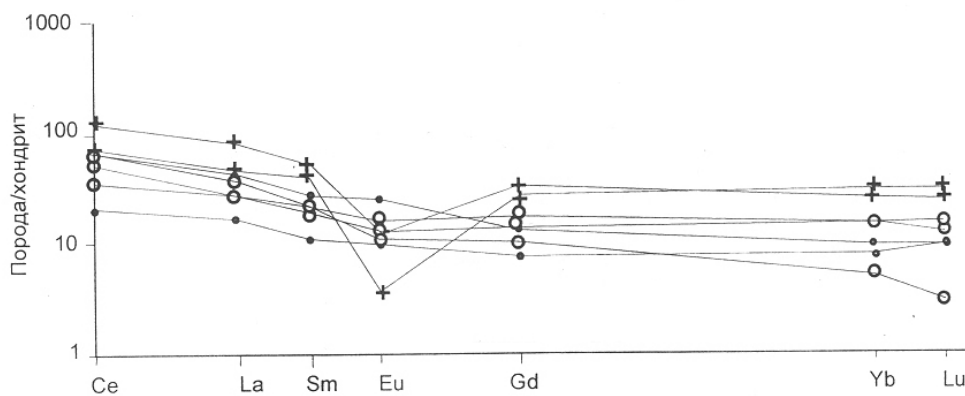


Рис. 45. Распределение редкоземельных элементов, нормированных по хондриту, в гранитоидах Яно-Колымского пояса. Условные обозначения см. на рис. 44

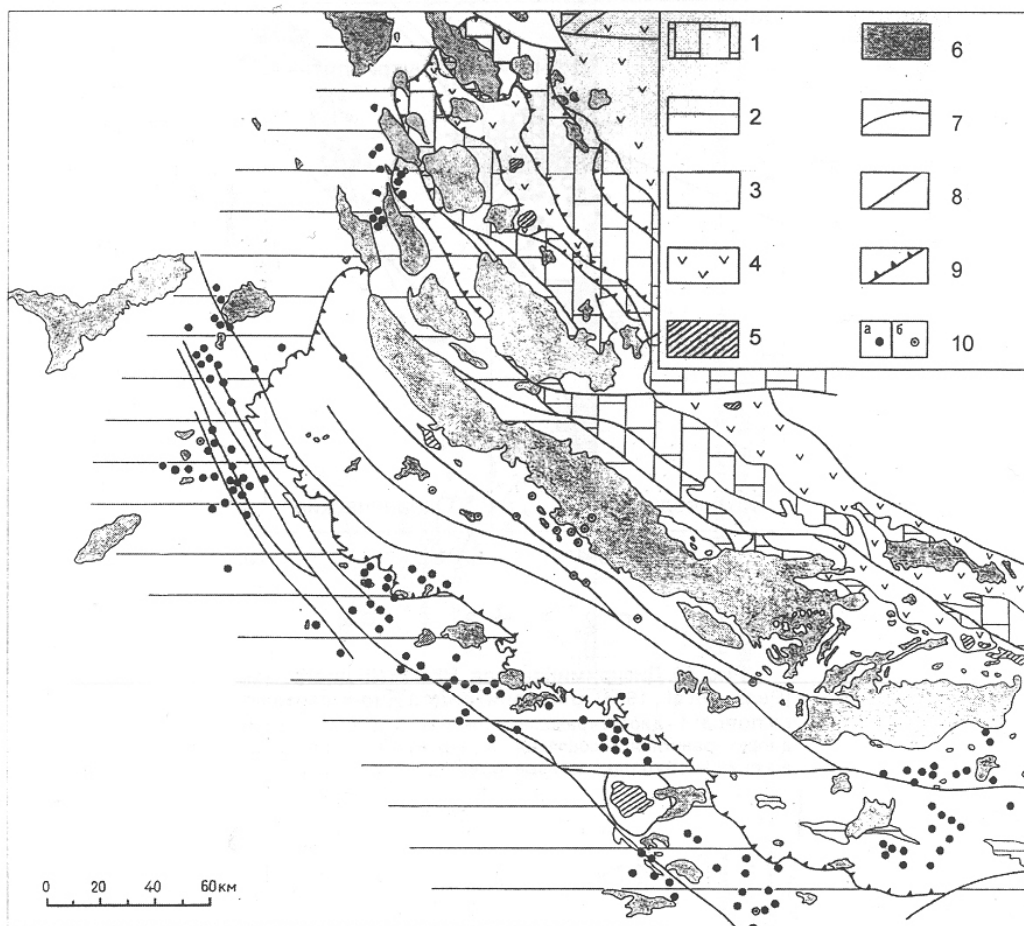


Рис. 47. Золотоносность зоны Чаркынского надвига (с использованием материалов Ю.А.Владимирцевой [1982 г.] и [1985 г.] и В.М.Калинина [1963]). Геологическая основа по Е.П.Сурмиловой и др. [1985 г.] и Н.А.Цейдлеру и др. [1982 г.] с упрощениями и изменениями: 1 - палеозойские отложения Индигиро-Омолонского супертеррейна; 2 - триасовые отложения Верхоянского миогеоклиналичного пояса; 3 - юрские отложения Верхоянского миогеоклиналичного пояса; 4 - вулканические комплексы Уяндино-Ясачненской дуги; 5 - субвулканические интрузии; 6 - гранитоидные плутоны; 7 - геологические границы; 8 - разломы преимущественно сдвиговой и взбросовой кинематики; 9 - надвиги; 10 - золото-кварцевые (а) и золото-редкометалльно-кварцевые (б) месторождения

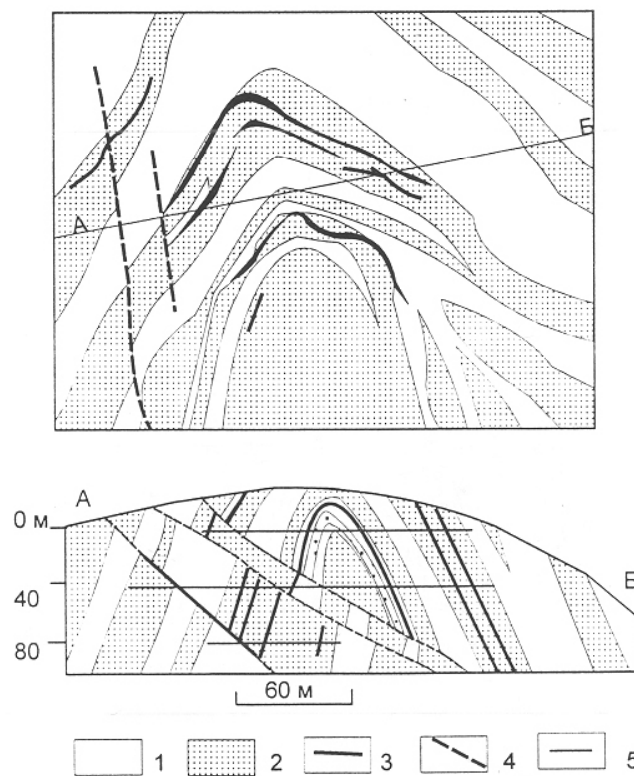
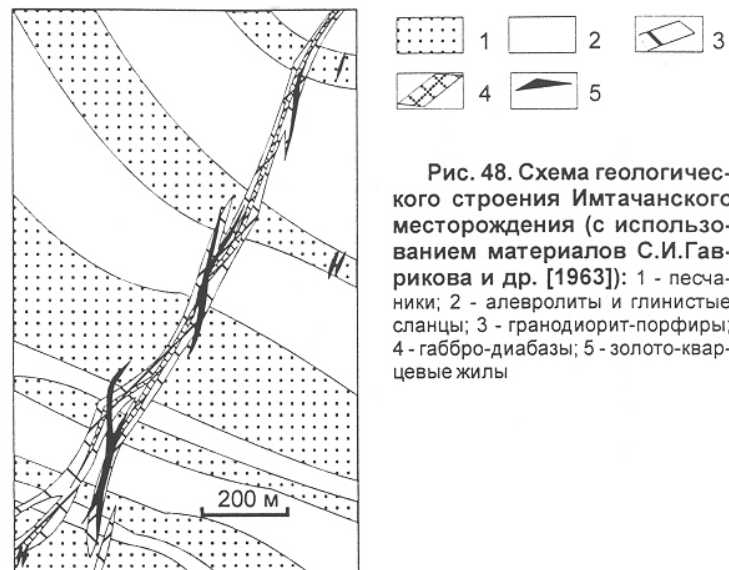


Рис. 49. Пластовые жилы месторождения Жданное (по В.И.Соловьеву): 1 - алевролиты; 2 - песчаники; 3 - золото-кварцевые жилы; 4 - разрывные нарушения; 5 - горные выработки

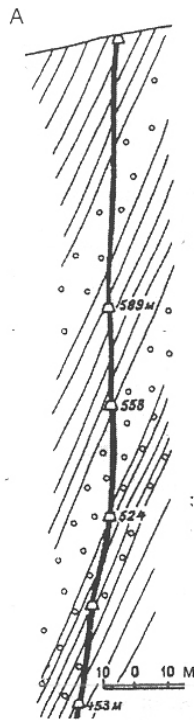
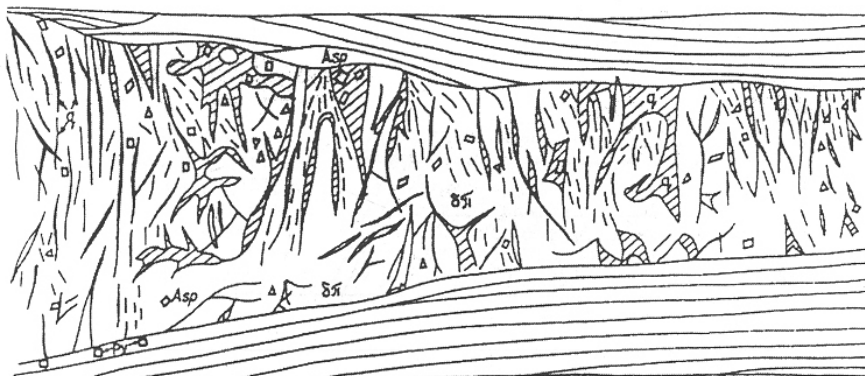


Рис. 50. Золотоносные дайки Утинского месторождения (по М.И.Коньчеву [1953]): А - вертикальный поперечный разрез; Б - фрагмент строения рудоносной дайки. Asp, Py - вкрапленность арсенопирита и пирита; q - кварцевые прожилки и просечки в дайке (δπ); контуры с косой штриховкой - кварцевые, альбит-кварцевые и анкерит-кварцевые жилы с рудной минерализацией

Б



Штольня 1, штрек западный, блок 246

0,6 м

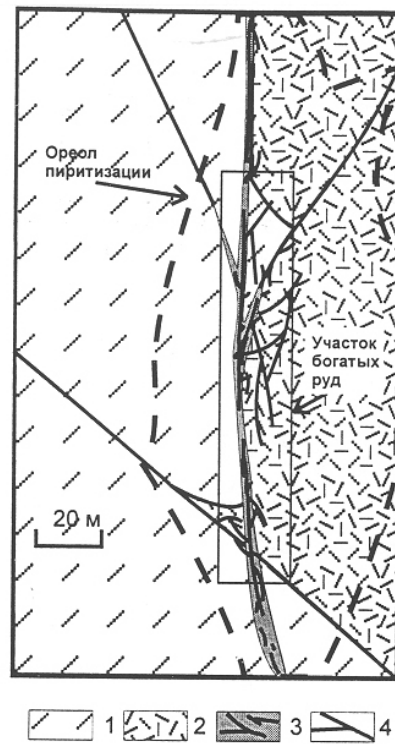


Рис. 51. Околодайковый рудный столб месторождения Албот (жила Верхняя): 1 - вмещающие осадочные породы; 2 - дайка измененного гранит-порфира; 3 - зона смятия с кварцевыми жилами и прожилками; 4 - разрывные нарушения

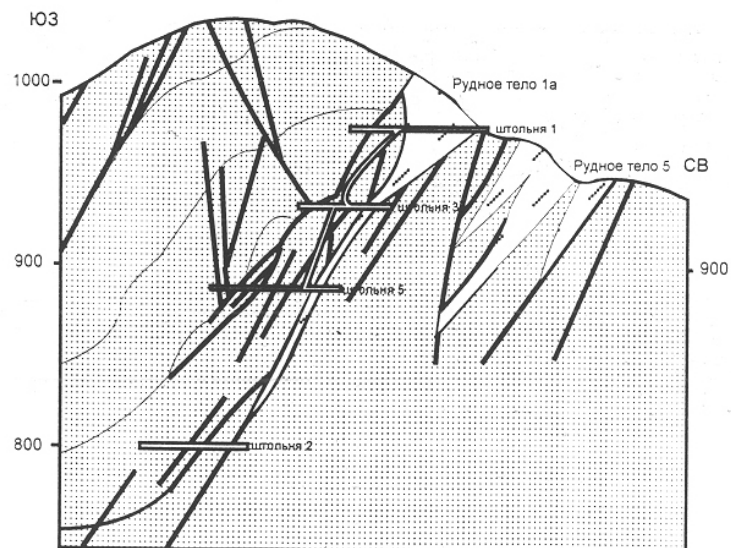


Рис. 52. Схематический геологический разрез через минерализованные зоны месторождения Ветренское (по А.И.Калинину [1986 г.])

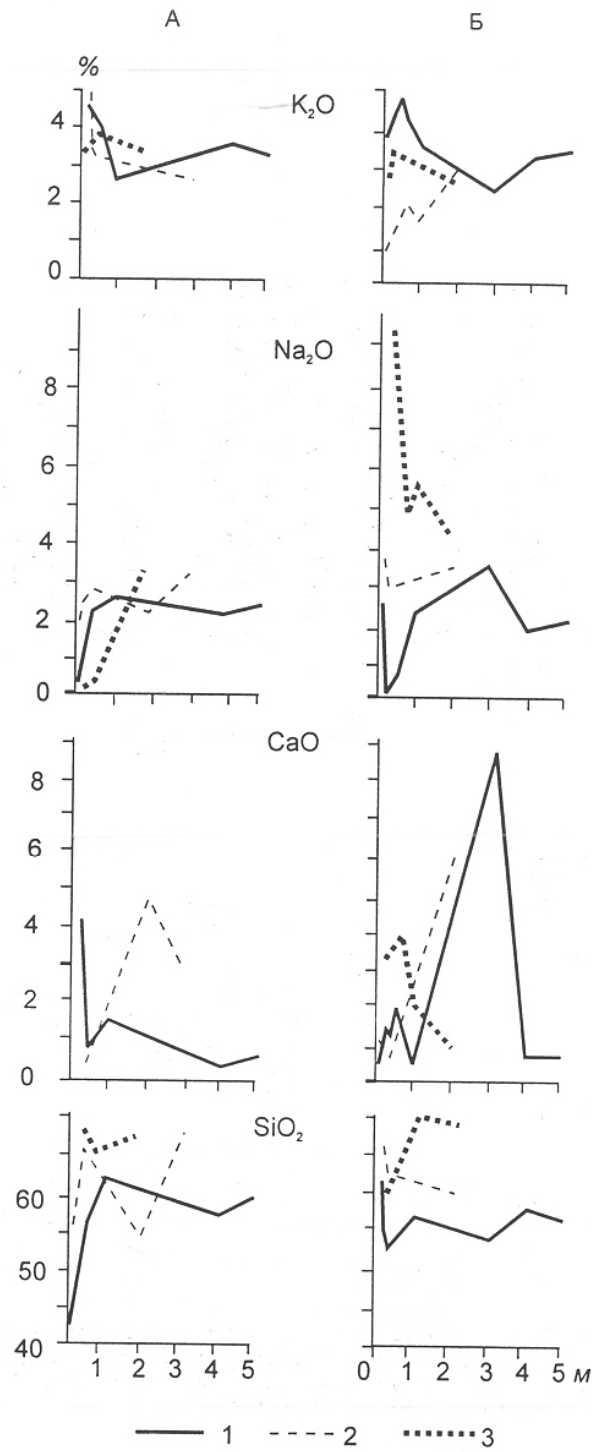


Рис. 54. Изменение концентраций петрогенных окислов в околожильных алевролитах (1), глинистых сланцах (2) и песчаниках (3) месторождения Светлое по мере удаления от контакта висячего (А) и лежащего (Б) боков рудного тела

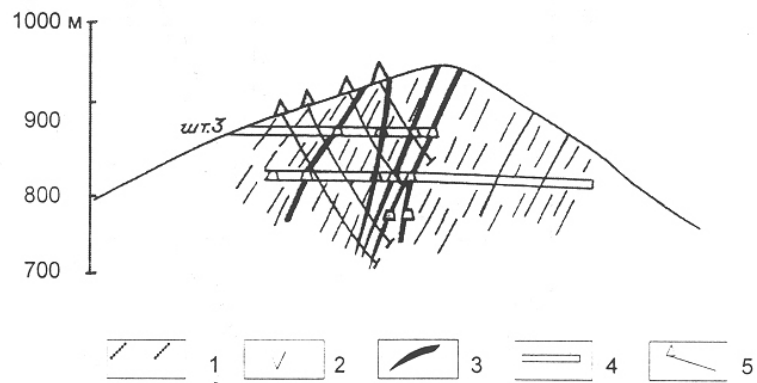
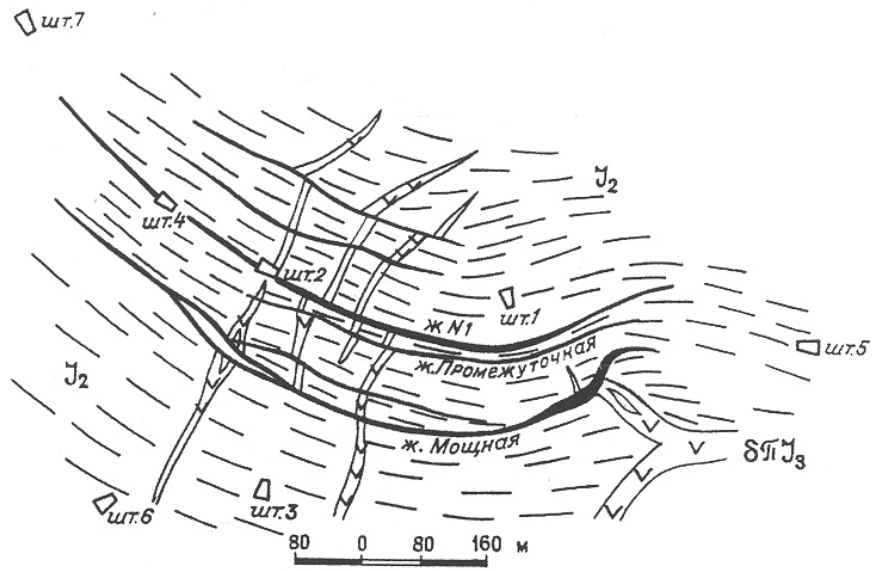


Рис. 57. Схема геологического строения и разрез месторождения Светлое (с использованием материалов В.С.Шалупенко и др. [1986 г.]): 1 - песчано-сланцевые породы средней юры; 2 - дайки позднеюрских диорит-порфиритов; 3 - золото-кварцевые жилы; 4 - подземные горные выработки; 5 - скважины

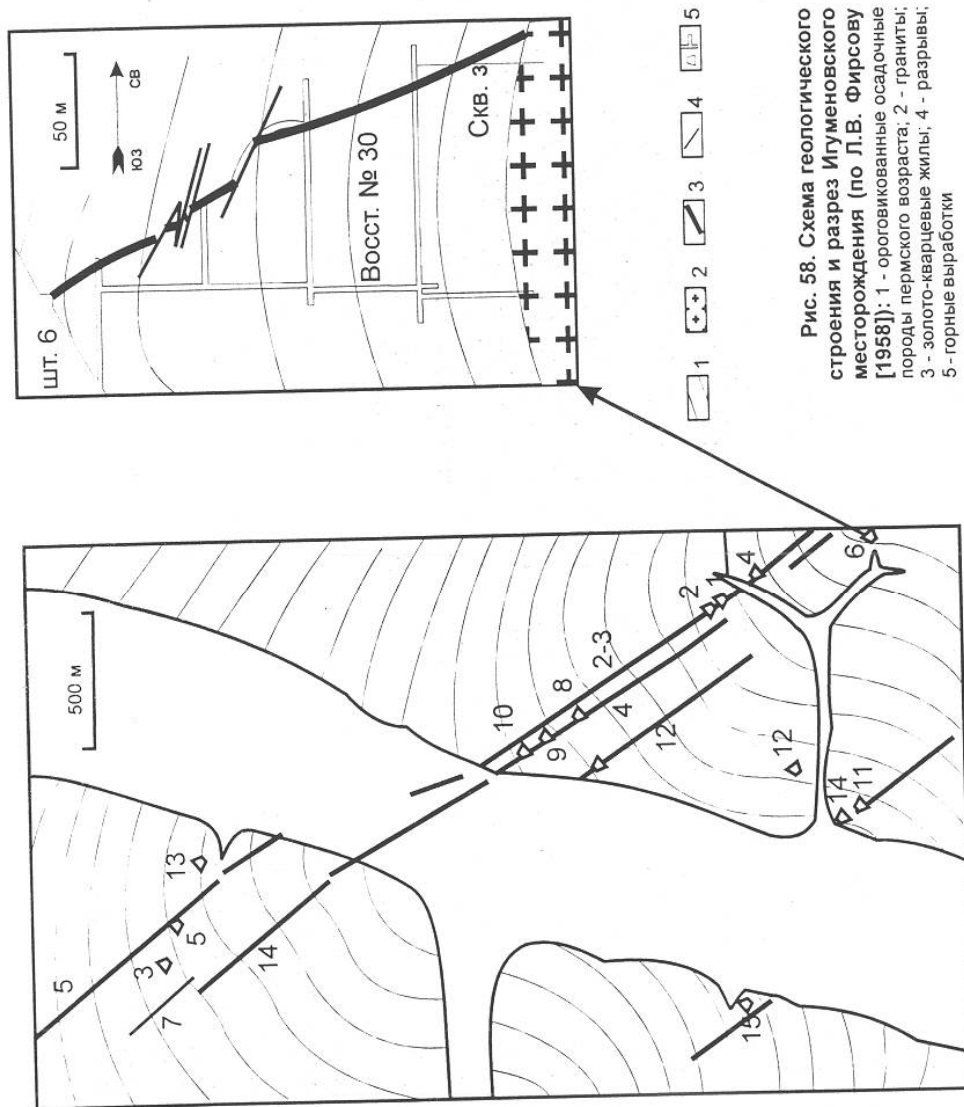


Рис. 58. Схема геологического строения и разрез Игуменовского месторождения (по Л.В. Фирсову [1958]): 1 - ороговикованные осадочные породы пермского возраста; 2 - граниты; 3 - золото-кварцевые жилы; 4 - разрывы; 5 - горные выработки

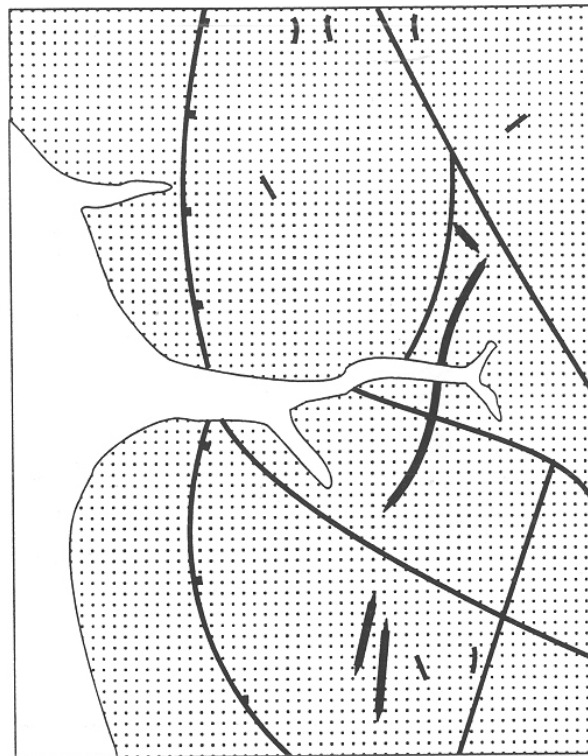


Рис. 59. Схема геологического строения месторождения Алешково:
 1 - четвертичные отложения;
 2 - ороговикованные породы триаса;
 3 - надвиг;
 4 - разрывные нарушения;
 5 - золото-арсенопирит-кварцевые жилы;
 6 - кварцевые и карбонат-кварцевые жилы

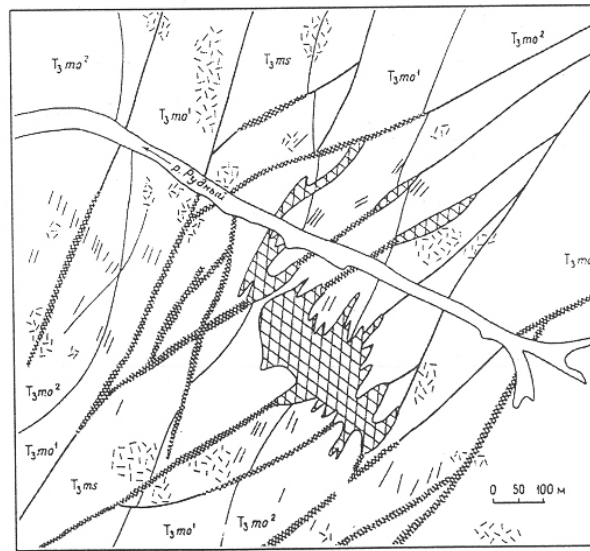
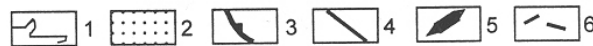
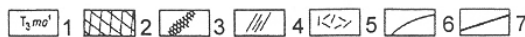


Рис. 60. Геологическая схема штоковерка Лазовского месторождения:
 1 - различные стратиграфические горизонты триасовых отложений;
 2 - рудонесный кварцевый штоковерк месторождения;
 3 - зоны кварцевого прожилкования в разломах;
 4 - кварцевые жилы;
 5 - развалы кварцевых жил;
 6 - стратиграфические границы;
 7 - разрывные нарушения



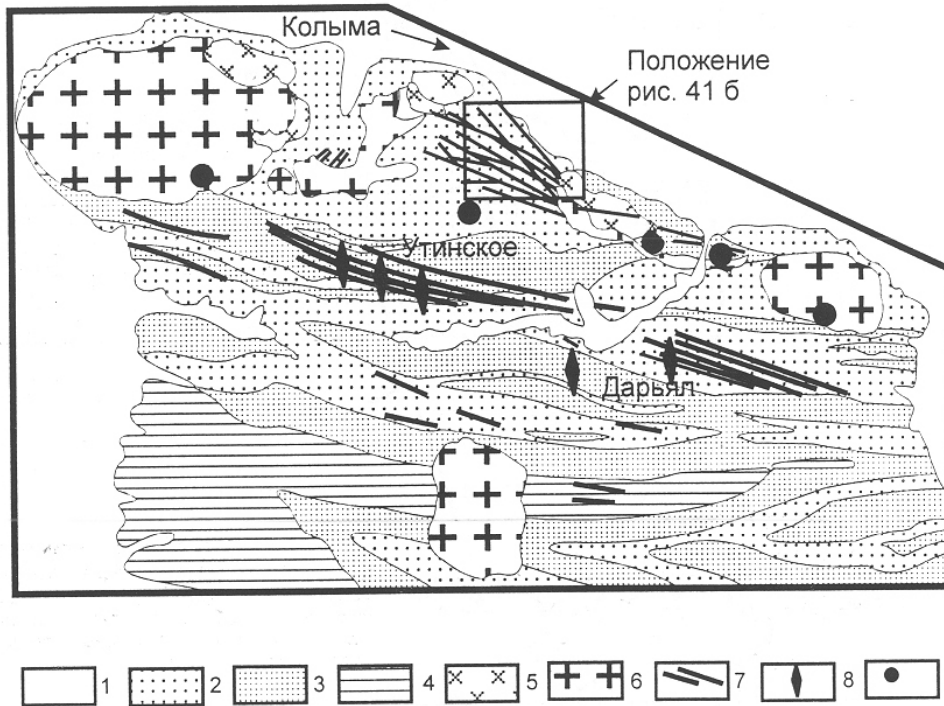


Рис. 61. Схема геологического строения Басугуньинского рудно-магматического узла (по Г.Н.Гамяину и др. [1991] с дополнениями): 1 - аллювиальные отложения; 2-4 песчано-сланцевые отложения: средней юры (2), ранней юры (3), позднего триаса (4); 5 - плутоны диорит-гранитной ассоциации; 6 - плутоны гранодиорит-гранитной ассоциации; 7 - дайки диорит-гранодиоритовой ассоциации; 8 - золото-кварцевые месторождения; 9 - золото-редкометалльно-кварцевые месторождения

Рис. 62. Рудный столб Утинского месторождения - дайка № 7 (по данным А.С.Оганезовой [1956 г.] с упрощениями): 1-3 - содержания золота: менее 2 г/т (1), 2-15 г/т (2), более 15 г/т (3); 4 - разрывные нарушения

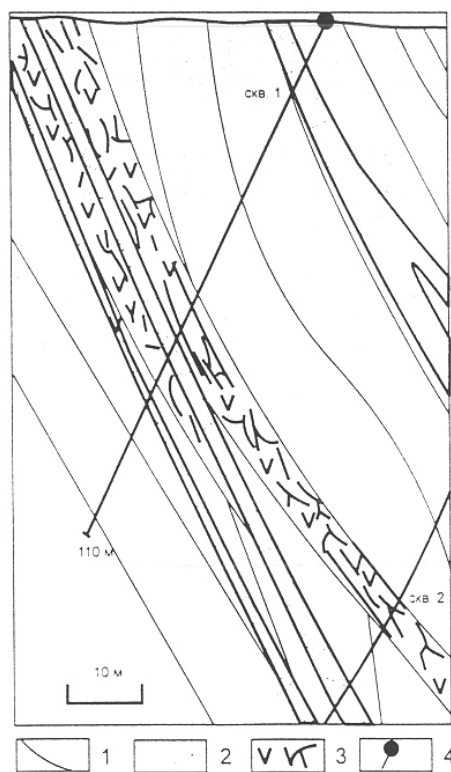
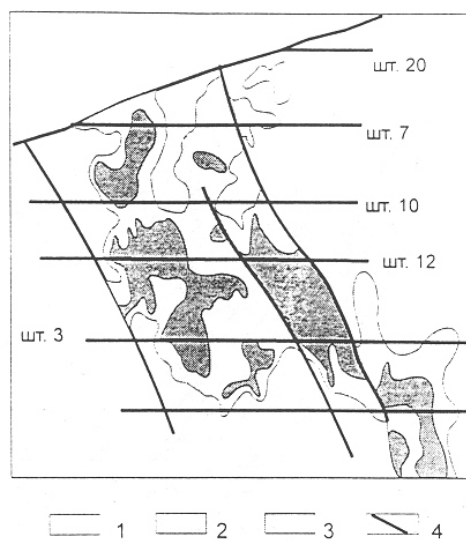


Рис. 63. Схематический геологический разрез через дайку Арик (по данным С.А.Горбунова [1983 г.]): 1 - вмещающая толща алевролитов; 2 - зоны смятия и дробления; 3 - рудоносная дайка с золотоносными кварцевыми прожилками; 4 - скважины

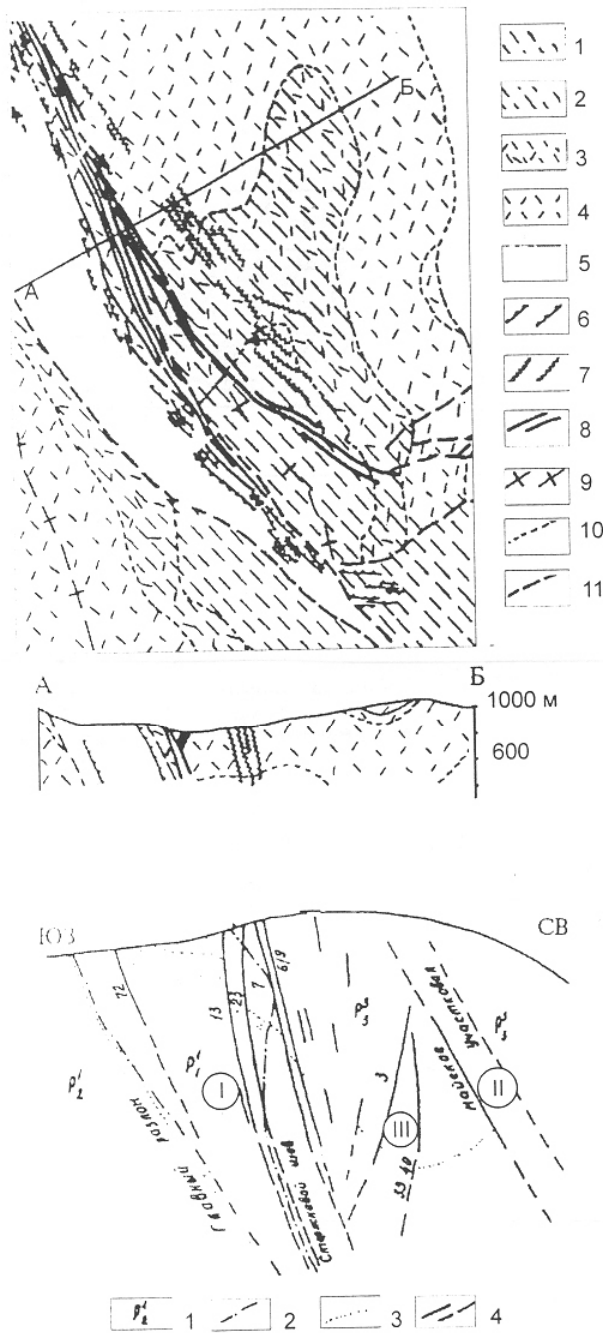


Рис. 64. Геологическое строение месторождения Наталка [Горячев и др., 1994]: 1 - 3 - горизонты нерючинской свиты поздней перми; 4 - атканская свита поздней перми; 5 - тасская свита поздней перми; 6 - дайки кварц-альбитовых порфиров; 7 - дайки лампрофиров; 8 - рудные зоны; 9 - оси складок; 10 - геологические границы; 11 - разрывные нарушения.

Схематический разрез центральной части месторождения: 1 - нерючинская (P_2^1), атканская (P_2^2), тасская (P_2^3) свиты; 2 - разрывные нарушения; 3 - стратиграфические границы; 4 - рудные зоны; I - 6/9, II - Участковая, Майская, III - 3/33, 49

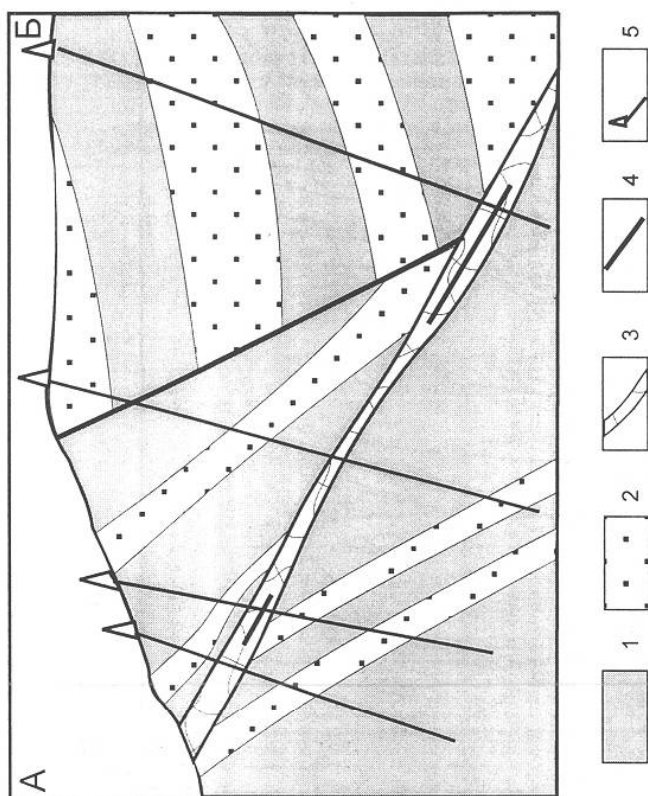
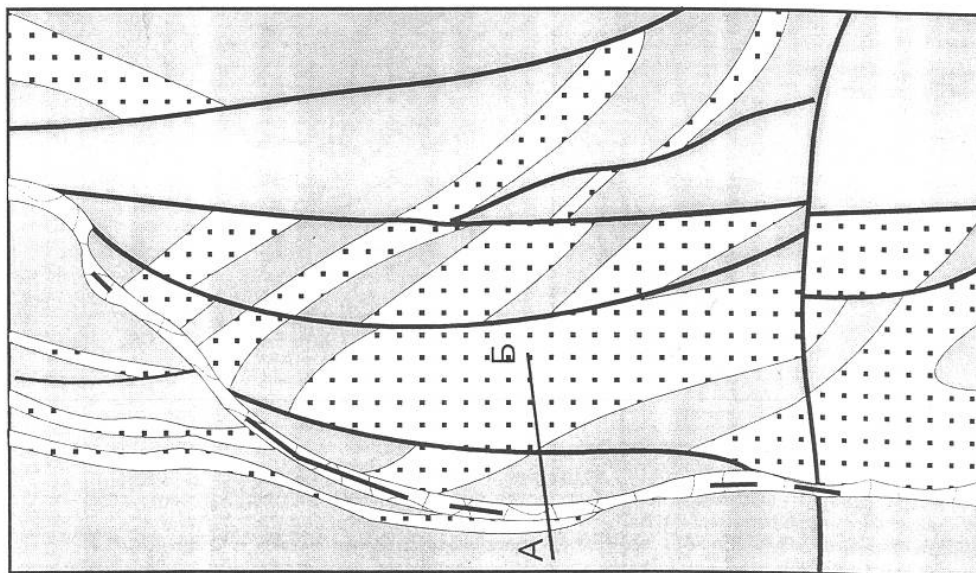
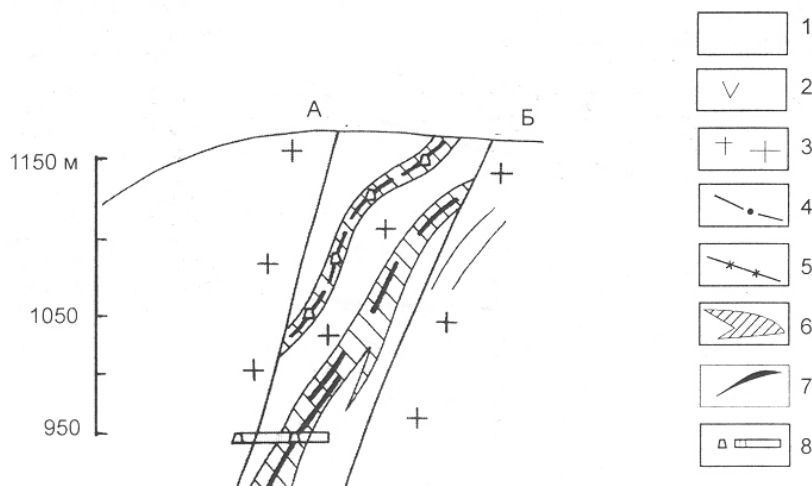
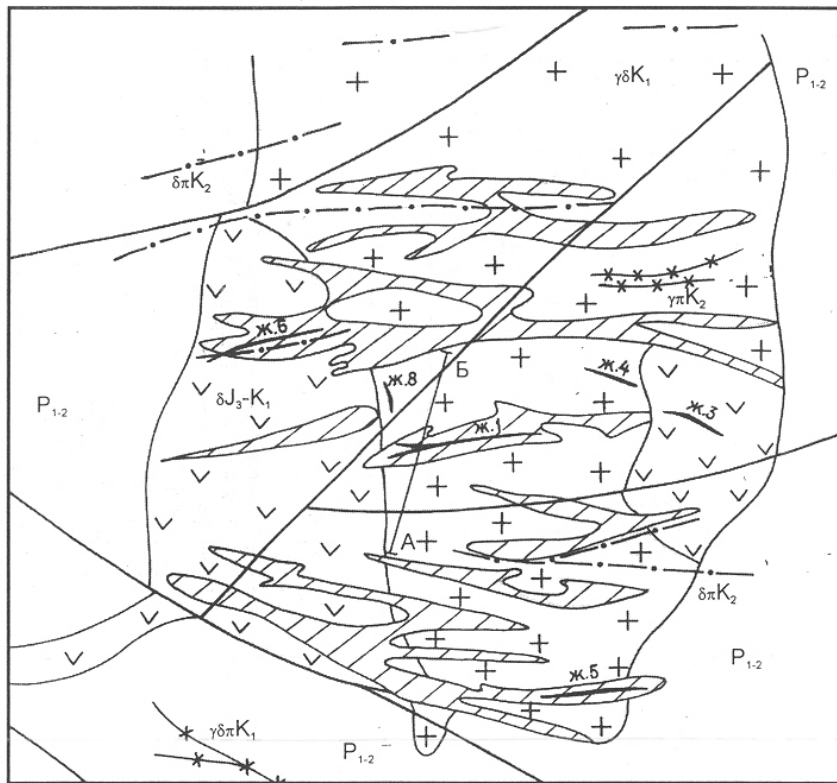


Рис. 65. Геологическое строение месторождения Бадран (план и разрез по линии А-Б, по М.Р.Ахьяеву и др. [1981 г.]): 1 - глинистые сланцы; 2 - песчаники и алевролиты; 3 - минерализованная зона надвига; 4 - золото-кварцевые жилы; 5 - скавжины





- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8

Рис. 66. Схема геологического строения месторождения Школьное [Горячев и др., 1994]: 1 - осадочные породы перми; 2 - диориты; 3 - гранодиориты и граниты; 4,5 - дайки: диорит-порфиров (4) и гранит-порфиров (5); 6 - зоны метасоматитов; 7 - золото-серебро-кварцевые жилы (ж. 6 - золото-редкометалльно-кварцевая жила); 8 - горные выработки (на разрезе)

Рис. 68. Схема геологического строения месторождения Чепак (по П.И.Скорнякову [1951 г.]): 1 - аллювиальные отложения; 2 - ороговикованные отложения триаса; 3 - дайки гранодиорит-порфиоров и порфиридных гранодиоритов; 4 - рудные жилы; 5 - горные выработки

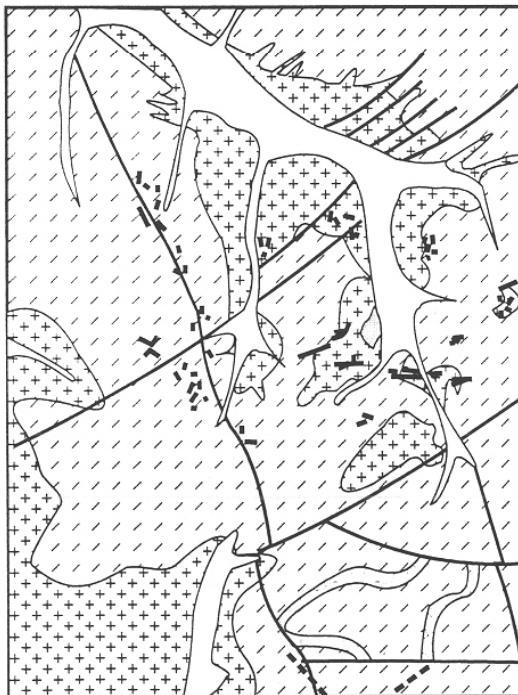


Рис. 69. Схема геологического строения месторождения Эргелях (по Г.Н.Гамянину и др. [1990 г.]): 1 - аллювиальные отложения; 2 - вмещающие осадочные толщи триаса; 3 - гранитоиды; 4 - окварцованный пласт песчаников г.Эргелях; 5 - дайки гранит-порфиоров; 6 - золото-редко-металльно-кварцевые и золото-серебро-кварцевые жилы; 7 - разрывные нарушения

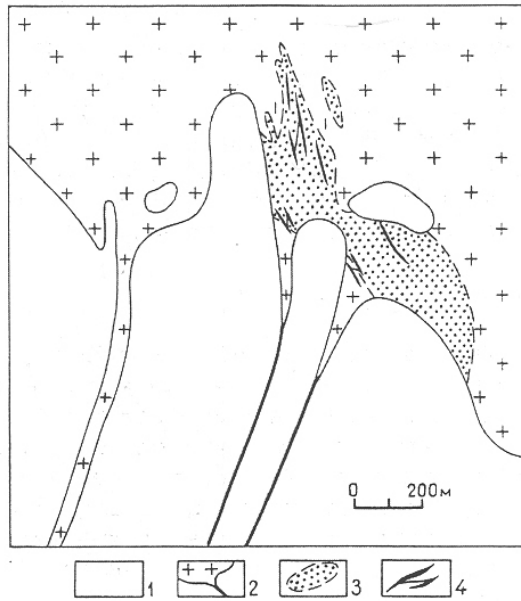


Рис. 70. Геологическая схема Мякитского месторождения: 1 - роговики; 2 - граниты; 3 - грейзены; 4 - золото-редкометалльно-кварцевые жилы и прожилки

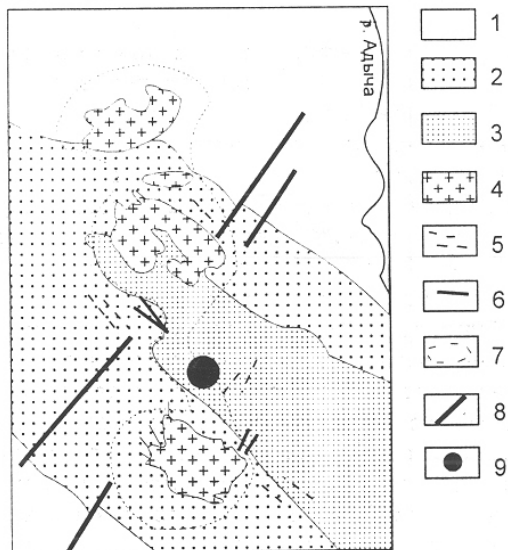


Рис. 71. Геологическое строение района Делювиального месторождения (по И.С.Рожкову и др. [1964] и В.А.Труниной и др. [1978]): 1 - алевролиты с прослоями песчаников карнийского яруса позднего триаса; 2 - алевролиты с прослоями песчаников и аргиллитов карнийского яруса позднего триаса; 3 - алевролиты с пластами песчаников ладинского яруса среднего триаса; 4 - граниты; 5, 6 - дайки: диорит-порфиритов (5) и лампрофиров (6); 7 - контур поля роговиков; 8 - разломы; 9 - Делювиальное (Ченкеленьинское) месторождение

ГЛАВА 9. ПРИКОЛЫМСКИЙ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫЙ ПОЯС

Этот пояс размещается в пределах осевой части Приколымского террейна (рис. 72), сложенного рифейскими метаморфическими толщами, местами перекрытыми осадочными и вулканогенными отложениями поздней юры, относящимися к кроющему комплексу. Все эти породы прорваны многочисленными интрузивами базитов (рифей, палеозой) и биотитовых гранитов (ранний мел). Изучением геологического строения и рудоносности Шаманихо-Столбовского района (ШСР) занимались многие исследователи: В.А.Зимин, А.П.Васьковский, Г.Г.Федорович, Б.А.Снятков (30-40-е гг.); Б.В.Пепеляев, А.А.Николаев, М.И.Терехов, Р.С.Фурдуй, В.А.Шишкин и другие. Приколымский золото-кварцевый пояс протягивается от левобережья р. Колыма (руч. Гудок) на юге до истоков р. Каменка на севере на расстояние около 350 км при ширине до 100 км.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В составе Приколымского террейна выделяются три субтеррейна [Шпикерман, 1997]. Самый западный - Спиридоновский субтерреин - сложен терригенными и карбонатно-терригенными шельфовыми толщами среднего - позднего рифея. Шаманихинский субтерреин в целом близок к Спиридоновскому, но его отличает наличие рифейских континентально-рифтовых туфогенно-осадочных отложений и вулканитов (порфиroidы ороекской свиты), а также раннедевонских карбонатных толщ. В составе этого субтеррейна (вдоль его границы со Спиридоновским субтеррейном) известны раннепротерозойские амфиболиты, перидотиты и гранито-гнейсы Чилистяхского и Левокаменского блоков с датировками 2360 - 1700 млн лет по Pb-Pb-методу [Беус, 1992] и 2025-1928 млн лет по K-Ar-методу [Гринберг и др., 1981]. Некоторые исследователи трактуют их в качестве океанических пластин, вытесненных в результате рифейской коллизии [Беус, 1992]. Им сопутствуют дистенсодержащие кварц-мусковитовые и хлоритоидные кристаллические сланцы оссалинской серии, выше залегают кварциты с прослоями хлоритовых и хлорит-мусковитовых кристаллических сланцев и линзами мраморов ороекской свиты. Эти породы несогласно [Гринберг и др., 1981] перекрываются полого залегающими отложениями рифея, представленными доломитизированными и мраморизованными известняками и филлитами чебукулахской свиты, сменяющимися вверх по разрезу метапесчаниками, кварцито-песчаниками и метаалевролитами спиридоновской серии. В ее основании, в участках, где она залегают, непосредственно на фундаменте обнаружены конгломераты с галькой кварца, кварцитов и порфиroidов. Самый восточный - Ярходонский субтерреин - по вещественному наполнению (палеозойские алевролиты, глинистые сланцы, кремнистые породы и известняки с межпластовыми телами позднепалеозойских базитов) отражает обстановку средне-позднепалеозойского континентального склона и его подножия, сформировавшихся при мощном эпиконтинентальном рифтогенезе.

Кроющие образования представлены андезитовой и риолитовой формациями УЯВП позднеюрского возраста и позднеюрскими осадочными породами (переслаивающаяся толща алевролитов, аргиллитов и песчаников с редкими прослоями конгломератов), локализованными в грабенообразных структурах в центральной части террейна (Шаманихо-Столбовской район). Разломная тектоника весьма сложная. Выделяются два основных направления разломов: субмеридиональное - северо-северо-восточное (взбросы и взбросонадвиги) и северо-западное (сбросы и сбрососдвиги). Современный план разломов образован в процессе мезозойского тектогенеза, однако, по данным Ф.Ф.Третьякова, субмеридиональные разломы имеют более древнюю природу и связаны с существованием двух крупных разломов - Оссалинского и Сяпякинского, протягивающихся от р.Березовка на севере до р. Колыма на юге [Гринберг и др., 1981]. Они и являются границами субтеррейнов. Вдоль них фиксируются грабенообразные впадины, выполненные отложениями нижнего палеозоя. Разломы северо-западного простирания контролируют мезозойские грабены.

Структура пояса определяется коллизийными условиями интенсивных надвиговых и сдвиговых перемещений тектонических блоков Приколымского террейна под влиянием давления со стороны Омолонского кратонного террейна, сопровождавшихся региональным метаморфизмом и выплавками гранитоидов. Возраст тектонических границ террейнов и других разломов определяется по соотношениям с кроющими комплексами. По мнению В.И.Шпикермана [1997], позднерифейский возраст основной границы между Спиридоновским и Шаманихинским субтеррейнами датируется сяпякинской свитой венда, перекрывающей эту границу [Ткаченко, 1992]. Предпоздне-

батское время сочленения Приколымского террейна с Сугойским субтеррейном устанавливается на том основании, что отложения бат-келловей накладываются на обе эти структуры [Сыркин, 1978]. Система надвигов на западе Приколымского террейна датируется ранним мелом, так как с ней связаны перемещения и деформации верхнеюрских отложений. Раннемеловые надвиги сопровождаются телами синхронных с ними коллизионных гранитоидов, которые на территории Южного Приколымья слабо вскрыты эрозией.

МЕТАМОРФИЗМ

Все эти коллизионные процессы происходили синхронно с интенсивным метаморфизмом осадочных толщ разного возраста - от рифея до палеозоя с образованием зон филлитизации, подобных наблюдаемым мной в районе руч.Гудок на левобережье р.Колыма. Максимальный метаморфизм имеет предположительно раннепалеозойский возраст и представлен зональными амфиболитовыми комплексами [Шишкин, 1979; Гринберг и др., 1981]. В центральной части этого комплекса развиты гранатовые амфиболиты по базитовым породам и дистен-мусковитовые кристаллические сланцы - по осадочным.

МАГМАТИЗМ

Первые проявления магматизма датированы ранним протерозоем (базит-гипербазитовый чилистяхский и гранито-гнейсовый шаманихинский комплексы). Известны также редкие дайки палеозойских базитов и небольшие тела гранитоидов (Казачинский массив). Кроме того, в пределах пояса, особенно в его центральной части, известен ряд позднеюрско - раннемеловых интрузивов биотитовых гранитов магнетитовой серии (Эджекальские плутоны и др.), детально изученных Р.Х.Протопоповым [1991]. К ним относится Хаинский шток площадью около 2 км², сложенный среднезернистыми биотитовыми гранитами с оторочкой лейкократовых аплитовидных гранитов шириной от нескольких десятков до первых сотен метров. Шток прорывает метаморфические породы ороекской свиты, подверженные контактовому метаморфизму, представленному слабым ореолом андалузитизации вмещающих пород. Граниты сопровождаются многочисленными жилами и дайками аплитов и мусковит-полевошпатовых пегматитов. В его ореоле известны слабозолотоносные кварцевые жилы с пиритом и флюоритом. Позднемезозойские дайки диоритовых порфиритов и долеритов отмечены в бас. оз.Угольное и руч. Сохатиный, вблизи ареала вулканических пород позднеюрского возраста.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В пределах Шаманихо-Столбовской части пояса с 30-х гг. известны золотоносные жилы и прожилки, обусловившие его россыпную золотоносность. Гидротермальные образования группируются в широкую субмеридиональную полосу, тяготеющую к зоне влияния Сяпкинского разлома. В ее пределах выделяется ряд узлов повышенной золотоносности (бас. р.Каменка, Эджекальские штоки, Шаманихо-Столбовской район, руч.Гудок), к которым приурочены небольшие рудопроявления и точки минерализации и все россыпи. Общая добыча золота из россыпей оценивается в 15-18 т.

Коренное оруденение золота изучалось в основном в ходе поисковых и съемочных работ разного масштаба. В той или иной степени оно описано В.Д.Васильевым, Р.С.Фурдуем, В.Н.Луцкиным, А.Г.Кацем, Ю.В.Неверовым, И.Т.Шашуриной, В.А.Шишкиным, И.Б.Флеровым и другими. В.А.Шишкин [1970] по условиям локализации выделяет три типа рудных тел: (а) зоны окварцевания и сетчатого прожилкования в метаморфизованных осадочных породах; (б) кварц-сульфидные жилы и прожилки, зоны сульфидизации и кварц-полевошпатового прожилкования в субвулканических липаритах; (в) кварцевые жилы, зонки прожилкования и сульфидизации в metabазитах. Самыми интересными объектами являются рудопроявления первого типа (Глухариное, Надежда и др.); оруденение второго типа заметно меньшего масштаба распространено в истоках руч. Копач, Глухой, Горняк и отмечено на южном склоне гольца Глухариный. Наименее известны проявления третьего типа. Золотоносность руд невысокая и обычно составляет первые г/т. Лишь в отдельных пробах из руд первого типа содержания золота достигали до 25 г/т.

По моим наблюдениям (бас. руч.Хая, Глухариный, р.Малая Столбовая, руч.Копач, Горняк), основное оруденение представлено тремя структурно-морфологическими типами рудных тел: (1) зонами дробления и прожилкования; (2) малопротяженными, часто линзовидными кварцевыми жилами и (3) зонами окварцевания и пиритизации [Жилин, Горячев, 1984].

Практически на всех проявлениях отмечается сочетание этих трех типов рудных тел, которые сложены на 90-98% кварцем с примесью полевого шпата (до 10%), гематита и пирита. Изредка встречаются арсенопирит, галенит, халькопирит, золото, турмалин и флюорит. Для жил типична ранняя кварц-гематит-калишпатовая с арсенопиритом и пиритом ассоциация. В галените установлены высокие концентрации серебра (0,9%) и висмута (2,6%); арсенопирит высокосернистый, как и пирит. Золото-кварцевые руды характеризуются аномальными концентрациями висмута, свинца, серебра, меди и мышьяка.

Формационную принадлежность этих проявлений разные исследователи определяют по-разному. Одни относят их к золото-кварцевой малосульфидной формации [Флеров и др., 1970; Р.С.Кравцов и др., 1975 г.], другие разделяют на золото-кварцевую и золото-альбит-барит-гематитовую [Г.Н.Гамянин и др., 1978 г.] или на золото-кварцевую малосульфидную и золото-сульфидно-кварцевую [Садовский и др., 1974], или золото-сульфидно-кварцевую [П.А.Самохвалов и др., 1992 г.]. Мы же склонны рассматривать все оруденение в составе золото-кварцевой формации [Жилин, Горячев, 1984; Горячев, 1992].

Золото-кварцевое оруденение нередко пространственно ассоциирует с порфироидами [Шишкин, 1979; Флеров и др., 1970] и с ареалами распространения коллизионных (?) раннеюрских - нижнемеловых гранитоидов (Эджекал, Сохатиный).

В качестве примера рассмотрим изученное нами рудопроявление **Надежда** (рис. 73), локализованное на водоразделе руч.Глухариный - Кондовый - Юный, левых притоков р. Малая Столбовая. Оно приурочено к участкам сопряжения разрывов главного северо-западного простирания с субмеридиональными. Основная рудная зона прослеживается на северо-запад по гребню водораздела на 2,5 км при мощности 150-200 м. Рудная минерализация представлена главным образом пиритом, а в протолочках отмечены галенит, халькопирит, арсенопирит и золото. Изредка встречается гематит. Установлено общее затухание минерализации в юго-восточном направлении с уменьшением высоты водораздела, т.е. с увеличением эрозионного среза. Верхним горизонтам оруденения соответствуют зоны пиритизации, окварцевания и кварцевого прожилкования с пиритом и без гематита. На нижних горизонтах отмечаются кварцевые жилы и минерализованные зоны дробления с редким пиритом и заметным гематитом. Мощность рудных жил иногда достигает 1-2 м при протяженности в десятки метров. Рудные тела интенсивно окислены, местами пирит почти целиком замещен агрегатом ярозита и лимонита. На нижних горизонтах встречен турмалин. Содержание золота в рудах 0,1-10 г/т, в отдельных случаях достигает 25 г/т. В составе рудных тел выделяются кварцевая с пиритом и арсенопиритом ассоциация и золото-полиметаллическая (галенит, халькопирит). Проба золота колеблется от 792 до 900 ед. (по данным микрозондового анализа). Для рудных жил характерны повышенные концентрации висмута, серебра, свинца, меди, цинка и молибдена.

Другим примером может быть месторождение **Сохатиное**, расположенное на левобережье среднего течения р. Шаманиха в истоках руч. Малый Сохатиный (рис. 74). Рудное поле локализовано в метаморфических породах протерозоя, представленных мусковит-кварц-полевошпатовыми сланцами, кварцитами, эпидот-амфибол-плагиоклазовыми и кварц-биотит-эпидот-амфиболовыми сланцами, прорванными протерозойскими дайками габбро-амфиболитов чилистяхского комплекса, телами порфиroidов зурнинского (ороекского) комплекса и позднеюрскими дайками диабазов, долеритов и гранодиорит-порфиоров грязнинского комплекса [П.А.Самохвалов и др., 1992 г.]. К зоне субширотного разлома надвиговой природы, вмещающего обширные поля метасоматитов пропилитового и березитового облика, приурочены оруденение, а также интенсивные линейные коры выветривания каолинит-гидрослюдистого типа, характерные для данного региона и, вероятно, принятые геологами, изучавшими рудопроявление, за аргиллизитовые метасоматиты.

Оруденение представлено зонами вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа, минерализованными зонами смятия и дробления и кварцевыми, кварц-карбонатными и баритовыми жилами. Метасоматиты накладываются на все типы изверженных пород, т.е. являются послепозднеюрскими и вмещают вкрапленность и гнезда сульфидов (пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит). В метасоматитах же локализованы и мелкие кварцевые прожилки с полисульфидной минерализацией. Мощность максимально золотоносных метасоматитов не более 10-12 м (при мощ-

ности всех метасоматитов до 90 м), содержание золота - до 124 г/т [П.А.Самохвалов, Б.Н.Ли, 1993 г.]. Следует отметить, что наивысшие концентрации золота наблюдаются в сульфидно-кварцевых и сульфидно-карбонат-кварцевых прожилках мощностью от 3 до 40 см и незначительной протяженности. В минерализованных зонах дробления и сульфидных жилах и линзах (мощность до 15-20 см) несколько меньшие концентрации золота (до 36-57 г/т). Для сульфидно-кварцевых жил (мощность 0,2-2 м) характерны варьирующие содержания золота - от 0,6 до 74 г/т. Они образуют главное рудное тело месторождения - Центральную зону - протяженностью 750 м при мощности до 90 м. Главные минералы руд - пирит, арсенопирит, халькопирит, реже встречаются галенит и сфалерит. Общее их количество в среднем не превышает 2-3%, размеры достигают 1-2 см. Они отлагались в двух последовательных ассоциациях: пирит-гематит-хлорит-кварцевой и золото-полисульфидно-карбонатной. Руды сильно окислены. Геохимический профиль рудных зон типичен для золото-кварцевого оруденения (по П.А.Самохвалову, Б.Н.Ли, в %: Cu - 0,3; Zn - 0,07; As - 0,15; Pb - 1,0; Bi - 0,02; Mo - 0,01; Ag - 0,0015). Золото в жилах мелкое (0,008-0,12 мм) и неоднородное по пробыности - от 605 до 851 ед., со средней - 844 ед. [П.А.Самохвалов, Б.Н.Ли, 1993 г.].

ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

По проблеме возраста золото-кварцевого оруденения Приколымского пояса, как и по другим поясам, единого мнения нет. Одни исследователи считают его раннепалеозойским [Шишкин, 1979; Фурдуй, 1962], другие - позднемезозойским [Флеров и др., 1970 и др.]. С одной стороны, известна галька слабозолотоносного кварца в основании спиридоновской серии, а с другой - некоторые наиболее крупные проявления золота имеют явно позднемезозойский возраст, так как связанные с ними метасоматиты накладываются на дайки и гранитоидные тела позднеюрско - раннемелового возраста [Протопопов, 1991; П.А.Самохвалов и др., 1992 г.]. Мною было проведено специальное исследование типоморфизма кварца и пирита золотоносных жил [Жилин, Горячев, 1984; Горячев, 1982; 1992] Шаманихо-Столбовского района Приколымского пояса. Минералогическими наблюдениями в пределах изученных участков были установлены две группы разновозрастных жил - древних, пересекаемых апофизами позднемезозойского Хаинского штока, и молодых, секущих его граниты. Естественная термолюминесценция кварца, данные по его примесному составу и по стехиометрии жильного пирита показали, что кварц и пирит золотоносных жил подобны кварцу и пириту послегранитных [Жилин, Горячев, 1984]. Это еще одно свидетельство мезозойского возраста основного золото-кварцевого оруденения данного пояса.

Происхождение золото-кварцевых жил, на мой взгляд, обусловлено позднемезозойскими коллизионными событиями, когда в результате косоугольной коллизии Омолонского террейна с Приколымским произошел разворот последнего. Именно в процессе кратковременного сжатия и образовались небольшой пояс плутонов биотитовых гранитов и ареалы рассредоточенного золото-кварцевого оруденения.

Специфика пояса определяется слабым развитием оруденения и гранитоидного магматизма; древним возрастом вмещающих толщ; относительно простым минеральным составом руд с широким развитием в них таких минералов, как гематит и микроклин; повышенной ролью пирита и халькопирита.

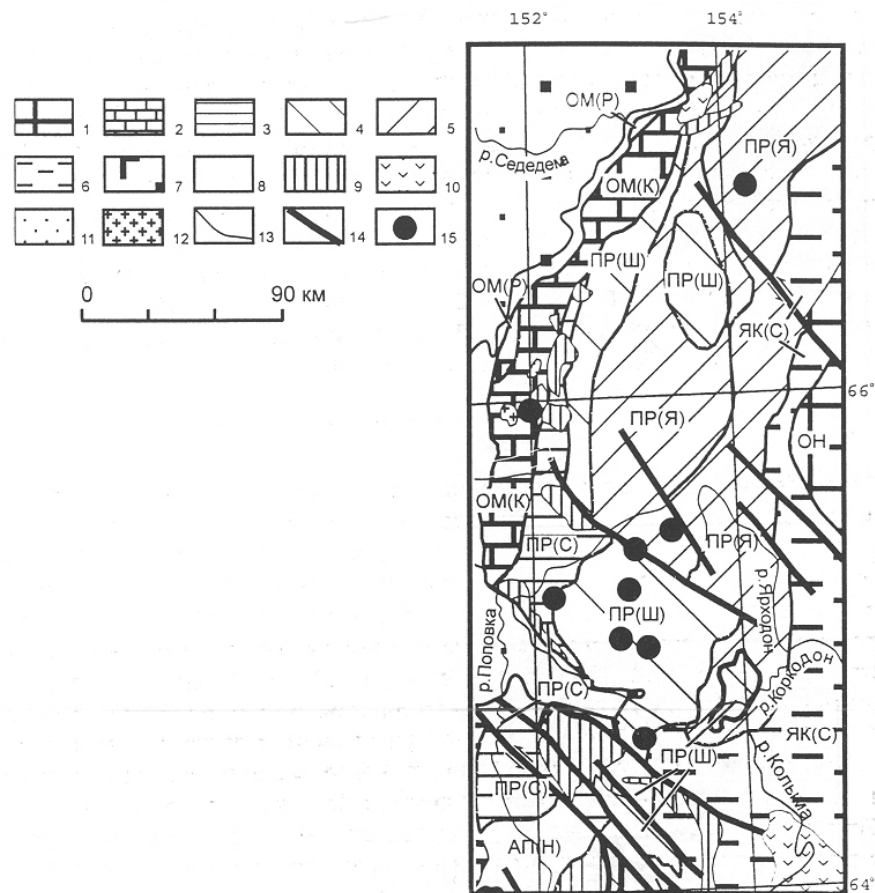


Рис. 72. Приколымский золото-кварцевый жильный пояс (тектоническая основа по В.И.Шпикерману [1998] с упрощениями): 1 - кратонные террейны; 2-5 террейны пассивной континентальной окраины: 2 - 4 шельфовые субтеррейны (2 - с преобладанием карбонатных пород, 3 - с примерно равными соотношениями терригенных и карбонатных пород, 4 - то же, с проявлениями рифтогенных вулканитов), 5 - субтеррейны континентального склона, 6 - террейны эпиконтинентального моря; 7 - террейны энсиматической островной дуги; 8 - океанические террейны; 9 - постамальгамационный позднеюрско-берриасовый комплекс энсиалической островной дуги (Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс) и преддугового прогиба; 10,11 - постааккреционные кроющие комплексы (10 - меловой вулканогенно-осадочный, 11 - кайнозойских межгорных впадин); 12 - позднемезозойские гранитоиды; 13 - тектонические границы террейнов и субтеррейнов; 14 - прочие тектонические нарушения; 15 - золото-кварцевые месторождения. Террейны и субтеррейны: АП(Н) - Аргатасско-Половкинский, включающий Нятовский (Н) субтеррейн; ОМ - Омупевский сложный террейн, включающий Каменский (К) субтеррейн и Рассошинский (Р) палеотеррейн; ОН - Омолонский террейн; ПР- Приколымский террейн, включающий Спиридоновский (С), Шаманихинский (Ш), Ярходонский (Я) субтеррейны; ЯК(С) - Яно-Колымский террейн, Сугойский субтеррейн

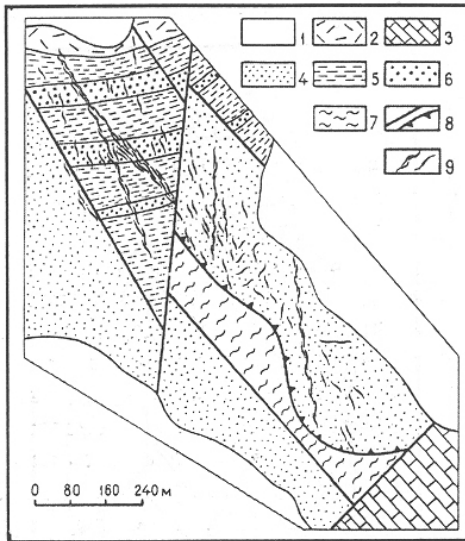


Рис. 73. Схема геологического строения месторождения Надежда (Глухаринское): 1 - аллювиальные отложения; 2 - субвулканические риолиты позднего рифея; 3 - мраморизованные доломиты чебукулахской свиты среднего-позднего рифея; 4 - метапесчаники спиридоновской серии позднего рифея; 5, 6 - ороекская свита: кристаллические сланцы (5) и кварциты (6); 7 - кианит-мусковитовые сланцы оссалинской серии раннего рифея; 8 - разломы; 9 - золото-кварцевые жилы и прожилковые зоны

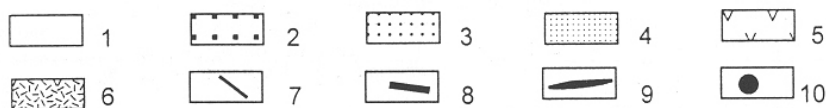
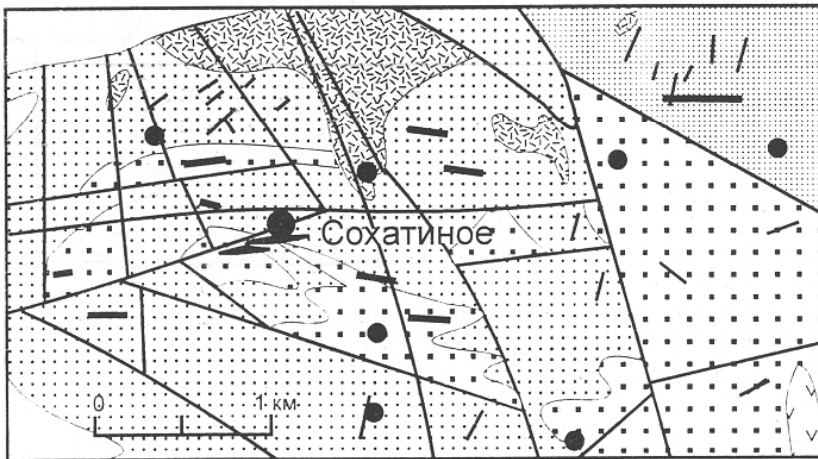


Рис. 74. Сохатиное рудное поле (по П.А.Самохвалову [1991 г.] с упрощениями): 1 - четвертичные образования; 2-4 - ранний протерозой, сохатинская толща: четвертая (2), третья (3) и вторая (4) подтолщи; 5 - чилистяхский метабазитовый комплекс, ранний протерозой; 6 - зурнинский метатрахиролитовый комплекс, ранний протерозой; 7 - дайки базитов и трахириолитов раннего протерозоя; 8 - дайки позднеюрского грязнинского гранит-гранодиорит-диорит-диабазового комплекса; 9 - рудные тела Сохатиного месторождения; 10 - золото-кварцевые месторождения

ГЛАВА 10. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ ЖИЛЬНЫХ ПОЯСОВ

В современном плане мезозоид Северо-Востока Азии главные золоторудные пояса и ареалы образуют три крупных мегапояса: Верхоянский, Северный и Яно-Колымский (табл. 37). Они вместе с поясами гранитоидов маркируют главные зоны деформаций основных ($J_3 - K_1$ и K_{1-2}) аккреционных этапов [Goryachev, 1995_{1,2}].

Верхоянский мегапояс состоит из Аллах-Юньского и Верхоянского золото-кварцевых поясов, расположенных в пределах одноименного миогеоклинального пояса непосредственно вдоль окраины Сибирской платформы. Этот миогеоклинальный пояс был деформирован в мелу вследствие аккреции к нему Индигиро-Омолонского супертеррейна и Охотского кратонного террейна. Золото-кварцевые жилы Аллах-Юньского пояса группируются в сравнительно узкую полосу шириной около 50 км при длине более 500 км. Она протягивается вдоль западной окраины пояса синаккреционных гранитных интрузивов гранодиорит-гранитного состава, совпадая с ареалами догранитных дайковых свит и с зоной максимального проявления регионально-дислокационного метаморфизма. На севере данный пояс обрывается серией поперечных разломов (Брюнгадинский и др.), маркирующих крупный региональный сдвиг; на юге постепенно затухает при переходе в нижнепалеозойские и рифейские отложения. В северной части Верхоянской миогеоклинали располагается одноименный пояс золото-кварцевых жил, который, возможно, является смещенным продолжением Южно-Верхоянского золото-кварцевого пояса. Рудные месторождения образуют узкую полосу, приуроченную к осевой части Верхоянской мегантиклинорной зоны, протяженностью около 1000 км от бас. р. Томпо до берегов Северного Ледовитого океана [Амузинский, 1975].

Яно-Колымский мегапояс состоит из одноименного и Приколымского (Шаманихо-Столбовского) золото-кварцевых поясов. Он маркирует долгоживущую коллизийную зону взаимодействия Верхоянской пассивной окраины, Охотского кратонного террейна и Индигиро-Омолонского супертеррейна. Крупнейший на Северо-Востоке Азии Яно-Колымский золотоносный пояс располагается в верхнем течении рр. Колыма, Индигирка и Яна и прослеживается в северо-западном направлении на расстояние более 1100 км при ширине до 200 км на юго-востоке - в бас. Колымы, сужаясь до 100 км в бас. Яны. Золоторудные месторождения образуют протяженный пояс, совпадающий с размещением гранитоидов. Рудная золотоносность его локализуется в узких протяженных зонах, тяготеющих к региональным разломам сдвиговой и надвиговой природы.

Охарактеризованные мегапояса - преимущественно линейного размещения золото-кварцевых месторождений и рудопроявлений; по этому признаку они выделяются мной в линейные пояса колымского типа, в которых золото-кварцевое оруденение тесно связано с крупными линейными поясами гранитоидных плутонов S- и I-типов, развивавшихся синхронно с ним [Горячев и др., 1997]. Эти пояса формировались на пассивной окраине континента, образованной терригенными песчано-сланцевыми отложениями палеозоя - мезозоя, испытавшими региональный метаморфизм невысокой интенсивности (неравновесный метаморфизм начальных ступеней зеленосланцевой фации). Метаморфизованные породы тесно ассоциируют с гранитоидными телами, формируя ареалы так называемого регионально-плутонического метаморфизма [Гельман и др., 1980; Крутоус, 1992]. Последовательность развития пояса такова, что внедрение гранитоидов как бы продолжает процесс метаморфизма и является кульминацией эндогенного позднемезозойского тектонического цикла. Для золото-кварцевого оруденения типична пространственно-временная ассоциация с дайковыми поясами и малыми плутонами I-типа [Гамянин, Горячев, 1991], а для золото-редкометалльного обычна связь с гранитоидами S- и I-типов. Нередко сочетание разных типов оруденения в единых рудно-магматических узлах с гранитоидами I-типа [Гамянин и др., 1991].

Иная ситуация наблюдается в Северном мегапоясе, косо секущем структуры северного фланга мезозоид. В нем объединены Куларский и Улахан-Тасский ареалы и Чукотский пояс. Западный фланг мегапояса расположен вдоль северных склонов Куларского, Полоусненского и Улахан-Тасского хребтов и приурочен к системе крупных разломов надвиговой природы, разделяющих Святоносско-Аньюский островодужный террейн (складчатую систему) и структуры Верхояно-Колымской складчатой системы [Натапов, Сурмилова, 1992], а восточный фланг находится в пределах Чукотского террейна. Основанием для объединения в мегапояс послужили близость состава и возраста золотого оруденения и гранитоидных плутонов, развитых в Чукотском террейне и вдоль Северного пояса надвигов, а также наличие специфических гранитно-метаморфических куполов

Таблица 37
Сравнительная характеристика золото-кварцевых мегапоисов мезозойд Северо-Востока Азии

Типоморфные признаки	Верхоянский мегапоис	Северный мегапоис	Яно-Колымский мегапоис
Вмещающие осадочные породы	Терригенные отложения Верхоянского миогеоклиналильного пояса	Терригенные, карбонатно-терригенные, кремнисто-карбонатно-терригенные отложения Верхоянского миогеоклиналильного пояса, Чукотского и Святоносско-Анжуйского террейнов	Терригенные и карбонатно-терригенные отложения Верхоянского миогеоклиналильного пояса, Вилпинского и Приколымского террейнов
Метаморфизм	Линейные зоны зеленосланцевой фации, ставролитовая ступень, изометричные аре-алы начальных ступеней зеленосланцевой фации	Интенсивный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций в гранитно-метаморфических куполах	Сочетание линейных и изометричных ареалов зеленосланцевой фации до признаков эпидот-амфиболитовой
Характер и возраст (млн лет) магматизма	Распространен незначительно, максимум на юге. Граниты I-типа (140-90 млн л.) резко обогащены Sr. $Si_0=0,708-0,710$. Широко проявлены дайки основных и средних пород, лампрофиров	Интенсивный гранитный магматизм (130-90 млн л.) I-типа и незначительный - S-типа. $Si_0 = 0,705-0,708$. Слабое развитие даек диоритов и базитов	Интенсивный гранитный магматизм S- и I- типов (165-75 млн л.). $Si_0 = 0,705-0,710$. Широко развитие даек диоритового состава. Присутствие даек и небольших тел базитов и ультрабазитов (единичные тела)
Металлогеническая ассоциация золото-кварцевых жил	Месторождения свинца, цинка, олова и молибдена	Месторождения олова, бериллия, вольфрама	Месторождения олова, вольфрама
Типы и возраст (млн лет) золото-кварцевых жил	Ранне-синаккреционные (170-140 млн л.), поздне-синаккреционные золото-кварцевые и золото-редкометалльно-кварцевые жилы (115-90 млн л.)	Ранне-синаккреционные слабозолотосносные, поздне-синаккреционные золото-кварцевые и золото-редкометалльно-кварцевые жилы (125-90 млн л.)	Ранне-синаккреционные слабозолотосносные, поздне-синаккреционные I этап - 145-135 млн л. и II этап - 125-115 млн л.) золото-кварцевые и золото-редкометалльно-кварцевые жилы и постаккреционные (менее 115 млн л.) золото-серебро-кварцевые и золото-редкометалльно-кварцевые жилы

(Куларский, Алярмаутский и др.). Северный мегапояс маркирует зону поздне-раннемеловой аккреции к палеоокраине Сибирского континента океанических, островодужных и континентальных блоков (Чукотский террейн, Южно-Ануйский супертеррейн и др.), названную мной Северной коллизией зоной.

В размещении оруденения отмечается приуроченность его к изометричным купольным структурам, в ядрах которых нередко устанавливается метаморфизм амфиболитовой фации [Гельман, 1995; 1996] и обычны гранитные плутоны. На мой взгляд, мегапояс следует продолжить на Аляску, включив в его состав золото-кварцевые ареалы п-ова Сьюард, района Чандалар и террейна Юкон-Танана с прилегающей частью Северо-Американского кратона. Для этих районов характерны ареально-купольное расположение золото-кварцевых месторождений, тесная пространственно-временная ассоциация с метаморфическими процессами и с процессами формирования средне-раннемеловых гранитоидов (для Внутренней Аляски это наиболее детально рассмотрено Р.Дж.Ньюберри [Newberry et al., 1995; McCoy et al., 1997]).

Такой тип поясов с узловым распределением золотого оруденения предлагается назвать чукотским или юконским. В чукотском типе ареальных поясов золото-кварцевое оруденение тесно связано с гранитно-метаморфическими купольными, или сводовыми, структурами поперечником десятки и даже сотни километров. Эти структуры представляют собой очаговые ареалы интенсивного зеленосланцевого - амфиболитового (до гранулитового на п-ове Сьюард) [Amato et al., 1994] купольного метаморфизма (верхний уровень формирования мигматитов, по М.Л.Гельману [1996]) и также возникли в процессе аккреции, сопровождавшейся коллизийными событиями. Метаморфизм тесно связан с интенсивным плутоническим гранитным магматизмом I-типа (редко S-типа), синхронно с ними формировались и золото-кварцевые жилы. Вмещающие породы терригенного, терригенно-карбонатного состава разного возраста (преимущественно позднепалеозойского - раннемезозойского для Северо-Востока Азии и протерозойско - раннемезозойского для Аляски и Юкона) образуют как структуры пассивной окраины (Кулар), так и крупные перемещенные континентальные блоки (Чукотский, Юкон-Танана, Сьюард и др.).

Во всех жильных поясах выделяются четыре типа жильных тел: (а) пластовые (согласные); (б) секущие; (в) штокверковые и (г) в минерализованных зонах дробления. В некоторых поясах и ареалах отмечается тенденция к смене во времени согласных пластовых жил секущими (Верхоянский мегапояс, Куларский и Ануйский ареалы). Однако в Яно-Колымском поясе такого не наблюдается (например, месторождение Жданное - сочетание пластовых жил с секущими). Секущие жилы и штокверки ассоциируют с диорит-гранодиоритовыми дайками и штоками, часто локализируются в них (Чукотка, Яно-Колымский и Аллах-Юньский пояса) и иногда устанавливаются в плутонах гранит-лейкогранитовой ассоциации позднеюрско - раннемеловой серии, где имеют золото-редкометалльный состав. Дайки этой возрастной серии местами содержат ксенолиты раннего безрудного кварца (Яно-Колымский, Аллах-Юньский пояса), иногда пересекают и ранние золото-кварцевые жилы субсогласного типа (Туманное, Дегдеканское - Яно-Колымский пояс, Задержное - Аллах-Юньский пояс) (прил. рис. 75), т.е. можно считать установленными два периода формирования золото-кварцевых жил относительно позднеюрско-раннемеловых даек - додайковый и последайковый [Горячев, 1989; 1992].

Золото-редкометалльно-кварцевые жилы локализованы среди плутонов гранит-лейкогранитовой ассоциации позднеюрско - раннемеловой серии (Мякитское, Делювиальное) и в сочетании с малыми интрузивными телами диорит-гранодиоритовой ассоциации (Чепак, Малыш), а также в позднеколлизийных гранодиорит-гранитных плутонах раннемеловой серии (Басугуньинское) и, наконец, в постааккреционных поздне-раннемеловых штоках (Халали) гранит-лейкогранитовой ассоциации [Goryachev, Goncharov, 1995]. На меловые дайки накладывается и позднее золото-серебро-кварцевое жильное оруденение (Школьное, Сыпучее, Средне-Ичувеемское). Практически всегда золото-кварцевые жилы формировались после возникновения кливажных трещин (Кулар, Аллах-Юньский и Яно-Колымский пояса), хотя в некоторых поясах и ареалах известны и докливажные, но незолотоносные кварцевые жилы (Аллах-Юнь, Кулар, Чукотка), как показали специальные исследования О.А.Суставова [1995], Г.С. и З.Г.Мирзахановых [1991] и В.Ю.Фридовского [1991].

Таким образом, можно говорить о начале формирования золото-кварцевых жил в поздние этапы складчатости, когда пластические пликативные деформации сменились хрупкими разрывными, когда возникли крупные надвиговые структуры (типа Чаркынской в Яно-Колымском поясе), когда миновал пик метаморфизма (регрессивное положение жил относительно

метаморфических фаций, по М.Л.Гельману [1976]). Т.е. золото-кварцевые жилы можно считать позднесинтектоническими и наложенными на регионально метаморфизованные породы, так как они распределены независимо от зон метаморфизма (Кулар, Чукотка, Приколымский и Яно-Колымский пояса). Безрудные же кварцевые жилы несут признаки альпийских жил, их образование связано с этапом складкообразования и с региональным метаморфизмом пород.

По минералого-геохимическим особенностям золото-кварцевые жилы однотипны и характеризуются мышьяковым геохимическим профилем, но разновременные достаточно четко различаются. Если ранние жилы помимо золота содержат в заметных количествах только мышьяк, то в поздних, на фоне мышьяка, отчетливо проявляются свинцово-сурьмяная, висмут-теллуровая и серебро-сурьмяная специализации, что и отражено в выделении собственно золото-кварцевых, золото-редкометалльно-кварцевых и золото-серебро-кварцевых жил (табл. 38; [Горячев, 1992; Goryachev, 1995_{1,2}]). При этом наблюдается, что ранние золото-кварцевые жилы, несущие черты метаморфогенного происхождения, закономерно сменяются поздними золото-кварцевыми и золото-редкометалльно-кварцевыми, являющимися продуктами рудно-магматических систем гранитоидного ряда [Гамянин, Горячев, 1991; Горячев, 1992; Goryachev, 1995_{1,2}]. Завершают процесс формирования золотого оруденения посттектонические золото-серебро-кварцевые и золото-редкометалльно-кварцевые жилы, образующие парагенетический ряд с оруденением кроющих вулканических поясов.

Такая общая последовательность и индивидуализация жил во времени позволяют считать их производными тектонических этапов развития мезозоид Северо-Востока Азии [Goryachev, 1995_{1,2}]: аккреционного (коллизийного) - золото-кварцевые и золото-редкометалльно-кварцевые и постаккреционного - золото-серебро-кварцевые и золото-редкометалльно-кварцевые жилы.

Изложенный материал показывает, что появление золото-кварцевых жил в ряду эндогенных образований позднемезозойской тектоно-магматической эволюции главных коллизийных зон Северо-Востока Азии вполне закономерно. Узкие временные рамки формирования золото-кварцевых жил, характерное поясовое или ареальное распределение, тесная связь с гранитоидными плутонами и дайками, с одной стороны, и с метаморфическими зонами - с другой, позволяют рассматривать их в качестве крупных региональных жильных систем. Попробуем с этой точки зрения рассмотреть тектоническую позицию таких жильных систем - поясов. Прежде всего отметим региональное положение всех поясов в участках, характеризующихся отрицательным фоном силы тяжести, осложненным присутствием локальных резко отрицательных гравитационных аномалий (рис. 76), что можно интерпретировать как приуроченность их к блокам с сиалическим типом фундамента или к участкам интенсивной его гранитизации [Михайлов, Горячев, 1997], чему соответствует и связь золото-кварцевых жил с коровыми гранитоидами, равно как и сиалическая металло-генетическая ассоциация золотого оруденения с оловянно-вольфрамовым.

Золото-кварцевые жилы Яно-Колымского пояса образуют полосу в осевой части одноименной коллизийной зоны, ограниченную с северо-запада поперечными интрузивными рядами, а с юго-востока разломами Приохотья. Жилы сформированы в условиях постоянного горизонтального сжатия [Калинин, 1989], что соответствует коллизийным обстановкам их возникновения. Резкое затухание пояса на северо-западе связано с существованием поперечных "скрытых" разломов фундамента, проникающих далеко на юго-запад, вплоть до Сибирской платформы [Мокшанцев, 1968]. Впервые вопрос о тектоническом ограничении Яно-Колымской золотоносной зоны с северо-запада поставил Н.И.Ларин [1955], предполагая определяющую роль в этом "янских дуг" - разломов, возможно, надвигового типа, в нижних структурных ярусах района. Эти разломы контролируют поперечные ряды гранитоидных интрузивов более молодого возраста, чем у гранитов Главного коллизийного пояса [Pargenov, 1994]. Данные гранитоидные плутоны подобны аналогичным образованиям Северного коллизийного пояса [Бахарев и др., 1988; Трунилина, 1992] и возникли вследствие аккреции к континенту Чукотского блока в конце раннего мела. Правомочность объединения их с гранитоидами Главного пояса в единый коллизийный гранитоидный пояс [Зоненшайн и др., 1990; Богданов, Тильман, 1992; Pargenov, 1994] вызывает сомнение. Возможно, гранитоиды Северного батолитового пояса фиксируют зоны древних сдвиговых перемещений, существовавшие в поздней юре [Натапов, Ставский, 1985], которые в раннем мелу испытали активизацию вследствие приращения Чукотки. Более вероятно, что первоначально зоны поперечных глубинных разломов возникли из-за ротации Колымо-Омолонского блока [Кузнецов, 1990] во время его

Таблица 38

Типы золото-кварцевых жильных месторождений мезозоид Северо-Востока Азии

Тип жил, их возраст	Вмещающие породы	Отношение к метаморфизму	Структурно-морфологические типы	Отношение к магматизму	Сульфидность, %	Геохимический профиль	Примеры месторождений
Синаккреционные Au-кварцевые метаморфогенные	Песчаники и алевролиты (С ₃ -Р ₂), известняки (О), терригенные породы (Т-Т ₁)	В ареалах регионально-дислокационного зеленосланцевого метаморфизма	Преимущественно межпластовые жилы	Догранитоидные	1-2	Au (As, Pb)	Дузт, Юр, Финн, Оно-чалах, Некур
Синаккреционные собственно Au-кварцевые плутоногенные (140-131; 125-100 млн лет)	Верхоянский терригенный комплекс (С ₂ -У ₃), мажоритарные интрузивы пестрого состава (У ₃ -К ₁)	В ареалах регионально-плутонического метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Гранитно-метаморфические купола (МЗ ₃)	Сопласные и секущие жилы, штокерки в песчаниках и дайках, минерализованные зоны смятия	Ассоциируют с раннеорогенными (У ₃ -К ₁ и К) плутонами I- и S-типов (диорит-гранодиоритовая и гранит-лейкогранитовая ассоциация)	1-5	Au, As, Pb, Sb (W)	Имтачан, Утинское, Жданное, Светлое, Каральвеем, Нежданское и др.
Синаккреционные плутоногенные Au-редкометалло-кварцевые (147-134; 125-110 млн лет)	Ороговикованные породы верхоянского терригенного комплекса и апликальные части плутонов	В ареалах контактового метаморфизма	Преимущественно секущие жилы и системы жил более редкие штокерки	Ассоциируют с раннеорогенными гранитоидными ассоциациями I- и S-типов и с позднеорогенными (К ₁)-гранитоидами	5-20	Au, As, Bi, Te, W	Эргелях, Лето-Дыбинское, Чистое, Малыш, Чепак и др.
Постааккреционные Au-серебряно-кварцевые (< 110 млн лет)	Штоки и дайки пестрого состава, роговики по терригенным породам триаса и юры	В ареалах контактового метаморфизма	Секущие жилы и системы жил	Связаны с дайками и мажоритарными интрузивами средне-меловой тоналит-гранодиоритовой ассоциации	1-5	Au, Ag, Sb (Pb, As)	Школьное, Кысылга, Тахто, Сылучее
Постааккреционные Au-редкометалло-кварцевые (80-63 млн лет)	Штоки и роговики по терригенным породам юры и триаса	В ареалах контактового метаморфизма	Штокерки и линзовидные жилы	Граниты (К ₂)	5-10	Au, Bi, Te, As	Пельвунтыкомнен, Халали, Охото-Кух-туйское

столкновения с краем Северо-Азиатского кратона, т.е. в поздней юре - начале раннего мела. В этих условиях хрупкие деформации происходили только в фундаменте края континента, так как мезозойские комплексы осадочного чехла сохраняли относительно пластичное состояние и не испытали хрупкого раскалывания. Такому предположению не противоречит и отчетливая приуроченность золото-кварцевого оруденения к надвиговым структурам (типа Чаркынского надвига), завершающим формирование коллизионной зоны. Это, а также отсутствие золото-кварцевого оруденения севернее поперечного ряда разломов (см. главу 8) позволяет утверждать, что золото-кварцевые жилы возникли в конце коллизии позднеюрско - раннемелового аккреционного этапа и являются позднеколлизионными.

Юго-восточная граница Яно-Колымского золото-кварцевого пояса определяется положением северо-западных ограничений структур Кони-Мургальского и Вилигинского террейнов (Приохотская коллизионная зона?). Здесь известны надвиги и изометричные поднятия, содержащие в ядрах плутоны гранитов [Геологическая карта..., 1981; Кузнецов, 1997]. Судя по всему, эти структуры и послужили препятствием для дальнейшего распространения золото-кварцевого оруденения. На существование подобных тектонических ограничений в середине 50-х гг., полемируя с П.И.Скорняковым, Н.И.Ларин указывал, говоря о Яно-Колымской золотоносной зоне, "... что резкие ее ограничения на северо-западе и юго-востоке мы предположительно связываем с сериями расположенных вкрест простирания этой зоны крупных разломов, с которыми связан и обрыв сопровождающей ее с востока полосы древних пород Тас-Хаяхта на северо-западе и Омупевского блока на юго-востоке" [Ларин, 1955. С.16]. Фланги постааккреционного ОЧВП, частично перекрывающие данные структуры в этом районе, обусловили повышенную встречаемость здесь золото-серебро-кварцевых жил, которые локализованы, как правило, в структурной обстановке сдвига или растяжения среди древних штоков гранитоидов и тяготеют к зонам крупных разломов.

Таким образом, положение Яно-Колымского жильного пояса определяется зоной максимального развития коллизионных процессов.

Золото-кварцевые ареалы Северного мегапояса расположены как в пределах Чукотского террейна, так и по краю Анюйско-Святоносского террейна и в Куларском блоке Верхоянской миогеоклинали. Они приурочены к местам соприкосновения их с новой (раннемеловой) окраиной континента, ассоциируют с плутонами Северного коллизионного гранитоидного пояса. Ареальная специфика и наличие гранитно-метаморфических куполов, контролирующих золото-кварцевое оруденение мегапояса, по всей видимости, обусловлены кривой ориентировкой аккрецируемых террейнов (когда создаются условия для существования на одном краю процессов сжатия, а на другом - растяжения), малой мощностью мезозойского осадочного комплекса, а также последовавшими в постааккреционный период крупными сдвигами [Ротман, 1996]. Позиция одного из крупнейших - Куларского купольного ареала, находящегося на стыке двух коллизионных зон, обусловлена его удаленностью от зон максимальных коллизионных нагрузок в период обоих аккреционных этапов, что привело к созданию устойчивого преобладающего режима растяжения (на фоне латерального "тектонического выжимания" из зон максимального сжатия - [Копп, 1997]) и, как следствие, к длительному (160-100 млн лет - см. главу 3) формированию крупного гранитно-метаморфического купола.

Положение Верхоянского мегапояса, локализованного среди миогеоклинальных отложений пассивной континентальной окраины, определяется крупными продольными разломами взбросо-сдвиговой и надвиговой природы, которые отражают сложный коллизионный фронт (Охотский террейн - континент, Индигиро-Омолонский блок - континент). Локализация Верхоянского и Аллах-Юньского поясов в осевых частях разных структур (антиклинорной и синклинорной), к которым приурочены участки и зоны максимально метаморфизованных пород, на мой взгляд, свидетельствует о послескладчатом, позднектоническом их происхождении в зонах максимального сжатия. Однако история формирования обоих поясов несколько различна, так как процессы сжатия на юге начались раньше, чем на севере. Специфика поясов заключается в том, что они расположены в относительно стабильной зоне пассивной окраины континента, характеризующейся наличием карбонатных отложений, подстилающих верхоянский комплекс, и фиксируют не коллизионные швы или зоны непосредственного столкновения блоков, а тектонические участки разгрузки напряжений, отражающие коллизионные процессы в соседних районах. Такая ситуация привела к незначительному развитию и специфичности гранитоидов (зональные плутоны относительно спокойных условий кристаллизации) в данных поясах, к особой металлогенической ассоциации золото-

кварцевых жил с полиметаллическим оруденением и к длительному формированию золотого оруденения в этих поясах.

Несколько слов о времени формирования оруденения. Прямые датировки минералов золото-кварцевых жил (см. табл. 36) свидетельствуют об их разновозрастности, по крайней мере, в Яно-Колымском (147-131; 125-115; 105-95 млн лет) и Аллах-Юньском (170-130; 115-100 млн лет) поясах. Эти периоды формирования жил совпадают с главными тектоническими событиями в регионе (позднеюрско - раннемеловая, раннемеловая и позднемеловая аккреции) [Парфенов, 1995; Шпикерман, Горячев, 1996].

Однотипность минерального состава золото-кварцевых жил, четкая корреляция жилообразования в разных поясах с процессами метаморфизма и корового гранитоидного магматизма, отсвечивающих времени главных тектонических событий в истории мезозой, а также приуроченность жильных поясов к крупным структурным элементам (например, типа Чаркынского надвига, или резкие поперечные тектонические ограничения распространения золото-кварцевой минерализации в Яно-Колымском поясе) позволяют предполагать, что золото-кварцевые жильные системы формировались из потоков флюидов, возникших в аккреционные тектонические периоды и связанных с масштабными плутонометаморфическими процессами, которые также привели к образованию крупнейших поясов гранитоидов.

Изложенный в предыдущих главах материал подтверждает существование трех позднемезозойских периодов аккреции в истории мезозой Северо-Востока Азии и позволяет предположить следующий сценарий последовательности позднемезозойских событий с определением места золото-кварцевого оруденения в нем.

1. Периоду юрского трогообразования (индикаторами которого являются раннеюрские контрастные вулканические серии Кобьюминского грабена и проявления древнего кислого вулканизма в Сарылахском рудном узле) соответствуют процессы амальгамации Индигиро-Омолонского блока (от юры до бата).

2. Увеличение скорости движения плиты Кула и начало раскрытия Канадского бассейна [Зоненшайн и др., 1990] привели к возникновению Уяндино-Ясачненской дуги и "наезжанию" Кони-Мургальской дуги на Охотский блок, что вызвало первые сжимающие усилия в Южном Верхоянье - замыкание существующего "фанерозойского залива" (этап метаморфогенных жил), "коробление" Индигиро-Омолонского блока. Последовавшая за этим двухвекторная (арктический и тихоокеанский векторы движения плит) коллизия Индигиро-Омолонского блока с пассивной окраиной континента сопровождалась процессами метаморфизма и гранитообразования (главный период рудообразования Яно-Колымского, Верхоянского и Аллах-Юньского золото-кварцевых жильных поясов: поздняя юра - неоком). Она прервала деятельность субдукционных зон и сформировала новую окраину континента к концу неокома.

3. Дальнейшее раскрытие Канадского бассейна, с которым "не справлялись" существующие островные дуги (Нутесынская, Святоноская и др.), привело к аккреции Святоносско-Аньюского и Чукотского блоков к новому краю континента. Это событие вызвало образование Северного плутонового пояса, гранитно-метаморфических куполов и золото-кварцевых ареалов Северного мегапояса, а также формирование поздних (конец неокома - апт) жил в Яно-Колымском поясе. В результате произошло наращивание Сибирского континента и заложение вдоль его восточного (в современных координатах) края вследствие продолжавшегося движения плиты Кула окраинно-континентального ОЧВП.

4. Активное действие субдукционной зоны ОЧВП сопровождалось аккрецией к континенту разнородных Корякских блоков, образованием в тылу магматической дуги внутриконтинентальных зон сдвига и растяжения с возникновением посттектонических золото-серебро-кварцевых жил в местах наложения постааккреционных структур на ранние золото-кварцевые жильные пояса (альб - поздний мел) мезозой.

Таким образом, позднеюрско - раннемеловая аккреция крупных тектонических блоков к окраине Северо-Азиатского континента завершилась серией коллизионных событий, вызвавших вначале складчатость, надвигообразование и процессы регионального дислокационного метаморфизма с формированием метаморфогенных золото-кварцевых жил; затем внедрение гранитоидов, которые сопровождалось плутоногенным золото-кварцевым и золото-редкометалльно-кварцевым оруденением. Максимально эти процессы происходили в Яно-Колымской коллизионной зоне - месте взаимодействия арктического и тихоокеанского направлений движения плит.

Приведенные в предыдущих главах примеры показывают принципиальное единство в эволюции метаморфизма, гранитоидного магматизма и золото-кварцевого оруденения в линейных и ареальных золото-кварцевых жильных поясах. На примере линейных поясов наблюдается смена зон дислокационного регионального зеленосланцевого метаморфизма линейными или изометричными ареалами регионально-контактового с плутонами гранитов в центре, а в ареальных поясах - непрерывное развитие зонального метаморфизма до амфиболитовой фации высоких ступеней с мигматитизацией, сопровождаемое регрессивным внедрением гомодромного ряда гранитоидных плутонов, эволюционирующих в сторону обогащения калием.

Оба примера наиболее близки к шотландскому типу коллизионных орогенов [Добрецов, 1995; Dewey, 1988], когда не устанавливается сильное утолщение коры и отмечается зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, широкое развитие сдвигов и надвигов и преимущественно линейных гранитных плутонов [Добрецов, 1995]. Указанные признаки наиболее проявлены в Яно-Колымской коллизионной зоне и на западном фланге Северной и, на первый взгляд, мало типичны для восточного фланга последней - Чукотки, где отмечается купольный метаморфизм, нехарактерный для шотландского типа орогенов. Однако геофизические данные не показывают существенного утолщения коры в Чукотском секторе Северной коллизионной зоны, а отсутствие интенсивных складчатых деформаций в мезозоидах (линейные складки практически отсутствуют) и наличие крупных надвиговых и сдвиговых структур [Баранов, 1995; Ротман, 1996] свидетельствуют о невысокой (по сравнению со скандинавским типом орогена) [Добрецов, 1995] интенсивности регионального сжатия в орогенный период. Возникновение же здесь гранитно-метаморфических куполов, возможно, обусловлено малой мощностью осадочного чехла, что могло привести к установлению крутых температурных градиентов и способствовать аномальному локальному разогреву и метаморфизму пород вследствие латеральных перемещений в поздней юре - раннем мелу Чукотского террейна к новообразованному краю Сибирского континента. Вероятно, эти градиенты были приурочены к зонам глубинных надвигов, что и отражено в существовании вытянутых в северо-западном направлении изогнутых цепочек из купольных структур.

Отметим, что в золотоносных гранитно-метаморфических куполах Северной коллизионной зоны известны ранние дайки и пластовые тела (слои) диоритового состава, близкие по времени формирования к более поздним плутонам перемещенных гранитов, что, в принципе, отвечает последовательности развития магматизма в золотоносных рудно-магматических узлах, охарактеризованной нами ранее [Гамянин, Горячев, 1991; Колесниченко, Горячев, 1992] в линейных поясах. Диоритовые тела вообще являются типичными образованиями амфиболитов метаморфических куполов, как было отмечено К. Менертом [1971], показавшим возможность формирования слоев "диоритового" облика на месте в процессе метаморфизма в виде диоритовых "мобилизаторов", подобных мигматит-плутонам.

Эти данные, а также анализ эволюции гранитоидного магматизма фанерозойских куполов ряда коллизионных складчатых поясов Азии [Горячев, 1997], наряду с имеющимися обобщениями по взаимоотношениям высокоградного метаморфизма и гранитоидов [Менерт, 1971; Взаимодействие ..., 1989; Мигматиты, 1988; Добрецов, 1995; Кориковский, 1995], позволяют говорить о существовании определенного эволюционного ряда в формировании гранитно-метаморфических куполов: (1) прогрессивный зональный метаморфизм - возникновение купола; (2) формирование мигматит-плутонов в ядрах метаморфических куполов - рост купола; (3) миграция купола вверх вслед за флюидным потоком и образование расплава, из которого формировались тела перемещенных гранитоидов, - термостатированный режим, поглощение флюида расплавом; (4) растяжение на фронте куполообразования, внедрение перемещенных расплавов, флюидоотделение, кристаллизация плутонов и формирование золоторудных месторождений. Все это и обуславливает отмеченную выше зональность золоторудных гранитно-метаморфических куполов (снизу вверх или от ядра к периферии): интенсивно метаморфизованные породы амфиболитовой (до гранулитовой) фации с мигматитами - метаморфиты амфиболитовой и зеленосланцевой фации с плутонами перемещенных гранитоидов - породы зеленосланцевой фации метаморфизма, небольшие плутоны перемещенных гранитоидов и поля золотоносных кварцевых жил.

Вернемся к линейным коллизионным зонам. Для Яно-Колымской зоны характерно сочетание практически разновозрастных гранитоидов диорит-гранодиоритовой и гранит-лейкогранитовой ассоциаций. Все эти гранитоиды локализованы на современном уровне эрозионного среза среди метаморфически преобразованных пород начальных ступеней зеленосланцевой фации (вплоть до появления индекс-минерала биотита), а плутоны гранит-лейкогранитовой ассоциации сопровож-

даются мощным ореолом "регионально-контактового метаморфизма" [Крутоус, 1992] или ореолом бурого биотита [Гельман и др., 1980]. При этом как бы устанавливается хронологический ряд прогрессивного метаморфизма [Крутоус, 1992]: от регионального зеленосланцевого (линейные зоны) через регионально-плутонический, практически одновременный с дайковыми сериями, к регионально-контактовому, центральные части ареалов которого сложены крупными гранитными плутонами (рис. 77) однородного состава с признаками приконтактовой гранитизации и с аксессуарными гранатами, малопиропистыми (3-11%) и более марганцовистыми по сравнению с гранатами пород диорит-гранодиоритовой ассоциации. Обычен некоторый антагонизм в размещении этих ассоциаций гранитоидов - малые тела диорит-гранодиоритового состава развиты максимально там, где нет крупных гранит-лейкогранитовых тел и где широко проявлены линейные зоны регионального метаморфизма (с зеленым биотитом).

Геологические и геофизические данные позволяют предположить, что это может быть обусловлено разным составом блоков фундамента, в которых формируется магма, "тяжелых" мафических - для дайковых и "легких" сиалических - для плутонических ареалов [Михайлов, Горячев, 1997]. Малые интрузивы диорит-гранодиоритовой ассоциации имеют также признаки генерации в мафических блоках фундамента (присутствие в аксессуарах пиропистого граната, хромшпинелида, геохимическая близость с базитами) [Колесниченко, Горячев, 1992; Гамянин и др., 1991; Горячев, Колесниченко, 1997]. Положение плутонов гранит-лейкогранитового состава в центральных частях ареалов прогрессивного метаморфизма, окруженных дайковыми ареалами с относительно слабометаморфизованными породами, и типичная связка: плутон - купол плутона - оруденение позволяют говорить о подобию в развитии золотоносных рудообразующих систем поясов линейного и ареального типов. В линейных золото-кварцевых поясах вертикальная зональность рудно-магматической системы различна (снизу вверх) для плутонических ареалов (от крупных пластинообразных плутонов, сопровождаемых редкими и мелкими золото-редкометалльными проявлениями, к мелким интрузивно-купольным рудно-магматическим узлам с золото-редкометалльными месторождениями Мякитское, Чепак, Ченкеленьинское и др.) и для дайковых поясов (от узловых - рудно-магматические узлы типа Басугуньинского и Нежданнинского к изометрично-ареальным - дайковые зоны Берелехская, Среднеканско-Штурмовская и пр.).

Сочетание гранит-лейкогранитовых высокоглиноземистых калиевых S-плутонов, сопровождающихся приконтактовой гранитизацией, с ареалами "плутонического регионального метаморфизма" позволяет предполагать возможность возникновения в коллизионных зонах своеобразных линейных гранитно-метаморфических "валов" - генетических аналогов купольных структур. Собственно плутонические ареалы Яно-Колымской зоны - это апикальные части таких "валов", местами, возможно, тектонически выдавленные. Плутоны гранит-лейкогранитовой ассоциации являются производными магматического очага, возникшего и эволюционирующего в ядре гранитно-метаморфического "вала" (аналоги перемещенных калиевых гранитов гранитно-метаморфических куполов). Фактически они представляют собой верхнюю "аллохтонную фацию" плутонометаморфической колонны, возникающей в потоке глубинного флюида, обогащенного щелочами, кремнеземом и углекислотой [Кориковский, 1995]. Выше уже упоминалось, что сочетание гранитных плутонических ареалов с диорит-гранодиоритовыми дайковыми, возможно, обусловлено влиянием состава исходного субстрата или различной степенью проницаемости тектонических блоков, однако не исключено, что колымские и индигирские дайки могли быть продуктами сброса высокоподвижных мафических компонентов при глубинной метаморфической дифференциации и возникновении гранитной магмы в ядрах гранитно-метаморфических "валов" на ранней стадии их существования. Косвенными свидетельствами тому служат постоянная обогащенность даек углекислотой, их повышенная золотоносность и относительно более древние K-Ar-датировки.

Известная склонность золота накапливаться во флюидной фазе объясняет определенный антагонизм между основной массой золото-кварцевых жил и лейкократовыми гранитами ядерных частей куполов - "валов" и их крайне невысокую золотоносность (1-3 мг/т). Золото уходит во флюидную фазу в самом начале формирования купола и постепенно накапливается в ней (при этом важную роль играют осадочные породы верхоянского комплекса как поставщики золота во флюид), пока флюид не начнет мигрировать вверх по мере роста магматического очага в ядре купола или "вала". Геохимическими признаками родства лейкократовых гранитов с золото-кварцевыми жилами являются заметно более высокий уровень концентрации в них мышьяка (табл. 39) - ведущего элемента золото-кварцевого оруденения - и связь с ними золото-редкометалльно-кварцевого оруденения грейзенового типа [Горячев, Колесниченко, 1990].

Средние содержания мышьяка в гранитоидах Яно-Колымского пояса, г/т

Плутон	Ассоциация	Порода	Содержание As	Количество проб
Маяк (Колымский)	Гранит-лейкогранитовая	Гранит	150 (103-273)	9
Чьорго	Гранит-лейкогранитовая	Гранит	103 (65-185)	10
Карапет	Гранит-лейкогранитовая	Лейкогранит	112 (52-239)	4
Басугуньинский	Гранодиорит-гранитовая	Адамеллит	33 (3-66)	23
Одинокий	Диорит-гранодиоритовая	Кварцевый диорит, гранодиорит	105 13 (3-39)	1 6
Дайки	Диорит-гранодиоритовая	Диорит-порфирит, гранодиорит-порфир	31 (6-60) 51 (24-90)	4 3

Примечание. Рентгено-флуоресцентный анализ выполнен в лабораториях СВКНИИ ДВО РАН и ПГО "Таежгеология". В скобках - размах содержаний.

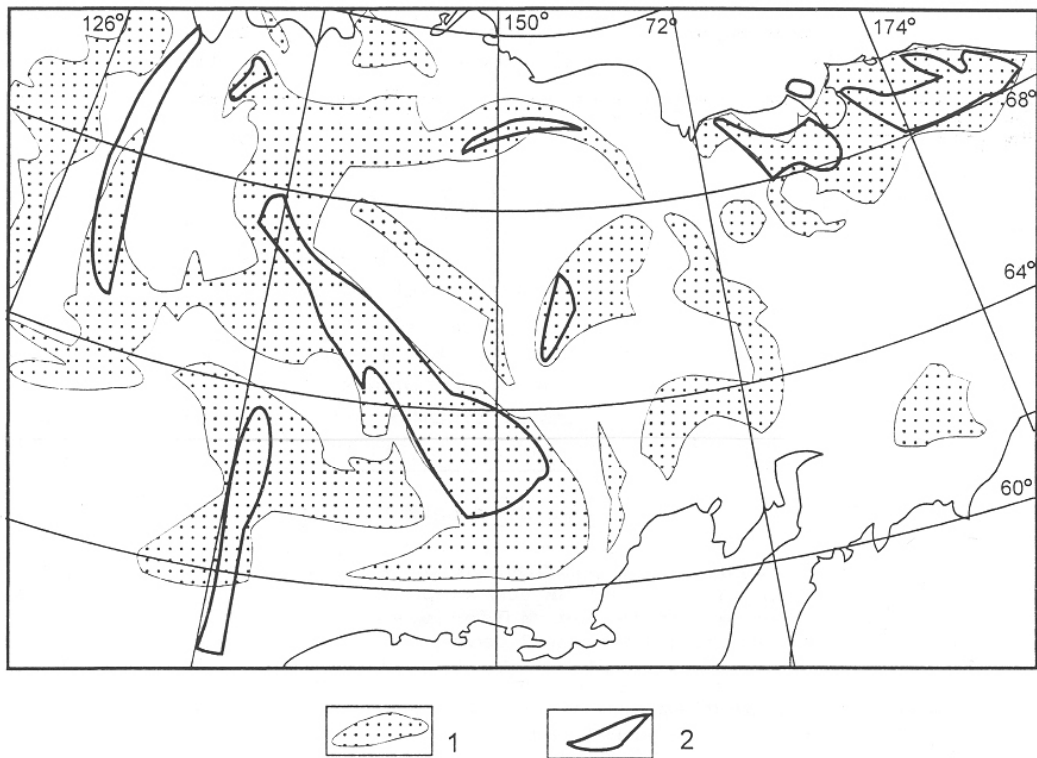


Рис. 76. Положение золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии в геофизических полях (геофизическая основа по Б.К.Михайлову): 1 - региональные градиентные поля отрицательной силы тяжести с преимущественно локальными градиентными отрицательными аномалиями; 2 - золото-кварцевые пояса и ареалы

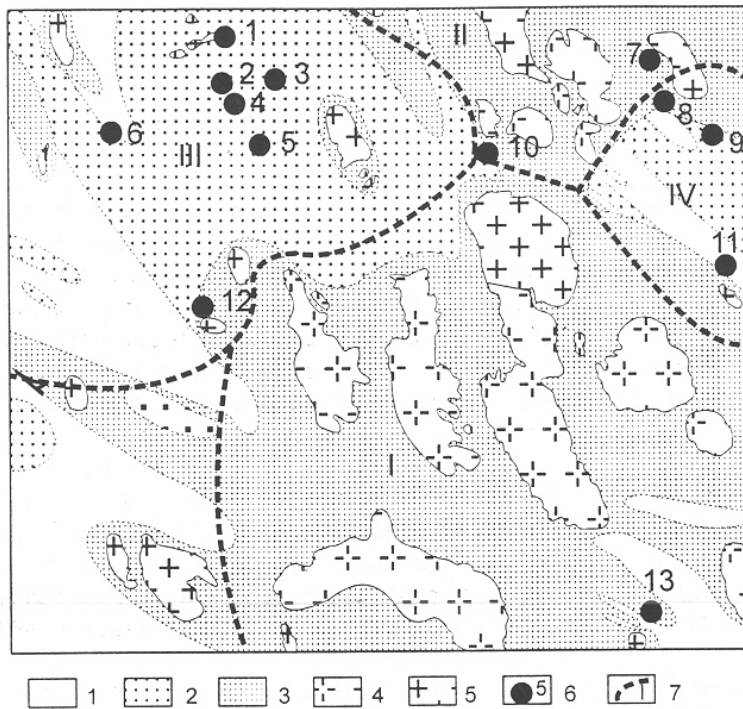


Рис. 77. Соотношение разнотипных регионально-метаморфических образований с плутоническими ареалами (составлено с использованием материалов М.Л.Гельмана и др. [1980]): 1 - расланцованные осадочные породы; 2 - регионально-метаморфизованные породы хлорит-биотитовой субфации зеленосланцевой фации; 3 - ареалы регионально-плутонического метаморфизма; 4,5 - интрузивы гранит-лейкогранитовой (4), диорит-гранодиоритовой и гранодиорит-гранитовой ассоциаций (5); 6 - золото-кварцевые месторождения (1 - Дорожное, 2 - Светлое, 3 - дайка Новая, 4 - Холодное, 5 - Челбанья, 6 - Власыч, 7 - Штурмовское, 8 - дайка Восточная, 9 - дайка Транспортная, 10 - Кучекан, 11 - Надежда, 12 - Снежное, 13 - Ветренское); 7 - плутонические ареалы (I - Верхне-Колымский, II - Туостях-Дебинский, III - Берелехский, IV - Среднекано-Штурмовской)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

К общим чертам размещения и эволюции золото-кварцевых жильных поясов относятся: (I) пространственная приуроченность золото-кварцевого оруденения к зонам регионально-дислокационного метаморфизма и гранитоидного магматизма; (II) однотипная последовательность процессов метаморфизма, магматизма и золото-кварцевого жилобразования, зафиксированная не только в конкретных взаимоотношениях, но и в датировках абсолютного возраста. Для Яно-Колымского пояса, например, для периода аккреции эта последовательность событий выглядит так - *позднеюрско-ранненеокомовая аккреция*: (1) регионально-дислокационный метаморфизм и зарождение гранитоидных магматических очагов, (2) формирование метаморфогенных раннеаккреционных золото-кварцевых жил, (3) регионально-плутонический метаморфизм, внедрение даек и массивов раннеорогенных коровых гранитоидов S- и I-типов, (4) формирование магматогенных позднеаккреционных золото-кварцевых и золото-редкометалльно-кварцевых жил, а также олово-вольфрамового оруденения; *отраженная активизация поздненеокомовой-аптской аккреции Чукотского блока*: (5) внедрение позднеорогенных (позднеколлизийных) гранитоидов I-типа, (6) формирование золото-редкометалльно-кварцевых жил и олово-вольфрамовых месторождений, к которым присоединяется незначительное количество поздних золото-кварцевых жил; *поздне меловой этап (действие ОЧВП, приведшее к раннекайнозойской аккреции коряжских блоков)*: (7) постааккреционные гранитоиды и посттектонические золото-серебро-кварцевые и золото-редкометалльно-кварцевые жилы, а также золото-сурьмяный, оловянный и другие типы постааккреционного оруденения. Такая общая последовательность и индивидуализация жил во времени позволяет считать их продуктами аккреционных этапов развития мезозойд Северо-Востока Азии.

Трем позднемезозойским аккреционным событиям (поздняя юра - ранний мел, ранний и средний мел) отвечают два периода практически одновременного формирования коллизийных гранитоидов, золото-кварцевых и золото-редкометалльно-кварцевых жил (147-131 и 125-110 млн лет) и постааккреционный этап (для мезозойд) с разновременными периодами образования золото-серебро-кварцевых (105-95 млн лет) и золото-редкометалльно-кварцевых (80-63 млн лет) жил.

Важнейшими особенностями золото-кварцевых жильных поясов являются металлогеническая ассоциация золото-кварцевых жил с месторождениями олова и вольфрама и присутствие в них жил золото-редкометалльно-кварцевого типа. Только для Верхоянского и Приколымского поясов, где предполагается широкое развитие в низах разреза карбонатных толщ, отмечается металлогеническая ассоциация с полиметаллическим оруденением. Такая существенно сиалическая металлогеническая ассоциация позволяет говорить о коровом источнике металлов.

Протяженность основных золото-кварцевых поясов четко контролируется распространением поясов коллизийных гранитоидов и ограничивается зонами сжатия, определяющими фронт коллизии. Поэтому можно говорить, что на Северо-Востоке Азии золото-кварцевые жильные пояса фиксируют зоны коллизии и не встречаются за их пределами. Самый крупный золотоносный пояс Северо-Востока Азии - Яно-Колымский - приурочен к одноименной наиболее мощной и ярко выраженной коллизийной зоне, в которой максимально проявлены гранитоиды разных типов, в том числе и двуслюдяные высокоглиноземистые, неизвестные в других структурах.

Литература

- Абель В.Е., Слезко В.А. О стратиформном золотом оруденении в Хараулахском антиклинории // Стратиформное оруденение Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. С.110-117.
- Аксенова В.Д. Возраст и генезис золото-кварцевой формации в Анойской зоне // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. Вып. 24. С.72-79.
- Аксенова В.Д. Золоторудные формации складчатых областей Северо-Востока СССР // Рудные формации Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С.35-49.
- Алпатов В.В. Минералогия метасоматитов Утинского месторождения // Минералогическо-генетические аспекты магматизма и оруденения Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1993. С. 23-32.
- Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия силурийских отложений Северо-Восточной Якутии // Геология и рудоносность Якутии. Якутск: ЯГУ, 1989. С.105-111.
- Альшеевский А.В., Люскин А.Д. Позиция малосульфидного плутоногенного оруденения Яно-Колымского пояса в свете геохронологических данных // Изотопное датирование рудных формаций: Тез. докл. Киев, 1990. С.171-174.
- Амузинский В.А. Малосульфидная золото-кварцевая формация Верхоянского мегантиклинория // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975. С. 121-153.
- Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Баландин В.А. и др. Минералогия и геохимия золота Куларского района. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 136 с.
- Андреев В.С. Богучанский глубинный разлом (Северное Верхоянье) // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1983. № 2. С.77-80.
- Андрянов Н.Г. О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоянском синклинии // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211, № 2. С.434-436.
- Андрусенко А.М., Еловских В.В., Оксман С.С. Северо-западная часть Верхояно-Колымской складчатой области и сопредельные районы Сибирской платформы (строение доверхнепалеозойского основания) // Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1972. С.80-92.
- Аноров П.Н., Анциферов Е.А., Маючая В.П., Теплых В.И. Новые данные по стратиграфии нижнемеловых отложений Северного Приохотья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1982. Вып.26. С.61-63.
- Апельцин Ф.Р. Отличительные черты петрографии и петрохимии разновозрастных формаций малых интрузий Главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР. Магадан, 1957. 116 с. (Тр. ВНИИ-1; Вып. 32).
- Апельцин Ф.Р., Савельев А.К. Особенности геологического строения Эргеляхского редкометалльно-золоторудного месторождения // Советская геология. 1960. № 9. С.57-72.
- Аплонов В.С. Некоторые сведения о хрусталеносности северной части Верхоянских гор // Информ. бюл. Ин-та геологии Арктики. Л., 1959. Вып. 13. С.46-54.
- Аплонов В.С. Некоторые закономерности размещения хрусталеносных поясов и жильных полей в северной части Верхоянской хрусталеносной провинции // Уч. зап. НИИГА. Сер. регион. геол. Л., 1965. Вып.8. С.58-82.
- Аплонов В.С. Об источнике кремнезема хрусталеносных кварцевых жил Северного Верхоянья // Уч. зап. НИИГА. Сер. регион. геол. Л., 1970. Вып. 18. С.19-28.
- Аплонов В.С. Особенности образования кварцевых хрусталеносных жил северной части Верхоянской хрусталеносной провинции // Слюда и пьезооптическое сырье. Л., 1976. С.85-102. (Тр. ВСЕГЕИ; Нов. сер. Т.258).
- Аплонов В.С., Кумпан Е.А. Некоторые результаты полевых работ Ньолонской поисково-съёмочной партии // Информ. бюл. Ин-та геологии Арктики. Л., 1959. Вып. 17. С.35-41.
- Арский Ю.М. О некоторых особенностях структуры рудного поля Талалахского рудного узла // Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. Якутск, 1963. Вып. XII. С.115-128.
- Артемов А.В., Херасков Н.И. Тектоническое строение Улахан-Сисской зоны глубинного разлома // Мезозойский тектогенез. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1969. С.92-94.
- Архипов Ю.В. Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующие с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы // Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск: Кн. изд-во, 1984. С.110-131.
- Архипов Ю.В., Агафонов Г.Е., Сонин Г.С. Олисторомы Улахан-Тасского горст-антиклинория // Бюл. НТИ. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. С.17-20.
- Архипов Ю.В., Волкодав И.Г., Гамянин Г.Н. и др. Литологический контроль золотого оруденения Восточной Якутии // Геология месторождений золота Якутии. Критерии и методы их поисков и оценки: Тез. докл. Якутск, 1979. С.143-145.
- Архипов Ю.В., Волкодав И.Г., Камалетдинов В.А., Ян-жин-шин В.А. Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области // Геотектоника. 1981. № 2. С. 81-98.

Архипов Ю.В., Климаш В.П., Попов Л.Н. и др. Геологическое строение Быльнинского блока центральной части Адыча-Тарынского разлома (верхнее течение р. Адыча) // Геотектоника. 1981₂. № 4. С. 78-89.

Бабайцев О.В. Ксенолиты метаморфических пород в диоритовых дайках юго-западной части Яно-Колымской области // Проблемы металлогении Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С.97-102.

Бабаян Г.Д., Носаков А.И. и др. Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1972. С.5-12.

Бараковский А.Э. Минералогическое картирование на месторождении золото-кварцевой малосульфидной формации при геологическом доизучении в Южном Верхоянье // Проблемы рудно-формационного анализа и поисковой минералогии на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. С.115-117.

Баранов М.А. Покровная тектоника Мырговаамской "впадины" (северо-запад Центральной Чукотки) // Тихоокеанская геология. 1995. № 3. С. 17-22.

Бахарев А.Г. Петрология мезозойских гранитоидов Момского горст-антиклинория (Восточная Якутия): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1985. 18 с.

Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Половинкин В.Л. Магматические и рудные формации хребта Улахан-Тас (Северо-Восточная Якутия). Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 199 с.

Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Зайцев А.И. Новые данные по магматизму и металлогении серебра Верхне-Индигорской кольцевой структуры // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С.54-57.

Бахарев А.Г., Лейер П.У., Гамянин Г.Н., Зайцев А.И. Минералогические особенности и возраст магматических образований Нежданинского золоторудного узла // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997₁. С.209-210.

Бахарев А.Г., Лейер П.У., Гамянин Г.Н., Зайцев А.И. Генетическая модель магматической составляющей Нежданинской золотоносной рудно-магматической системы // Там же, 1997₂. С. 112-113.

Башарин А.К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М.: Наука, 1967. 204 с.

Белозерцева Н.В., Силичев М.К. Минеральный состав и геохимические особенности стратифицированных золоторудных месторождений Южно-Верхоянского синклинория // Типоморфизм и геохимические особенности минералов эндогенных образований Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. С.10-16.

Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Недра, 1977. 171 с.

Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.

Бендерберги А.А. Стратиграфия пермских и триасовых отложений Куларского антиклинория // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1970. Вып.16. С.35-47.

Беневольский Б.И. Золото России. Проблемы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы. М.: Минеральные ресурсы России. Экономика и управление, 1995. 89 с.

Беневольский Б.И., Мигачев И.Ф., Щепотьев Ю.М. Состояние и проблемы золотого потенциала СНГ в условиях рыночных отношений // Советская геология. 1993. № 3. С.4-11.

Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978. 296 с.

Бергер В.И. Раздвиговые структуры и некоторые особенности металлогении Верхояно-Колымской системы // Металлогения Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С.93-104.

Бергер В.И. Адыча-Тарынская зона турбидитонакопления // Литогеодинимический анализ угленосных и турбидитных формаций: Метод. рекомендации. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. С.105-110.

Бергер В.И., Мамонов С.В. Геолого-геохимическое обоснование метаморфогенно-гидротермальной модели золотоантимонитовой березитовой формации // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 285-295.

Беус В.А. Возраст и геолого-петрохимические особенности метаморфических ортопород Приколымского докембрийского комплекса // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. С.65-86.

Беус В.А., Миледин А.К. Новые данные о возрасте метаморфического комплекса Приколымского поднятия // Докл. АН СССР, 1990. Т.311, № 4. С.925-928.

Богацкий В.В. О металлогенических классификациях эндогенных месторождений // Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966. С.59-66.

Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока Азии масштаба 1:5 000 000). М.: Ин-т литосферы РАН, 1992. 54 с.

- Боконбаев К.Д., Ставинский В.А.* Внутрикамерные дифференциаты гранитных интрузивов и их роль в формировании рудных месторождений (на примере Киргизии) // Геология рудных месторождений. 1979. № 6. С.24-34.
- Буйвол В.М., Иванов Л.Н.* Геолого-структурные особенности размещения стратиформного золотого оруденения на примере рудного узла в Южном Верхоянье // Тектоника и геология рудоносных и нефтегазоносных районов Якутии. Якутск: ЯГУ, 1985. С.25-31.
- Булгакова М.Д.* Грубообломочные породы Верхоянского терригенного комплекса // Тектоника восточной части Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1979. С.129-139.
- Булгакова М.Д.* Ранний - средний палеозой Северо-Востока СССР (седиментологический анализ). Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 104 с.
- Булгакова М.Д., Колодезников И.И.* Среднепалеозойский рифтогенез на Северо-Востоке СССР: осадконакопление и вулканизм. М.: Наука, 1991. 256 с.
- Буряк В.А., Неменман И.С., Бердников Н.В. и др.* Флюидный режим формирования и источник рудообразующих растворов золото-кварцевых жил Аллах-Юньской зоны // Тихоокеанская геология. 1990. № 3. С.62-70.
- Бушмакин А.Ф.* Углеродистое вещество в породах Куларского района (Северная Якутия). Свердловск: СГИ, 1987. 23 с. (Деп. в ВИНТИ № 2110-В87).
- Бычков Ю.М.* Стратиграфия и тектоника междуречья Артык-Бурустах // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1962. Вып. 16. С.163-180.
- Ващилов Ю.Я.* Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чаунского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным) // Советская геология. 1963. № 4. С.54-72.
- Ващилов Ю.Я.* Морфология и тектоническое положение некоторых магматических тел Крайнего Северо-Востока СССР по геофизическим данным // Бюл. МОИП. Сер. геол. 1968. № 5. С.94-100.
- Взаимодействие флюид - порода при метаморфизме.* М.: Мир, 1989. 249 с.
- Виноградов В.И., Гапоненко Г.И., Русаков И.М., Шимараев В.Н.* Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. Л.: Недра, 1974. 144 с.
- Владимиров В.Г.* Геолого-структурная позиция золото-сурьмяных проявлений Адыча-Тарынской зоны // Новости геологии Якутии. Якутск: Кн.изд-во, 1973. Вып.3. С.123-124.
- Воеводин В.Н., Сухов К.С.* Тектоника, магматизм и некоторые черты металлогении мезозойской Восточной Чукотки // Советская геология. 1976. № 4. С.42-53.
- Волков А.В.* Золото-кварцевое оруденение перивулканической зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 10. С.67-70.
- Волков А.В.* Два типа золото-кварцевого оруденения перивулканической зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса // Генезис и практическое значение рудноформационного анализа на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С.146-152.
- Волков А.В.* Золоторудные месторождения Центральной Чукотки (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. № 6. С.482-499.
- Волков А.В., Воронин И.А.* Золото-кварцевое оруденение Куульской антиклинорной зоны // Колыма. 1993. № 1. С.9-15.
- Волкодав И.Г.* Лейкократовые гранитоиды хребта Сунтар-Хаята и связанная с ними рудная минерализация // Геология и минералогия рудных узлов Яно-Колымской складчатой системы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. С.21-31.
- Волкодав И.Г.* Некоторые особенности геохимии золота в породах Южного Верхоянья // Вопросы рудоносности Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1974. С.90-103.
- Воронин Ю.П.* Структура, морфология и минералогия Задержнинского золоторудного месторождения // Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск, 1970. С.109-112.
- Ворошин С.В.* Соотношение оруденения и даек на месторождении Дегдекан // Геология рудных месторождений. 1991. № 4. С.30-37.
- Ворошин С.В., Еремин Р.А., Тюкова Е.Э., Шахтыров В.Г.* Новые данные по структуре и минералогии Омчакского узла // Геохимия и минералогия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С.67-86.
- Ворцепнев В.В., Гончаров В.И., Альшевский А.В.* Физико-химические условия формирования интрузивных и гидротермальных образований в золоторудных узлах складчатых зон Северо-Востока СССР (по данным термобарогеохимических исследований) // Магматические формации Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. С.143-170.
- Гаериков С.И., Арский Ю.М.* К характеристике структурно-морфологических типов и вещественного состава золоторудных месторождений в бассейне верхнего течения р. Индигирки // Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. Якутск: Кн.изд-во, 1963. Вып. XII. С.107-113.
- Гаериков С.И., Жарова В.П.* Структура рудного поля и минерализация месторождения золота Жданное // Зап. ВМО, 1963. Ч. XCII. Вып.1. С.26-32.

- Гавриков С.Н., Онищенко Б.А., Тимофеев И.А.* Особенности геологического строения и минерализации Имтачанского золоторудного месторождения // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутии*. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Вып. XIII. С. 107-113.
- Гаврилова З.С., Григорьева А.Д., Константиновский А.А.* Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений бассейнов рек Юдомы и Май (Южное Верхоянье) // *Советская геология*. 1970. № 8. С.106-112.
- Галабала Р.О.* Об орогенезе в Западном Верхоянье // *Мезозойский тектогенез*. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1971. С.61-68.
- Гамянин Г.Н.* Типы золотого оруденения в Верхне-Индигирском районе и их связи // *Геология и геофизика*. 1966. № 12. С.45-55.
- Гамянин Г.Н.* Типы золоторудных месторождений Восточной Якутии // *Вопросы рудоносности Якутии*. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1974. С.5-35.
- Гамянин Г.Н.* Минералогические аспекты формационно-генетического анализа золоторудных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области: Дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 1991. 306 с.
- Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А.* Золото-редкометалльное оруденение Северо-Востока России // *Тихоокеанская геология*. 1998. № 3.
- Гамянин Г.Н., Горячев Н.А.* Зональность изменения типоморфных свойств минералов одного из золоторудных месторождений Восточной Якутии // *Типоморфные особенности рудных минералов эндогенных образований Якутии*. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983. С.6-19.
- Гамянин Г.Н., Горячев Н.А.* К геолого-генетической модели формирования месторождений золото-кварцевой формации (на примере Северо-Востока СССР) // *Генетические модели эндогенных рудных формаций: Тез. докл.* Новосибирск, 1985. Т. 2. С. 111-112.
- Гамянин Г.Н., Горячев Н.А.* Близповерхностное оруденение Восточной Якутии // *Тихоокеанская геология*. 1988. № 2. С.82-89.
- Гамянин Г.Н., Горячев Н.А.* Золоторудно-магматические системы гранитоидного ряда на Северо-Востоке СССР // *Рудно-магматические системы Востока СССР*. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. С. 37-48.
- Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Алпатов В.В. и др.* Басугуньинский рудно-магматический узел // *Рудно-магматические системы Востока СССР*. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. С. 81-94.
- Гамянин Г.Н., Силичев М.К., Горячев Н.А., Белозерцева Н.В.* Полиформационное золоторудное месторождение // *Геология рудных месторождений*. 1985. № 5. С.86-89.
- Гедько М.И.* Позднеюрская Уяндино-Ясачненская островная дуга // *Геотектоника*. 1988. № 3. С.88-100.
- Гедько М.И.* Металлогеническая зональность Яно-Колымского региона как следствие конвергенции литосферных плит // *Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР: Тез. докл.* Магадан, 1990. С.50-53.
- Гельман М.Л.* Амфиболитовая фация мезозойского метаморфизма в низовьях р. Колымы // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*. Магадан, 1961. Вып. 15. С. 105-129.
- Гельман М.Л.* Глубинная фация меловых гранитоидов в Анойской зоне // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*. Магадан, 1963. Вып. 16. С. 213-233.
- Гельман М.Л.* Позднемезозойские малые интрузии Западной Чукотки // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*. Магадан, 1964. Вып.17. С.159-178.
- Гельман М.Л.* Основные особенности послепротерозойского метаморфизма на Северо-Востоке СССР // *Метаморфические комплексы Востока СССР*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С.161-180.
- Гельман М.Л.* О роли регионального метаморфизма в золотом оруденении Северо-Востока СССР // *Докл. АН СССР*. 1976. Т. 230, № 6. С. 1406-1409.
- Гельман М.Л.* Верхояно-Чукотская складчатая область // *Метаморфические комплексы Азии*. Новосибирск: Наука, 1977. С.246-253.
- Гельман М.Л.* Магматические формации // *Объяснительная записка к металлогенической карте Магаданской области и сопредельных территорий масштаба 1:1 500 000*. Магадан: Севвостгеология, 1986. С.66-87.
- Гельман М.Л.* Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на Северо-Востоке Сибири. Ст. 1. Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов // *Тихоокеанская геология*. 1995. № 4. С. 102-115.
- Гельман М.Л.* Магматизм, метаморфизм и мигматизация в позднемезозойских куполах. Ст.2. // *Тихоокеанская геология*. 1996. № 1. С. 84-93.
- Гельман М.Л., Андреева Н.В., Горячев Н.А.* Магаданский габбро-гранитный батолит и месторождение молибдена в его породах. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. 73 с.

- Гельман М.Л., Березнер О.С., Крутоус М.П. и др.* Картирование малоглубинных метаморфических комплексов в рудных районах Северо-Востока СССР // Методика картирования метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука, 1980. С.136-149.
- Геологическая карта Северо-Востока России м-ба 1 : 1 500 000 /Гл. ред. М.Е.Городинский. Л.: ВСЕГЕИ: Севвостгеология, 1981. 9 л.*
- Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Недра, 1984. Т.8. Восток СССР. 560 с.*
- Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т.30. Северо-Восток СССР. Кн.2. 536 с.*
- Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981. 300 с.*
- Гончаров В.И., Альшевский А.В.* Сурьмяно-висмутовая минерализация как показатель генезиса золотого оруденения // Научно-технический прогресс и политехническое образование в условиях перехода к рыночной экономике: Тез. докл. Ч.1. Некоторые проблемы геологии, металлогении и горного дела на Северо-Востоке СССР. Магадан: Мф ХПИ, 1991. С.41-42.
- Гончаров В.И., Альшевский А.В., Ворцелпнев В.В.* Типоморфизм самородного золота дайковых золоторудных месторождений Северо-Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1987. № 2. С.68-77.
- Гораи М.* Эволюция расширяющейся Земли. М.: Недра, 1984. 112 с.
- Городинский М.Е.* Геологический очерк центральных районов Чукотки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1963. Вып.16. С.54-66.
- Городинский М.Е., Цопанов О.Х.* Скопление золота на одном из рудных месторождений Чукотки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1975. Вып.22. С.248-250.
- Горячев Н.А.* О золотоносных кварцевых жилах Шаманихо-Столбовского района (Приколымье) // Геолого-геофизические исследования на Северо-Востоке. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 8-9.
- Горячев Н.А.* Типы кварцево-рудных жил и соотношение их с мезозойским магматизмом (Верхояно-Колымская складчатая область) // Региональная геология и полезные ископаемые Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 11-22.
- Горячев Н.А.* Информативность состава и свойств главных минералов жил как элементов минералогического картирования золоторудных месторождений // Информационные материалы Всесоюзной школы по минералогическому картированию. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С.83-93.
- Горячев Н.А.* Жильный кварц золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 136 с.
- Горячев Н.А.* Золотое оруденение и гранитно-метаморфические купола складчатых поясов фанерозоя // Магматизм и оруденение Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С.258-273.
- Горячев Н.А., Колесниченко П.П.* Граниты и грейзены Мякитского интрузива как пример локальной рудно-магматической системы // Рудно-магматические системы Северо-Востока СССР. Хабаровск: ХПИ, 1990. С. 41-53.
- Горячев Н.А., Колесниченко П.П.* К геохимии габброидных интрузивов Яно-Колымского золотоносного пояса // Магматизм и оруденение Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С.243-257.
- Горячев Н.А., Колесниченко П.П., Половинкин В.Л.* Петрогеохимическая характеристика Бургагынского штока // Научно-технический прогресс и политехническое образование на Северо-Востоке. Ч. I. Новые данные по геологии и методам изучения рудных районов Северо-Востока СССР: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 14-15.
- Горячев Н.А., Котляр И.Н., Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У.* Основные этапы формирования мезозойского золотого оруденения на Северо-Востоке России // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 21-23.
- Горячев Н.А., Половинкин В.Л.* К геохимии золота и кобальта в изверженных породах и скарнах центральной части хребта Улахан-Тас // Вопросы геологии, минералогии и геохимии золотого оруденения Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. С.107-113.
- Горячев Н.А., Савва Н.Е., Сидоров А.А.* Золото // Очерки металлогении и геологии рудных месторождений Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. С.22-55.
- Гринберг Г.А.* Докембрий Охотского срединного массива. М.: Наука, 1968. 187 с.
- Гринберг Г.А.* Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С.9-26.
- Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. и др.* Гранитоиды Южного Верхоянья. М.: Наука, 1970₁. 216 с.
- Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А.* Вулканические комплексы центральной части Уяндино-Ясачненского пояса // Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1974. С.50-107.

- Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н., Соловьев В.И.* Типы золоторудных месторождений Верхне-Индибирского и Аллах-Юньского районов и связь их с магматизмом // Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. Якутск, 1970₂. Вып. XVII. С.38-44.
- Гринберг Г.А., Гусев Г.С., Бахарев А.Г. и др.* Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 359 с.
- Гудков А.А., Гусев Г.С.* Тектоническое строение Южного Верхоянья (по геолого-геофизическим данным) // Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1968. С. 50-55.
- Гурьев Г.А.* Лавинная седиментация в карбоне - перми Южного Верхоянья // Тихоокеанская геология. 1995. № 5. С.109-115.
- Гурьев Г.А., Худолей А.К.* Позднепалеозойская лавинная седиментация Южного Верхоянья // Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С.59-62.
- Гусев Г.С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М.: Наука, 1979. 208 с.
- Гуторович Д.И., Карева Н.Ф., Оксман С.С.* Картирование разрывных нарушений и магматических образований в междуречье верховьев Яны и Индигирки крупномасштабной аэромагнитной съемкой // Геофизические исследования в Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978. С.110-115.
- Давиденко Н.М.* Минеральные ассоциации и условия формирования золотоносных кварцевых жил Мало-Ануйского района Западной Чукотки. Новосибирск: Наука, 1975. 134 с.
- Давыдов А.С.* Распределение золота в палеозойских породах Ануйской складчатой зоны // Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976. С. 88-93.
- Давыдов А.С.* Минералого-петрографические особенности магматических и метаморфических пород и золотоносность Ануйской зоны (Зап. Чукотка): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1979. 28 с.
- Давыдов А.С.* Последовательность формирования минеральных ассоциаций золоторудных проявлений Ануйской зоны (Западная Чукотка) // Минеральные типы рудных месторождений в вулканогенных поясах и зонах активизации Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С.137-153.
- Дедюрин Ю.Ф., Васильев С.А.* Особенности золотого оруденения одного из рудных узлов Восточной Якутии // Геология и полезные ископаемые. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. С. 9-12. (Бюл. НТИ ЯФ СО АН СССР, декабрь 1983 г.).
- Добрецов Н.Л.* Проблемы соотношения тектоники и метаморфизма // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 4-23.
- Дорофеев В.К.* Формационная принадлежность и металлоносность гранитоидов северной части Ануйской зоны // Магматизм и металлогения Северо-Востока Азии: Тез. докл. Магадан: Кн. изд-во, 1980. С.93-95.
- Дорофеев В.К.* Лейкогранитовая формация побережья Восточно-Сибирского моря (Северо-Восточная Якутия) // Геология и минералогия Арктической области СССР. Л.: НИИГА, 1981. С.64-76.
- Дорофеев В.К.* Гранитоидные формации побережья Восточно-Сибирского моря и их роль в россыпной металлоносности // Россыпеобразование на Арктическом и Дальневосточном шельфах СССР. Л.: Севморгеология, 1983. С.107-116.
- Дудкинский Д.В., Козлов В.Д., Ефремов С.В.* Петролого-геохимические особенности и геодинамические условия формирования рудоносных гранитоидов Чукотки // Геология и геофизика. 1994. № 7. С.1202-1215.
- Дылевский Е.Ф.* Зональность юго-восточной части Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Восточная Якутия) // Ассоциации изверженных горных пород Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С.115-131.
- Дылевский Е.Ф.* Магматические формации и тектоническая природа Уяндино-Ясачненского вулканического пояса // Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С.62-64.
- Дылевский Е.Ф.* Зональность Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и его тектоническая природа // Геотектоника. 1994. № 4. С.52-62.
- Еловских В.В.* Магматические эпохи и формации Верхояно-Колымской складчатой области и сопредельных районов Сибирской платформы // Магматизм Северо-Востока Азии. Ч.1. Общие вопросы магматической геологии Северо-Востока СССР и Камчатки. Магадан: Кн. изд-во, 1974. С.66-72.
- Еловских В.В., Носаков А.И., Саврасов Е.Г.* Северо-Восточная часть Верхояно-Колымской складчатой области (строение доверхнепалеозойского основания) // Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1972. С.93-104.
- Еремин Р.А., Осипов А.П.* К проблеме генезиса Наталкинского золоторудного месторождения // Колыма. 1974. № 6. С.41-43.

- Ермоленко В.Г.* Распределение золота по разрезу юрских отложений бассейнов рек Берелех, Аркагала, Мянунджа // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*. Магадан, 1991. Вып. 27. С.279-281.
- Жилин К.И., Горячев Н.А.* Минералого-геохимические признаки связи погребенных россыпей золота с коренными источниками и их поисковое значение (на примере одного из районов Северо-Востока СССР) // *Мезозойское и кайнозойское россыпеобразование в восточных районах СССР*. М., 1984. С.46-50. (Тр. ЦНИГРИ; Вып.181).
- Жуланова И.Л.* Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
- Загрузина И.А.* Позднемезозойские гранитоиды восточного побережья Чаунской губы (Западная Чукотка) // *Позднемезозойские гранитоиды Чукотки*. Магадан: СВКНИИ СО АН СССР, 1965. С.4-140.
- Загрузина И.А.* Магматические образования Штурмовского района // *Магматизм Северо-Востока СССР*. М.: Наука, 1973. С. 133-147.
- Загрузина И.А.* Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 279 с.
- Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Шилин А.И.* О возрасте золотоносных кварцевых жил Аллах-Юньского района (Южное Верхоянье) // *Изв. АН СССР. Сер.геол.* 1973. № 4. С.74-83.
- Захаров М.Н., Бобров Ю.Д.* Минералого-геохимические особенности амфиболовых перидотитов Омсукчанского трансформного разлома // *Геология и геофизика*. 1992. № 3. С.96-102.
- Злобин В.А.* Состав и радиогеохимические особенности магматических пород в золотоносных районах Колымы // *Геология и геофизика*. 1990. № 1. С. 62-71.
- Злобин В.А.* Геохимические особенности черносланцевых толщ, вмещающих золоторудную минерализацию на месторождениях Колымы // *Геология и геофизика*. 1992. № 3. С.73-86.
- Зоненшайн Л.П.* Тектоника и анализ складчатости Верхоянья // *Геотектоника*. 1965. № 2. С.58-78.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.2. 334 с.
- Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М.* Тектоническая история Арктики // *Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов*. М.: Наука, 1987. С.31-57.
- Зубков Ю.А.* Закономерности распределения золотого оруденения в связи с морфологией гранитного массива // *Геология и полезные ископаемые*. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. С.12-14. (Бюл.НТИ ЯФ СО АН СССР, декабрь 1983 г.).
- Иванов О.Н.* Некоторые закономерности в размещении эндогенного оруденения Беринговской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // *Уч. зап. НИИГА. Сер. регион. геол.* Л., 1969. Вып.16. С.114-118.
- Иванюк Б.О.* Состав самородного золота и черты эндогенной зональности месторождений Омчакского узла // *Колыма*. 1980. № 3. С.26-29.
- Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. и др.* Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск: Наука, 1975. 322 с.
- Ивенсен Ю.П., Левин В.И.* Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации // *Золоторудные формации и геохимия золота Верхоянско-Чукотской складчатой области*. М.: Наука, 1975. С.5-120.
- Ивенсен Ю.П., Невойса Г.Г., Амузинский В.А.* Рудные формации Верхоянского мегантиклинория и примыкающей части Яно-Индибирской синклинали зоны // *Рудообразование и его связь с магматизмом*. М.: Наука, 1972. С.248-274.
- Ивенсен Ю.П., Проценко Е.Г.* Рудные месторождения, их связь с изверженными породами, вещественный состав и структура // *Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья*. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С.125-203. (Тр. ЯФ СО АН СССР; Сб.5).
- Индолев Л.Н.* Магматизм и связь с ним оруденения в северной части Южно-Верхоянского синклинали // *Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии*. М.: Наука, 1965. С.5-85.
- Индолев Л.Н.* Дайки рудных районов Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 195 с.
- Индолев Л.Н., Жданов Ю.Я., Суплецов В.М.* Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. Новосибирск: Наука, 1980. 232 с.
- Индолев Л.Н., Невойса Г.Г.* Серебро-свинцовые месторождения Якутии. Новосибирск: Наука, 1974. 250 с.
- Иноземцев И.Н., Слезко В.А.* Новый подход к оценке пластовых золоторудных тел в Южном Верхоянье // *Геология месторождений золота Якутии. Критерии и методы их поисков и оценки: Тез. докл.* Якутск, 1979. С.100-102.
- Ипатьева И.С.* Акцессорные минералы позднемезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 110 с.

Казаринов А.И. Геологические перспективы золотого оруденения центральной и южной частей Аллах-Юньского золотоносного района. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С.3-10. (Тр. НИГРИЗолото; Вып. 22)

Калинин А.И. Особенности геодинамического развития месторождений главных золоторудных формаций Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1983. Т.271, № 2. С.408-410.

Калинин А.И. Структурные критерии оценки месторождений золота и серебра Северо-Востока СССР // Колыма. 1988. № 11. С.16-18.

Калинин А.И. Геодинамические условия формирования месторождений благородных металлов Северо-Востока СССР // Геологические условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С.63-75.

Калинин А.И., Канищев В.К., Орлов А.Г., Гаштольд В.В. Структура Наталкинского рудного поля // Колыма. 1992. № 10-11. С.10-14.

Калинин В.М. Гидротермальные изменения и золотоносность пород в зоне межформационного срыва между триасовой и юрской толщами в бассейнах рек Адыча и Эльги // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск: Кн. изд-во, 1963. Вып. XII. С. 93-106.

Карчевец В.П. Стратиграфия вулканогенных образований юго-западной части Охотско-Колымского водораздела // Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Магадан: Кн. изд-во, 1975. С.92-94.

Коган А.Л. Постановка сейсмических работ методом КМПВ-ГСЗ с морского льда на шельфе Арктических морей (опыты работы в море Лаптевых) // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1974. С.33-38. (Тр. НИИГА; Вып. 9).

Козлов В.Д., Дудкинский Д.В., Свядковская Л.Н. Геохимическая оценка рудоносности гранитоидов Иультинского рудного района // Геохимия. 1988. № 4. С.506-517.

Козлов В.Д., Дудкинский Д.В., Свядковская Л.Н. Средне- и крупномасштабное картирование гранитоидов Центральной Чукотки с целью прогнозирования оловянно-вольфрамового оруденения // Магматические комплексы рудных районов Северо-Востока СССР и их крупномасштабное картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С.92-106.

Кокин А.В. Золото в терригенном верхоянском комплексе и изверженных породах Восточной Якутии // Геология и геофизика. 1990. № 3. С.47-55.

Кокин А.В., Андриянов Н.Г. Золоторудная минерализация юго-восточной Якутии с позиций тектонофациального анализа // Тектонофазии и геология рудных объектов. Алма-Ата: Наука, 1989. С.15-29.

Колесниченко П.П., Горячев Н.А. К геохимии малых интрузий Нижнеберелехского поля // Минералогия и геохимия рудных полей Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. С. 107-118.

Константинов М.И., Слезко В.А., Косовец Т.Н. Стратиформное золото-кварцевое оруденение // Докл. АН СССР. 1984. Т.275, № 2. С.432-434.

Коньчев М.И. Геологические особенности Колымских золоторудных месторождений дайковой формации // Сборник материалов по геологии золота и платины. М.: ГОНТИ, 1953. Вып. 7(17). С.3-70.

Коньшев В.О., Жидков С.Н., Степанов В.С. Золоторудное месторождение Якутии // Колыма. 1993. № 3. С.11-15.

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.

Кориковский С.П. Контрастные модели проградно-ретроградной эволюции метаморфизма фанерозойских складчатых поясов в зонах коллизии и субдукции // Петрология. 1995. Т. 3, № 1. С. 45-63.

Коробицын А.В. К вопросу об осадочных формациях верхнего палеозоя Верхоянской антиклинальной зоны // Петрография и минералогия осадочных формаций Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1972. С.67-78.

Коробицын А.В. Петрографический состав конгломератов Куранахского антиклинория Западного Верхоянья // Там же. С. 83-86.

Коробицын А.В. Геохимические ореолы рудных полей в углеродистых алевропелитовых породах // Методы геологических исследований при поисках твердых полезных ископаемых в Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1983. С.85-90.

Коробов А.И. Магматические комплексы Южно-Верхоянского синклинория и их оловяноносность: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Л., 1989. 16 с.

Коровкин В.А., Тибилев И.В. Ичувеевский пояс позднемезозойских самостоятельных интрузий // Магматизм Северо-Востока СССР: Тез. докл. Магадан: Кн. изд-во, 1968. С.92-93.

Корольков В.Г., Гельман М.Л. Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист Р-56 (О-56) - Сеймчан. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 100 с.

Корольков В.Г., Рудник В.А., Соботович Е.В. О позднеазойском - раннеархеозойском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива // Докл. АН СССР. 1974. Т.219, № 6. С. 1441-1444.

- Коростелев В.И.* Тектоника и магматические формации Кобюминского грабена (Южное Верхоянье) // Геология и тектоника рудоносных регионов Якутии. Якутск: ЯГУ, 1979. С.3-33.
- Коростелев В.И.* Геология и тектоника Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1982. 218 с.
- Коростелев С.В.* Состав глубинных ксенолитов в мезозойских дайках Южного Верхоянья // Современные проблемы геологии Якутии. Якутск: ЯГУ, 1981. С.51-56.
- Коссовская А.Г., Шустов В.Д.* Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнемезозойских отложений Западного Верхоянья // Докл. АН СССР. 1955. Т.103, № 6. С.1085-1088.
- Котляр И.Н.* Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1986. 263 с.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Давыдов И.А.* Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Востока Азии // Геолого-геофизические исследования Северо-Восточного комплексного НИИ ДВО РАН (1992-1996 гг.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 38-41.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л.* Эндогенные события в геологической истории Северо-Востока России по изотопно-геохронологическим данным // Новые данные по геологии и металлогении Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 84-95.
- Котляр С.Г.* О явлениях гранитизации в Хаяргастахском батолите // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1958. Вып. 12. С. 109-117.
- Крашенинин В.Ф.* О формационной принадлежности объектов золото-серебряного оруденения Джуотукского рудного узла Куларского поднятия // Колыма. 1994. № 1. С.8-9.
- Крутий В.М., Кропачев А.П.* Базальтоидный магматизм Верхоянья и его связь с тектоникой // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1971. № 11. С.27-35.
- Крутоус М.П.* Низкотемпературный метаморфизм рудовмещающих толщ и методика его изучения в золотоносных районах Северо-Востока СССР при геологическом картировании масштаба 1: 50 000 // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. С. 124-143.
- Кузнецов В.М.* Пространственная структура гранитоидного магматизма и золотое оруденение на Колымо-Охотском водоразделе // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: Тез.докл. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С.43-44.
- Кузнецов В.М., Фадеев А.П.* Геодинамические условия формирования и размещения гранитоидных массивов в Верхояно-Чукотской области // Тектоника и минералогия Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 124-126.
- Кулешов Б.А., Приставко В.А., Забельский В.М., Шустов В.И.* Интрузивные породы олововольфрамового месторождения Светлого (Чукотка) // Ассоциации изверженных горных пород Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С.81-100.
- Лазуркин В.Н.* Геологические исследования в Северном Верхоянье. // Информ. бюл. Ин-та геологии Арктики. Л.: 1957. Вып. 4. С.35-39.
- Ларин Н.И.* К тектонике и металлоносности Яно-Колымской складчатой области // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1955. Вып. 9. С. 3-20.
- Ларин Н.И.* К тектонике Восточного Верхоянья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1956. Вып.10. С.57-68.
- Ларин В.Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 216 с.
- Лейер П.У., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф.* Первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозоид // Докл. АН СССР. 1993. Т.329, № 5. С.621-624.
- Липатов В.Н.* Биотит из гранитов массива Б. Анначаг // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1959. Вып. 15. С. 130-138.
- Литвин А.Л., Матвеев В.Т.* О молибденовом оруденении Северо-Востока СССР. Магадан, 1958. С.263-288. (Тр. ВНИИ-1; Т.VIII).
- Литинский В.А., Раевский С.С.* Структура фундамента Приморской низменности и прилегающей территории по геофизическим данным // Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. Л.: НИИГА, 1977. С.98-121.
- Лугов С.Ф.* Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 226 с.
- Лычагин П.П.* Расслоенные ультрамафит-мафитовые тела в мезозоидах Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. 102 с.
- Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Ликман В.Б.* Магматическая история Южно-Ануйской складчатой зоны // Геология зоны перехода континент-океан на Северо-Востоке Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С.140-157.
- Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Шпикерман В.И., Ликман В.Б.* Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 120 с.
- Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Терехов М.И.* Геология Алазейского плоскогорья // Вопросы геологии срединных массивов. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977. С.18-55.

Майстер И.Я. Продуктивные парагенетические минеральные ассоциации одного из рудных узлов Якутии // Минералогия и геохимия производных гранитоидного магматизма. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981. С. 70-73.

Майстер И.Я. Структурно-генетические особенности металлоносных скарнов хребта Улахан-Тас // Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск: Кн. изд-во, 1984. С.32-36.

Мальков Б.А. Тектоника Верхояно-Колымских мезозоид (Северо-Восток СССР): Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал.наук. Л., 1976. 20 с.

Матвеев В.Т., Коростелев В.И. О конгломератах верхоянского комплекса Яно-Колымской складчатой системы // Советская геология. 1973. № 1. С.137-142.

Матвеев В.Т., Шаталов Е.Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т.1. С.169-240.

Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии /Отв. ред. Ю.Г.Леонов. М.: Наука, 1983. 232 с.

Мельников В.Д. Место хрусталеносной минерализации Верхояно-Колымской складчатой системы в мезозойском тектоно-магматическом цикле // Рудообразование и его связь с магматизмом: Тез.докл. Якутск, 1969. С.102-103.

Мельников В.Д. Структуры полей и месторождений горного хрусталя Верхоянья // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1971. № 7. С.68-78.

Мельцер М.Л., Павлов А.Г., Назаров И.И. К геохимической характеристике рудного поля месторождения Юрско-Буларского генетического типа // Минералогия, тектоника и стратиграфия складчатых районов Якутии. Якутск: ЯГУ, 1986. С.74-80.

Менерт К. Мигматиты и образование гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.

Мерзляков В.М., Лычагин П.П. Учатский метаморфический комплекс // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977. С.56-63.

Мигматиты /Эшурт Дж.Р., Иоганнес В., Грант Дж.А. и др. М.: Мир, 1988. 344 с.

Миледин А.К. Кедонский окраинно-континентальный пояс Омолонского срединного массива // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. С.86-97.

Милов А.П. Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки. Новосибирск: Наука, 1975. 135 с.

Милов А.П. О расчленении позднемезозойских гранитоидов Чукотской складчатой системы // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С.49.

Мирзеханов Г.С., Мирзеханова З.Г. Стратифицированное золото-кварцевое оруденение углеродисто-терригенных толщ Южного Верхоянья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 128 с.

Михайлов Б.К., Горячев Н.А. Интерпретация геофизических полей мезозоид Северо-Востока Азии и позиция золото-кварцевого оруденения // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 48-49.

Мокшанцев К.Б. Главнейшие зоны глубинных разломов востока Сибирской платформы и западной части Верхояно-Чукотской складчатой области // Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1968. С.7-19.

Монтин С.А. Складчато-надвиговые деформации верхнемеловых вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1992. № 2. С.88-91.

Москвитин С.Г., Анисимова Г.С. Редкие минералы и интерметаллические соединения в золоторудных формациях Куларского поднятия // Редкие самородные металлы и интерметаллиды коренных и россыпных месторождений Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. С. 40-49.

Мусалитин Л.А. Металлогенические зоны Куларского антиклинория // Советская геология. 1971. № 8. С.114-125.

Найбородин В.И. Золото-теллур-висмутовое рудопроявление в Западной Чукотке // Колыма. 1966. № 8. С.41-43.

Найбородин В.И., Сидоров А.А. Рудно-формационный ряд золотых месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973. Т.10. С.240-249.

Натапов Л.М. Геология и геодинамическая эволюция Северо-Востока Азии: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 1990. 50 с.

Натапов Л.М., Ставский А.П. Геодинамическая модель Северо-Востока СССР и ее использование для металлогенического анализа // Советская геология. 1985. № 3. С.70-78.

Натапов Л.М., Сурмилова Е.П. Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист Q-54,55 - Хонуу. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 120 с.

Натапов Л.М., Сурмилова Е.П. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (Нов.сер.). Лист R-53-(55)-Депутатский. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, ПГО"Аэрогеология", 1992. 105 с.

- Натапов Л.М., Шульгина В.А.* Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист Q-56,57- Среднеколымск. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 100 с.
- Наумов Г.Г.* Оловоносность магматических формаций центральной части Тас-Кыстабытского пояса // Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск: Кн. изд-во, 1984. С.82-88.
- Недосекин Ю.Д.* Редкометалльные граниты Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1988. 142 с.
- Недосекин Ю.Д., Амузинский В.А., Сурнин А.А.* Основные черты геологического строения, магматизма и оруденения Верхнеиндигирского района // Геология и полезные ископаемые центральной части Главного металлогенического пояса Северо-Востока СССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1989. С.18-32.
- Недосекин Ю.Д., Амузинский В.А., Хабибулина Т.С.* Магматизм Сарылахского рудного узла (Восточная Якутия). Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 79 с.
- Некипелов И.А., Сафонов Ю.В., Туманов В.Р.* Перспективы Куранахского антиклинория на рудное и россыпное золото // Геология месторождений золота Якутии. Критерии и методы их поисков и оценки: Тез. докл. Якутск, 1979. С.38-39.
- Некрасов И.Я.* Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 334 с.
- Некрасов И.Я.* Особенности золото-серебряного месторождения Альфа в хребте Улахан-Сис (бассейн р.Яны) // Докл. РАН. 1997. Т. 353, №1. С.97-99.
- Некрасов И.Я., Гамянин Г.Н.* О минеральных ассоциациях и условиях образования кобальтовых месторождений Северо-Восточной Якутии // Геология рудных месторождений. 1962. № 6. С.54-73.
- Некрасов И.Я., Гамянин Г.Н.* О соотношении золотой и кобальтовой минерализации в месторождениях арсенидной формации // Докл. АН СССР. 1978. Т.243, № 3. С.752-755.
- Некрасов И.Я., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. и др.* Минералого-геохимические особенности серебряного оруденения Верхояно-Колымской складчатой области. Минеральные ассоциации руд сербросурьмяной и золотосеребряной формаций // Минералогический журнал. 1987. Т.9. № 6. С.5-17.
- Некрасов И.Я., Яблоков К.В.* Основные черты металлогении хребта Улахан-Сис на Северо-Востоке Якутии // Геология рудных месторождений. 1961. № 2. С.79-89.
- Неменман И.И.* К методике полевого картирования слабых метаморфических преобразований на юге Аллах-Юньской зоны // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С.97-106.
- Ненашев Н.И.* Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 142 с.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И.* Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Яно-Колымской складчатой области. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 176 с.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И.* Геологические представления и радиологические данные о времени начала мезозойско-кайнозойского цикла магматизма Восточной Якутии // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1987. С.99-109.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И., Шилин А.И.* О возрасте магматизма Западного Верхоянья в свете радиологических данных // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 5. С.23-28.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И., Шилин А.И.* Геохронология и некоторые вопросы петрогенеза мезо-кайнозойского магматизма Южно-Верхоянского синклинория // Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1974. С.163-210.
- Нестеров Н.В.* Вторичная зональность золоторудных месторождений Якутии. М.: Недра, 1973. 170 с.
- Нестеров Н.В.* Гипергенное обогащение золоторудных месторождений Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
- Нехорошев В.П.* Тектоника Алтая. М.: Недра, 1966. 206 с.
- Ньюберри Р. Дж., Лейер П.У., Ганс П.Б. и др.* Предварительные аргон-аргоновые данные по хронологии магматизма и рудоотложения на Северо-Востоке России (Магаданская область) и Аляске (п-ов Сьюард) // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С.159-161.
- Озерцова В.А., Радзивилл А.Я.* Новые данные о тектоническом строении верховьев реки Колымы по материалам аэромагнитных работ // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1964. Вып. 17. С.3-17.
- Оксман В.С.* Структурно-литологический контроль малосульфидно-кварцевого стратиформного оруденения одного из рудных полей Кулара // Геология и полезные ископаемые. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. С.7-9. (Бюл. НТИ ЯФ СО АН СССР, декабрь 1983 г.).
- Оксман В. С.* Конседиментационные структуры и оруденение Бургуатского узла // Новые данные по критериям, методам и технологии поисков и разведки полезных ископаемых Якутии. Якутск: ЯГУ, 1988. С. 50-57.

- Оксман В.С. Структурные исследования в Куларском хребте // Геология и рудоносность Якутии. Якутск: ЯГУ, 1989. С. 3-11.
- Оксман В.С., Парфенов Л.М., Прокопьев А.В. и др. Пояс офиолитов хребта Черского // Геология и геофизика. 1994. № 6. С.3-20.
- Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф., Тарабукин В.П. Фанерозойские метаморфические комплексы хребта Черского (Северо-Восток Азии) // Докл. РАН. 1996. Т.349, № 4. С.516-519.
- Ольшевский В.М. Минеральные ассоциации золоторудных жил Мало-Ануйского района // Колыма. 1976. № 6. С.46-48.
- Осипова Г.Н. Скарны низовьев Индигирки и связанная с ними рудоносность // Информ. бюл. Ин-та геологии Арктики. Л.: НИИГА, 1958. Вып. 9. С. 66-72.
- Осипова З.В. Литология верхнеюрского песчаникового комплекса Кондаковского плоскогорья // Новые данные по металлогении и геологическому строению Яно-Колымского междуречья. Л.: НИИГА, 1972. С.43-50.
- Павлов А.Г., Назаров И.И. Поисковые критерии стратиформных золото-кварцевых тел на примере золоторудного поля Южного Верхоянья // Новые данные по критериям, методам и технологиям поисков и разведки полезных ископаемых Якутии. Якутск: ЯГУ, 1988. С.85-99.
- Павлов А.Г., Решетников А.М. Структурные особенности Юрского золоторудного поля // Геология и тектоника рудоносных регионов Якутии. Якутск: ЯГУ, 1979. С.99-102.
- Падалка Г.Л. О геологическом строении Северо-Восточной Якутии в связи с металлоносностью // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1939. № 6. С.41-60.
- Пальмская З.А. Интрузивные формации юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области и связь с ними оруденения // Магматические комплексы рудных районов Северо-Востока СССР и их крупномасштабное геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С. 59-72.
- Панеях Н.А. Петрохимические особенности гранитоидов массива Улахан-Сис // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48, № 6. С.134-135.
- Панеях Н.А. Породообразующие минералы гранитоидов как показатели их генезиса // Бюл. МОИП. Сер.геол. 1975. Вып. 4. С.113-125.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. № 6. С.32-43.
- Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С.68-78.
- Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В. и др. Детальные структурные исследования в Верхоянье, их значение для крупномасштабного геологического картирования // Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным картированием. М.: Наука, 1989. С. 109-127.
- Плюснина Л.П., Некрасов И.Я. Термодинамический режим метаморфизма Уяндинского офиолитового блока Верхояно-Чукотской складчатой области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 12. С.39-53.
- Половинкин В.Л., Горячев Н.А. Минералого-геохимические особенности известковистых скарнов центральной части хребта Улахан-Тас // Минералогия и геохимия производных гранитоидного магматизма. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981. С.59-69.
- Полуботко И.В., Паракецов К.В., Репин Ю.С. Юрские структурно-фациальные области на Северо-Востоке СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1977. Вып. 23. С.42-51.
- Попов А.Л. Зональность золоторудного месторождения Бадран (Восточная Якутия) // Колыма. 1994. № 3. С.24-29.
- Попов Л.П., Кузнецов Ю.В. Возраст магматических комплексов хребта Сарычева // Советская геология. 1987. № 12. С.91-96.
- Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 128 с.
- Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю. Структурные исследования в Южном Верхоянье // Геология и рудоносность Якутии. Якутск: ЯГУ, 1989. С.12-23.
- Протопопов Р.Х. Меловые зональные гранитные массивы Приколымья // Магматические комплексы рудных районов Северо-Востока СССР и их крупномасштабное картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С.42-52.
- Репин Ю.С., Полуботко И.В. Нижняя и средняя юра Северо-Востока России. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. 47 с.
- Рожков И.С., Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н. и др. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М.: Наука, 1971. 240 с.
- Рожков И.С., Флеров Б.Л., Бородянский А.И. Геологическое строение и металлогения Верхне-Адычанской зоны // Геология россыпей Якутии. М.: Наука, 1964. С.167-181.

- Ротман В.К.* Чукотская трансформная геосутура и тектоническое развитие Северо-Восточной Азии // Докл. РАН. 1996. Т. 348, № 6. С.796-799.
- Русаков И.М., Виноградов В.А.* Эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные области Северо-Востока СССР // Уч. зап. НИИГА. Сер. регион. геол. Л., 1969. Вып.15. С.5-27.
- Садовский А.И.* Палеозойские отложения Анойского антиклинория // Геология и геофизика. 1964. № 10. С.171-175.
- Садовский А.И.* История геологического развития и тектоническое строение Анойского мегантиклинория // Советская геология. 1965. № 3. С.59-73.
- Садовский А.И.* О магматических формациях и металлогении Анойского антиклинория (Чукотка) // Советская геология. 1966. № 4. С.41-59.
- Садовский А.И.* Анойский мегасвод - типоморфная структура активизации на складчатых мезозоидах Верхояно-Чукотской миогеосинклинали // Рудоносные орогенные структуры и методы их изучения. М.: Наука, 1981. С.88-103.
- Садовский А.И., Шашурина И.Т., Шишкин В.А.* О геологической позиции липаритовых порфиров и золотоносности Шаманихо-Столбовского узла. Колымский массив // Колыма. 1974. № 7. С.41-43.
- Сатаров Ф.С.* Тектоническое строение Куларского антиклинория // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1970. Вып.XVI. С.75-81.
- Сборщиков И.М.* Кливаж в пределах Верхоянского антиклинория // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1971. № 5. С.41-46.
- Сегалевич С.Ф.* Петрохимия и геохимические особенности магматических пород хребта Улахан-Сис (Северо-Восточная Якутия) // Геохимия. 1986. № 7. С.940-955.
- Семенов В.П.* Конседиментационные деформации в верхнепермских отложениях бассейна р.Восточная Хандыга (Южное Верхоянье) // Геология и тектоника рудоносных районов Якутии. Якутск: ЯГУ, 1979. С.115-120.
- Семенов В.П., Булгакова М.Д.* Конгломераты верхнепермских, триасовых и нижнеюрских отложений Западного Верхоянья // Геология и геофизика. 1967. №3. С.108-112.
- Серебряков В.А.* Постмагматическая история гранитов. М.: Недра, 1972. 160 с.
- Сесил М.П., Бычков Ю.М., Виноградова О.Н. и др.* Результаты полевых работ советско-канадской группы на Северо-Востоке СССР // Геология складчатого обрамления Американо-Азиатского суббассейна. СПб., 1991. С.15-21.
- Сеславинский К.Б., Гедько М.И.* Офиолитовые комплексы Западной Чукотки и геодинамическая интерпретация их генезиса // Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР: Тез.докл. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С.191-194.
- Сидоров А.А.* Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М.: Наука, 1966. 146 с.
- Силичев М.К.* Геологическое положение и особенности структуры Неждановского золоторудного месторождения // Геология рудных месторождений. 1970. № 2. С. 96-104.
- Силичев М.К., Андриянов Н.Г.* Структурно-геохимические принципы прогнозирования золоторудных месторождений Южно-Верхоянского синклинория // Вопросы рудоносности Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1974. С.54-66.
- Силичев М.К., Белозерцева Н.В.* Геохимические особенности и вертикальная зональность редкометалльного штокверка // Геология и геофизика. 1978. № 12. С.80-86.
- Силичев М.К., Белозерцева Н.В.* Время и условия образования согласных золото-кварцевых жил Южного Верхоянья // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С.52-57.
- Силичев М.К., Белозерцева Н.В.* Роль коллоидов в формировании согласных золото-кварцевых жил Южного Верхоянья // Зап. ВМО. 1986. Вып. 115. № 5. С.563-568.
- Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 155 с. (Тр. ГИН; Вып.314).
- Симанович И.М., Андриянов Н.Г.* Начальный метаморфизм пород верхоянского комплекса (Южное Верхоянье) // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 3. С.103-115.
- Симоненко Т.Н., Толстихина М.М.* Некоторые закономерности глубинного строения СССР // Советская геология. 1965. № 4. С.74-89.
- Скорняков П.И.* Систематика золоторудных месторождений Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1949. Вып. 4. С.52-63.
- Слезко В.А.* Стратиформные кварцевые жилы - новый тип золотого оруденения в Южном Верхоянье // Геология месторождений золота Якутии. Критерии и методы их поисков и оценки: Тез. докл. Якутск, 1979. С.98-100.
- Снятков Б.А.* Основные черты структуры северной части Верхоянского мегантиклинория // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1958. Вып.13. С.3-20.
- Снятков Л.А.* Об одном перспективном типе коренных месторождений золота Колымо-Чукотского пояса // Там же. С.72-84.
- Снятков Л.А., Снятков Б.А.* Верхояно-Чукотская складчатая область // Геологическое строение СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958. Т.3. Тектоника. С.203-222.

- Соболев А.П.* Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности. М.: Наука, 1989. 249 с.
- Соболев А.П., Колесниченко П.П.* Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой области. М.: Наука, 1979. 180 с.
- Соловьев В.И.* Условия формирования структуры Неждановского рудного поля // Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. Якутск, 1970. Вып. XVII. С.52-59.
- Соловьев В.И.* Меловой вулканизм Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1986. 262 с.
- Сонин Г.С.* Золотоносность хребта Улахан-Сис // Геологическая конференция Якутии по золоту: Тез. докл. Якутск, 1974. С.27-30.
- Спрингис К.Я.* Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. Рига: Изд-во АН Латв.ССР, 1958. 337 с.
- Ставров О.А.* К проблеме гранита и его рудоносности в связи с геохимией рубидия // Геохимия. 1971. № 10. С. 1192-1208.
- Ставский А.П., Натапов Л.М., Сурмилова Е.П.* Тектоническая эволюция хребта Черского в палеозое и раннем мезозое // Докл. АН СССР. 1984. Т.274, № 1. С.153-156.
- Стриха В.Е.* К вопросу о геодинамической обстановке формирования позднемезозойских магматических образований Аннойской складчатой зоны (Чукотка) // Тектоника и минералогия Северо-Востока СССР: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С.209-212.
- Стриха В.Е.* О полихронности интрузивных образований (на примере Соколино-Чуванейского плутона) // Формационная принадлежность и фации изверженных пород Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С.137-141.
- Строна П.А.* Об условиях образования некоторых полосчатых текстур руд // Геология рудных месторождений. 1962. № 3. С.77-87.
- Структура и эволюция земной коры Якутии* /Под. ред. В.В.Ковальского. М.: Наука, 1985. 246 с.
- Сурмилова Е.П.* Метаморфический комплекс Селеннях-Уяндинского междуречья как результат динамического метаморфизма, проявившегося при столкновении континента и островной дуги // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. С.98-104.
- Суставов О.А.* Рекристаллизация жильного кварца при формировании кливажа в метасаммитах Куларского района (Якутия) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1988. № 10. С. 33-39.
- Суставов О.А.* Метаморфогенные кварцевые прожилки в верхнетриасовых песчаных породах Верхояно-Колымской складчатой области //Изв. АН СССР. Сер.геол. 1989. № 3. С.86-88.
- Суставов О.А.* Деформации жильного кварца при формировании золотого оруденения в черносланцевых толщах (Куларский район, Восточная Якутия) // Геология и геофизика. 1995. № 4. С. 81-87.
- Сыркин П.П.* Объяснительная записка к листу Q-56-XXXIII, XXXIV (Серия Среднеколымская) /Под. ред. Мерзлякова В.М. М.: Недра, 1982. 108 с.
- Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана* /Под ред. К.С.Маркова. М.: Наука, 1980. 285 с.
- Тектоника Якутии* /Под ред. Ю.Н.Трушкова. Новосибирск: Наука, 1975. 198 с.
- Теплов А.К., Попов Л.Н.* Стратиграфия и магматизм бассейна верхнего течения Индигирки // Геология и полезные ископаемые центральной части Главного металлогенического пояса Северо-Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. С.4-18.
- Терехов М.И., Дылевский Е.Ф.* Геология хребта Арга-Тас. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 49 с.
- Тибилев И.В., Милов А.П., Давыдов И.А.* О проявлении домезозойского гранитоидного магматизма на Чукотке // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С.95-99.
- Тильман С.М.* Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 326 с.
- Тильман С.М., Белый В.Ф., Николаевский А.А., Шило Н.А.* Тектоника Северо-Востока СССР. Магадан, 1969. 80 с. (Тр. СВКНИИ; Вып.33).
- Ткаченко В.И.* Докембрийские отложения в структурах Приколымского поднятия // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. С.49-64.
- Трунилина В.А.* О проявлении гранитизации в контактах Куларского гранитного батолита // Геология и геофизика. 1972. № 7. С. 50-59.
- Трунилина В.А.* Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 257 с.
- Трунилина В.А., Вишневецкая Р.А., Кулагина Д.А.* Геохимия олова и золота в породах Колымского комплекса (на примере Чибалахского и Чалбинского массивов) // Там же. С. 142-163.
- Трунилина В.А., Орлов Ю.С.* К сравнительной характеристике гранитов колымского типа и Кулара // Новые данные по геологии Якутии. Якутск: Яф СО АН СССР, 1975. С. 15-23.

- Трунилина В.А., Роев С.П., Кулагина Д.А.* Петрографические и геохимические особенности Ченкеленья-Ирюдинского массива // Новые данные по геологии рудных месторождений Восточной Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978. С.72-99.
- Трунилина В.А., Сукнева Л.С.* Геохимические особенности гранитоидов Куларского массива // Генезис оловорудных месторождений и связь их с магматизмом на территории Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975. С.117-141.
- Тучков И.И., Андрианова В.А.* Новые данные об эффузивных образованиях в верховьях реки Май // Петрография и минералогия осадочных формаций Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1972. С.87-97.
- Тюкова Е.Э.* Минералого-генетические особенности месторождений Пионерского рудного узла (Северо-Восток СССР). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. Ч.1. Геологическое строение и вещественный состав руд. 59 с. Ч.2. Генетические особенности рудообразования. 38 с.
- Умитбаев Р.Б.* Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.
- Умитбаев Р.Б., Вельдяксов Ф.Ф.* Тектоническое и металлогеническое районирование Охотского срединного массива и его обрамления // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977. С.79-98.
- Фадеев В.А.* Проявления гидротермальной минерализации в северной части Орулганского хребта // Информ. бюл. Ин-та геологии Арктики. Л., 1957. Вып. 15. С.62-67.
- Федорова С.С.* Метаморфизм и метасоматизм и их соотношения с эндогенным оруденением (на примере Дербек-Нельгехинской рудной зоны) // Геология и рудоносность Якутии. Якутск: ЯГУ, 1989. С.48-54.
- Федорова С.С.* Поведение петрогенных компонентов в метаморфических образованиях Дербек-Нельгехинской рудной зоны // Региональная геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск: ЯГУ, 1991₁. С.125-132.
- Федорова С.С.* Методы изучения зонального метаморфизма верхоянского терригенного комплекса (при геологической съемке масштаба 1:50 000) // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991₂. С.106-117.
- Федорова С.С., Грачев Я.Д.* О распределении петрогенных компонентов и микроэлементов в метаморфических и гидротермально-метасоматических образованиях Дербек-Нельгехинской рудной зоны // Там же. С. 144-156.
- Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др.* Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С.3-22.
- Ферштатер Г.Б.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
- Филатова Н.А.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Наука, 1988. 262 с.
- Фирсов Л.В.* Главнейшие структурно-морфологические типы золоторудных месторождений Яно-Колымского золотоносного пояса. Магадан, 1957. С.1-25. (Тр. ВНИИ-1; Вып.27).
- Фирсов Л.В.* Структура, минералогия и оруденение Игуменовского золоторудного месторождения. Магадан, 1958. 72 с. (Тр. ВНИИ-1; Вып.33).
- Фирсов Л.В.* Очерк околожильных изменений в золоторудных месторождениях Яно-Колымского пояса. Магадан, 1959. 35 с. (Тр. ВНИИ-1; Вып. 53).
- Фирсов Л.В.* Калий-аргоновая датировка дорудных и послерудных даек Яно-Колымского золотоносного пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 11. С.204-210.
- Фирсов Л.В.* Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса: Автореф. дис. ...докт. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1974. 48 с.
- Фирсов Л.В.* Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 217 с.
- Флеров Б.Л.* Оловорудные месторождения Верхояно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 236 с.
- Флеров Б.Л.* Оловополиметаллическое оруденение юго-востока Якутии // Геология и минералогия рудных узлов Яно-Колымской складчатой системы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. С.6-21.
- Флеров Б.Л., Трунилина В.А., Яковлев Я.В.* Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 275 с.
- Флеров И.Б., Шишкин В.А., Шашурина И.Т.* О морфологии и возрасте золоторудных тел Шаманихо-Столбовского района // Колыма. 1970. № 10. С.41-42.
- Фридовский В.Ю.* Локальные динамические условия формирования золото-кварцевого оруденения Минорской зоны смятия // Геология и рудоносность Якутии. Якутск: ЯГУ, 1989. С. 23-33.
- Фридовский В.Ю.* Тектоническое течение пород Минорской зоны смятия (Восточная Якутия) // Региональная геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск: ЯГУ, 1991. С. 102-110.
- Фридовский В.Ю.* Деформации и оруденение Куларского сегмента Куларо-Нерского сланцевого пояса (Восточная Якутия) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 4. С. 64-71.
- Фурдуй Р.С.* Некоторые вопросы геологии и металлогении Приколымского поднятия // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1962. Вып.8. С.35-45.

- Херасков Н.П., Колосов Д.М.* Геология и геоморфология Западного Верхоянья // Материалы Якутской экспедиции ИМС. М.; Л.: ГОНТИ, 1938. Вып. III. С.5-101.
- Хитрунов А.Т., Кухтинский Г.Г., Мельцер М.Л.* Геохимические особенности гранитоидов Южно-Верхоянского синклиория и связь с ними золоторудных месторождений // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975. С.179-215.
- Хорева Б.Я.* Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 207 с.
- Часовитин М.Д.* О зональном размещении постмагматического оруденения Пырканайского гранитного массива Северо-Восточного Приколымья // Докл. АН СССР. 1964. Т.158, №3. С.615-617.
- Часовитин М.Д.* Зональность постмагматической минерализации гранодиоритового интрузива Облачного в Северо-Восточном Приколымье // Иркутск, 1966. С.140-144. (Тр. Иркутского политехн. ин-та; Вып.30).
- Часовитин М.Д.* Об одной особенности гранитоидных интрузивов в золоторудных районах // Геология и геофизика. 1970. № 6. С.49-56.
- Часовитин М.Д., Позняк В.О.* О некоторых факторах размещения гидротермальных жил района Чукотки. Иркутск, 1968₁. С.102-107. (Тр. Иркутского политехн. ин-та; Вып.42).
- Часовитин М.Д., Позняк В.О.* Зональность Водораздельного рудного поля на Чукотке // Докл. АН СССР. 1968₂. Т.157, № 6. С.1385-1387.
- Чемоданов Н.И.* Золотоносные россыпи Чаун-Чукотского района // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1966. Вып.18. С.181-192.
- Чехов А.Д.* Глубинные разломы Иньяли-Дебинского синклиория и некоторые особенности размещения магматических образований и оруденения // Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 34-48.
- Чехов А.Д.* Тектоника Иньяли-Дебинского синклиория // Складчатые системы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С.3-64.
- Чехов А.Д.* Строение и развитие мезозойд Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. В 2 ч. Ч.1. 69 с. Ч.2. 79 с.
- Чуркин М., Картер К.* Структуры континентального и океанического блоков Аляски в связи с движением плит на Аляске и Чукотке // XIV Тихоокеан. научн. конгр. Комитет В: Тез. докл. Хабаровск, 1979. С.59-60.
- Шахов Ф.Н.* Геология жильных месторождений. М.: Наука, 1964. 221 с.
- Шахтыров В.Г.* Тенькинский глубинный разлом: тектоническая позиция, инфраструктура, рудоносность // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые северо-восточной Азии: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 62-64.
- Шахтыров В.Г., Еремин Р.А.* Овальные рудоносные морфоструктуры Аян-Юрхского антиклиория // Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С.83-93.
- Шило Н.А.* Геологическое строение и коренные источники Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности. Магадан: ВНИИ-1, 1960. 108 с.
- Шило Н.А., Гончаров В.И., Альшевский В.А., Ворцелнев В.В.* Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1988. 181 с.
- Шишкин В.А.* Метаморфический комплекс Приколымского поднятия и его металлоносность. М.: Наука, 1979. 111 с.
- Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А.* Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 238 с.
- Шпикерман В.И.* Доорогенные месторождения в мезозойдах Северо-Востока СССР // Советская геология. 1987. № 8. С.43-45.
- Шпикерман В.И.* Стратиформное оруденение центральной части Северо-Востока России // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 5-20.
- Шпикерман В.И.* Домеловая минерация окраины Сибирского континента на Северо-Востоке Азии: Автореф. дис. ...докт. геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 1997. 39 с.
- Шпикерман В.И.* Домеловая минерация Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.
- Шпикерман В.И., Горячев Н.А.* Золотоносные джаспериоды на западе Чукотки // Колыма. 1994. № 5. С.7-11.
- Шпикерман В.И., Горячев Н.А.* Плитотектоническая металлогения складчатых систем аккреционного типа // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 64-78.
- Шпикерман В.И., Горячев Н.А., Кропачев А.П.* Стратиформное оруденение Сетте-Дабана (типизация, описание, сопоставление) // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С.20-35.

- Шпикерман В.И., Шпикерман Л.А., Волков М.Н.* Среднедевонские медистые базальты юга Омуповского поднятия // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*. Магадан, 1991. Вып.27. С.183-190.
- Шупиков В.А., Никонов В.Н.* Зональный метаморфизм и его влияние на вещественный состав и условия формирования рудных месторождений Прииндигирской части Главного пояса Северо-Востока СССР // *Геология и полезные ископаемые центральной части Главного металлогенического пояса Северо-Востока СССР*. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1989. С.54-65.
- Эпштейн О.Г.* Источники сноса в истории формирования верхоянского комплекса (южная часть Яно-Колымской складчатой области) // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*. Магадан, 1977. Вып.23. С.110-113.
- Яблоков К.В., Некрасов И.Я.* О геологическом строении хребта Улахан-Сис // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1961. № 5. С.58-65.
- Ян-жин-шин В.А.* Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983. 156 с.
- Яновский В.М.* Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналией. М.: Недра, 1990. 246 с.
- Япаскурт О.В.* Катагенез и метагенез отложений палеозоя и мезозоя в геологической истории Северного и Западного Верхоянья // *Вестн. МГУ. Сер. геол.* 1980. № 4. С.15-24.
- Япаскурт О.В., Андреев В.С.* Зональный метаморфизм и термальные купола в Северном Верхоянье // *Докл. АН СССР*. 1985. Т.280, № 3. С. 714-717.
- Япаскурт О.В., Косоруков В.Л., Золотарев Д.А.* Седиментогенез начальных периодов развития Верхоянской геосинклинали. II. Эволюция условий морской седиментации (сопоставление литолого-фациальных и актуалистических построений) // *Вестн. МГУ. Сер. геол.* 1994. № 4. С.34-42.
- Amato J. M., Wright J.E., Gans Ph. B., Miller E.L.* Magmatically induced metamorphism and deformation in the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska // *Tectonics*. 1994. Vol. 13. No. 2. P. 515-527.
- Chappell B.W., White A.J.R.* I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. 1992. Vol. 83. P. 1-26.
- Dewey J. F.* Extensional Collaps of Orogens // *Tectonics*. 1988. Vol. 7. No. 6. P. 1123-1139.
- Golonka J., Scotese C.R.* Phanerozoic paleogeographic Maps of Arctic Margins // 1994 Proceedings International Conference on Arctic Margins. Магадан: СВНЦ РАН, 1995. P. 1-16.
- Goryachev N.A.* Mesothermal Lode gold deposits of the Russian Far East // *Geology and Metallogeny of the Russian Far East*. Anchorage, 1995₁. P. 141-152.
- Goryachev N.A.* Geotectonic Environment of Au Quartz Lodes of Mesozoids in Northeastern Asia // 1994 Proceedings International Conference on Arctic Margins. Магадан, СВНЦ РАН, 1995₂. P. 259-266.
- Goryachev N. A., Goncharov V.I.* Late Mesozoic Granitoid Magmatism and Related Gold and Tin Mineralization of North-East Asia // *Resource Geology Special Issue*. 1995. No. 18. P. 111-122.
- McCoy D.T., Newberry R.J., Lauer P. et al.* Plutonic-Related Gold Deposits of Interior Alaska // *Economic Geology. Monograph 9*, 1997. P.191-241.
- Moll-Stalcup E. J., Krogh T.E., Kamo S.* Geochemistry and U-Pb Geochronology of arc-related magmatic rocks, Northeastern Russia // 1995 Abstracts and Programs 91st Annual Cordilleran Section of USGS, Fairbanks. 1995. P. 65.
- Newberry R.J., McCoy D.t., Brew D.A.* Plutonic-Hosted Gold Ores in Alaska: Igneous vs. Metamorphic Origins // *Resource Geology Special Issue*. 1995. No.18. P.57-100.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al.* Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane Map. USGS Open-File Report 94-714, 1994. 221 p.
- Nokleberg W.J., Bundtzen T.K., Dawson K.M. et al.* Significant Metalliferous and Selected non-metalliferous Lode Deposits and Placer Districts for the Russian Far East, Alaska, and Canadian Cordillera. USGS Open-File Report 96-513-A., 1996. 385 p.
- Nokleberg W.J. et al.* Mineral Deposits and Metallogenic Belts Russian Far East, Mainland Alaska and Canadian Cordillera. USGS Open-File Report 97-161, 1997. 7 Maps.
- Parfenov L.M.* Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in the context of plate-tectonics // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 139. P.319-342.
- Parfenov L.M.* Accretionary history of northeast Asia // 1992 Proceedings International Conference on Arctic Margins. Anchorage, 1994. P.183-188.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // *Journal of Petrology*. 1984. Vol. 25. Part 4. P. 956-983.

SUMMARY

A gold-bearing province of Mesozoic in northeastern Asia is the major Phanerozoic province in the world. Here, the production of gold has been about 200 t of gold from lode deposits and more than 3500 t from placer deposits. Au quartz veins are the most important deposit type and a source for placer deposits in this area.

In the North-East of Asia, the regional linear distribution of gold mineralization was initially determined by Yu.A.Bilibin as «the major gold-bearing zone of the Kolyma area» (Bilibin, 1934). Such an approach allowed him to predict on the whole the region-wide gold presence. During the next years, many explorers, when speaking about the linear distribution of gold occurrences (including placers, as well) in the territory under consideration, used different terms: «a gold-bearing zone», «a gold-bearing band» and «a gold-bearing belt» (Matveenko, Shatalov, 1959; Apeltsyn, 1959; Shilo, 1960; Firsov, 1985). P.I.Skornyakov in his description of Au quartz mineralization says, that «...a gold-bearing belt is understood as an area displaying a specific metallogeny caused by the general character of the geologic structure and its developmental history» (P.I.Skornyakov, 1953, s.19). According to him, such a belt consists of gold-bearing zones of different importance, which differ by the intense character of endogenic gold mineralization. In fact, everyone, who examined the problems of gold lodes in Mesozooids throughout north-eastern Asia (or the north-eastern USSR), emphasized the predominance of Au quartz lodes in gold-bearing belts (Shilo, 1960; Firsov, 1985; Amuzinsky, 1975; Ivensen, Levin, 1975; Grinberg et al., 1970; Rozhkov et al., 1971; Lugov, 1962). In other words, all gold-bearing zones or belts have at their basis particular geologic bodies, such as gold-quartz veins, which also formed gold placers making our region famous all over the world. It is just the specific character and regional distribution of Au quartz lodes as geologic bodies, that allows for their understanding as the counterparts of such geologic occurrences as dikes and small intrusions, which usually display a similar belt-type spatial distribution (Apeltsyn, 1959); so, we may speak about Au quartz lode belts. The validity of the use of the «lode belt» term in order to determine a region-wide distribution of Au quartz lodes is also supported by well-known classifications of the distribution pattern of rock crystal-bearing occurrences (Sokolov et al., 1977; Korago, Kozlov, 1988), which reflect the existence of regional quartz lode belts. A.Yu.Zyuzin and E.P.Melnikov (1995) examine different taxonomic classifications in their article and also make a conclusion of a necessity of recognition of supra-order quartz lode belts with the region-wide predicted geologic objects having an area of more than 50 000 sq.km (Zyuzin, Melnikov, 1995). It should be noted here, that a «gold quartz lode belt» notion used in this paper as a region-wide occurrence is not at all in contradiction with the existing notions of a metallogenic, ore or ore-bearing belt or zone; it is just suggested here, that only particular geologic bodies can form linear occurrences, i. e. belts.

If we again address ourselves to magmatic counterparts, then, we may see that the term «magmatic zone» is used to describe the general distribution of magmatic occurrences within a certain territory, and the terms «plutonic belts» or «the belts of small intrusions» are used to describe a region-wide distribution of particular plutons. In addition, we must emphasize a specific character of Au quartz lodes proper, which expresses itself as follows: a sharp predominance of quartz (more than 90%) with respect to other minerals; the same macrocompositional type throughout the world and during different time intervals; a linear distribution, that dominates in many orogenic folded belts (Abitibi, Kalba, the Amur River area, the Baikal Lake area, California, the Enisei Range, the Altai-Sayany area and so on); quite a large scale of manifestation (giant lode systems extending for hundreds and thousands of kilometers); the lack of a well-defined dependence upon any type of endogenic processes (magmatism or metamorphism); a close relationship with the entire set of endogenic processes during orogenesis.

The existence of such relationships may serve as a basis for the assertion that Au quartz lode belts are, in their essence, the products of global events, i. e. the entire orogenesis. This is the principal approach to the problem of time-space distribution and genesis of Au quartz mineralization, according to which the Au gold mineralization is understood as a major regional (and, probably, global) geologic phenomenon typical of orogenesis, like magmatism or metamorphism, and related to them. To some extent, it can be compared, by its size and indicative character, with the stratiform mineralization through the early pre-orogenic stages of folded structures.

Bringing not separate lodes or lode areas (fields) but the aggregates of them as regional interrelated lode systems into correspondence with certain tectonic stages allows for the assessment of the importance of such stages for gold metallogeny. One of the practical aims of this paper is to explain why Au quartz veins can be present in some places and not in others.

The principal definitions. This study is primarily aimed at Au quartz lode belts (areas), which spatially represent an Au quartz lode system as an aggregate; the latter consists of regional fields of Au quartz lodes (deposits), which naturally formed during certain developmental stages of folded belts and were interrelated. They include Au quartz veins, which differ by their composition and genesis and follow each other successively during a single tectonic cycle. Au quartz veins represent an elementary part of such belts or systems; these are solitary (simple) geologic bodies, which are well-bounded and have a peculiar inner structure and composition in comparison with the hosting rocks. I qualify this notion at the same hierarchical level as the intrusive bodies of magmatic

rocks (dikes). A group of Au quartz veins (or even a single vein) being payable and occurring within a small area makes up an Au quartz deposit.

The modern tectonic pattern of mesozoids consists of five major tectonic blocks as follows: (1) the North Asia craton including the Siberian platform and the Verkhoyan miogeosynclinal folded belt, (2) the Okhotsk cratonal terrane, (3) the Indigirka-Omolon superterrane, (4) the South-Anyui zone, (5) the Viliga and the Chukchi shelf terranes; (6) the Alazeya-Khetachan, Koni-Murgal, and Svaytonosko-Anuyi island arc terranes. The main Au quartz belts are confined to these block boundaries. At present, most of the researches understand these boundaries as having a collisional nature and recognize them as collisional zones marked by folded belts, metamorphic zones and granitoid intrusion belts (Zonenshain et al., 1990; Bogdanov, Tilman, 1992, Parfenov, 1994). These collisional zones have a whole set of stable features pertinent to them, dasoite a different spatial position and age of their terrigenous complexes. These features manifest themselves to the extent depending on the size of collisional zones and, probably, the level of their modern erosional truncation.

The short description of the major Au-quartz belts. The Yana-Kolyma Au quartz belt is related a most significant and well-defined collisional zone. The production of gold from this belt has been more than 2500 t. The distribution area of collisional granitoids coincides with Au quartz belt by its contours. This belt occurs along, along the Adycha-Taryn, Charkyn and Chai-Yuria collisional faults. Hosting sediments consist of terrigenous sandy-shaly flihoods of Permian-to-mid-Jurassic ages. They are usually subject to a low-grade regional-dislocational, regional-plutonic and regional-contact metamorphism of greenshist chlorite and biotite facies. Terrigenous rocks, that underwent regional metamorphism alterations, have many different granitoid intrusions making up an extensive belt, that partly coincides with the gold-bearing zone. Two-mica high-alumina granites are wide-spread and make up large (up to 7000 sq.km) batholith-like S-type intrusions at relatively low depths. They co-occur with percalcereous I-type granitoids of high-temperature deep magmas, wich are close to them by their age and make up to complexes including the early diorite-granodiorite and late granodiorite-granite one. Late post-tectonic granite-leucogranite intrusions contain rare metals. Au-quartz mineralization features a linear-node distribution and occurs as several bands, where regional-plutonic metamorphism is wide-spread; it is the most diverse by its composition. Metamorphogenic syntectonic Au-quartz veins are scarce and not commercial. Late syntectonic magmatogenic Au quartz and Au-rare metal quartz veins co-occur with S- and I-type granitoids in ore-magmatic nodes of the granitoid range. They differ by the composition and typomorphic properties of their minerals. These veins are 147-131 mln years by age and formed under a constant horizontal pressure conditions (Kalinin, 1989). The Yano-Kolyma Au quartz belt disappears to northwest, that is due to a belt of transverse "concealed" basement faults trending far southwest to the Siberian platform (Mokshantsev, 1968). These faults have an unknown nature and control the transverse granitoid intrusions, which are younger than granites of the Mainly collisional belt (Parfenov, 1994). These granites are similar to granitoids of the Northern batholith belt (Bakharev et al., 1988; Trunilina, 1992), and, therefore, their classification as belonging to the same collisional granitoid belt (Zonenshain et al., 1990; Bogdanov, Tilman, 1992; Parfenov, 1994) seems doubtful. Granitoids of the Northern batholith belt may probably be zonal markers of shift displacements occurring during the Early Cretaceous. These deep faults could be a result of the rotation of the Indigirka-Omolon superterrane (block) during its collision with the North Asia craton (Kuznetsov, 1990). In southeast, the Yana-Kolyma Au quartz belt is overlain by the Okhotsk-Chukchi post-accretionary volcanic belt. It is here that post-tectonic Au-Ag quartz veins are the most wide-spread. These veins usually occur in older granitoid stocks under shift or tension structural conditions and are somehow confined to deep fault zones. These veins also cut granitoid dikes and stocks of Late Cretaceous.

The Allakh-Yun Au quartz belt is a well-defined structure that occurs along the collisional boundary between the Okhotsk cratonal terrane and North Asia craton, that is the South Verkhoyan collisional zone. Several hundred tins of gold have been produced from here. It is hosted in structures of the Verkhoyan miogeoclinal folded belt. This Au quartz belt coincides with the areas of regional-dislocational and granitoid magmatism. The South Verkhoyan collisional zone features an intense but local regional-dislocational metamorphism of greenshist to amphibolite facies. Metamorphism occurred prior to formation of granitoids and Au quartz veins. Another peculiarity is that syntectonic granitoid magmatism was less intense here in comparison with other zones. It is represented here by intruding dikes of mostly intermediate composition and particular major zonal intrusions of granitoids. This zoning is expressed in a higher silicic content of rocks toward the center of the massif, that is a result of a successive development of crystallization phases (Grinberg et al., 1970). These granitoids are similar to the I-type by the their composition, and their age is 140-95 mln years. They form along narrow belt in the axial portion of the folded zone and are replaced to east, that is toward the Okhotsk microcontinent, by an extensive area of Cretaceous post-tectonic leucocratic granites and subvolcanic granites related to the formation of the post-accretionary Okhotsk-Chukchi volcanic belt. Au quartz veins occur as a linear zone along the western side of the belt of zonal intrusions and dikes. They are distinguished into two groups of veins as follows: (1) stratified pre-dikes and pre-granitoid Au quartz veins of metamorphic origin; the examples are the Yur, Duet, Finn and other gold deposits; (2) cross-cutting veins and stringers of magmatic origin; the examples are the Nezhdanin, Lazurnoye, Zaderzhnoye, Voskhod, Novinka and other gold deposits. The first group of veins is mostly present at the southern end of

the metallogenic belt and forms a set of en echelon shifted bands trending northeast; these veins are closely related in space to the dislocational metamorphism zone. The second group of veins is relatively regular throughout the entire belt. Veins are different both by their morphology and composition. Magmatogenic post-dike veins have a more diverse mineralogy, that is, in addition to sulfides, the amount of which is up to 5%, they also contain sulfosalts. In the north, the Au quartz belt seems to be bounded by a fault zone including the Bryungadin and Suntar faults, which marks the joint of the South Verkhoyan younger collisional zone and the Yana-Kolyma collisional zone. In the south, it is bounded by the closure zone of the folded belt.

The Chukotka Au quartz belt (the gold production has been more 700 t) occurs on the passive margin of the old North America continent (Parfenov, 1994). This belt enters the Arctic Ocean, and its another portion is overlain by effusive rocks of the Okhotsk-Chukchi post-accretionary volcanic belt. This belt may be a part of the major Chukchi-Seward belt. It features discontinuous node-like Au quartz occurrences definitely confined to horst-anticlinorium rises (mesozoic granitic-metamorphic domes), where greenschist and amphibolite metamorphism is intense, age 146-100 mln years. Nevertheless, it is noteworthy, that Au quartz deposits are confined to domes featuring biotite greenschist metamorphism, which are surrounded by early orogenic granitoid intrusions of variegated composition Au quartz veins include syntectonic metamorphic low-gold veins and zones, which are the oldest occurrences and are related to regional metamorphism areas, also late syntectonic magmatic Au quartz veins, which are of the most commercial interest, like the Karalveem deposit, and post-tectonic activation veins resulting from the overlying Okhotsk-Chukchi volcanic belt. The Au quartz mineralization is Early Cretaceous in its age, and post-tectonic activation mineralization seems to be of Late Cretaceous

The distribution and evolutionary patterns of Au quartz lode belts are commonly characterized by the follows: 1) Au quartz mineralization is spatially related to zones of regional dislocation metamorphism and granitoid magmatism; 2) a uniform succession of metamorphic, magmatic and Au quartz vein-forming processes is typical of established geologic relations and also of absolute age datings. For instance, the Yana-Kolymian Belt has the like succession of events, during the accretion time interval, as follows: the Late Jurassic - Early Neocomian accretion: 1) the occurrences of regional dislocation metamorphism and the development of granitoid magmatic chambers; 2) the formation of the early accretionary metamorphism-related gold-quartz veins; 3) the occurrences of regional plutonic metamorphism, and the intrusions of dikes and the early orogenic crust S- and I-granitoid masses; 4) the formation of the late accretionary magma-related gold-quartz and gold-rare metal-quartz veins, also tin-tungsten mineralization; a reflected activation of the Late Neocomian - Aptian accretion of the Chukotka block: 5) the intrusion of the late orogenic (late collisional) I-granitoids; 6) the formation of gold-rare metal-quartz veins and tin-tungsten deposits with a small amount of later gold-quartz veins; a Late Cretaceous stage (the influence of the Okhotsk-Chukotka Volcanogenic Belt, that caused the accretion of the Koryakia blocks through the Early Cenozoic): 7) the post-accretionary granitoids and post-tectonic gold-silver-quartz and gold-rare metal-quartz veins, also the gold-antimony, tin and other post-accretionary mineralization types. This general succession of the veins and their individualization through the time intervals may serve as a basis for regarding them as the products of accretionary stages of Mesozoids in the North-East of Asia.

Three accretionary events of Late Mesozoic (the Late Jurassic - Early Cretaceous, the Early Cretaceous and the Mid-Cretaceous) are corresponded by two periods of a practically contemporaneous formation of collisional granitoids, gold-quartz and gold-rare metal-quartz veins (147-131 mln.y. and 125-110 mln.y.) and by a post-accretionary stage (for Mesozoids) with a non-contemporaneous formation of gold-silver-quartz (105-95 mln.y.) and gold-rare metal-quartz (80-63 mln.y.) veins.

Au quartz lode belts are primarily featured by a metallogenic association of gold-quartz veins and tin and tungsten deposits, and by gold-rare metal-quartz veins occurring in them. The exceptions are the Verkhoyan and the Prikolymian belts, where carbonate beds may be possibly wide-spread in the lower part of the section; there, a metallogenic association with polymetallic mineralization is established. Such a high-sialic metallogenic association suggests a crustal source of metals.

The spatial extent of major Au quartz belts is definitely controlled by the belts of collisional granitoids and is bounded by compression zones indicating a collisional front. So, we may speak, that, in the North-East of Asia, Au quartz lode belts mark the collisional zones and do not occur beyond them. The Yana-Kolymian Belt, that is the greatest gold-bearing belt in the North-East of Asia, is related to the most significant and well-defined collisional zone named the same, which contains the best expressed granitoids of different types including two-mica high-aluminous granitoids unknown in other structures.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ФОТОТАБЛИЦЫ

(рисунки 28, 34, 46, 53, 55, 56, 67, 75)

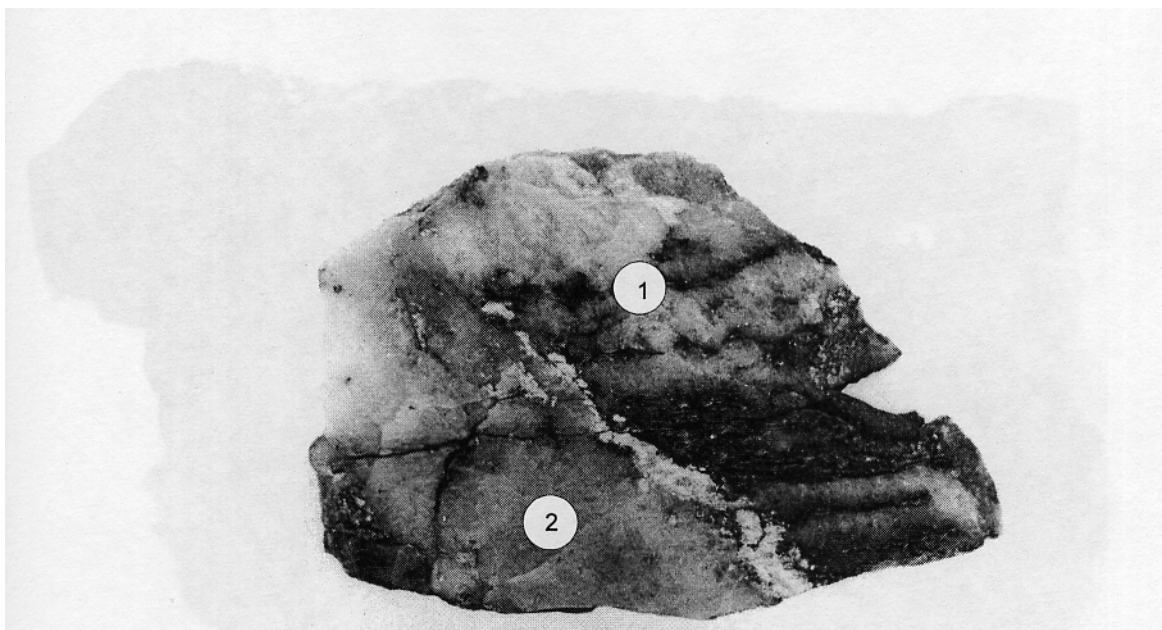


Рис. 28. Взаимоотношения рудоносных кварцевых жил Тугучакского месторождения - пересечение ранней молибденит-кварцевой жилы (1) поздним золотоносным мусковит-кварцевым прожилком (2)

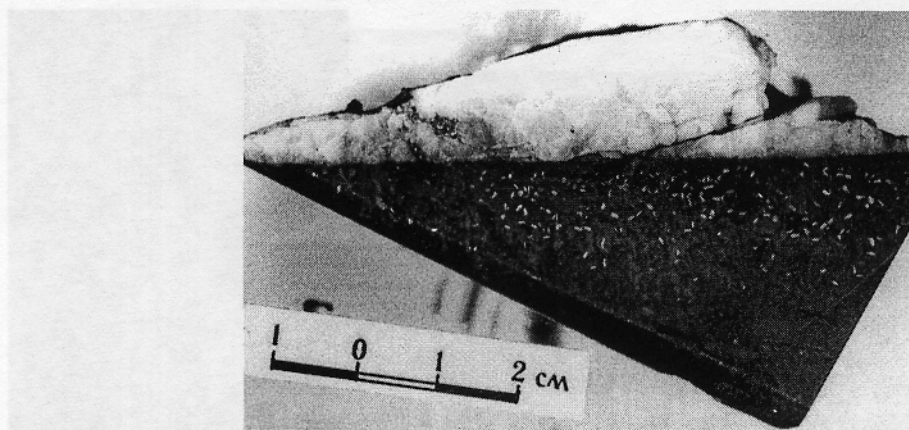


Рис. 34. Ореол вкрапленного арсенопирита в около-жильных метасоматитах по габбро-диабазам (жила № 8 участка "Безымянный", гор. 770 м) месторождения Каральвеем)

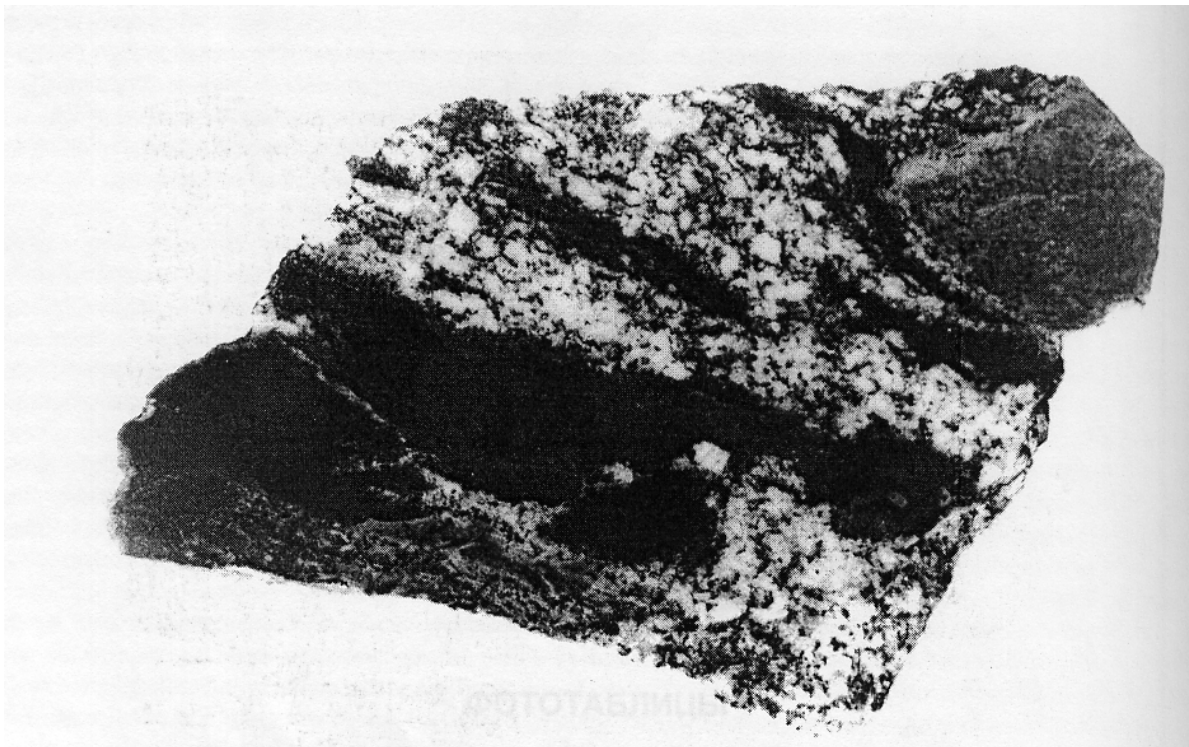
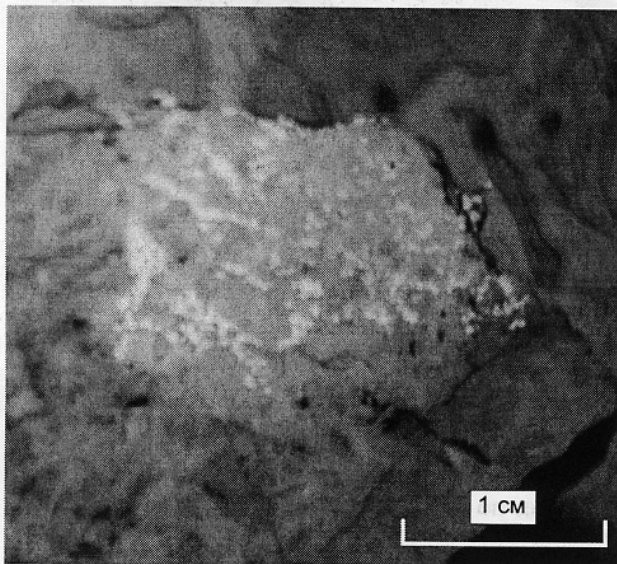


Рис. 46. Приконтактовая гранитизация в ореоле гранитного плутона южной части Большого Анначага (истоки руч. Гранитный). Образец 13-гр-87 - 1:1

А



Б

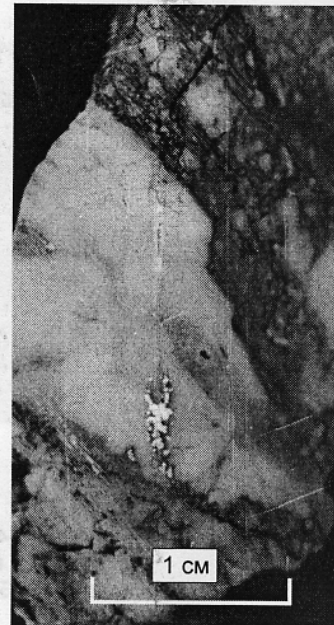
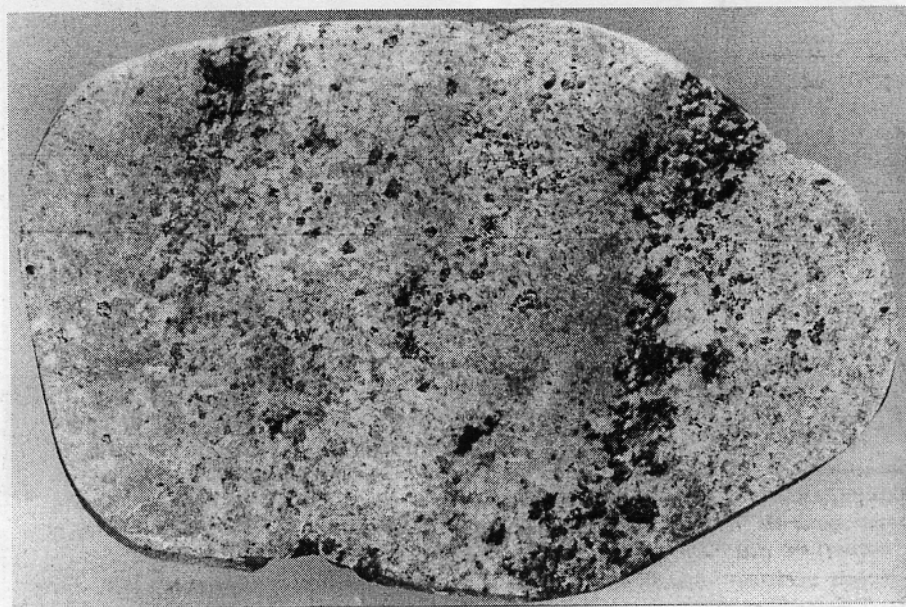
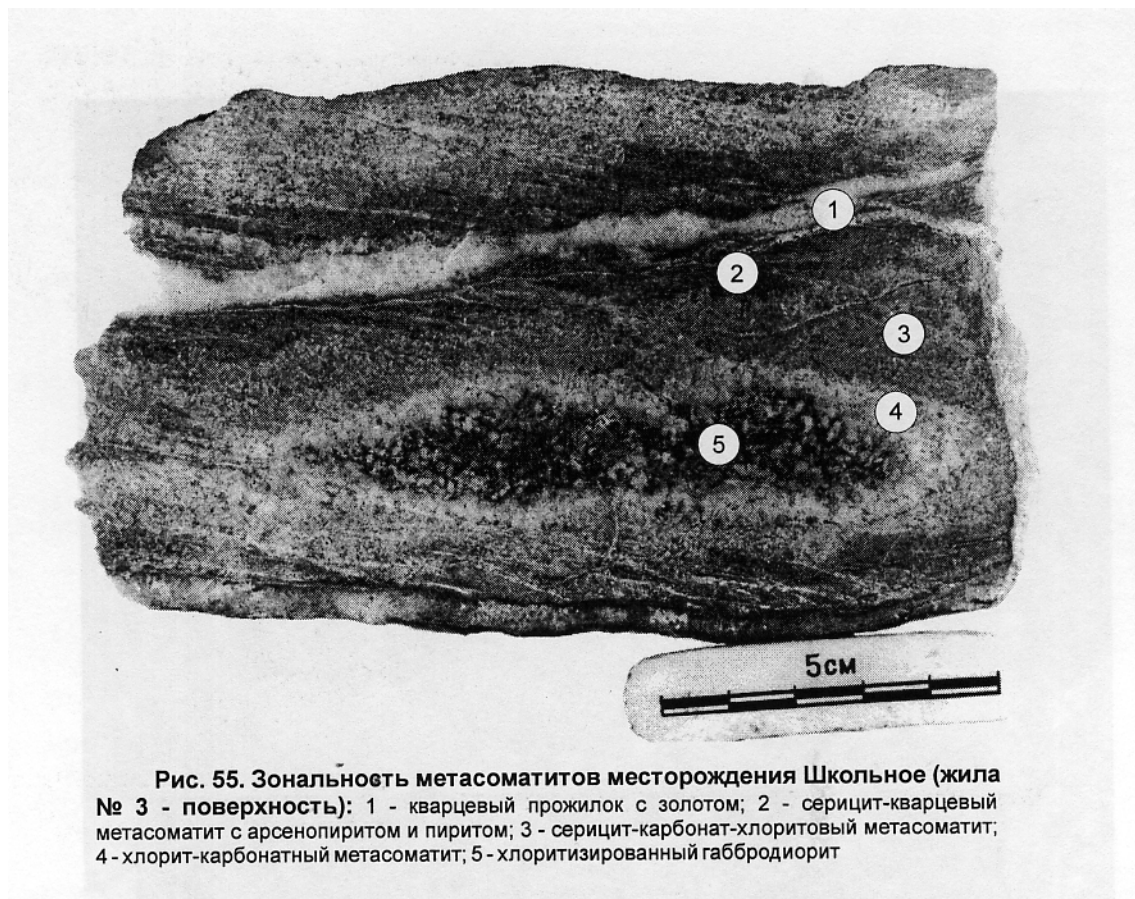
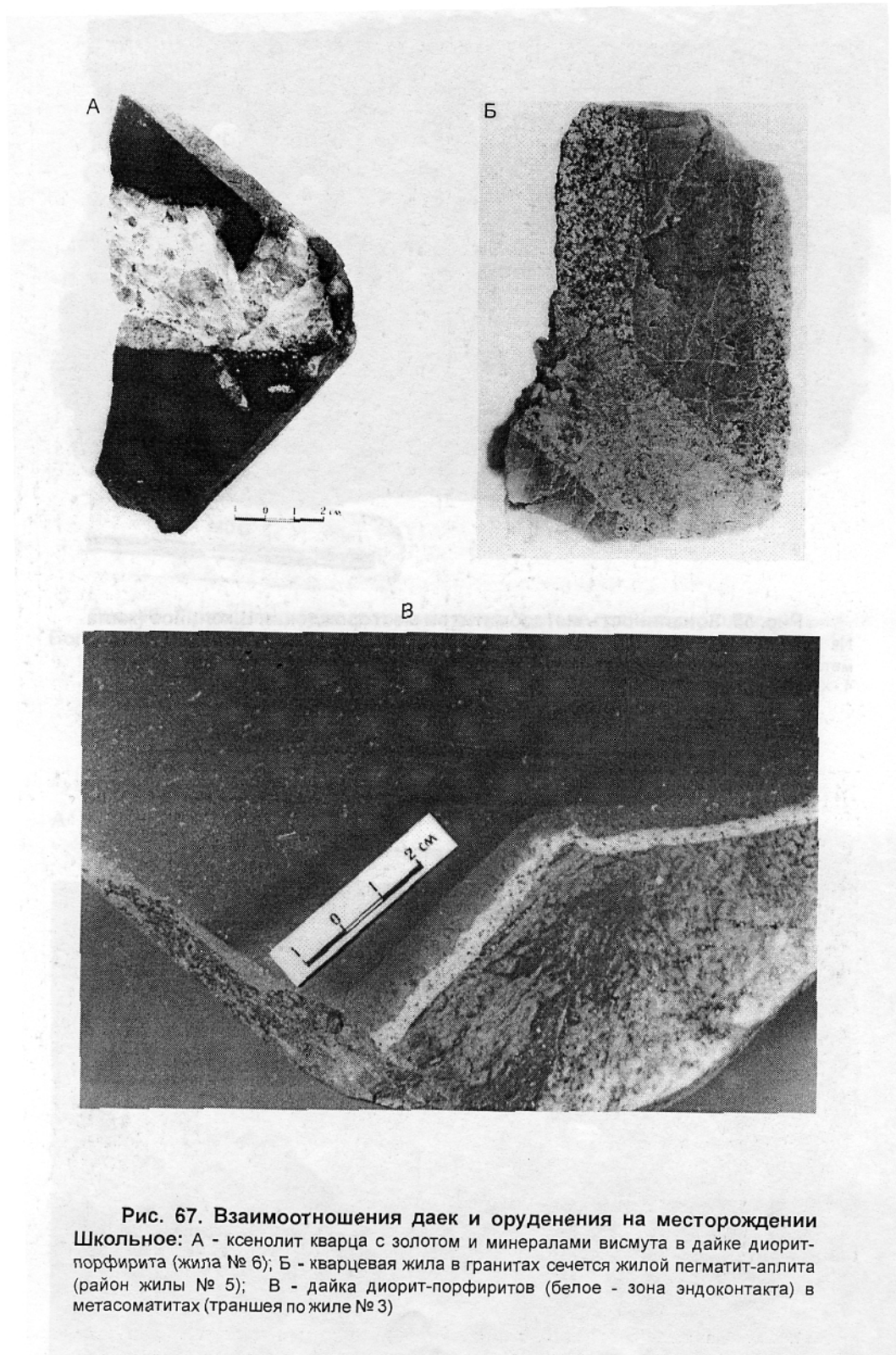


Рис. 53. Самородное золото в образцах из кварцевых жил месторождений Школьное (А) и Хангалас (Б)





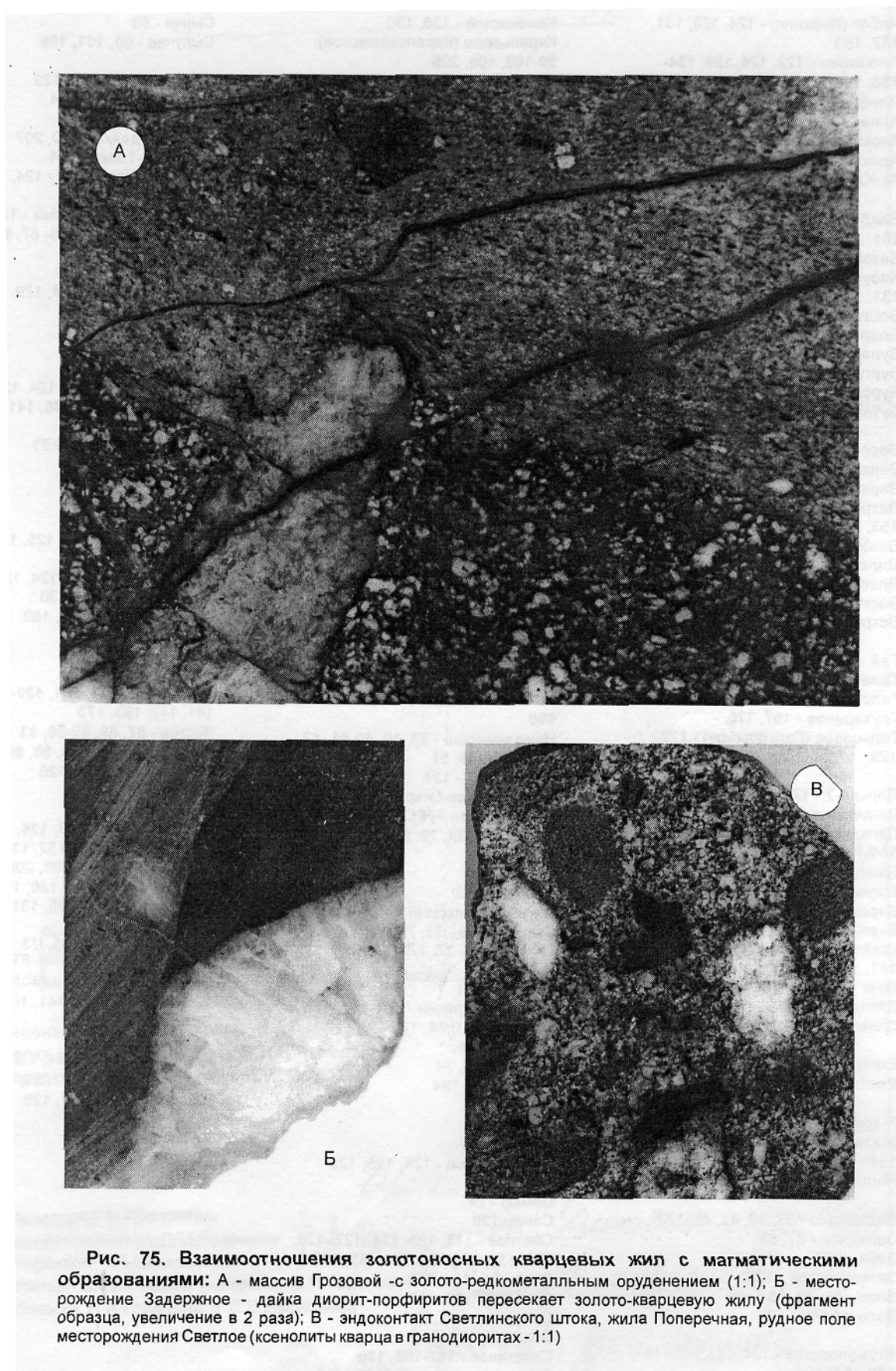


Рис. 75. Взаимоотношения золотоносных кварцевых жил с магматическими образованиями: А - массив Грозовой - с золото-редкометалльным оруденением (1:1); Б - месторождение Задержное - дайка диорит-порфиритов пересекает золото-кварцевую жилу (фрагмент образца, увеличение в 2 раза); В - эндоконтакт Светлинского штока, жила Поперечная, рудное поле месторождения Светлое (кxenолиты кварца в гранодиоритах - 1:1)

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Албот (Верхняя) - 124, 128, 131, 132, 153
 Алешково - 122, 124, 129, **134-135, 157**
 Альфа - 71, 73, 74
 Анна-Эмесхин - 58, **59**
 Аномальное - 87, 88
 Арик - 124, 125, 128, **136-137, 159**
 Ат-Юрях (Ат-Юряхское) - 87, 88
- Бадран - 123, 124, 125, 129, **138, 161**
 Базовское - 124, 125, 129
 Басугуньинское - 124, 126, 129, 131, 141, 173
 Богатырь - 128
 Бодрый - 60
 Булар - 37, 39
 Бургуат - 72, 74
 Буровое - 128
 Бутарное - 124
- Версаль - 124, 126
 Верхнее - 58, **60, 65**
 Верхне-Аркачанское - 56, 58, **60**
 Ветренское - 124, 125, 128, 141, 153, 182
 Вещее - 74
 Вилка - 60
 Власыч - 182
 Восточная дайка - 124, 128, 182
 Встречное - 129
- Гай - 124
 Галечное - 129
 Галочка - 58, **59**
 Глухаринное - 167, 170
 Гольцовое (Гольцовское) - 122, 128
- Дарьял-2 - 124, 128, 141, 142, 158
 Дегдеканское - 173
 Делювиальное (Ченкеленьинское) - 129, **140-141, 164, 173**
 Джарджан - 58
 Джуотукское - 74, **76, 80**
 Дирина-Юрях - 123, 124, 129
 Дора-Пиль - 123, 129
 Дорожное - 123, 124, 127, 128, 141, 142, 182
 Дуэт - 37, 39, 175
 Дябхандья - 56
 Дянышка - 58
- Евгар - 128
 Емельяновское - 72
- Жаркий - 74
 Жданное - 123, 124, 129, **134, 141, 151, 173**
 Жилка - 60
- Задержное - 37, 39, **42, 45, 173**
 Западное - 87, 88
 Заря - 122
 Затеснинское - 128
 Злое - 58, **60, 65**
 Золотой Рог - 129
- Игуменовское - 124, 127, 128, 131, **133-134, 156**
 Илистое - 73, 74
 Имтачанское (Имтачан) - 113, 124, **135, 142, 151**
- Казак - 128
- Каменистое - 128, 130
 Каральвеем (Каральвеемское)- **99-100, 105, 205**
 Кемюсь - 58
 Кизэнг-Юрэх - 73, 74
 Кокарин - 129
 Кольцевой - 129
 Курумское - 39, **42-43, 45, 53**
 Кучекан - 182
 Кыллахское - 72, 73, 74, **75-76**
 Кысылга - 122, 124, 126, 129, **139**
- Лазовское (Лазо) - 124, 127, **135, 157**
 Лазурное - 37, 39
 Ларюковское - 128
 Лево-Дыбинское - 36, 39, **42, 43, 45, 48, 52**
 Лево-Табогинское - 128
- Майское - 98
 Малтан - 129
 Малыш - 122, 124, 131, 141, 142, 173
 Мальдяк - 124, 128, 130, 131
 Мастах - 71, 73, 74, **76**
 Митрей-Онгохта - 124, 129
 Мунулукское - 74
 Мякитское (Мякит) - 124, 131, **140, 141, 164, 173**
- Надежда - 124, 128, 130, 141, 142, 182
 Надежда (Приколымский) - 166, **167, 170**
 Наталка - 124, 125, 128, **137-138, 160**
 Нежданинское - 37, 39, **40-41, 43, 44, 45, 48-49, 51**
 Нетчен-Хая - 124
 Николаевское-Открытое - **60, 64**
 Новая дайка - 128, 130, 182
 Новое - 73, 74, **75, 80**
- Огонек - 74
 Озерное - 98
 Омчак (Омчакское) - 124, 128
 Онкучакское - 73, 74
 Оночаллах - 37, 175
- Павлик - 124
 Пельвунтыкойнен - **101-102, 175**
 Позднее - 73, 74, 129
 Пологое - 74
 Прямое - 73, 74
 Пятилетка - 124
- Раннее - 58
 Рассвет - 74
 Родионовское - 124, 125, 128
- Самыр - 74
 Сана - 129
 Светлое - 113, 123, 124, 127, 128, 130, 131, **132-133, 154-155, 182**
 Снежное - 124, 182
 Совиное - **100, 106**
 Солурское - 73, 74
 Сох - 129
 Сохатиное - **167-168, 170**
 Средне-Ичувеемское - 98, **100-101, 106**
 Среднеканское (Колымское) - 124
 Стахановец - 128
 Стрела - 74
- Сынча - 58
 Сыпучее - 98, **101, 106**
- Талалах - 124, 125, 129
 Тарбаганнахское - 74
 Тахто - 142, 175
 Тенистая дайка - 130, 207
 Травяной-Топкий - 74
 Транспортная дайка - 124, 128, 182
 Трехбогатырская дайка - 124
 Тугучакское (Тугучак) - 87, **88-89, 90, 92, 205**
 Туманное - 173
 Тунгусское - 122, 124, 129
 Туора-Тас - 123
- Улахан-Аурум - 128
 Урасалахское - 74
 Утинское - 113, 122, 124, 125, 128, 130, 131, 132, **135-136, 141, 142, 152, 158, 159**
 Учуй - 124
- Финн - 37, 175
- Халали - 173, 175
 Хангалас - 123, 124, 125, 129, 141, 206
 Хаптагай-Хая - 122, 124, 129
 Хищник - 124, 128, 130
 Холодное - 124, 128, 182
 Хонук - 74
- Челбарья - 182
 Чепак - 122, 124, 131, **139-140, 141, 142, 163, 173**
 Чистое - 87, 88, **89-90, 93**
 Чочимбальское - 56, 58, **60, 65**
 Чугулук - 122, 124, 126
 Чудное - 73, 74
- Школьное - 122, 123, 124, 126, 128, 129, 130, 131, 132, **138-139, 141, 142, 162, 206-207, 208**
 Штурмовское - 124, 128, 141, 182
 Шурик - 124, 127, 128, 131, 141
- Элигер (Элигерское) - 73, 74
 Эмисское - 73, 74
 Эргелях (Эргеляхское) - 123, 124, 126, 129, 131, **140, 141, 163**
 Эстакадное - 74
- Юглер - 113, 123, 124, 128
 Юр- 37, **39-40, 45, 47, 50, 175**
 Юхонджа - 124, 127, 129, **135, 141**
- Яркий - 130

Николай Анатольевич Горячев

ГЕОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ ЖИЛЬНЫХ ПОЯСОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Научное издание

E-mail: goryachev@neisri.magadan.su
Почтовый адрес: 685000 Магадан, ул.Портовая, 16. СВКНИИ ДВО РАН

Отв. редактор
докт. геол.-минерал. наук, профессор **В.И.Гончаров**

Рецензенты:
докт. геол.-минерал. наук **В.И.Шпикерман**
канд. геол.-минерал. наук **Ю.В.Прусс**

Редактор Н.Н.Ахламова
Технич. редактор Л.М.Русакова
Корректор К.В.Стаховская
Компьютерный набор и верстка И.Н.Горячева
Обложка Н.А.Горячева и С.В.Васильева

Изд. Лиц. ПЛД № 52-6 от 02.03.95. Подписано к печати 29.10.98. Формат 70x108/16. Объем 26,33 уч.-изд. л.,
24, 18 усл. п. л. Гарнитура Ариал. Заказ 20. Тираж 300.

Отпечатано в Межинститутском полиграфическом отделе СВНЦ ДВО РАН
685000 Магадан, Портовая, 16.