

УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ АЛМАЗА И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РАН

На правах рукописи

КРАВЧЕНКО АЛЕКСАНДР АЛЕКСАНДРОВИЧ

**Генезис золотоносных докембрийских метабазитов центральной части
Алдано-Станового щита (на примере месторождения им. П. Пинигина)**

25.00.11 – геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых,
минерагения

Диссертация на соискание ученой степени кандидата
геолого-минералогических наук

Научный руководитель – доктор
геолого-минералогических наук
профессор Смелов А.П.

Якутск – 2009

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
Глава 1. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РУДОВМЕШАЮЩИХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИМ. П. ПИНИГИНА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА	
1.1. Тектоническое строение Алдано-Станового щита.....	11
1.2. Геология докембрия центральной части Алдано-Станового щита	17
1.3. Геологическое положение месторождения им. П. Пинигина.....	24
1.3.1. Рудопроявление Притрассовое.....	24
1.3.2. Рудопроявление Кур.....	31
1.4. Выводы.....	33
Глава 2. УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА, ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА РУДОВМЕШАЮЩИХ ОСНОВНЫХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИМ. П. ПИНИГИНА.....	
2.1. Петрология и возраст метабазитов месторождения им. П. Пинигина.....	35
2.1.1. Условия метаморфизма.....	35
2.1.2. Возраст метаморфизма.....	49
2.2. Петрохимия.....	50
2.2.1. Петрохимия рудовмещающих пород месторождения им. П. Пинигина.....	51
2.2.2. Петрохимия метабазитов медведевского комплекса петротипической местности.....	61
2.3. Генетические особенности первичных пород медведевского комплекса.....	66
2.4. Структурно-тектоническое положение метабазитов медведевского комплекса.....	71
2.5. Выводы.....	77
Глава 3. МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ РУД В МЕТАБАЗИТАХ МЕДВЕДЕВСКОГО КОМПЛЕКСА.....	
	79

3.1. Минеральный состав руд.....	80
3.1.1. Химический состав рудных минералов.....	81
3.1.2. Элементы-примеси в рудных минералах	88
3.1.3. Рудное и россыпное самородное золото.....	92
3.2. Последовательность формирования рудных минералов.....	98
3.3. Геохимические особенности руд.....	107
3.4. Выводы.....	117
Глава 4. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ В УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ.....	119
4.1. Геология докембрийских базит-ультрабазитовых гранулитовых комплексов.....	119
4.2. Петрохимия метабазитов и метаультрабазитов.....	128
4.3. Геохимические индикаторы влияния процессов взаимодействия магм на состав и рудоносность метабазитов медведевского комплекса.....	142
4.3.1. Геохимия метабазитов комбинированных даек.....	142
4.3.2. Геохимия вмещающих гранитов и гранитоидов комбинированных даек.....	152
4.4. Роль взаимодействия базитовых и гранитных магм в рудном процессе...	154
4.5. Петрохимия зональных и незональных плагиоклаз-кварцевых рудных обособлений в метабазитах.....	159
4.6. Выводы.....	164
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	166
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ.....	170
ГРАФИЧЕСКОЕ ПРИЛОЖЕНИЕ.....	187

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Проблемы этапов формирования и геодинамики раннедокембрийской континентальной земной коры, а также ее металлогенической специализации в различных по составу и степени метаморфизма структурно-вещественных комплексах имеют актуальное значение при усовершенствовании теоретических основ учения о рудных месторождениях и методологии их прогнозирования и поисков, в частности месторождений благородных и редких металлов в высокометаморфизованных комплексах раннего докембрая. В докембрийских провинциях мира месторождения золота связаны с ультрабазит-базитовыми и вулканогенно-осадочными комплексами зеленокаменных поясов и высокометаморфизованных областей (Шер, 1972, 1974). Их образование сопровождается метаморфическими и метасоматическими преобразованиями рудовмещающих пород. По геологическому и пространственному положению промышленные рудные тела относятся к разным структурно-морфологическим типам (штокверки, ламинарные кварцевые жилы замещения, зоны пластического сдвига). При изменении степени метаморфизма меняются количественные соотношения этих типов (Groves et al., 1992). Вместе с тем, несмотря на значительный объем геолого-поисковых и тематических работ на Алдано-Становом щите, до недавнего времени не было выявлено крупных рудопроявлений золота как в гранит-зеленокаменных, так и гранулито-гнейсовых областях. Только в 2003–2005 годах геологами ГГГП «Алдангеология» в центральной части щита в докембрийских породах основного состава было открыто первое промышленное месторождение золота – им. П. Пинигина.

Детальное изучение геологии, химизма и минералогии руд и рудовмещающих пород месторождения позволит создать научные основы расширения минерально-сырьевой базы благородных металлов за счет высокометаморфизованных базитовых комплексов докембрая – нового

геолого-промышленного типа месторождений золота (прожилково-вкрапленные руды в метабазитах гранулитовой фации) для Алдано-Станового щита и гранулитовых провинций России, и объяснить происхождение ряда россыпных месторождений в центральной части Алдано-Станового щита с не установленными пространственными и генетическими связями с мезозойским щелочным магматизмом (Попов и др., 1999).

Цель и задачи исследования. Цель диссертационной работы заключается в разработке геолого-генетической модели образования месторождений золота в метабазитах гранулитовой фации, нетрадиционных по условиям залегания и минерально-geoхимическому типу для высокометаморфизованных докембрийских комплексов.

Для достижения цели поставлены следующие задачи:

1. Определить геолого-структурное положение и изотопный возраст метабазитов месторождения им. П.Пинигина.
2. Изучить минералогию и химический составrudовмещающих пород и руд.
3. Определить петрохимические и минералогические особенности рудоносных пород и их отличие от близких по составу метабазитов других метаморфических и магматических комплексов гранулитовой фации центральной части Алдано-Станового щита.
4. Выявить масштабы проявления потенциально рудоносного докембрийского основного магматизма в пределах центральной части Алдано-Станового щита и дать оценку его металлогеническому потенциалу.

В основу работы положены результаты личных исследований автора по геологии, петрологии и тектонике месторождения им. П. Пинигина, полученные в период 2003–2009 гг. при выполнении проекта НИР ИГАБМ СО РАН 7.5.1.3. «Условия образования, локализации и природа коренных источников россыпных месторождений алмазов Якутской кимберлитовой провинции; геодинамика становления континентальной коры восточной части Северо-Азиатского кратона» №ГР 0120.0802842, а также грантов РФФИ № 07-

05-00695-а и № 09-05-98528-р_восток_а, проекта ОНЗ РАН 7.10.1 и научно-технических программ Республики Саха (Якутия). Использованы и обобщены материалы проведенных ранее сотрудниками ИГАБМ СО РАН исследований, опубликованные и фондовые данные, имеющие отношение к решению поставленных задач.

Объект исследований: метаморфические комплексы и толщи основного состава центральной части Алдано-Станового щита (Нимнырский гранулит-ортогнейсовый террейн и Амгинская зона тектонического меланжа). Эталонный объект – рудовмещающие породы и руды месторождения им. П. Пинигина.

Фактический материал и методы исследования. При написании работы использованы 1500 шлифов, 120 аншлифов, 740 определений химических составов пород, 460 результатов анализа на благородные металлы, 110 результатов полуколичественного спектрального анализа на редкие элементы, 60 определений редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах, 580 определений состава рудных и нерудных минералов и 240 определений состава самородного золота.

Полный силикатный анализ пород и руд, полуколичественный спектральный анализ на редкие элементы выполнены в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН (г. Якутск). Анализ на полный спектр редких элементов, в том числе РЗЭ, методом ICP-MS в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Определение содержания золота в породах проводилось сцинтилляционным эмиссионным спектральным анализом в ИГХ СО РАН (г. Иркутск). ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст метаморфизма рудовмещающих пород измерялся на масс-спектрометре «Noble gas 5400» фирмы Микромасс в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Анализ химического состава породообразующих минералов и самородного золота выполнен на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro (г. Якутск).

Основным методологическим принципом исследований является историко-геологический подход к решению поставленных задач на основе

комплексного учета геологической, петрологической, минералого-геохимической и изотопно-геохронологической информации. Теоретической базой служат концепции метаморфических фаций и фациальных серий, структурно-петрологического изучения последовательности деформационных и метаморфических событий, методы минералого-геохимической геотермобарометрии и петрохимические методы реконструкции первичной природы метаморфических пород. Все минералогические и петрохимические расчеты и построения выполнялись с помощь компьютерных программ TPF, Minpet и Igpet. Статистическая обработка аналитических данных проводилась с использование программы Statistica.

Защищаемые положения

1. Золотоносные базиты месторождения им. П. Пинигина с ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопным возрастом метаморфизма 1903-1908 млн. лет входят в состав медведевского интрузивного базит-ультрабазитового комплекса. Породы комплекса образуют комбинированные дайки с палеопротерозойскими гранитами и метаморфизованы в гранулитовой фации, что доказывает синколлизионную природу рудоносных пород.

2. Золоторудная минерализация в метабазитах гранулитовой фации месторождения им. П. Пинигина является полигенной и полихронной. Она образована в результате последовательного наложения руд двух генетических типов: пентландит-халькопирит-пирротиновых магматогенных и сульфидно-арсенидных метаморфогенно-гидротермальных руд с золотом и самородным висмутом.

3. По геохимическим параметрам метабазиты месторождения им. П. Пинигина отличаются от метабазитов других гранулитовых и амфиболитовых комплексов центральной части Алдано-Станового щита. Внедрение магматических пород медведевского комплекса сопровождалось не только механическим, но и химическим взаимодействием гранитной и базитовой магм. Влияние корового материала устанавливается по появлению в базитах не характерных для мантийных пород пониженных Nb/U, Ta/U

отношений. При взаимодействии магм произошло перераспределение рудных элементов и обогащение золотом высокожелезистых разностей базитов.

Научная новизна. Впервые доказано, что условия метаморфизмаrudовмещающих пород месторождения им. П. Пинигина соответствуют условиям гранулитовой фации, а по геологическому положению и химическому составу они принадлежат к медведевскому ультрабазит-базитовому комплексу. Установлено, что возраст кульмиационного метаморфизма рудоносных пород 1903 – 1908 млн. лет соответствует времени магматических и метаморфических процессов при коллизии различных террейнов Алдано-Станового щита, а внедрение пород происходило в локальных областях растяжения сдвиговых структур.

Установлен характер распределения петрогенных, редких и редкоземельных элементов метабазитов комплекса. Они соответствуют базальтам толеитовой серии, а золотое оруденение в них приурочено к высокожелезистым разностям. Породы характеризуются дифференцированным спектром распределения РЗЭ со слабо проявленным Eu минимумом и существенно отличаются по этим критериям от метабазитов курумканской, нимнырской и федоровской гранулитовых толщ, унгринского и керакского интрузивных комплексов.

Показано, что золоторудная минерализация носит полигенный и полихронный характер и формируется в результате сочетания магматогенных и метаморфогенно-гидротермальных процессов.

Практическая значимость. Уточнена структурно-возрастная последовательность образования метабазитов докембрия центральной части Алдано-Станового щита и доказан раннедокембрийский возраст золоторудного месторождения и некоторых, рядом расположенных, проявлений золота.

Разработаны геологические, структурные, петрологические и геохимические критерии поисков золоторудной минерализации в метабазитах гранулитовой фации. Результаты исследований вошли в З научно-производственных отчета и использованы производственными организациями

Государственного комитета РС(Я) по геологии и недропользованию при поисковых работах на месторождении им. П. Пинигина, а также использованы при составлении ГМК-200 Дес-Хатыминской площади (листы О-51-ХХIII, -XXIV).

Апробация работы. Результаты исследований изложены в 19 научных публикациях, в том числе 4 в журналах, рекомендованных ВАК («Геология и геофизика» и «Отечественная геология»).

Основные результаты исследований докладывались на Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле в г. Новосибирске (2004 и 2006 гг.), на Всероссийской конференции «Рудогенез и металлогения Востока Азии» в г. Якутске (2006 г.), на Всероссийской конференции с международным участием «Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии» в г. Хабаровске (2007 г.), на Всероссийской конференции «Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя» в г. Санкт-Петербурге (2007 г.) и на региональных конференциях в г. Якутске (2005-2008 гг.), а также Международной конференции «Крупные магматические провинции Азии, мантийные плюмы и металлогения» в г. Новосибирске (2009 г.).

Объем и структура. Диссертация состоит из введения, 4-х глав, заключения, графического приложения. Общий объем работы – 187 страниц машинописного текста, в том числе 55 рисунков, 24 таблицы и библиографический список из 158 наименований.

Благодарность. Автор выражает глубокую благодарность и искреннюю признательность к.г.-м.н. В.И. Березкину, к.г.-м.н. Н.В. Попову, д.г.-м.н. А.Э. Изоху, д.г.-м.н. О.М. Туркиной, к.г.-м.н. В.В. Алпатову, д.г.-м.н. В.С. Шкодзинскому, д.г.-м.н. А.В. Округину, В.Г. Амарскому, Д.В. Утробину, В.Ф. Тимофееву, к.г.-м.н. М.Н. Шапориной, к.г.-м.н. Е.А. Савиной, к.г.-м.н. А.Н. Зедгенизову, В.Н. Добрецову, чьими консультациями, полезными советами и замечаниями он пользовался при написании работы. Автор благодарен сотрудникам лаборатории физико-химических методов анализа

ИГАБМ СО РАН, которыми выполнен большой объем аналитических исследований. С теплотой автор вспоминает многочисленные консультации и советы д.г.-м.н. В.А. Амузинского.

При выполнении исследований и подготовке диссертации автору постоянно оказывал разнообразную и действенную помощь научный руководитель – доктор геолого-минералогических наук, профессор А.П. Смелов, которому автор выражает глубокую и искреннюю признательность.

Глава 1. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РУДОВМЕШАЮЩИХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИМ. П.ПИНИГИНА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

1.1. Тектоническое строение Алдано-Станового щита

При изучении выступов кристаллического фундамента Сибирской платформы, и в частности Алдано-Станового щита, использовалось множество методических подходов к их стратиграфическому расчленению и тектоническому районированию. Согласно общеизвестным тектоническим схемам, в составе Алдано-Станового щита выделяются структурные этажи, блоки, складчатые зоны, провинции, области, структурно-формационные зоны, мобильные пояса, кратоны и т.д. (Неелов и др., 1971; Геология СССР, 1972; Ранний докембрий..., 1986; Эволюция раннедокембрийской..., 1987; Докембрийская геология..., 1988 и др.), реконструкции которых базируются на разных принципах: формационном, метаморфическом, структурном и т.д., отражая тем самым различные этапы проявления тех или иных эндогенных процессов. В данном разделе описываются и, по возможности полно, сопоставляются площади распространения и границы известных главных тектонических элементов, соответствующие в традиционном понимании центральной части Алдано-Станового щита.

Крупнейший выступ фундамента Сибирской платформы – Алдано-Становой щит (Неелов и др., 1971; Смелов, 1996) – граничит на юге с мезозойской Монголо-Охотской складчатой областью по одноименной системе разломов и перекрыт на севере чехлом платформенных отложений. Западная граница щита проходит по Жуинскому и Витимо-Нечерскому разломам, отделяющим его от протерозойской Байкало-Патомской складчатой области. В состав щита включаются обширные выходы кристаллических образований, метаморфизованных в широком диапазоне температур и давлений (от гранулитовой до зеленосланцевой фаций), для которых на основании

накопленных к настоящему моменту геологических и изотопно-геохронологических данных устанавливается архейский и протерозойский возраст большинства слагающих их структурно-вещественных комплексов (Ранний докембрий..., 1986; Эволюция раннедокембрийской..., 1987; Докембрийская геология..., 1988; Древнейшие породы..., 1989; Попов и др., 1996).

В основу существующих представлений о геологии, тектонике и петрологии положены классические исследования Д.С. Коржинского (1936), который в результате пересечения по р. Тимптон в 1930–1931 гг. выделил иенгрскую, тимптонскую и джелтулинскую серии гранулитовых метаморфических пород. Эта стратиграфическая схема в период с 1955 по 1966 г. была использована при среднемасштабном геологическом картировании геологами Южно-Якутской экспедиции Якутского геологического управления: А.И. Брейдо, И.Д. Ворона, С.Е. Карпов, Ф.Р. Леонова, Г.Ю. Лагздина, В.А. Луконина, В.В. Ляхницкий, Л.Н. Малков, Л.М. Минкин, В.А. Мокроусов, Б.А. Сикач, В.К. Солецкая, М.В. Сухин, Л.М. Реутов, Н.С. Телега, И.М. Фрумкин, В.В. Юшманов, Н.М. Язков и Алданской экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста: В.В. Архангельская, Г.Б. Гиммельфарб, М.З. Глуховский, В.И. Гольденберг, Т.С. Долгих, Н.Д. Зленко, А.Г. Кац, Ю.Б. Казмин, В.А. Самозванцев, Н.С. Шпак (Геологическая карта, 1960; Ворона и др., 1970).

В работах Ю.К. Дзевановского, А.Н. Зедгенизова, В.А. Кудрявцева, Е.М. Лазько, Е.П. Миронюка, В.А. Мокроусова, Л.М. Реутова, Н.Г. Судовикова, Н.В. Фроловой, И.М. Фрумкина, Р.Ф. Черкасова, Н.С. Шпак и др. схема была дополнена и детализирована, показано, что центральная часть Алдано-Станового щита характеризуется блочным строением. Блоки отличаются друг от друга типом породных ассоциаций (формаций) или их сочетаниями. Современное расположение блоков контролируется разломами, объединяемыми в Джугджуро-Становую (Становую), Амгинскую и Тыркандинскую системы (Разломная тектоника..., 1976).

Тектоническое районирование Алдано-Станового щита, как и других архейских провинций, основано на различиях в вещественных характеристиках слагающих его комплексов, последовательности и условиях проявления в них эндогенных процессов и характере главных структур. В соответствии с этими принципами наиболее существенные различия обнаруживают два крупных домена: Чаро-Алданский и Становой (рис. 1). Граница между этими крупными блоками раннедокембрийской коры – Становой структурный шов. Северный Чаро-Алданский домен описан в литературе как Алданский и (или) Витимо-Алданский щит (Неелов и др., 1971; Докембрийская геология..., 1988 и др.).



Рис. 1. Схема тектонического районирования Алдано-Станового щита по А.Н. Неелову и др. (1971).

Чаро-Алданский домен: ОГЗО – Олекминская гранит-зеленокаменная область, АГГО – Алданская гранулито-гнейсовая область, БГЗО – Батомгская гранулит-зеленокаменная область. Становой домен. Обрамляющие складчатые области: БПСО – Байкало-Патомская, МОСО – Монголо-Охотская. Главные сутуры: Ж – Жунская, А – Амгинская, У – Улканская, С – Становая, М – Монголо-Охотская

В соответствии с различиями в вещественном составе и степени метаморфизма пород, а также характере интрузивного магматизма, Чаро-Алданский домен разделяется на три главных элемента: Алданскую гранулит-гнейсовую область и расположенные соответственно к западу и востоку от нее Олекминскую и Батомскую гранит-зеленокаменные области (рис. 1).

Алданская ГГО сложена блоками гранулитов с различными термодинамическими режимами метаморфизма (Кицул, 1971). С учетом фации глубинности и состава супракrustальных толщ И.М. Фрумкин (1971) предложил за центральную часть Алдано-Станового щита принять площадь, ограниченную на западе Борсалинским, на востоке Тыркандинским, а на юге Становым разломами, на севере перекрывающим щит осадочным чехлом Сибирской платформы (рис. 2).

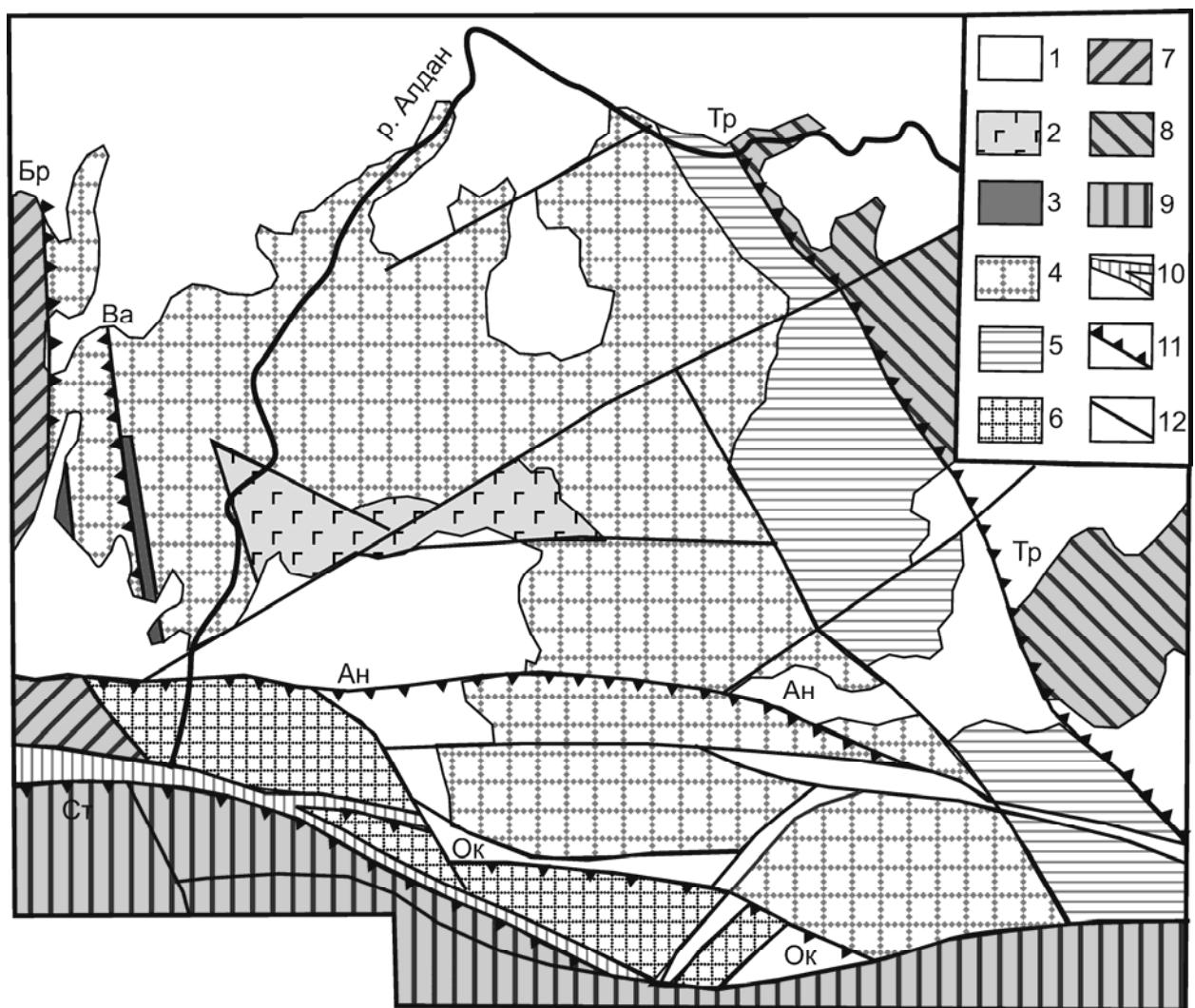


Рис. 2. Схема геологического строения центральной части Алдано-Станового щита по И.М. Фрумкину (1971) с уточнением автора:

1 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения мезозоя, палеозоя, протерозоя; 2–9 – кристаллический фундамент: 2–6 – структурно-вещественные комплексы центральной части щита: 2 – унгринский, 3 – субганский, 4 – иенгрский, 5 – тимптоно-джелтулинский, 6 – курультино-гонамский комплекс; 7–9 – другие структурно-вещественные комплексы гранулитовой фации метаморфизма: 7 – западной и 8 – восточной частей щита; 9 – Станового домена; 10 – зоны диафторитов; 11 – разломы и надвиги: докембрийские: Бр –

Борсалинский, Ва – Верхнеамгинский, Тр – Тыркандинский; мезозойские: Ан – Анамжакский, Ок – Окурандский, Ст – Становой; 12 – прочие разломы

Исследованиями последнего десятилетия доказано, что в строении Алдано-Станового щита значительную роль играют раннепротерозойские гранулитовые комплексы, а также фрагменты земной коры, сложенные гранит-зеленокаменными образованиями как архейского, так и раннепротерозойского возраста (Smelov, Timofeev, 2007). Установлено широкое развитие глубинных надвигов, тектонических покровов и крупных сдвигов. Эти и многие другие данные указывают на необходимость поиска новых подходов к анализу строения докембрийских провинций. Одним из них является адаптация и уточнение основных положений террейнового анализа применительно к специфике геологического строения полиметаморфических областей. Правомочность такого подхода обосновывается находками офиолитов с возрастом 1,8 – 1,9 млрд. лет в Центральной Аризоне (Dann, Bowring, 1997) и на Канадском щите (St-Onge et al., 1997), эклогитов подобного возраста в Гренландии (Nutman, Friend, 1992) и на Алдано-Становом щите (Smelov, Beryozkin, 1993), что, возможно, свидетельствует о проявлении механизмов тектоники литосферных плит в данное время (Теркот, Шуберт, 1985).

Методика террейнового анализа применительно к докембрийским провинциям заключается в выделении террейнов, перекрывающих их осадочных и осадочно-вулканогенных и «сшивающих» (магматических и метаморфических) образований (Смелов, Тимофеев, 2003). Применение термина «террейн» к крупным (десятки и первые сотни километров в поперечнике) раннедокембрийским тектоническим единицам, ограниченным разломами и различающимся по своим геологическим характеристикам, а также истории геологического развития, представляется правомерным. Если отвлечься от глубокого метаморфизма горных пород, то видно, что общий мозаичный узор раннедокембрийской структуры во многом сходен со структурами некоторых фанерозойских орогенных поясов, в частности, структурами «мозаично-блокового» строения, такими как палеозойские

структуры Центрального Казахстана или мезозоиды Северо-Востока России (Парфенов, Кузьмин, 2001). Раннедокембрийские террейны, как и в фанерозойских орогенных поясах, могут объединяться в составной террейн и супертеррейн. Террейны разделяются зонами тектонического меланжа, в пределах которых тектонически совмещены пластины, сложенные породами смежных террейнов, а также породами нижних горизонтов земной коры, представленных гранулитами повышенных давлений. Все эти породы претерпели повторный высокотемпературный метаморфизм. К зонам меланжа обычно приурочены анортозиты. На Алдано-Становом и Анабарском щитах подобные зоны меланжа шириной до нескольких десятков километров, разделяющие блоки (террейны) гранулитов различного состава, описаны как глубоко эродированные зоны разломов (Лутц, Оксман, 1990).

Типизация террейнов базируется на их вещественном составе. При тектоническом районировании выделяются гранит-зеленокаменные, тоналит-трондьемитогнейсовые, парагнейсовые, гранулит-ортогнейсовые, гранулит-парагнейсовые террейны, состав которых отражает различные геодинамические условия их формирования и последующей эксгумации. В пределах Алдано-Станового щита выделяется пять подобных террейнов. На территории республики обнажаются Западно-Алданский гранит-зеленокаменный составной террейн, Центрально-Алданский и Восточно-Алданский супертеррейны, разделенные зонами тектонического меланжа (рис. 3). Южнее, в пределах Читинской, Амурской областей и Хабаровского края расположены Тындинский тоналит-трондьемитогнейсовый составной террейн и Чогарский гранулит-ортогнейсовый террейн (Смелов и др., 2001).

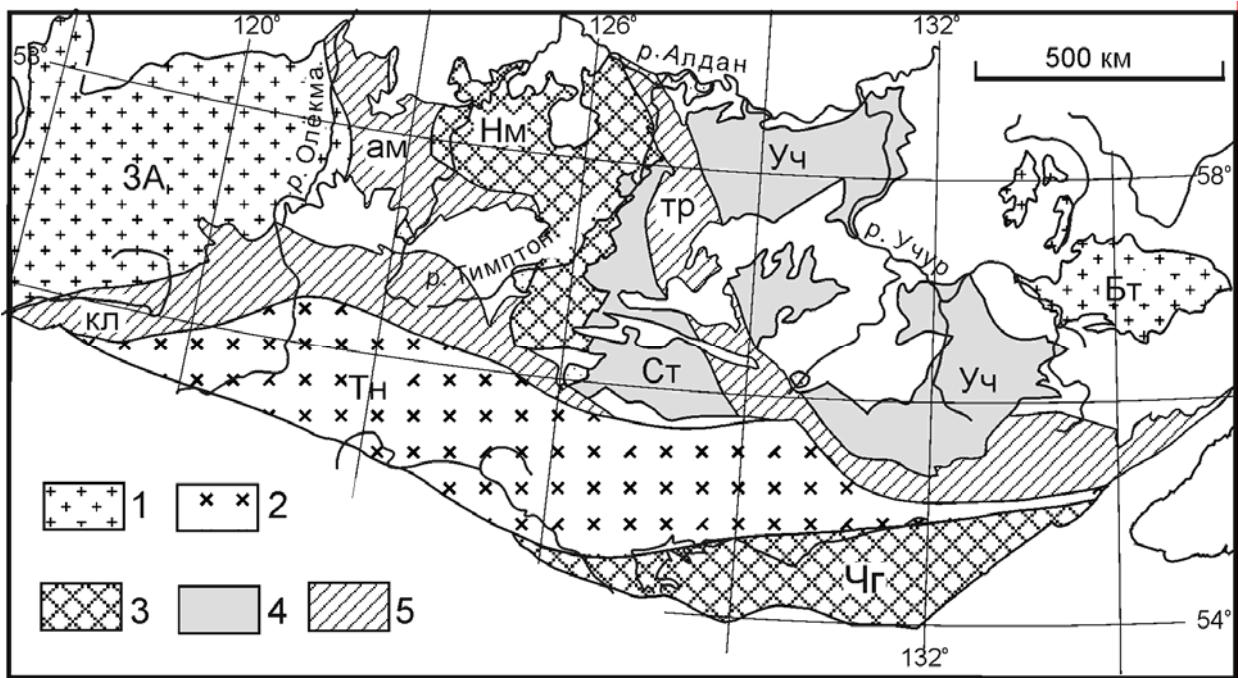


Рис. 3. Карта террейнов Алдано-Станового щита (Смелов и др., 2001):

1 – 4 – терреины: 1 – гранит-зеленокаменные (ЗА – Западно-Алданский, Бт – Батомгский), 2 – тоналит-трондемитогнейсовые (Тн – Тындинский), 3 – гранулит-ортогнейсовые (Нм – Нимнырский, Чг – Чогарский), 4 – гранулит-парагнейсовые (Ст – Сутамский, Уч – Учурский); 5 – зоны тектонического меланжа (ам – Амгинская, кл – Каларская, тр – Тыркандинская)

1.2. Геология докембрия центральной части Алдано-Станового щита

Центральная часть Алдано-Станового щита в географическом понимании включает метаморфические и магматические комплексы Центрально-Алданского супертерреяна, Амгинской и отчасти Каларской зон тектонического меланжа – геологических образований, сформированных в результате коллизии (столкновения) различных по возрасту и составу террейнов на рубеже 1,9 млрд. лет (рис. 4).

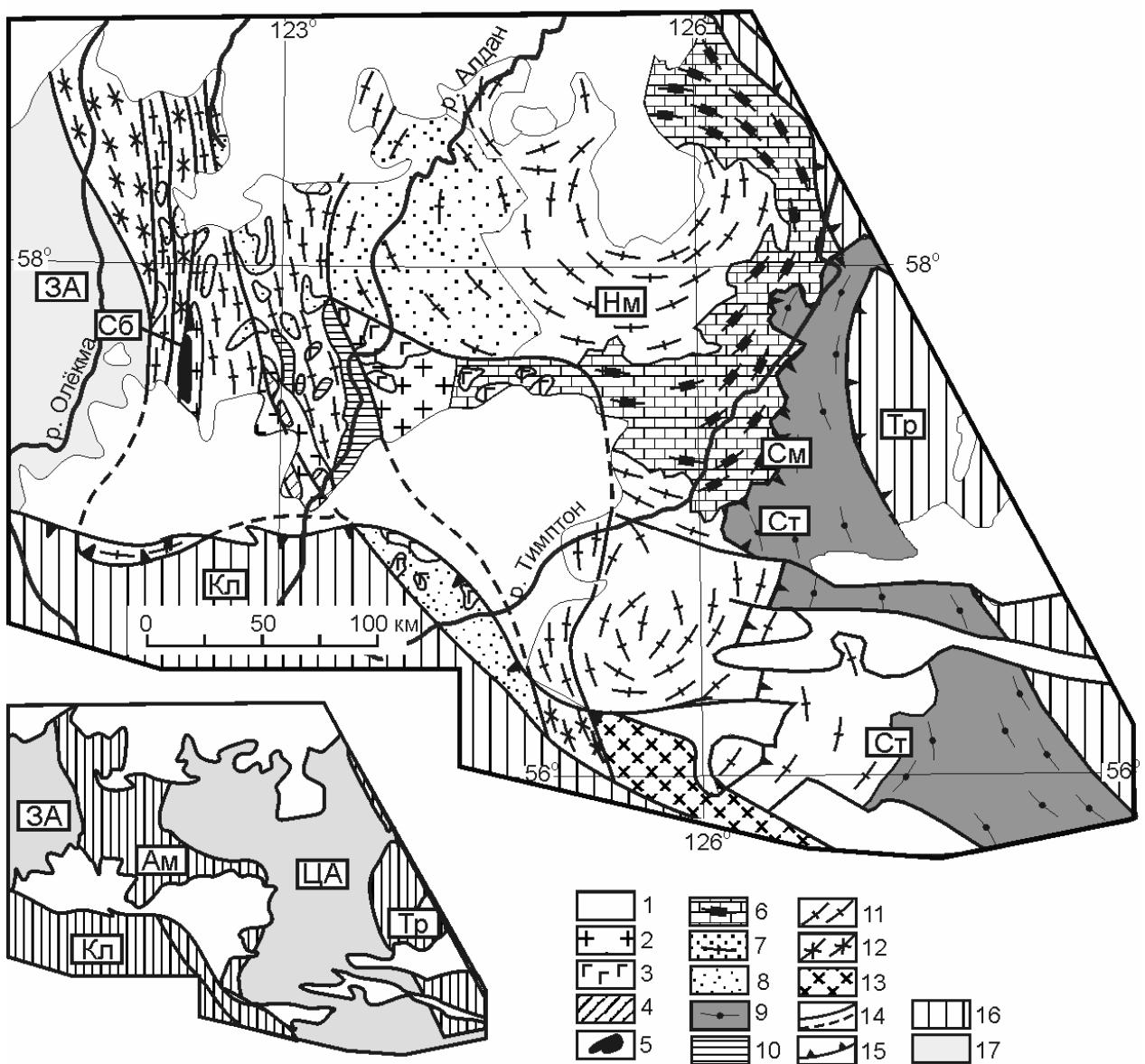


Рис. 4. Структурно-вещественная схема центральной части Алдано-Станового щита (Смелов и др., 2001):

1 – чехол Сибирской платформы; 2 – сшивающие раннепротерозойские граниты; 3 – раннепротерозойские метагаббро-диориты (унгринский комплекс); 4 – тектонические клинья раннепротерозойских зеленокаменных образований; 5 – тектонические клинья позднеархейского субганского зеленокаменного комплекса; 6–8 – гранулито-гнейсовые образования с раннепротерозойскими протолитами: 6 – плагиогнейсы, реже кристаллические сланцы с прослоями диопсидовых, диопсид-флогопитовых пород и кальцифиров (федоровская толща), 7, 8 – высокоглиноземистые гнейсы и кварциты с линзами карбонатных пород (7 – курумканская, 8 – чугинская толщи); 9, 10 – гранулито-гнейсовые образования с архейскими протолитами – высокоглиноземистые гнейсы и кварциты с линзами карбонатных пород (9 – сеймская, 10 – амединская толщи); 11–13 – архейские и раннепротерозойские ортогнейсовые образования: 11 – гранитогнейсы и гнейсивидные граниты, 12 – тоналит-трондьемитовые гнейсы (олекминский комплекс), 13 – диоритогнейсы с телами амфиболитов; 14 – разломы; 15 – надвиги; 16 – зоны тектонического меланжа; 17 – террейны. Заглавными буквами подписаны соответствующие условным обозначениям тектонические единицы: ЗА, ЦА, Нм, Ст – соответственно Западно-Алданский, Центрально-Алданский, Нимнырский, Сутамский

террейны; Ам, Кл, Тр – соответственно Амгинская, Каларская, Тыркандинская зоны меланжа; Сб – Субганский комплекс; См – Сеймский надвиг

Центрально-Алданский супертеррейн состоит из Нимнырского и Сутамского террейнов, разделенных Сеймским надвигом. Надвиг трассируется интенсивно рассланцованными в условиях гранулитовой фации «карандашными гнейсами». Возраст надвига 2,3–1,9 млрд лет (Горохов и др., 1981; Дук и др., 1989).

Нимнырский гранулит-ортогнейсовый террейн располагается в западной части супертеррейна. Структурный план террейна определяется широким развитием гранитогнейсовых куполов (рис. 4). Наиболее крупным является Тимптонский купол, расположенный в северной части террейна (Ранний докембрий..., 1986). Ядра куполов слагают ортогнейсы инфракrustального комплекса (Дук и др., 1975), представленные гранито-, чарнокито- и эндербитогнейсами с телами амфиболитов и занимающие более 50% площади террейна – породы иенгрского комплекса (рис. 2). Плечи куполов сложены парагнейсовым супракrustальным комплексом, который представлен двумя ассоциациями пород. Первая ассоциация – куруманская толща, включает кварциты и высокоглиноземистые гнейсы, с линзами кальцифиров, железистых кварцитов (породы иенгрского комплекса (рис. 2, 4)) (Ранний докембрий..., 1986; Докембрийская геология..., 1988). Вторая ассоциация – федоровская толща, представлена амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, диопсид-амфиболовыми, двупироксен-амфиболовыми плагиогнейсами, реже сланцами с прослоями и линзами диопсидовых, флогопит-диопсидовых пород и кальцифиров (тимптоно-джелтулинский комплекс (рис. 2)) (Петрова и др., 1975; Великославинский, 1976; Черкасов, 1978; Березкин, Кицул, 1979; Петрова, Смирнова, 1982).

Изучение Sm-Nd изотопии в высокоглиноземистых гнейсах (химический состав близок к пелитам и алевролитам) и чередующихся с ними биотит-гиперстеновых плагиогнейсах (химический состав соответствует туфам и грауваккам) показало, что протолиты первых образовались в результате

разрушения пород с модельным Nd возрастом 2,85–3,06 млрд. лет, а протолиты вторых – за счет пород с возрастом 2,33–2,4 млрд. лет (Ковач и др., 1995). Таким образом, устанавливается, что возраст курумканской толщи (куруманская свита иенгрской серии – верхнеалданской подсерии по Л.В. Травину (1977) и Л.И. Салопу (1982)) не древнее 2,3–2,4 млрд. лет. Породы федоровской толщи были образованы при метаморфизме протолитов с модельным Nd возрастом 2,1–2,3 млрд. лет (Ковач и др., 1995). Нижний возрастной предел проявления гранулитового метаморфизма курумканской толщи определяется в 2,3 млрд. лет, а федоровской – в 2,15 млрд. лет. Учитывая близость условий гранулитового метаморфизма двух толщ (Ранний докембрий..., 1986) можно предположить, что наиболее интенсивные совместные преобразования были проявлены после 2,15 млрд лет. Верхний возрастной предел высокотемпературного метаморфизма определяется внедрением аплитовидных гранитов с возрастом $1,9 \pm 0,15$ млрд. лет (Сальникова, 1993). По последним данным (Великославинский и др., 2006), полученным U-Pb методом по циркону, возраст кристаллизации метаандезитобазальтов федоровской толщи равен 2006 ± 3 млн. лет. Диафторез амфиболитовой фации и сопровождающий его метасоматоз датируются в 1,9–1,8 млрд. лет (Мурзаев, 1969; Михайлов, Левченков, 1971; Пожарицкая и др., 1973).

Сутамский гранулит-парагнейсовый террейн расположен в восточной части супертерреяна. Структурный план терреяна определяется линейными субдолготными складками. 40% площади терреяна приходится на долю гранито- и эндербитогнейсов инфракrustального комплекса (Докембрейская геология..., 1988). 60% площади терреяна сложены породами сеймской толщи супракrustального комплекса (тимптоно-джелтулинского (рис. 2, 4)). Последняя на 80 % представлена ассоциацией гранат-биотитовых гнейсов и плагиогнейсов, иногда силлиманит- и кордиеритсодержащих, среди которых присутствуют гиперстен-биотитовые, двупироксеновые, диопсид-амфиболовые плагиогнейсы. Отмечаются кварциты, известково-силикатные породы и

кальцифиры. Примерно 20 % толщи слагают двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые, редко оливин-двупироксеновые кристаллические сланцы и магнетитовые кварциты (Докембрийская геология..., 1988).

Sm-Nd данные показывают, что возраст источников для парагнейсов определяется интервалом 2,5–2,9 млрд. лет, а для ортогнейсов – около 3,0 млрд. лет (Ковач и др., 1996, Шемякин и др. 1998).

Амгинская зона тектонического меланжа отделяет Центрально-Алданский супертеррейн от расположенных к западу и югу от него соответственно Западно-Алданского и Тындинского террейнов и «срезает» Каларскую зону тектонического меланжа (рис. 4). В плане она имеет дугообразную форму. Структурный план зоны определяется широким развитием надвиговых и сдвиговых структур, а также сопряженных с ними систем складок, ориентировка которых подчинена простиранию зоны (Сальникова, 1993). В пределах зоны картируются комплексы, существенно различающиеся по составу, возрасту и степени метаморфизма. Наибольшим распространением пользуются гранитогнейсы, метаморфизованные в условиях от гранулитовой к амфиболитовой фации, в меньшей мере тоналит-трондьемитогнейсы и мигматиты метаморфизованные в амфиболитовой фации. Закартированы парагнейсовые образования, тектонические клинья зеленокаменных поясов архейского и раннепротерозойского возраста, дифференцированные массивы габбро-диорит-плагиогранитного состава (унгринский комплекс), в западной части зоны – будины измененных эклогитов. «Сшивающие» зону образования представлены гранитами и пегматитами. Парагнейсовый комплекс представлен чугинской, амединской толщами гранулитовой фации и федоровской толщей амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Наиболее широко распространена чугинская толща, не имеющая аналогов в смежных террейнах. Она сложена гранат-биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами, кварцитами, карбонатными породами, биотитовыми, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми и диопсид-амфиболовыми плагиогнейсами и кристаллическими сланцами. Диопсид-амфиболовые, реже амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотитовые,

двутироксен-амиболовые плагиогнейсы и сланцы залегают в чередовании с гранат-биотитовыми, гранат-силлиманит-биотитовыми плагиогнейсами, линзами кварцитов, известково-силикатных пород и кальцифиров. Амединская толща распространена в центральной части зоны, сложена кварцитами и высокоглиноземистыми гнейсами с линзами известково-силикатных пород и кальцифиров, среди которых присутствуют редкие тела основных кристаллических сланцев. Ассоциации и составы пород схожи с курумканской толщей (Ранний докембрий..., 1986). Федоровская толща располагается в восточной части зоны и аналогична таковой Центрально-Алданского супертеррейна.

Возраст гранитогнейсов составляет 2,4–2,5 млрд. лет, а ассоциирующих с ними пегматоидных гнейсогранитов – 2,2 млрд. лет (Сальникова, 1993). Тоналит-трондьемитовые гнейсы и мигматиты, широко распространенные в Западно-Алданском террейне, имеют возраст 2,8 млрд. лет. Будины измененных эклогитов с модельным возрастом 2,4 млрд. лет характеризуются временем регressiveного метаморфизма амфиболитовой фации 1,9 млрд. лет (Smelov, Belyozkin, 1993). Согласно Sm-Nd данным, возраст источников гранат-биотитовых и гранат-кордиерит-биотитовых плагиогнейсов и мигматитов (метаграувакки) чугинской толщи составляет 2,3–2,4 млрд. лет (Ковач и др., 1995). Источниками протолитов высокоглиноземистых гнейсов и мигматитов амединской толщи служили породы с возрастом 3,6–3,3 млрд. лет (Ковач и др., 1995).

В позднем протерозое рассмотренные Центрально-Алданский супертеррейн и Амгинская зона тектонического меланжа подверглись дисперсии с внедрением даек диабазов и долеритов.

Каларская зона тектонического меланжа отделяет Западно-Алданский гранит-зеленокаменный составной террейн и Центрально-Алданский супертеррейн от расположенного к югу Тындинского тоналит-трондьемитогнейсового составного террейна, протягивается в широтном направлении на 650 км при ширине 50–150 км. Структурный план зоны

определяется широким развитием глубинных надвигов, сдвигов и сопряженной с ними складчатости. Зона состоит из большого количества тектонических пластин, сложенных разнообразными по составу, возрасту и условиям метаморфизма комплексами: гранулиты Хани-Курультинского, Зверевского и Иенгрского блоков, ортогнейсы тоналит-трондьемитового состава, архейские и раннепротерозойские зеленокаменные пояса, автономные аортозиты (Березкин, Смелов, 1997), граниты. К центральной части щита относятся структурно-вещественные комплексы Зверевского и Иенгрского блоков, а также зеленокаменные образования Чульманского и сохранившегося фрагментарно Холодниканского поясов (Смелов и др., 2001).

Гранулиты блока Зверева представлены диоритогнейсами, эндербитогнейсами и амфиболитами с линзами и прослоями парагнейсов. Кульминационные условия метаморфизма соответствуют биотит-гиперстен-ортоклазовой субфации биотит-силлиманит-ортоклазовой фации. Судя по магнезиальности граната из гнейсов в ассоциации с силлиманитом и/или гиперстеном, равной 39–41 %, метаморфизм проходил в более глубинных условиях, чем в Хани-Курультинском блоке при $T=800\text{--}900^{\circ}\text{C}$ и $P=7,5\text{--}9,0$ кбар. Двутироксеновые кристаллические сланцы имеют возраст $3,0\pm0,10$ млрд. лет, метагаббро – $2,90\pm0,09$ млрд. лет, эндербитогнейсы – 2,7 млрд. лет.

Парагнейсы Иенгрского блока имеют следы метаморфизма раннепротерозойского возраста. Pb-Pb методом цирконы из кварцитов и амфиболитов датированы 2,38–1,8 млрд. лет (Смелов и др., 2001). Ортогнейсовый комплекс амфиболитовой фации, тектонически совмещенный с блоками гранулитов, представлен биотитовыми плагиогнейсами тоналит-трондьемитового состава, которые имеют позднеархейский возраст, так как большинство значений изотопного возраста цирконов, полученных Pb-Pb методом, укладывается в интервал 2,8–2,5 млрд. лет, и близки к датировкам тоналит-трондьемитовых гнейсов Западно-Алданского и Тындинского террейнов.

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

1.3. Геологическое положение месторождения им. П.Пинигина

Месторождение золота им. П. Пинигина расположено в пределах Нимнырского террейна на границе с Амгинской зоной тектонического меланжа и включает рудопроявления Кур и Притрассовое и расположенную между ними площадь (рис. 5). Учитывая слабую обнаженность района при характеристике геологического строения месторождения, наряду с собственными наблюдениями, широко использовались результаты наблюдений в горных выработках (канавы, скважины), полученные при поисково-ревизионных и поисковых работах геологами ГГГП «Южякутгеология» и «Алдангеология» С.Б. Торопыгиным, В.Г. Амарским и др. в период с 2000 года по 2003 год.

1.3.1. Рудопроявление Притрассовое

В геологическом строении проявления золота Притрассовое принимают участие докембрийские ортогнейсы нимнырской толщи (инфракrustальный комплекс по В.Л. Дуку и др. (Ранний докембрий..., 1986)), метаморфические образования курумканской и федоровской толщ (супракrustальный комплекс), разновозрастные интрузивные магматические породы, четвертичные отложения (рис. 6).

Ортогнейсы занимают всю северо-восточную часть площади рудопроявления и в виде узкой полосы протягиваются в северо-западном направлении в его центральной части. Они представлены гиперстеновыми и биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами, содержащими прослои и линзы гиперстеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев, редкие прослои

двутироксеновых, диопсидовых, биотитовых и графит-гиперстеновых пластигнейсов.

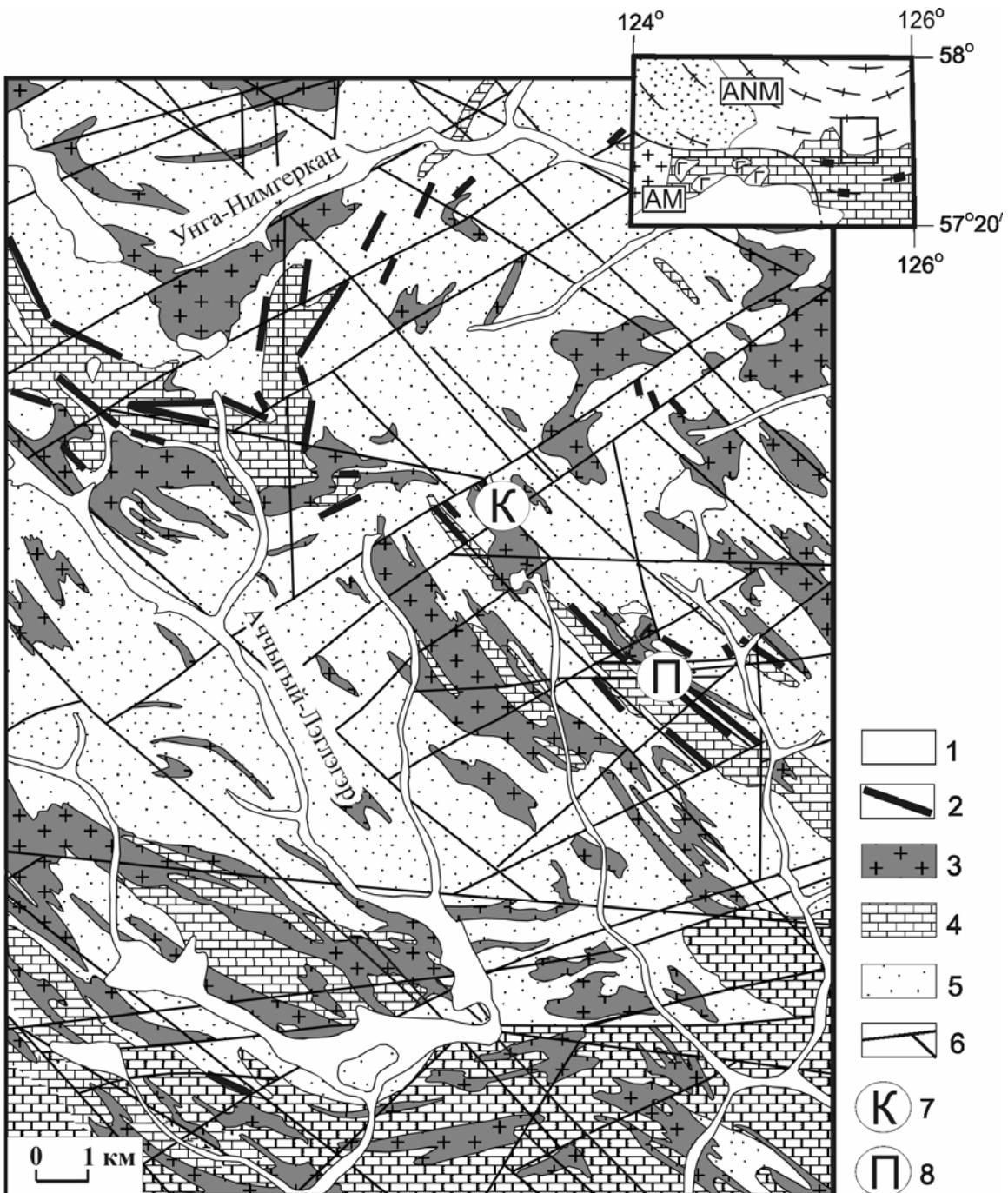


Рис. 5. Схематическая геологическая карта южной части Нимнырского террейна (Леглиерский участок) по С.Б. Торопыгину с дополнениями:

1 – четвертичные отложения; 2 – ультраосновные кристаллические сланцы оливин-тироксен-роговообманкового состава, согласные тела оливиновых горнблендитов, меланократовых роговообманковых метагаббро и метаноритов; 3 – гнейсовоидные граниты; 4 – федоровская толща; 5 – нерасчлененные курумканская толща и ортогнейсы; 6 – разломы; 7–8 – положение рудопроявлений Кур (7) и Притрассовое (8) месторождения им. П.Пинигина. На врезке прямоугольным контуром показан фрагмент рис. 4 – площадь, которую охватывает рис. 5

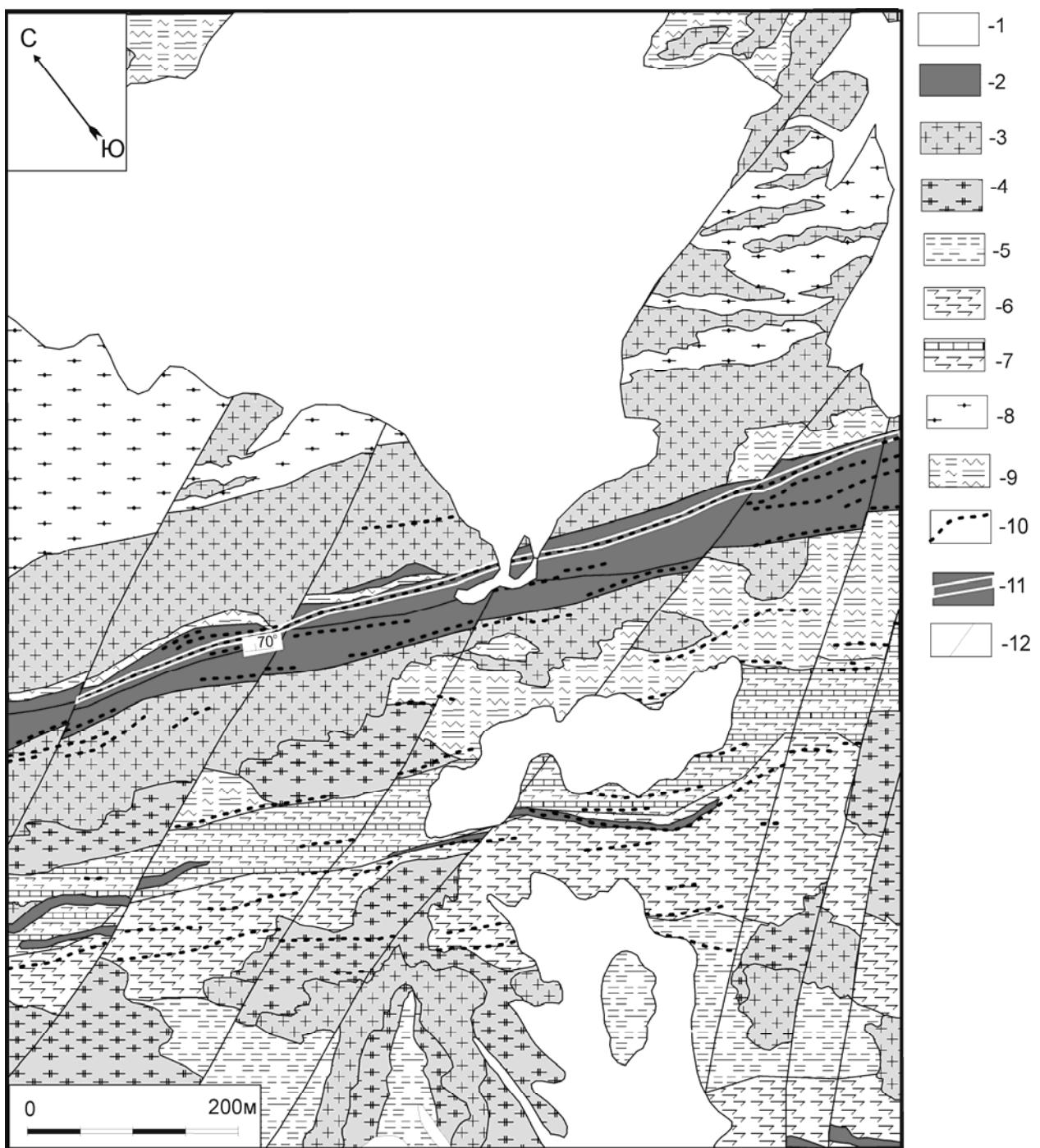


Рис. 6. Геолого-петрографическая схема рудопроявления Притрассовое по С.Б. Торопыгину и др. (2002):

1 – четвертичные отложения; 2 – рудовмещающие породы основного состава; 3 – граниты; 4 – гранитогнейсы; 5 – верхняя пачка федоровской толщи; 6 – средняя пачка федоровской толщи; 7 – нижняя пачка федоровской толщи; 8 – курумканская толща; 9 – нимнырская толща; 10 – плалиоклаз-кварцевые жилы; 11 – контуры рудных тел; 12 – разрывные нарушения

Курумканская толща выходит в виде полосы шириной 200–280 м, пересекающей в северо-западном направлении всю площадь рудопроявления в северо-восточной его части. На большей части площади полосы она перекрыта

четвертичными отложениями, в южных контактах – ассилирована субщелочными гранитами. Толща сложена биотит-кордиеритовыми, биотит-гранатовыми и гиперстен-гранат-биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами, иногда с графитом, содержащими прослои биотитовых, графит-биотитовых плагиогнейсов, редкие маломощные прослои и линзы гиперстеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев и амфиболитов, гранатовых и графит-гранатовых кварцитов, кальцифиров.

Федоровская толща слагает юго-западную часть рудопроявления. Породы толщи интрудированы субщелочными гранитами. По составу толща в пределах рудопроявления подразделяется на 3 пачки: нижнюю, среднюю и верхнюю, относящимся по «стратиграфической» схеме к низам федоровской толщи (Торопыгин и др., 2000 г.).

Нижняя пачка залегает на площади рудопроявления с юго-востока на северо-запад в виде полосы шириной 70–90 м. Пачка сложена переслаивающимися диопсид-амфиболовыми, амфибол-диопсидовыми, амфиболовыми кристаллосланцами, амфиболовыми и диопсидовыми плагиогнейсами. В редких линзах в пачке отмечаются флогопит-плагиоклаз-диопсидовые породы, в прослоях среди двупироксеновых кристаллических сланцев часто наблюдаются диопсидовые кристаллические сланцы и кальцифиры.

Средняя пачка федоровской толщи выходит юго-западнее выходов нижней пачки в виде полосы шириной 80–120 м. Она имеет более монотонный состав и сложена амфиболовыми гнейсами с прослоями амфиболовых и диопсид-амфиболовых кристаллических сланцев и редкими линзами графит-биотитовых плагиогнейсов. На восточном фланге проявления в составе пачки доля диопсид-амфиболовых кристаллических сланцев увеличивается.

Верхняя пачка федоровской толщи выходит полосой шириной 120–160 м и протягивается вдоль юго-западной границы проявления. Состав пород пачки довольно выдержан – магнетитсодержащие амфиболовые гнейсы с прослоями биотитовых гнейсов. В составе пачки встречаются линзы магнетитовых руд.

Интрузивные образования представлены субщелочными гранитами и плагиогранитами, а также телами пород основного состава (базитами) вмещающими золотое оруденение.

Субщелочные граниты представляют собой розовые и темно-розовые массивные и гнейсовидные мелко- и среднезернистые породы, состоящие из розового Na-K полевого шпата, плагиоклаза, кварца светло-серого, серого и темно-серого до черного и биотита. Эти породы образуют среди всех распространенных в районе метаморфических образований многочисленные мелкие и крупные изометрично-неправильные и вытянутые в северо-западном направлении тела с извилистыми неправильными расплывчатыми контактами, вдоль которых часто развиты поля гранитогнейсов и мигматитов. Внутри граниты почти всегда содержат скиалиты вмещающих пород различных размеров, не занимающие 10–15% площади гранитных тел. Подобные граниты относятся в центральной части Алдано-Станового щита к «сшивающим» синеклизаационным образованиям и слагают центральную часть площади рудопроявления.

Плагиограниты образуют жилы мощностью от первых сантиметров до первых метров и длиной от первых метров до первых десятков метров в глиноземистых гнейсах курумканской толщи, в сланцах и гнейсах федоровской толщи и в базитах. Контакты жил различные: резкие, секущие и согласные, прямолинейные и извилистые. Плагиограниты представляют собой массивные средне- и крупнозернистые породы светло-серого и белого цвета, состоящие из белого полевого шпата, кварца и биотита. Наблюдается связь плагиогранитов и плагиоклаз-кварцевых жил в телах пород основного состава. Когда в зальбандах плагиоклаз-кварцевых жил содержится обильная вкрапленность белого плагиоклаза, жила приобретает в этих местах вид плагиогранитов, а в центральных частях, плагиогранитных жил резко возрастает содержание кварца вплоть до мономинерального кварцевого состава.

Тела пород основного состава представляют собой практический интерес в отношении золотой минерализации. На площади проявления выделяются одно

крупное тело этих пород (далее базитов) и несколько небольших тел. На современной стадии изученности проявления только в крупном теле известна золоторудная минерализация, имеющая практический интерес. Тело базитов пластообразное, мощностью 40–60 м и протяженностью более 1 км пересекает в северо-западном направлении всю площадь рудопроявления и залегает в субщелочных гранитах на контакте федоровской толщи с глиноземистыми гнейсами курумканской толщи и гиперстеновыми ортогнейсами инфракrustального комплекса. В структурном плане залегание базитов согласно с метаморфической полосчатостью вмещающих гнейсов и кристаллических сланцев. В приконтактовых частях тело представляет собой серию сближенных пластовых тел, между которыми заключены пластины вмещающих пород, или, другими словами, содержит крупные пластинчатые «ксенолиты» этих пород. В висячем, северо-восточном боку тела базитов содержатся пластины гиперстеновых и графит-гранат-биотитовых плагиогнейсов, в лежачем, юго-западном – пластины диопсидовых, амфибол-диопсидовых кристаллических сланцев, кальцифиров и метасоматитов по кальцифирам. Приконтактовые изменения как в базитах, так и во вмещающих породах не наблюдаются. Контакты с вмещающими породами резкие, прямолинейные, согласные. Внутреннее строение тела базитов довольно однообразно и обусловлено вариациями минерального состава с преобладанием в различных полосах шириной первые метры – первые десятки метров различных темноцветных минералов (метаморфическая полосчатость). Из темноцветных минералов преобладают диопсид, гиперстен, амфибол, из лейкократовых – плагиоклаз. На этом фоне в телах базитов в приконтактовых частях с жилами плагиогранитов отмечаются как согласные, так, редко, и секущие такситовые полоски и жилки мощностью 0,5–2,0 см до 10–20 см крупнозернистых амфиболитов, а также плагиоклазитов. Прожилки амфиболового состава содержат подчиненное количество гиперстена и плагиоклаза. Прожилки плагиоклазитов сложены преимущественно плагиоклазом, значительно меньше диопсидом и менее амфиболом. Полоски и

жилки насыщают в метабазитах отдельные горизонты мощностью до 10–15 м, концентрирующиеся преимущественно в северо-восточном, висячем боку тела метабазитов.

Золото связано с зоной золото-сульфидной вкрапленности в висячем боку тела базитов. Золото-сульфидная минерализация пространственно сопряжена с субсогласной плагиоклаз-кварцевой жилой (рис. 6) и отмечена как в жиле, так и в базитах. Наибольшие концентрации золота зафиксированы в базитах в лежачем боку жилы. Контуры рудного тела визуально не различимы и выделяются только при опробовании по аналитическим данным. Содержание золота в перечисленных породах достигает 3,08–8,73 и до 10,65 г/т (пробирный анализ бороздовых проб). В.Г. Амарским при более детальных работах подмечено, что плагиоклаз-кварцевые жилы и прожилки в базитах месторождения имеют линзовидную форму и большую зернистость, чем вмещающие базиты, и представляют собой обособления различного состава и мощности. Мощность обособлений составляет от 3–4 см до 0,5–0,8 м, в единичном случае достигает 4,0–4,5 м. Протяжённость их по простиранию и падению находится в прямой зависимости от мощности, но не превышает 30–40 м. Мощность промышленных рудных тел зависит от количества сближенных обособлений. Обособления мощностью 3–8 см не зональные, характеризуются такситовой текстурой и сложены амфиболом, клино- и ортопироксенами и плагиоклазом с различными количественными соотношениями. Обособления мощностью до 15–20 см состоят из двух зон: внешней, мощностью до 5–7 см существенно пироксенового или амфибол-пироксенового состава и внутренней, сложенной плагиоклазом с подчинённым количеством кварца, амфибала, ромбического и моноклинного пироксенов. В обособлениях мощностью выше 20 см появляется третья, центральная зона, существенно кварцевого состава с подчинённым количеством плагиоклаза, амфибала и пироксенов. Параметры внешней и промежуточной (существенно плагиоклазовой) зон выдержаны и, в отличие от центральной кварцевой части, не зависят от мощности обособлений. Составы темноцветных минералов в обособлениях соответствуют составам

минералов вмещающих базитов. Базиты и обособления рассечены субвертикальными нитевидными прожилками хлорита, не имеющими связи с промышленной золоторудной минерализацией.

1.3.2. Рудопроявление Кур

В общих чертах геологическое строение рудопроявления золота Кур не отличается от проявления Притрассовое (рис. 7). В нем принимают участие те же орто- и парагнейсовые и магматические образования: метаморфические образования нимнырской (инфракrustальный комплекс), курумканской и федоровской толщ, докембрийские магматические образования. Ортогнейсы и породы курумканской толщи занимают северо-восточную часть площади. Метаморфические образования федоровской толщи обнажены на крайнем юго-западном фланге и представлены нижней пачкой.

Рудовмещающие базиты образуют в глиноземистых гнейсах курумканской толщи одно крупное пластообразное тело северо-западного простирания и компактную группу из четырех линзообразных тел, сконцентрированных в глиноземистых гнейсах курумканской толщи. Часто на контактах базитов и пород курумканской толщи встречаются лентовидные тела плагиогранитов неправильной формы. Наиболее изучено на проявлении южное, крупное тело базитов. Тело согласно залегает в графит-гранат-биотитовых гнейсах и плагиогнейсах курумканской толщи вблизи контакта их с массивом субщелочных гранитов и совместно с вмещающими породами падает на северо-восток под углами 60–70°. Протяженность тела превышает 860 м, максимальная мощность в центральной части достигает 80 м, «в расщепленной» части – 15–25 м. На юго-восток мощность тела сокращается до 30–35 м. Контакты тела резкие прямолинейные, в плане участками волнистые. Внутреннее строение всех тел базитов простое. В отличие от рудопроявления Притрассовое на проявлении Кур тела базитов не содержат крупных пластинчатых включений («ксенолитов»?) вмещающих пород. Лишь в одном теле отмечены пластинчатые включения вмещающих графит-гранат-биотитовых

плагиогнейсов мощностью до 1,5 м. Как и на проявлении Притрассовое, на проявлении Кур золото-сульфидная вкрапленность присутствует в базитах и заключенных в них такситовых и зональных плагиоклаз-кварцевых линзовидных обособлениях.

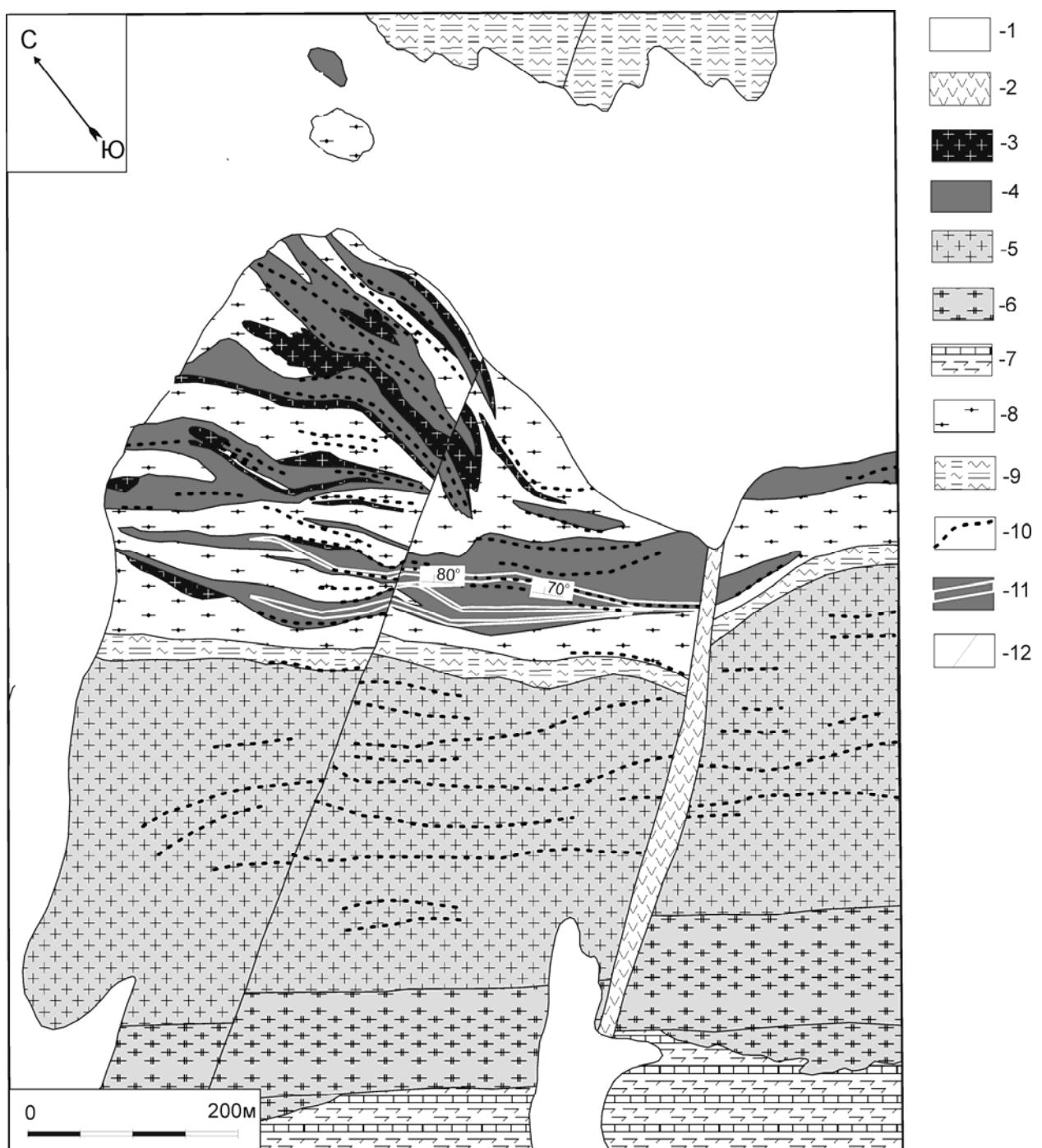


Рис. 7. Геолого-петрографическая схема рудопроявления Кур по С.Б. Торопыгину (2002).

1 – четвертичные отложения; 2 – протерозойская дайка диабазов; 3 – плагиограниты; 4 – рудовмещающие базиты; 5 – граниты; 6 – гранитогнейсы; 7 – нижняя

пачка федоровской толщи; 8 – курумканская толща; 9 – нимнырская толща; 10 – плагиоклаз-кварцевые жилы; 11 – контуры рудных тел; 12 – разрывные нарушения

Важным геологическим репером на рудопроявлении Кур являются позднепротерозойские диабазы, которые представлены дайкой субширотного простирания. Она вскрыта канавами и прослежена магниторазведкой через всю площадь проявления. Дайка приурочена к субширотному разлому сбросо-сдвигового характера и интрудирует как рудовмещающие породы, так и сами рудные тела, тем самым, определяя верхний возрастной предел формирования золоторудной минерализации.

1.4. Выводы

Заканчивая обзор тектонического и геологического строения центральной части Алдано-Станового щита и геологических результатов поисково-разведочных и тематических работ на месторождении им. П. Пинигина, необходимо отметить следующие аспекты:

1. Рудовмещающие породы месторождения им. П. Пинигина приурочены к высокометаморфизованным орто- и парагнейсовым комплексам Нимнырского гранулит-ортогнейсового террейна вблизи границы с Амгинской зоной тектонического меланжа. Особенности состава, метаморфизма и тектоники обеих структур интерпретируются, как образованные в корневых частях палеопротерозойского коллизионного сооружения (Розен и др., 2000, 2001; Смелов и др., 2001).
2. Секущие контакты рудовмещающих основных пород по отношению к ортогнейсовой нимнырской, парагнейсовым курумканской и федоровской толщам, а также гранитоидам (рис. 6 и 7), наличие в них по данным бурения пластинкообразных включений – «ксенолитов» парапород, свидетельствуют об их интрузивном происхождении.
3. Золотое оруденение в базитах представлено протяженными, согласными зонами золото-сульфидной вкрапленности в базитах содержащих такситовые и зональные плагиоклаз-кварцевые обособления. Верхняя возрастная граница

образования золотоносных базитов по геологическим данным определяется возрастом внедрения даек позднепротерозойских диабазов.

Вместе с тем полученные ранее данные по геологии месторождения и петрографии рудовмещающих пород, в отсутствие петрохимических данных, характеристики химических составов пордообразующих и рудных минералов и последовательности их образования, определения изотопного возраста пород и их положения в локальной структурно-возрастной шкале явно недостаточны, чтобы определить вероятный сценарий рудообразования. На разных стадиях изучения месторождения высказывались разные предположения о генезисе руд, такситовых и зональных обособлений в базитах: образование на позднемагматической стадии из остаточного расплава (Максимов и др., 2005), подновление прототектонических трещин и фильтрация гидротермальных растворов с формированием кварцевых ядер (Сясько и др., 2006), результат внедрения и последующего остывания единого габбро-гранитного комплекса (Швец, 2004). В последующих главах приводятся результаты комплексных, структурных, метаморфических, минералогических, петрохимических и других данных, позволяющих охарактеризовать основные закономерности проявления рудной минерализации в докембрийских базитах центральной части Алдано-Станового щита.

Глава 2. УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА, ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ОСНОВНЫХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИМ. П.ПИНИГИНА

2.1. Петрология и возраст метабазитов месторождения им. П.Пинигина

Одна из основных причин многообразия генетических моделей рудообразования на месторождении им. П. Пинигина (Сясько и др., 2001; Швец, 2004; Максимов др., 2005; Сясько и др., 2006) и последующих прогнозных оценок территории заключается в формальном петрографическом определении типа породы и интерпретации химического состава. Однообразный минеральный состав (моноклинный пироксен, ромбический пироксен, бурая роговая обманка и плагиоклаз) и гранобластовая структура пород, воспринимаемая как габбровая, позволили сделать на первых этапах многим исследователям вывод о том, что рудовмещающие породы представлены габбро, габбро-норитами, норитами и горнблендитами. Автором были проведены исследования петрографии и химизма минералов основных пород (Кравченко, 2004), которые позволили доказать, что в современном виде породы являются метаморфическими образованиями (Смелов и др., 2006), и в совокупности с петрохимическими данными предложить новый сценарий рудообразования (Кравченко и др., 2009).

2.1.1. Условия метаморфизма

Для рудовмещающих базитов месторождения характерны слаболинзовидно- или слоевидно-полосчатые текстуры (мигматитоподобные), реже массивные (рис. 8). В этих породах развита не всегда ясно заметная кристаллизационная сланцеватость по амфиболу. Степень кристалличности меланосом и лейкосом, часто различна. В лейкосоме кристаллические индивиды более крупные. Появление метаморфической полосчатости обусловлено процессами метаморфической дифференциации (Шкодзинский, 1976).



Рис. 8. Метаморфическая полосчатость метабазитов рудопроявления Кур

Среди пород месторождения выделяются породы ультраосновного и основного состава. Породообразующие минералы метаультрабазитов представлены орто- и клинопироксенами и светло-бурыми или светло-зелеными амфиболами, редко плагиоклазом. Часто встречаются оливин (до 10–15 %), шпинель (до 5–7 %), почти всегда рудные минералы (магнетит, ильменит), редко апатит. Вторичные минералы – серпентин, тальк, хлорит, амфибол актинолит-тремолитового ряда и пылевидный рудный минерал. Метабазиты сложены орто- и клинопироксенами, буро-зелеными и зелеными амфиболами, всегда содержат плагиоклаз (более 10–15 %), а также редкий биотит (до 5 %). Вторичные минералы представлены хлоритом, сине-зеленым амфиболовом, актинолитом, эпидот-циозитом, соссюритом, серицитом.

Химические составы породообразующих минералов метаультрабазитов, метабазитов, такситовых и зональных обособлений приведены в табл. 1. Ортопироксены в метаультрабазитах соответствуют бронзитам, в метабазитах – гиперстенам и феррогиперстенам (рис. 9). Расчет химических составов ортопироксенов по диаграммам дискриминантных функций (Добрецов и др.,

1971) показывает, что они имеют метаморфическое происхождение. По соотношениям кальция, железа и магния в ортопироксенах на диаграмме соотношений кальциевости и железистости (рис. 10, А), для них также устанавливается в основном метаморфическая природа.

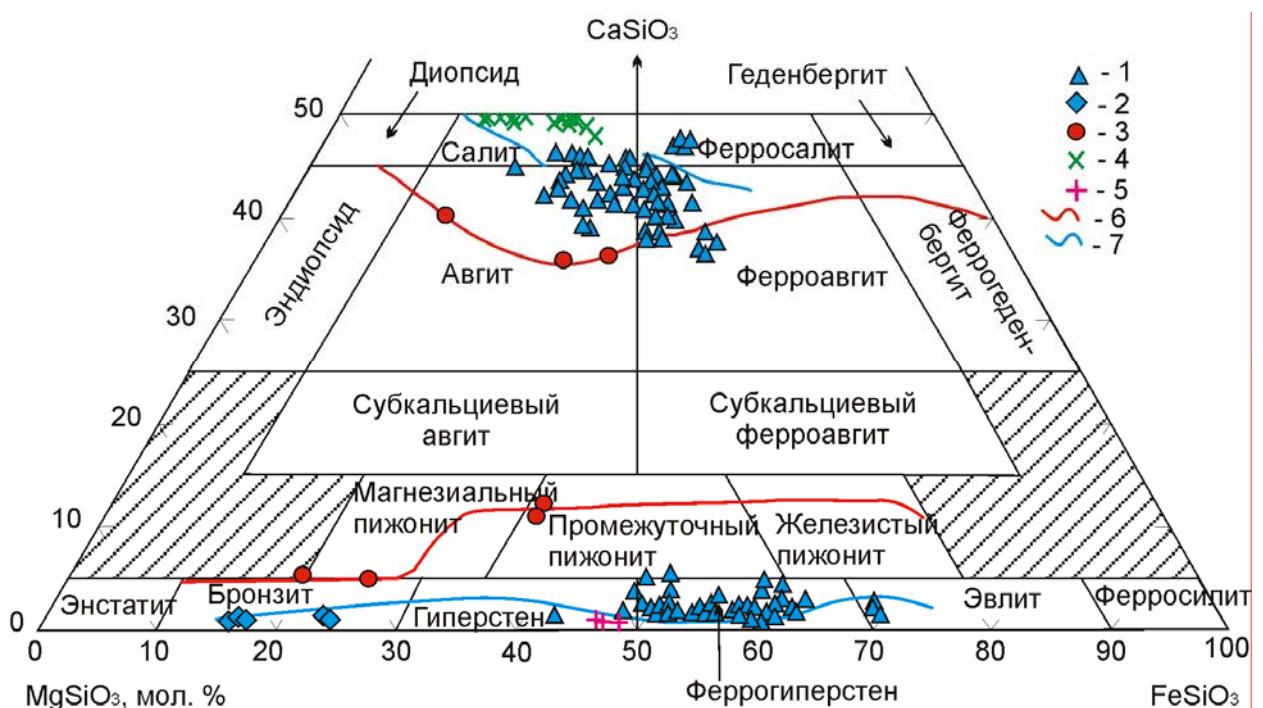


Рис. 9. Химические составы пироксенов из пород месторождения им. П.Пинигина на классификационной диаграмме Полдерваарта и Хесса $MgSiO_3 - CaSiO_3 - FeSiO_3$ (Dir и др., 1965).

1–5 – пироксины: 1 – основных кристаллических сланцев, 2 – ультрамафитовых кристаллических сланцев, 3 – диабазов, 4 – кальцифирированных и известково-силикатных пород, 5 – гранат-гиперстен-биотитовых гнейсов. 6–7 – границы смесимости интрузивных и высокотемпературных метаморфических серий соответственно, по данным Добрецова и др. (1971). Защищованы области состава, не встречающиеся у естественных пироксенов

Таблица 1

Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты породообразующих минералов из групповых и керновых проб рудных тел месторождения им. П.Пинигина

Обр.№	C-31-Б						C-31-В						C-32-В			
	Мп	Мп	Мп	Амф	Амф	Амф	Мп	Мп	Мп	Рп	Амф	Амф	Амф	Мп	Мп	Мп
Мин.																
SiO ₂	49,5	51,4	48,5	40,6	40,0	43,4	50,7	49,8	52,6	48,9	40,0	40,8	40,5	50,8	51,0	51,9
TiO ₂	0,21	0,04	0,30	2,22	2,21	0,88	0,16	0,22	0,25	0,14	2,31	2,35	2,23	0,12	0,15	0,06
Al ₂ O ₃	1,24	0,45	1,52	10,38	10,53	8,94	1,11	1,21	1,29	0,64	9,94	10,23	10,05	1,00	1,08	0,56
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,16	0,05	0,03	0,08	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
FeO	21,8	16,0	18,6	21,7	22,0	21,0	16,5	16,7	17,2	35,1	21,2	21,5	21,9	13,8	14,9	13,6
MnO	0,52	0,37	0,36	0,20	0,21	0,26	0,41	0,41	0,52	0,86	0,26	0,21	0,35	0,40	0,41	0,37
MgO	8,49	9,36	7,72	6,93	6,90	8,34	9,39	9,20	7,69	11,69	7,79	7,60	7,47	10,6	10,6	11,0
CaO	16,7	21,5	19,6	10,8	10,8	10,6	21,0	20,1	19,2	1,97	10,7	10,9	10,5	21,5	20,5	21,7
Na ₂ O	0,22	0,14	0,22	1,70	1,82	1,64	0,26	0,27	0,25	0,05	1,83	1,81	1,79	0,28	0,29	0,17
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	1,36	1,37	0,11	0,00	0,00	0,01	0,00	1,28	1,35	1,41	0,00	0,00	0,00
Сумма	98,6	99,2	97,0	96,0	95,9	95,9	99,5	97,9	98,9	99,4	95,3	96,7	96,2	98,6	99,0	99,2
Si	1,97	2,00	1,95	5,99	5,93	6,41	1,97	1,97	2,04	1,97	5,93	5,96	5,97	1,96	1,97	1,99
Ti	0,01	0,00	0,01	0,25	0,25	0,10	0,01	0,01	0,01	0,00	0,26	0,26	0,25	0,00	0,00	0,00
Al	0,06	0,02	0,07	1,83	1,86	1,56	0,05	0,06	0,06	0,03	1,76	1,79	1,77	0,05	0,05	0,03
Cr	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,72	0,52	0,63	2,72	2,76	2,60	0,54	0,55	0,56	1,18	2,68	2,66	2,74	0,45	0,48	0,44
Mn	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,05	0,01	0,01	0,01
Mg	0,50	0,54	0,46	1,54	1,54	1,84	0,54	0,54	0,44	0,70	1,75	1,68	1,66	0,62	0,61	0,63
Ca	0,71	0,90	0,85	1,74	1,74	1,69	0,87	0,85	0,80	0,09	1,72	1,73	1,68	0,90	0,85	0,89
Na	0,02	0,01	0,02	0,49	0,53	0,47	0,02	0,02	0,02	0,00	0,53	0,52	0,52	0,02	0,02	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,26	0,26	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,26	0,27	0,00	0,00	0,00
Сумма	4,01	4,00	4,01	15,8	15,8	15,5	4,01	4,01	3,94	4,01	15,8	15,8	15,8	0,00	4,01	4,00
O	6	6	6	22	22	22	6	6	6	6	22	22	22	6	6	6

Продолжение табл. 1

Обр.№	C-32-В									C-33-А								
	Мин.	Рп	Рп	Рп	Амф	Би	Би	Илм	Илм	Мт	Мп	Мп	Мп	Рп	Рп	Рп	Амф	Амф
SiO ₂	48,9	49,7	49,3	42,1	35,7	36,1	0,02	0,05	0,06	50,2	50,8	50,0	49,0	48,2	48,4	40,3	41,6	40,7
TiO ₂	0,10	0,12	0,15	1,70	4,85	4,52	49,6	48,9	0,11	0,14	0,20	0,26	0,10	0,14	0,13	2,88	1,92	2,20
Al ₂ O ₃	0,48	0,52	0,67	9,64	12,6	13,0	0,02	0,02	0,03	0,87	1,26	1,59	0,72	0,68	0,75	10,7	9,21	11,2
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,04	0,13	0,11	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,06
FeO	33,8	32,2	33,3	18,9	21,8	21,5	45,7	46,1	76,2	18,8	15,7	19,0	34,2	36,4	34,5	19,6	22,8	21,0
MnO	0,92	0,86	0,77	0,15	0,09	0,07	0,61	0,65	0,04	0,48	0,41	0,48	0,81	0,69	0,80	0,26	0,25	0,20
MgO	12,8	13,9	13,4	9,11	9,59	9,54	0,42	0,38	0,07	9,48	9,72	10,1	12,6	11,2	12,6	8,32	6,86	7,66
CaO	0,98	0,80	0,79	11,2	0,08	0,06	0,03	0,00	0,02	18,9	21,1	17,8	0,94	1,34	1,05	11,1	11,1	10,8
Na ₂ O	0,03	0,02	0,02	1,35	0,06	0,07	0,04	0,04	0,07	0,26	0,26	0,30	0,02	0,03	0,03	1,95	1,51	2,07
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	1,51	9,27	9,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	1,14	1,55	0,58
Сумма	98,0	98,1	98,3	95,6	94,2	94,1	96,4	96,2	76,6	99,1	99,4	99,5	98,4	98,7	98,3	96,2	96,8	96,4
Si	1,98	1,99	1,98	6,14	2,81	2,83	0,00	0,00	0,00	1,97	1,97	1,95	1,98	1,97	1,97	5,87	6,12	5,93
Ti	0,00	0,00	0,00	0,19	0,29	0,27	0,98	0,97	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,32	0,22	0,24
Al	0,02	0,02	0,03	1,68	1,17	1,20	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,07	0,03	0,03	0,04	1,87	1,62	1,95
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe	1,15	1,08	1,12	2,34	1,44	1,41	1,01	1,02	1,98	0,62	0,51	0,62	1,16	1,24	1,17	2,42	2,84	2,60
Mn	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02
Mg	0,77	0,83	0,80	2,01	1,12	1,11	0,02	0,02	0,00	0,55	0,56	0,59	0,76	0,68	0,76	1,83	1,53	1,69
Ca	0,04	0,03	0,03	1,78	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,80	0,88	0,74	0,04	0,06	0,05	1,76	1,78	1,71
Na	0,00	0,00	0,00	0,39	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,56	0,44	0,59
K	0,00	0,00	0,00	0,29	0,93	0,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,30	0,11
Сумма	4,00	4,00	4,00	15,7	7,79	7,76	2,69	2,70	2,00	4,02	4,01	4,02	4,00	4,01	4,01	15,8	15,8	15,7
O	6	6	6	22	11	11	3	3	2	6	6	6	6	6	6	22	22	22

Продолжение табл. 1

Обр.№	C-33-Б					C-33-В												
	Мп	Мп	Мп	Рп	Рп	Мп	Мп	Мп	Рп	Рп	Амф	Амф	Амф	Илм	Илм	Илм	Илм	
Мин.																		
SiO ₂	49,6	47,4	49,4	48,6	48,8	49,9	49,7	50,5	49,2	48,7	39,5	39,8	39,6	0,02	0,02	0,01		
TiO ₂	0,24	0,28	0,26	0,14	0,15	0,21	0,23	0,27	0,10	0,11	2,54	2,65	2,29	48,8	48,9	48,9		
Al ₂ O ₃	1,24	1,16	1,34	0,62	0,62	1,41	1,44	1,53	0,59	0,64	11,08	11,35	11,20	0,01	0,01	0,01		
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,05	0,04	0,02		
FeO	22,1	7,22	21,3	33,9	34,9	18,4	18,1	16,4	34,6	35,4	22,2	22,4	22,2	46,8	47,0	47,1		
MnO	0,54	0,12	0,55	0,86	0,78	0,45	0,43	0,38	0,83	0,75	0,20	0,22	0,19	0,55	0,62	0,65		
MgO	8,00	3,39	8,13	13,0	12,3	9,14	9,16	9,39	12,7	12,4	6,44	6,39	6,34	0,36	0,41	0,38		
CaO	17,1	19,0	17,7	1,03	0,86	19,3	19,7	21,1	0,85	0,82	10,8	11,0	11,1	0,00	0,00	0,00		
Na ₂ O	0,23	0,04	0,23	0,03	0,02	0,24	0,27	0,22	0,02	0,02	1,55	1,65	1,40	0,02	0,03	0,03		
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,70	1,65	2,02	0,00	0,00	0,00		
Сумма	99,0	78,6	99,0	98,2	98,4	99,0	99,1	99,7	98,9	98,8	96,0	97,1	96,4	96,6	97,0	97,1		
Si	1,97	2,21	1,96	1,97	1,98	1,96	1,95	1,96	1,98	1,97	5,85	5,84	5,86	0,00	0,00	0,00		
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,29	0,30	0,26	0,97	0,97	0,97		
Al	0,06	0,06	0,06	0,03	0,03	0,07	0,07	0,07	0,03	0,03	1,96	1,99	1,98	0,00	0,00	0,00		
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Fe	0,73	0,28	0,71	1,15	1,18	0,60	0,59	0,53	1,16	1,20	2,78	2,78	2,78	1,03	1,03	1,04		
Mn	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01		
Mg	0,47	0,24	0,48	0,78	0,74	0,54	0,54	0,54	0,77	0,75	1,44	1,41	1,42	0,01	0,02	0,02		
Ca	0,73	0,95	0,75	0,05	0,04	0,81	0,83	0,88	0,04	0,04	1,75	1,74	1,78	0,00	0,00	0,00		
Na	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,45	0,48	0,41	0,00	0,00	0,00		
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,31	0,39	0,00	0,00	0,00		
Сумма	4,01	3,75	4,01	4,01	4,00	4,01	4,02	4,01	4,00	4,01	15,8	15,8	15,8	2,03	2,03	2,03		
О	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	22	22	22	3	3	3		

Продолжение табл. 1

Обр.№	C-34-A			C-54-A					C-63-A							
	Рп	Рп	Мп	Рп	Рп	Рп	Амф	Амф	Мп	Мп	Мп	Рп	Амф	Амф	Амф	Илм
Мин.																
SiO ₂	48,8	48,6	50,3	47,1	49,2	49,5	42,5	42,5	50,6	50,3	51,4	48,6	40,0	41,3	40,8	0,02
TiO ₂	0,15	0,12	0,18	0,16	0,15	0,15	2,28	2,26	0,23	0,27	0,19	0,15	2,94	2,81	3,02	48,0
Al ₂ O ₃	0,73	0,61	1,20	1,38	0,79	0,64	10,1	9,98	1,37	1,56	1,04	0,72	10,9	10,7	11,0	0,02
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02	0,04	0,00	0,01	0,00	0,05	0,05	0,09	0,01
FeO	34,6	35,0	17,2	33,6	34,1	33,3	16,3	16,4	17,2	16,3	15,5	34,8	21,0	18,0	17,8	45,8
MnO	0,72	0,74	0,37	0,90	0,98	0,96	0,26	0,30	0,53	0,57	0,48	1,05	0,30	0,30	0,26	0,85
MgO	12,5	12,3	9,24	11,2	12,6	13,3	10,4	10,4	9,88	9,40	11,8	11,8	7,28	9,29	9,07	0,41
CaO	0,80	0,76	19,9	0,78	0,93	0,83	11,0	10,8	19,1	20,1	18,6	1,21	10,3	10,7	10,9	0,00
Na ₂ O	0,02	0,02	0,29	0,04	0,04	0,01	1,79	1,75	0,27	0,23	0,19	0,03	1,88	1,87	1,88	0,05
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	1,45	1,45	0,00	0,00	0,00	0,00	1,32	1,28	1,36	0,00
Сумма	98,4	98,1	98,8	95,2	98,8	98,7	96,1	95,8	99,3	98,8	99,3	98,3	95,9	96,4	96,2	95,2
Si	1,98	1,98	1,97	1,97	1,98	1,98	6,08	6,10	1,97	1,96	1,98	1,98	5,88	5,95	5,89	0,00
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,25	0,25	0,01	0,01	0,01	0,01	0,33	0,31	0,33	0,97
Al	0,04	0,03	0,06	0,07	0,04	0,03	1,73	1,71	0,06	0,07	0,05	0,03	1,92	1,85	1,89	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Fe	1,17	1,19	0,56	1,18	1,15	1,12	1,98	1,99	0,56	0,53	0,50	1,18	2,61	2,20	2,18	1,03
Mn	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02
Mg	0,76	0,75	0,54	0,70	0,76	0,80	2,26	2,25	0,57	0,55	0,68	0,72	1,62	2,02	1,98	0,02
Ca	0,04	0,03	0,84	0,04	0,04	0,04	1,70	1,68	0,80	0,84	0,77	0,05	1,64	1,68	1,72	0,00
Na	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,50	0,49	0,02	0,02	0,01	0,00	0,54	0,53	0,53	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,24	0,25	0,00
Сумма	4,00	4,01	4,01	3,99	4,00	4,00	15,7	15,7	4,00	4,00	4,00	4,01	15,7	15,7	15,7	2,03
O	6	6	6	6	6	6	22	22	6	6	6	22	22	22	22	3

Продолжение табл. 1

Обр.№	C-115-16										C-115-18						
	Рп	Рп	Рп	Амф	Амф	Амф	Би	Би	Би	Илм	Мп	Мп	Мп	Рп	Рп	Рп	
Мин.																	
SiO ₂	48,9	48,7	47,7	38,9	37,7	38,2	35,4	35,0	34,0	0,00	50,4	50,1	50,7	49,2	49,1	48,7	
TiO ₂	0,12	0,13	0,11	2,59	2,58	2,66	5,06	3,99	4,76	48,2	0,25	0,21	0,12	0,12	0,13	0,11	
Al ₂ O ₃	1,02	1,01	0,41	10,6	10,3	10,4	13,0	13,2	12,4	0,03	1,29	1,02	0,85	0,65	0,60	0,49	
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,11	0,06	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	
FeO	33,7	34,1	38,5	24,0	23,3	23,8	23,1	23,1	23,6	45,8	18,2	19,0	16,0	33,5	34,5	36,0	
MnO	0,74	0,75	0,85	0,21	0,23	0,22	0,05	0,06	0,06	0,54	0,67	0,60	0,48	0,99	0,96	1,13	
MgO	12,7	12,5	9,11	5,09	5,07	5,40	7,84	8,48	7,86	0,26	9,61	9,45	9,66	11,8	11,9	11,4	
CaO	0,47	0,44	1,11	10,6	10,2	10,5	0,00	0,07	0,01	0,00	18,1	18,0	20,45	2,22	1,29	0,84	
Na ₂ O	0,03	0,03	0,02	1,66	1,63	1,78	0,07	0,07	0,07	0,04	0,26	0,17	0,21	0,04	0,01	0,02	
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	1,51	1,45	1,49	9,13	8,77	9,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Сумма	97,7	97,7	97,7	95,2	92,4	94,4	93,8	92,8	91,8	94,8	98,7	98,4	98,4	98,5	98,5	98,4	
Si	1,98	1,98	1,99	5,88	5,86	5,81	2,81	2,81	2,78	0,00	1,97	1,98	1,98	1,99	1,99	1,99	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,30	0,31	0,31	0,30	0,24	0,29	0,97	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	0,05	0,05	0,02	1,92	1,91	1,90	1,22	1,25	1,19	0,00	0,06	0,05	0,04	0,03	0,03	0,02	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe	1,14	1,16	1,34	3,06	3,06	3,07	1,54	1,55	1,61	1,03	0,60	0,62	0,52	1,13	1,17	1,22	
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	
Mg	0,77	0,76	0,57	1,16	1,19	1,24	0,93	1,01	0,96	0,01	0,56	0,56	0,56	0,71	0,72	0,69	
Ca	0,02	0,02	0,05	1,74	1,73	1,74	0,00	0,01	0,00	0,00	0,76	0,76	0,86	0,10	0,06	0,04	
Na	0,00	0,00	0,00	0,49	0,50	0,53	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	
K	0,00	0,00	0,00	0,30	0,29	0,29	0,93	0,90	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Сумма	3,99	3,99	4,00	15,8	15,81	15,9	7,74	7,78	7,81	2,03	4,00	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00	
O	6	6	6	22	22	22	11	11	11	3	6	6	6	6	6	6	

Продолжение табл. 1

Обр.№	C-115-18					C-116-А											
	Мин.	Би	Би	Би	Илм	Илм	Мп	Мп	Мп	Мп	Рп	Рп	Амф	Амф	Би	Би	Би
SiO ₂	32,3	35,0	35,3	0,04	0,02	49,1	49,5	50,8	50,5	49,1	49,3	39,8	40,3	35,1	35,7	34,5	
TiO ₂	4,52	4,76	5,08	47,5	47,5	0,15	0,18	0,16	0,11	0,12	0,12	2,64	2,50	4,69	4,68	4,45	
Al ₂ O ₃	13,0	14,2	13,8	0,01	0,01	0,89	0,94	0,88	0,97	0,64	0,65	10,7	10,4	13,9	14,3	14,0	
Cr ₂ O ₃	0,01	0,04	0,02	0,07	0,17	0,05	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	
FeO	18,0	19,4	19,4	45,4	46,0	20,2	16,5	17,6	19,1	35,8	35,0	21,5	21,4	18,8	18,8	19,4	
MnO	0,08	0,09	0,07	1,50	1,49	0,57	0,48	0,46	0,46	0,82	0,80	0,24	0,25	0,05	0,02	0,07	
MgO	9,83	10,8	10,2	0,05	0,05	9,10	8,60	8,91	8,95	11,7	11,6	6,71	6,99	10,71	10,38	11,3	
CaO	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	18,7	20,8	20,4	19,2	0,94	1,43	10,91	10,98	0,00	0,01	0,00	
Na ₂ O	0,07	0,07	0,10	0,05	0,03	0,18	0,21	0,18	0,19	0,03	0,03	1,47	1,39	0,14	0,12	0,05	
K ₂ O	8,62	9,07	9,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,04	2,02	9,25	10,09	8,88	
Сумма	86,4	93,4	93,4	94,6	95,3	99,0	97,2	99,3	99,4	99,2	99,0	96,1	96,3	92,6	94,1	92,7	
Si	2,74	2,74	2,77	0,00	0,00	1,95	1,97	1,98	1,98	1,98	1,99	5,89	5,94	2,76	2,78	2,72	
Ti	0,29	0,28	0,30	0,97	0,96	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,30	0,28	0,28	0,27	0,26	
Al	1,30	1,31	1,27	0,00	0,00	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03	1,90	1,84	1,29	1,31	1,31	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe	1,28	1,27	1,27	1,03	1,04	0,67	0,55	0,57	0,62	1,21	1,18	2,69	2,67	1,24	1,22	1,29	
Mn	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	
Mg	1,24	1,26	1,20	0,00	0,00	0,54	0,51	0,52	0,52	0,70	0,70	1,50	1,56	1,26	1,20	1,33	
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,80	0,89	0,86	0,80	0,04	0,06	1,75	1,76	0,00	0,00	0,00	
Na	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,43	0,40	0,02	0,02	0,01	
K	0,93	0,91	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,39	0,93	1,00	0,90	
Сумма	7,80	7,78	7,78	2,03	2,04	4,03	4,01	4,00	4,01	4,00	3,99	15,8	15,8	7,79	7,81	7,81	
O	11	11	11	3	3	6	6	6	6	6	6	22	22	11	11	11	

Продолжение табл. 1

Обр.№	C-122-А								К-40-Б			К-40-А			
	Мп	Мп	Мп	Рп	Рп	Рп	Илм	Илм	Мт	Амф	Амф	Амф	Амф	Амф	Амф
Мин.															
SiO ₂	50,5	51,0	52,3	50,1	49,8	50,4	0,01	0,00	0,11	40,6	39,8	40,1	40,4	39,4	40,2
TiO ₂	0,14	0,21	0,04	0,17	0,14	0,13	49,5	49,5	0,06	2,75	1,93	3,06	2,95	2,93	2,47
Al ₂ O ₃	0,92	1,14	0,38	0,70	0,48	0,69	0,02	0,01	0,05	10,4	12,1	10,8	11,1	11,6	10,6
Cr ₂ O ₃	0,01	0,06	0,04	0,04	0,02	0,04	0,07	0,11	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03	0,02
FeO	15,6	13,3	12,2	30,0	30,9	29,7	44,6	44,6	74,5	19,1	19,6	20,2	20,0	22,3	21,1
MnO	0,42	0,51	0,43	0,84	1,00	0,81	2,25	2,23	0,00	0,16	0,36	0,25	0,28	0,41	0,24
MgO	11,3	10,7	11,7	15,0	15,0	15,8	0,09	0,10	0,08	8,42	7,88	7,33	7,89	6,31	7,25
CaO	18,0	21,6	22,30	1,63	0,73	0,90	0,00	0,00	0,02	10,3	10,4	10,6	10,8	10,7	10,9
Na ₂ O	0,10	0,16	0,13	0,02	0,03	0,01	0,05	0,04	0,11	1,78	1,97	1,98	2,08	1,87	1,58
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	1,32	1,29	1,17	1,15	1,46	1,59
Сумма	96,9	98,6	99,6	98,5	98,1	98,5	96,6	96,6	75,0	94,9	95,3	95,4	96,6	97,0	96,0
Si	1,99	1,97	1,99	1,98	1,98	1,99	0,00	0,00	0,00	5,97	5,84	5,90	5,87	5,77	5,92
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,98	0,98	0,00	0,31	0,22	0,34	0,33	0,33	0,28
Al	0,04	0,05	0,02	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	1,83	2,12	1,89	1,92	2,04	1,87
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,51	0,43	0,39	0,99	1,03	0,98	0,98	0,98	1,98	2,38	2,44	2,52	2,46	2,77	2,64
Mn	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,00	0,02	0,05	0,03	0,04	0,05	0,03
Mg	0,66	0,62	0,67	0,89	0,89	0,93	0,00	0,00	0,00	1,87	1,75	1,63	1,73	1,40	1,61
Ca	0,76	0,89	0,91	0,07	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	1,65	1,66	1,69	1,70	1,71	1,75
Na	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,51	0,57	0,57	0,59	0,54	0,46
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,25	0,22	0,22	0,28	0,30
Сумма	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	2,69	2,02	2,00	15,7	15,8	15,7	15,8	15,8	15,8
O	6	6	6	6	6	6	3	3	4	22	22	22	22	22	22

Окончание табл. 1

Обр.№	C-75-А				C-75-Б									
	Мин.	Мп	Мп	Рп	Мп	Мп	Мп	Рп	Рп	Рп	Амф	Амф	Илм	Мт
SiO ₂	50,0	50,0	51,0	49,8	49,6	49,1	51,0	49,8	47,5	50,4	39,3	39,1	0,06	0,08
TiO ₂	0,22	0,20	0,19	0,06	0,22	0,33	0,11	0,11	0,03	0,11	2,54	2,62	47,62	0,33
Al ₂ O ₃	1,34	1,07	1,71	0,92	1,12	1,78	1,02	0,79	0,49	0,68	11,4	11,2	0,03	0,29
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,05	0,03	0,02	0,52
FeO	18,3	18,3	13,0	31,2	19,4	17,9	14,9	28,6	38,3	28,4	19,2	19,3	46,0	86,6
MnO	0,59	0,79	0,38	0,93	0,52	0,39	0,41	0,87	1,05	0,94	0,22	0,22	0,52	0,00
MgO	9,52	9,87	11,3	14,8	9,48	7,17	9,90	15,81	8,97	15,5	8,08	7,99	0,67	0,03
CaO	18,4	17,8	20,7	0,65	17,50	21,59	21,25	1,17	0,72	2,40	11,1	11,2	0,02	0,01
Na ₂ O	0,34	0,31	0,46	0,03	0,36	0,32	0,34	0,04	0,01	0,06	1,62	1,62	0,04	0,04
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,08	2,09	0,00	0,00
Сумма	98,8	98,4	98,9	98,3	98,3	98,6	99,0	97,2	97,1	98,6	95,5	95,4	95,0	87,9
Si	1,96	1,97	1,96	1,98	1,97	1,95	1,98	1,98	1,99	1,98	5,79	5,78	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,30	0,96	0,01
Al	0,06	0,05	0,08	0,04	0,05	0,08	0,05	0,04	0,02	0,03	2,00	1,98	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
Fe	0,60	0,60	0,42	1,04	0,64	0,59	0,48	0,95	1,35	0,94	2,39	2,41	1,03	2,92
Mn	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,01	0,00
Mg	0,56	0,58	0,65	0,88	0,56	0,42	0,57	0,94	0,56	0,91	1,80	1,78	0,03	0,00
Ca	0,78	0,75	0,85	0,03	0,74	0,92	0,88	0,05	0,03	0,10	1,77	1,80	0,00	0,00
Na	0,03	0,02	0,03	0,00	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,47	0,47	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,40	0,40	0,00	0,00
Сумма	4,01	4,01	4,01	4,00	4,02	4,01	4,01	4,00	4,00	4,00	15,9	15,9	2,04	2,97
O	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	22	22	3	3

Примечание. C-31-Б – двутироксен-амфиболовый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов (содержание золота 3,97 г/т); C-31-В – двутироксен-амфиболовый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов (содержание золота 1,95 г/т); C-32-В – двутироксен-амфиболовый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов (содержание золота 3,63 г/т); C-33-А – мощное линзовидное обособление малосульфидного плагиоклаз-кварцевого материала в двутироксен-амфиболовом кристаллосланце (содержание золота 10,73 г/т); C-33-Б – двутироксеновые кристаллические сланцы, в т.ч. из плагиоклаз-кварцевых обособлений (содержание золота 6,72 г/т); C-33-В – двутироксен-амфиболовый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов

(содержание золота 4,26 г/т); C-34-A – малосульфидное плагиоклаз-кварцевое линзовидное обособление в двупироксен-амфиболовом кристаллическом сланце (содержание золота 6,01 г/т); C-54-A – пироксен-кварц-плагиоклазовая порода с рудными минералами (содержание золота 3,41 г/т); C-63-A – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов (содержание золота 4,76 г/т); C-115-16 – пироксен-кварц-плагиоклазовая порода с рудными минералами (содержание золота 1,92 г/т); C-115-18 – двупироксеновый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов (содержание золота 0,85 г/т); C-116-A – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец с такситовыми обособлениями (содержание золота от 0,14 до 1,05 г/т); C-122-A – двупироксеновый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов (содержание золота 0,3–0,5 г/т); K-40-Б – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы с вкрапленностью рудных минералов (содержание золота < 1 г/т); K-40-А – малосульфидные плагиоклаз-кварцевые обособления в K-40-Б (содержание золота < 1 г/т); C-75-А – двупироксеновый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов (содержание золота 3,44 г/т); C-75-Б – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов (содержание золота < 0,02 г/т). Пробы C-75 с рудопроявления Притрассовое, остальные с рудопроявления Кур. Содержания золота приведены по данным В.Г. Амарского (спектрозволотометрический анализ). Mn – моноклинный пироксен, Pn – ромбический пироксен, Amf – амфибол, Bi – биотит, Ilm – ильменит, Mt – магнетит. Анализ выполнен на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro

Клинопироксены метабазитов соответствуют ферроавгитам, редко салитам и ферросалитам (рис. 9). Иногда в центральных частях клинопироксенов встречаются ламмели ортопироксенов – результат распада (инверсии) первичных пижонитов. Согласно распределению Ca, Mg и Fe между сосуществующими пироксенами (рис. 10, А, Б), ассоциации пироксенов месторождения им. П. Пинигина имеют метаморфическую природу.

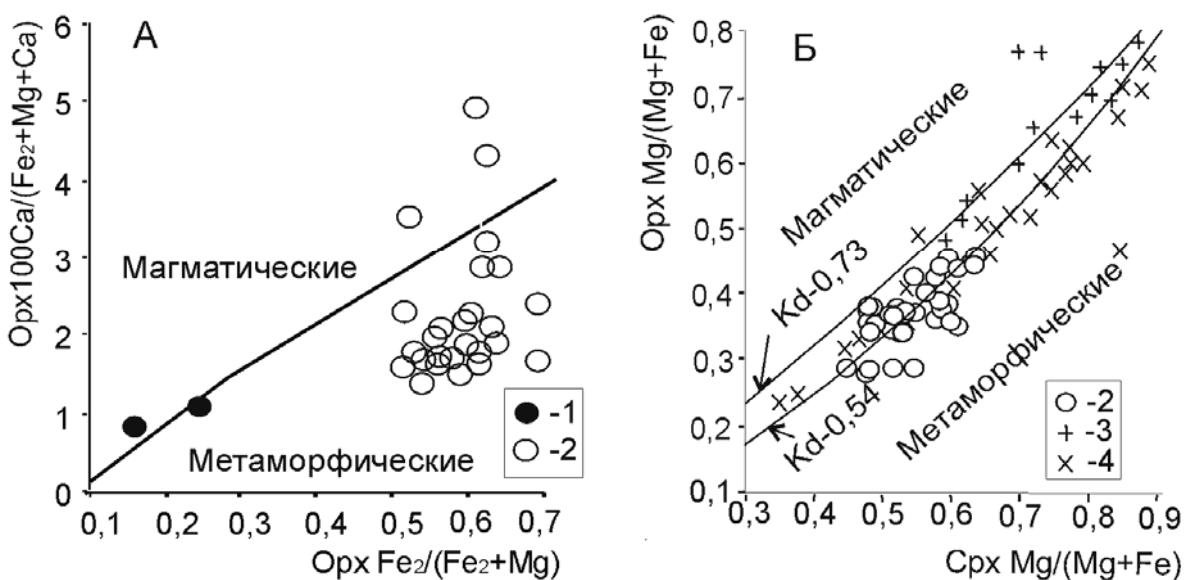


Рис 10. Дискриминационные диаграммы: А – для ромбических пироксенов (Rietmeijer, 1983) и Б – для двупироксеновых ассоциаций (Kretz, 1963) метаморфизованных базитов и ультрабазитов месторождения им. П.Пинигина:

ассоциации пироксенов: 1 – метаультрабазитов; 2 – метабазитов; 3 и 4 – соответственно различных магматических и метаморфических пород по данным Добрецова и др. (1971). Kd – коэффициенты распределения Fe и Mg между пироксенами

По химическому составу амфиболы из метабазитов соответствуют роговым обманкам (табл. 1). По соотношению содержания TiO_2 и железистости точки составов амфиболов и биотитов лежат в пределах полей минералов гранулитовой фации (рис. 11). Таким образом, практически все темноцветные минералы метабазитов и метаультрабазитов месторождения были образованы в результате гранулитового метаморфизма основных и

ультраосновных пород. Редко в породах сохраняются реликты первично магматических инвертированных пижонитов.

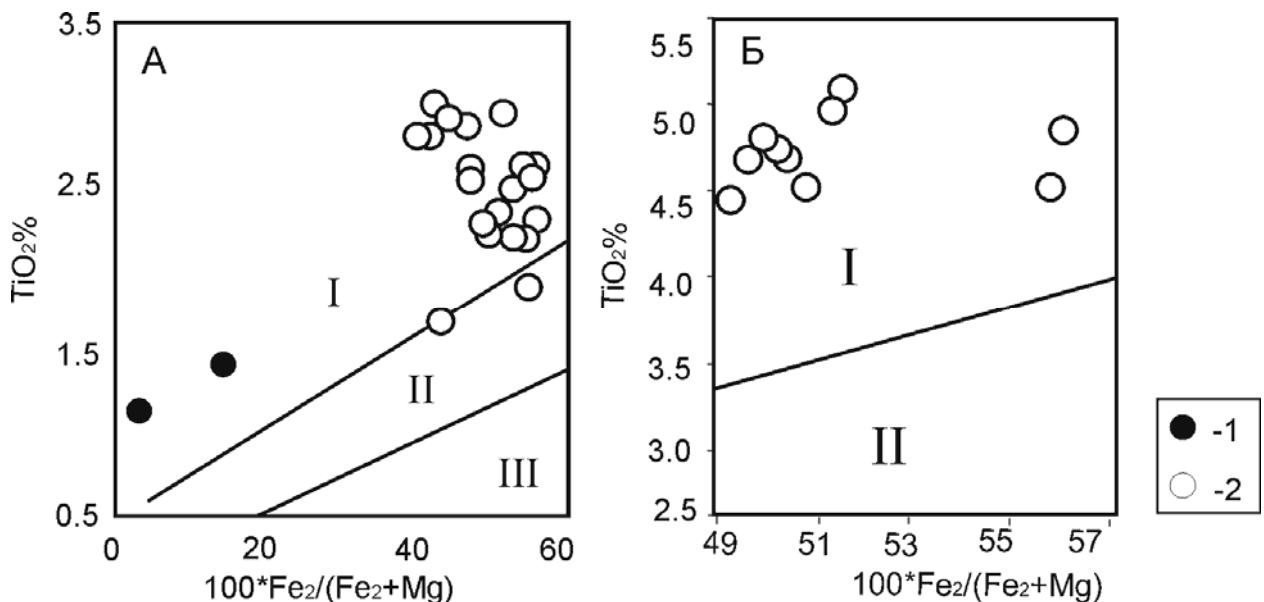


Рис. 11. Соотношение $\text{TiO}_2\text{-}\text{Fe}_2/(\text{Fe}_2+\text{Mg})100$ в амфиболах (А) и биотитах (Б) из метаультрабазитов (-1) и метабазитов (-2) месторождения им. П.Пинигина. Поля амфиболов и биотитов гранулитовой (I), амфиболитовой (II) и эпидот-амфиболитовой (III) фаций показаны по В.И. Березкину (1977)

Расчет РТ-параметров метаморфизма метабазитов, такситовых и зональных обособлений в них проводился с помощью программы TPF (ИЭМ РАН). При оценке температуры использовались двупироксеновые геотермометры различных авторов (Wood, Banno, 1973; Henry, Medaris, 1976; Wells, 1977; Курепин, 1979; Powell, 1978; Фонарев, Графчиков, 1982; Kretz, 1982; Славинский, 1983; Fonarev, Grafchikov, 1991). Давление определялось по составу амфиболов (Blundy, Holland, 1990; Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister et. al., 1987; Shmidt, 1991). Значения интенсивных параметров соответствуют интервалам: температуры $750\text{--}850^{\circ}\text{C}$, давления 5–7 кбар. Близкие РТ-параметры были получены ранее для пара- и ортопород федоровской, курумканской и нимнырской толщ (Попов, 1981; Ранний докембрий..., 1986; Смелов и др., 2001), что свидетельствует об изофикальности их метаморфизма.

2.1.2. Возраст метаморфизма

Оценки верхнего возрастного предела гранулитового метаморфизма орто- и парапород центральной части Алдано-Станового щита U-Pb изохронным методом по цирконам из синколлизионных гранитов укладываются в интервал 1907–1920 млн. лет (Бибикова и др., 1986; Сальникова 1993; Котов, 2003). Для оценки возраста метаморфических преобразований базитов месторождения были проведены определения Ar-Ar двух монофракций амфиболов, выделенных из пород рудных интервалов проявлений Кур (С-54-А) и Притрассовый (С-75-Б) (Смелов и др., 2006). С-54-А – сульфидно-пироксен-плагиоклаз-кварцевая порода с содержанием золота 3,41 г/т (такситовое обособление в метабазитах, скв. 54, интервал 56,6–57,4 м, рудное тело № 1), а образец С-75-Б – метабазит с вкрапленностью сульфидов и с содержанием золота менее 0,02 г/т (скв. 75, интервал 96,0–101,0 м, рудное тело №4).

Монофракции амфиболов, упакованные в алюминиевую фольгу, после откачки воздуха запаивались в кварцевую ампулу совместно с навесками биотитов МСА-11 и LP-6 в качестве мониторов. Облучение проводилось в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа при Томском политехническом университете. Градиент нейтронного потока не превышал 0,5% на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал $5 \cdot 10^{-10} \text{ нсм}^3$. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES - геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре «Noble gas 5400» фирмы Микромасс (Англия). Ошибки Ar/Ar измерений соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

В возрастных спектрах обоих амфиболов (рис. 12) после низкотемпературных ступеней с относительно пониженным возрастом (С-54-А – 1803 ± 25 и С-75-Б – 1791 ± 21 млн. лет) наблюдаются четкие возрастные плато с согласующимся между собой возрастом 1903 ± 16 и 1908 ± 15 млн. лет

соответственно. Низкотемпературные ступени характеризуются повышенными Ca/K и пониженными $^{38}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ (Cl/K) отношениями.

Учитывая, что температура закрытия K/Ar изотопной системы амфибола порядка 500°C, рассчитанные методом плато датировки соответствуют, скорее всего, завершающей стадии высокотемпературного гранулитового метаморфизма. Таким образом, изотопные данные свидетельствуют о том, что процессы формирования синколлизионных гранитов, внедрения и метаморфизма базитов и ультрабазитов были синхронны с гранулитовым метаморфизмом вмещающих пара- и ортогнейсовых комплексов террейна в интервале 1,90–1,92 млрд. лет.

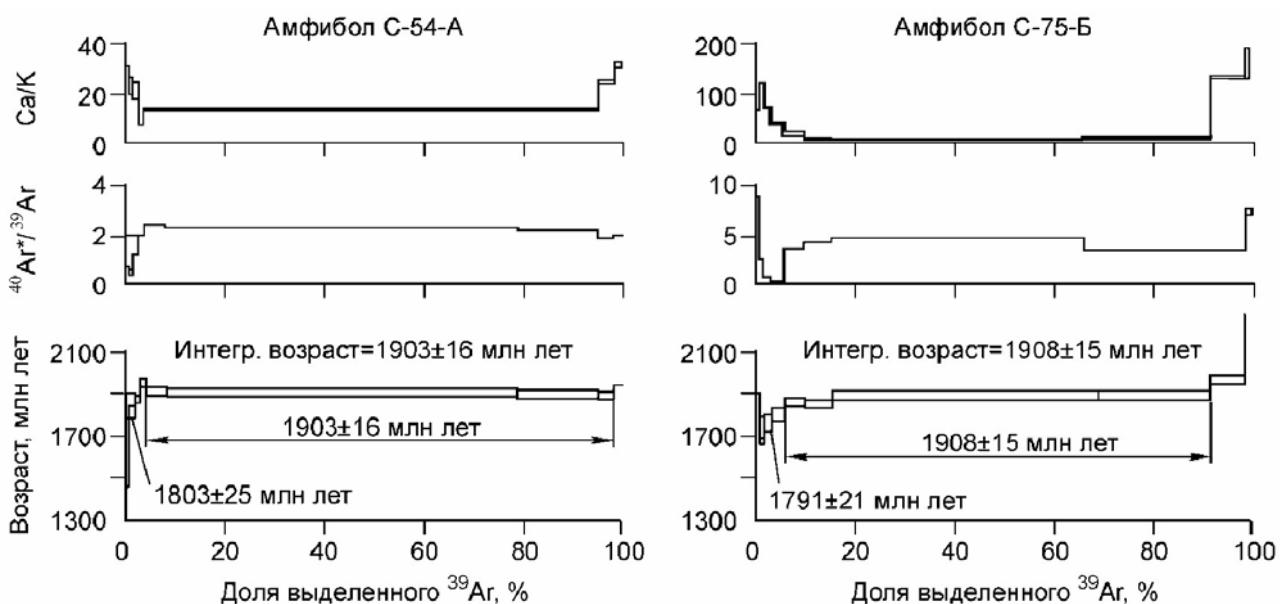


Рис. 12. Возрастные Ca/K и Ar/Ar (Cl/K) спектры для амфиболов C-54-А, C-75-Б. Приведен интегральный возраст, стрелками показан возраст плато и возраст промежуточного плато для низкотемпературных ступеней. Состав и привязка минералов в табл. I

2.2. Петрохимия

Рассматривая в целом геологию месторождения им. П. Пинигина, включая рудопроявления Кур и Притрассовое, а также прилегающие участки, устанавливается, что основные кристаллосланцы, с которыми связаны золоторудные тела, слагают три протяженных субпараллельных тела (№ 1, 2,

3) (Амарский уст. сообщение) и несколько мелких выходов северо-западного простирания (рис. 13). Результаты химических анализов пород по этим телам позволяют дать им петрохимическую характеристику и сопоставить с другими известными докембрийскими базит-ультрабазитовыми комплексами центральной части Алдано-Станового щита.

Корректность использования петрохимической характеристики для метабазитов гранулитовой фации подтверждена петро- и геохимическими исследованиями в зонально- и ареально метаморфизованных комплексах, показавшими изохимический характер регионального метаморфизма в отношении основных пордообразующих, а также редкоземельных элементов (Добрецов и др., 1970; Макрыгина, 1981; Геохимия архея, 1987).

2.2.1. Петрохимияrudовмещающих пород месторождения им. П. Пинигина

В связи с тем, что кристаллические сланцы месторождения им. П. Пинигина относятся к ортопородам с учетом их геологических условий залегания, петрографических особенностей и химического состава, они классифицированы в соответствии с рекомендациями Терминологической комиссии Петрографического комитета СССР (Классификация и номенклатура..., 1981). Для этого анализы наносились на общую классификационную диаграмму, рассчитывались рекомендуемые коэффициенты, сравнивались с табличными составами семейств и видов магматических пород и т.д. (Средние химические составы ..., 1987). В комплексах и сериях, дифференцированных по Феннери, ультраосновные и основные породы расчленены по содержанию MgO (табл. 2). Из рекомендуемых коэффициентов применялся показатель фракционированности $K_f = (Fe_2O_3 + FeO) 100 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$.

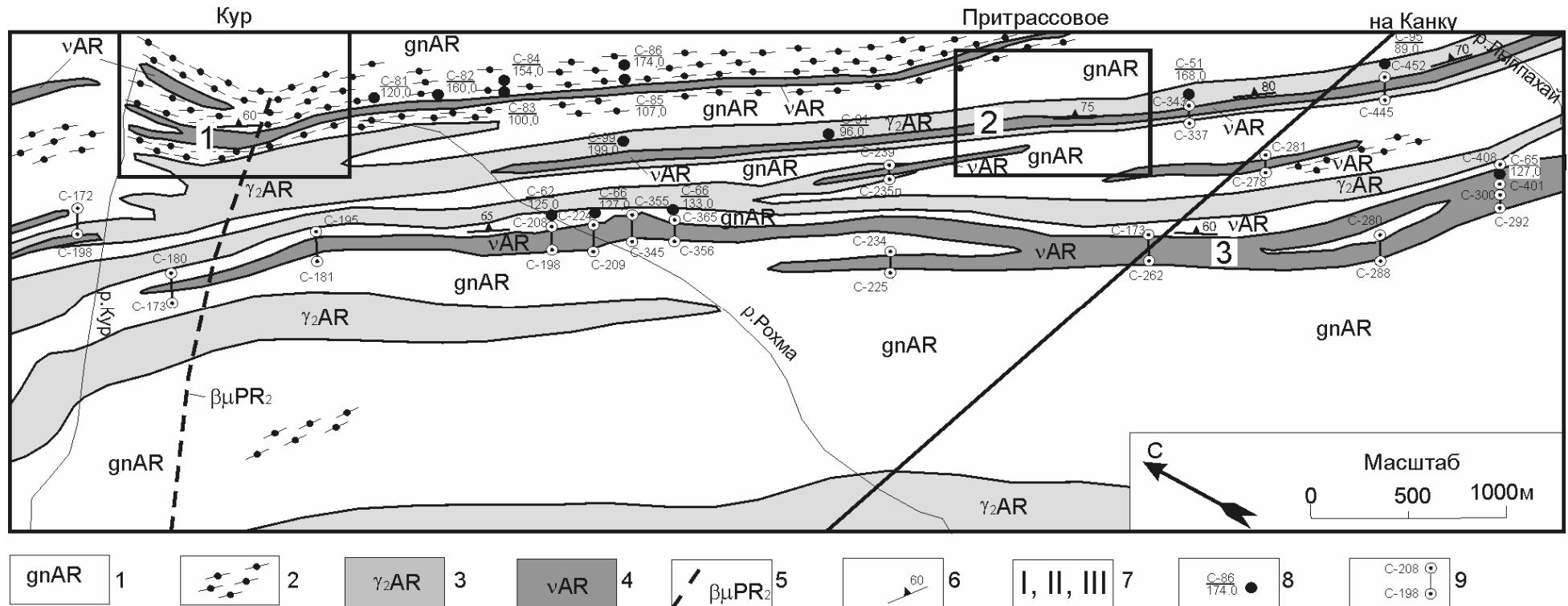


Рис. 13. Схематическая геологическая карта центральной части Верхне-Любкайского рудного поля по данным В.Г. Амарского с дополнениями:

1 – гнейсы графит-гиперстен-биотитовые, лейкократовые, среднезернистые, полосчатые; 2 – гнейсы графит-гранат-биотитовые, графит-гранат-кордиерит-биотитовые, нередко с гиперстеном, иногда со шпинелью; 3 – граниты субщелочные, биотитовые, неравномернозернистые массивные и гнейсовые, розовато-красные; 4 – двутироксеновые и диопсидовые кристаллические сланцы, среднезернистые, массивные и полосчатые; 5 – диабазы; 6 – залегание тел, сложенных основными породами; 7 – номера крупных тел метабазитов; 8 – скважины колонкового бурения поисковые наклонные (числитель – номер скважины, знаменатель – глубина, м); 9 – линии мелких наклонных поисково-картировочных скважин колонкового бурения (номера скважин в начале и конце линии)

Таблица 2

Химические составы (мас. %) и содержания редких элементов (г/т) в рудовмещающих породах тел № 1, 2 и 3 месторождения им. П. Пинигина

№пп	1			2		3					4						
	№ проб	3813/2	K- 7/4	3711	K- 7/1	3710/2	59- 02	53- 03	41- 02	3959/1	0722/9	0722/8	3960	3959	231- 02	0607/2	0607/1
SiO ₂	49,8	46,5	43,7	48,4	44,2	46,7	46,5	49,1	46,6	47,0	52,96	52,1	47,9	45,8	46,8	48,3	44,6
TiO ₂	1,01	0,96	1,79	0,71	1,72	1,76	1,82	1,92	1,99	2,18	1,10	1,34	2,8	2,68	2,15	2,78	2,42
Al ₂ O ₃	8,25	9,29	11,4	5,85	15,5	13,7	12,8	13,9	13,8	13,66	10,96	13,9	12,8	13,3	12,8	13,1	13,8
Fe ₂ O ₃	2,75	3,71	2,92	4,86	1,85	3,41	2,93	4,02	2,07	1,71	1,04	1,31	1,66	3,33	3,26	2,61	3,62
FeO	9,45	11,7	9,9	12,6	12,4	10,8	11,4	13,5	14,9	15,9	10,5	12,2	15,7	14,3	15,4	14,5	14,2
MnO	0,2	0,25	0,25	0,27	0,31	0,2	0,33	0,22	0,21	0,26	0,24	0,21	0,26	0,31	0,33	0,29	0,25
MgO	15,8	14,4	13,3	10	8,29	7,76	7,45	6,71	6,38	6,33	5,88	5,62	5,55	5,42	5,23	5	4,9
CaO	11,3	9,9	12,4	15,2	12,2	10,5	13,4	8,46	10,3	9,07	15,07	8,67	9,28	9,55	9,05	8,93	8,52
Na ₂ O	0,10	0,65	1,54	0,01	1,64	2,03	1,75	0,14	2,76	1,85	0,94	3,19	2,70	2,41	2,45	2,56	2,60
K ₂ O	0,08	0,96	0,96	0,41	0,41	0,66	0,2	0,36	0,46	0,53	0,23	0,55	0,36	0,61	0,61	0,45	0,7
P ₂ O ₅	0,20	0,14	0,15	0,14	0,15	0,19	0,16	0,23	0,22	0,17	0,54	0,26	0,31	0,26	0,53	0,3	1,35
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	0,00	0,00	0,90	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,40	0,24	0,16	0,10	0,40	1,00	0,50	0,40	0,50
ппп	1,10	1,60	0,10	1,60	1,10	2,30	0,00	1,40	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,60	0,40	0,90
Сумма	100	100	99,3	100	100	100	98,8	99,8	100	99,5	99,8	99,5	99,7	98,9	99,7	99,6	98,3
Ni	630	H.o.	510	H.o.	210	H.o.	H.o.	H.o.	100	H.o.	H.o.	65,0	77,0	H.o.	38,0	27,0	100
V	280	"	430	"	560	"	"	"	620	"	"	570	480	"	350	440	500
Co	74,0	"	90,0	"	73,0	"	"	"	89,0	"	"	69,0	57,0	"	76,0	33,0	110
Sc	48,0	"	55,0	"	81,0	"	"	"	100	"	"	87,0	52,0	"	34,0	35,0	43,0
Sr	43,0	"	92,0	"	420	"	"	"	290	"	"	190	230	"	170	130	200
Ba	26,0	"	46,0	"	38,0	"	"	"	62,0	"	"	360	28,0	"	59,0	30,0	74,0
Nb	12,0	"	14,0	"	11,0	"	"	"	H.o.	"	"	H.o.	13,0	"	H.o.	23,0	H.o.
Zr	56,0	"	160	"	140	"	"	"	180	"	"	180	210	"	150	190	150
Y	33,0	"	27,0	"	38,0	"	"	"	34,0	"	"	31,0	31,0	"	29,0	33,0	31,0
Yb	4,20	"	4,70	"	6,50	"	"	"	5,00	"	"	4,40	5,10	"	3,30	3,80	3,50

Продолжение табл. 2

№пп	5	6	7				8						9					
			№ проб	0601	3701/2	C40	3701/1	3701/8	3950	0721	76- 03	П- 39/3	58- 03	3701/12	3951	0602/1	32- 02	3810/2
SiO ₂	43,2	49,4	49,26	49,7	49,3	49,3	56,5	52,3	49,9	48,5	50,8	50,5	50,6	52,7	44,8	47		
TiO ₂	1,16	0,97	1,08	1,34	1,16	0,25	0,79	1,38	1,3	1,27	1,37	1,25	1,26	1,69	1,4	0,82		
Al ₂ O ₃	7,21	13,6	14,8	13,5	13,6	14,7	13,72	15	14,2	13,9	14,7	14,8	14,8	14,1	9,4	9,11		
Fe ₂ O ₃	4,74	3,21	5,74	3,06	2,88	1,63	0,75	1,09	3,31	3,02	2,8	3,55	4,16	4,03	2,44	2,38		
FeO	11,7	9,26	6,58	9,45	10,5	8,92	10,45	11,6	9,90	11,5	9,68	9,59	7,14	9,90	9,90	9,00		
MnO	0,47	0,23	0,14	0,23	0,22	0,25	0,28	0,22	0,20	0,19	0,22	0,24	0,22	0,22	0,19	0,18		
MgO	19,7	8,39	6,82	6,8	6,55	6,39	6,31	5,93	5,64	5,57	4,57	4,4	4,3	4,27	19,1	17,8		
CaO	9,26	10,6	9,47	10,1	9,42	14,3	5,61	6,13	10,7	11,7	10,5	10,6	9,52	7,32	9,20	11,4		
Na ₂ O	0,70	3,12	3,55	3,32	3,95	2,06	4,07	3,54	2,68	2,37	3,45	3,07	4,47	3,48	0,19	0,53		
K ₂ O	0,72	0,64	0,44	0,58	0,65	0,58	0,7	0,53	0,72	0,51	0,72	0,59	0,9	0,86	0,33	0,2		
P ₂ O ₅	0,12	0,11	0,12	0,14	0,12	0,12	0,15	0,18	0,25	0,08	0,2	0,16	0,25	0,35	0,18	0,18		
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
H ₂ O	0,90	0,30	0,69	0,10	0,70	0,80	0,12	1,10	0,00	0,00	0,70	0,30	0,60	0,00	0,00	0,00		
ппп	0,01	0,30	0,20	0,10	0,50	0,60	0,12	н.о.	1,20	1,40	0,30	0,50	0,70	1,10	3,00	1,40		
Сумма	99,9	100	98,7	98,5	99,6	99,9	99,5	99,0	100	100	100	99,6	98,9	100	100	100		
Ni	1200	110	H.о.	96,0	91,0	87,0	H.о.	H.о.	H.о.	H.о.	53,0	92,0	63,0	H.о.	780	840		
V	310	410	"	520	510	170	"	"	"	"	350	300	1000	"	180	150		
Co	100	75,0	"	73,0	75,0	56,0	"	"	"	"	67,0	70,0	96,0	"	68,0	86,0		
Sc	47,0	81,0	"	80,0	80,0	81,0	"	"	"	"	78,0	52,0	96,0	"	25,0	28,0		
Sr	25,0	380	"	210	410	130	"	"	"	"	480	160	570	"	92,0	H.о.		
Ba	54,0	370	"	94,0	290	110	"	"	"	"	410	340	460	"	59,0	H.о.		
Nb	H.о.	10,0	"	13,0	14,0	H.о.	"	"	"	"	16,0	н.о.	н.о.	"	8,00	12,0		
Zr	150	120	"	170	170	120	"	"	"	"	240	150	190	"	74,00	100		
Y	14,0	51,0	"	70,0	65,0	18,0	"	"	"	"	64,0	24,0	54,0	"	16,0	24,0		
Yb	3,30	6,50	"	8,80	8,20	2,70	"	"	"	"	7,80	2,90	6,00	"	3,10	3,60		

Окончание табл. 2

№пп	10			11		12				13		
№ проб	3823/5	3823/4	3955/1	3700	3713/2	3810	3823/2	3955	3700/1	3823/3	3712/2	3713
SiO ₂	45,5	46,5	46,1	49,0	46,9	48,0	48,8	46,9	50,1	46,5	48,2	46,5
TiO ₂	1,39	1,72	1,63	0,74	0,86	1,49	1,52	1,20	1,19	3,39	1,67	1,97
Al ₂ O ₃	9,34	10,7	10,8	14,2	15,0	14,3	13,5	15,2	13,8	13,7	16,0	15,5
Fe ₂ O ₃	2,65	3,19	1,33	2,72	3,95	3,93	2,87	2,19	3,00	4,09	2,71	1,47
FeO	9,45	9,90	10,7	9,1	8,49	10,8	9,90	7,56	9,04	10,8	9,44	9,92
MnO	0,19	0,19	0,22	0,17	0,19	0,24	0,18	0,20	0,19	0,20	0,17	0,16
MgO	17,7	14,9	12,4	8,73	8,24	7,03	7,03	6,92	6,14	5,6	5,47	4,71
CaO	10,7	9,15	13,0	11,7	11,0	8,35	11,4	14,6	10,9	10,7	11,4	13,2
Na ₂ O	0,92	1,82	2,64	2,46	2,84	3,41	2,59	1,88	3,45	2,94	3,2	3,37
K ₂ O	0,59	0,49	0,48	0,52	0,52	0,84	0,79	0,86	1,06	0,61	0,25	0,49
P ₂ O ₅	0,19	0,2	0,13	0,07	0,1	0,33	0,22	0,09	0,14	0,34	0,11	0,28
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	0,00	0,00	0,20	0,00	1,00	0,00	0,00	1,60	0,40	0,00	0,80	0,40
ппп	1,40	1,30	0,00	0,10	0,60	1,20	1,30	0,10	н.о.	1,20	0,50	н.о.
Сумма	100	100	99,7	99,5	99,6	100	100	99,9	99,7	100	99,9	99,5
Ni	840	699	н.о.	160	98,0	90,0	150	140	78,0	81,0	74,0	49,0
V	270	280	"	440	400	390	320	200	440	420	430	560
Co	80,0	75,0	"	66,0	85,0	61,0	67,0	63,0	64,0	64,0	72,0	70,0
Sc	35,0	38,0	"	91,0	91,0	73,0	53,0	71,0	77,0	57,0	80,0	89,0
Sr	130	16,0	"	220	430	380	220	550	1100	190	1000	170
Ba	160	22,0	"	68,0	100	900	74,0	660	1100	94,0	380	380
Nb	18,0	16,0	"	9,00	10,0	11,0	12,0	н.о.	14,0	22,0	11,0	19,0
Zr	110	140	"	71,0	110	210	110	120	170	120	140	330
Y	21,0	25,0	"	32,0	34,0	65,0	28,0	22,0	69,0	35,0	42,0	70,0
Yb	4,20	4,70	"	5,80	5,40	8,7	45,0	2,60	7,00	5,70	6,00	8,40

Примечание. 1–4 – составы пород тела №1 (*рудопроявление Кур*). 1 – переходные породы мафит-ультрамафит ($MgO = 12\text{--}18\%$): 3813/2, K-7/4 – амфибол-двутироксеновые кристаллические сланцы, 3711 – двутироксен-амфиболовая порода. Содержание золота в пробе 3711 = 0,07 г/т. 2 – высокомагнезиальные мафиты ($MgO = 8\text{--}12\%$): K-7/1 – амфиболит, 3710/2 – амфибол двутироксеновый кристаллический сланец. 3 –

умеренномагнезиальные мафиты ($MgO = 6\text{--}8\%$): 59-02 – клинопироксен-амфиболовый кристаллический сланец, 53-03, 41-02, 3959/1, 0722/9 – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы. Содержание золота в пробе 53-03 = 1 г/т, в 3959/1 < 0,01 г/т, в 0722/9 = 0,02 г/т. 4 – низкомагнезиальные мафиты ($MgO < 6\%$): 0722/8 – двупироксеновый кристаллический сланец, 3960, 3959 – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, 231-02 – двупироксеновый кристаллический сланец, 0607/2, 0607/1, 0607/3 – амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы. Содержание золота в пробе 0722/8 = 2,6 г/т, в 3960, 3959 < 0,01 г/т, в 231-02 = 0,06 г/т, в 0607/2 > 10 г/т, в 0607/1 < 0,01 г/т, в 0607/3 = 3,3 г/т. 5–8 – составы пород тела №2 (рудопроявление Притрассовое). 5 – ультрамафит ($MgO > 18\%$) – 0601 – оливин-амфибол-двупироксеновая порода. Содержание золота в пробе 0601 < 0,01 г/т. 6 – высокомагнезиальный мафит ($MgO = 8\text{--}12\%$) – 3701/2 – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец. 7 – умеренномагнезиальные мафиты ($MgO = 6\text{--}8\%$): C-40 – амфибол-двупироксеновый кристаллический сланец, 3701/1 – клинопироксен-амфиболовый кристаллический сланец, 3701/8, 3950 – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, 0721 – двупироксеновый кристаллический сланец. Содержание золота в пробе C40 = 0,04 г/т, 3950 = 0,05 г/т, 0721 < 0,01 г/т. 8 – низкомагнезиальные мафиты ($MgO < 6\%$): 76-03, П-39/3, 58-03, 3701/12 – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, 3951 – амфибол-двупироксеновый кристаллический сланец, 0602/1 – амфибол-клинопироксеновый крупнозернистый кристаллический сланец, 32-02 – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец. Содержание золота в пробе 76-03 = 0,14 г/т, 58-03 = 0,15 г/т, 3951 = 0,004 г/т, 0602/1 = 1,7 г/т. 9–13 – составы пород тела №3. 9 – ультрамафиты ($MgO > 18\%$): 3810/2 – оливин(серпентин)-ортопироксен-амфиболовая порода, 3810/3 – двупироксен-амфиболовая порода. 10 – переходные породы мафит-ультрамафит ($MgO = 12\text{--}18\%$): 3823/5 – клинопироксен-амфиболовая порода, 3823/4 – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец, 3955/1 – амфибол-клинопироксеновый кристаллический сланец. Высокомагнезиальные мафиты ($MgO = 8\text{--}12\%$): 3700 – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец, 3713/2 – клинопироксеновый кристаллический сланец. 12 – умеренномагнезиальные мафиты ($MgO = 6\text{--}8\%$): 3810, 3823/2 – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, 3955 – амфиболит, 3700/1 – двупироксеновый амфиболит с биотитом. 13 – низкомагнезиальные мафиты ($MgO < 6\%$): 3823/3 – клинопироксен-амфиболовый кристаллический сланец, 3712/2 – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец, 3713 – клинопироксеновый кристаллический сланец. Здесь и далее н.о. – не определялось. Химический состав определен химическим методом, содержания элементов – количественным спектральным анализом.

Тело №1 изучено на рудопроявлении Кур. Основные кристаллические сланцы представлены, главным образом, двутироксен-амфибол-плагиоклазовыми породами. Иногда среди них встречаются ультрамафиты (плагиоклаза от 0 до 5–10%) с незначительным количеством серпентинизированного оливина. Содержание магнетита и ильменита, присутствующих во всех этих породах, доходит до 10–15%. По химическому составу кристаллические сланцы тела №1 представляют собой аналоги долеритов разной магнезиальности и изредка аналоги пикродолеритов толеитового типа. В ряду дифференциации от аналогов пикродолеритов до высокожелезистых долеритов (табл. 2, выборки №1–5, рис. 14) с уменьшением содержания MgO наблюдается тенденция увеличения содержания SiO_2 , Al_2O_3 , ΣFeO , TiO_2 , P_2O_5 , V , Zr и Y , уменьшение Ni . Породы тела №1 характеризуются дифференцированным спектром распределения РЗЭ при незначительном обогащении легкими РЗЭ, без аномалий Eu или со слабым его дефицитом (рис. 15, табл. 3).

Тело №2 изучено на участке Притрассовый (рис. 13). Оно сложено, как и тело №3, кристаллическими сланцами в целом несколько более богатыми роговой обманкой, двутироксен-амфиболовыми разновидностями и амфиболитами. Тело опробовано 22 пробами (керн и штуфные пробы). Основные кристаллосланцы соответствуют умеренно- и низкомагнезиальным базитам (табл. 2, выборки 7, 8). И всего 1 высокомагнезиальный сланец и ультрамафит. По средним составам выявляются существенные различия между кристаллосланцами тел №1 и 2. При сопоставимых MgO , CaO оказывается содержание SiO_2 , Al_2O_3 несколько выше, а ΣFeO , TiO_2 , MnO , P_2O_5 ниже в породах тела №2 по сравнению с соответствующими породами тела №1. Из микроэлементов в теле №2 значительно выше содержание Va и несколько ниже Zr . На рис. 14 более четко видны эти различия. При равных Кф содержания MgO систематически меньше, чем в сланцах тела №1.

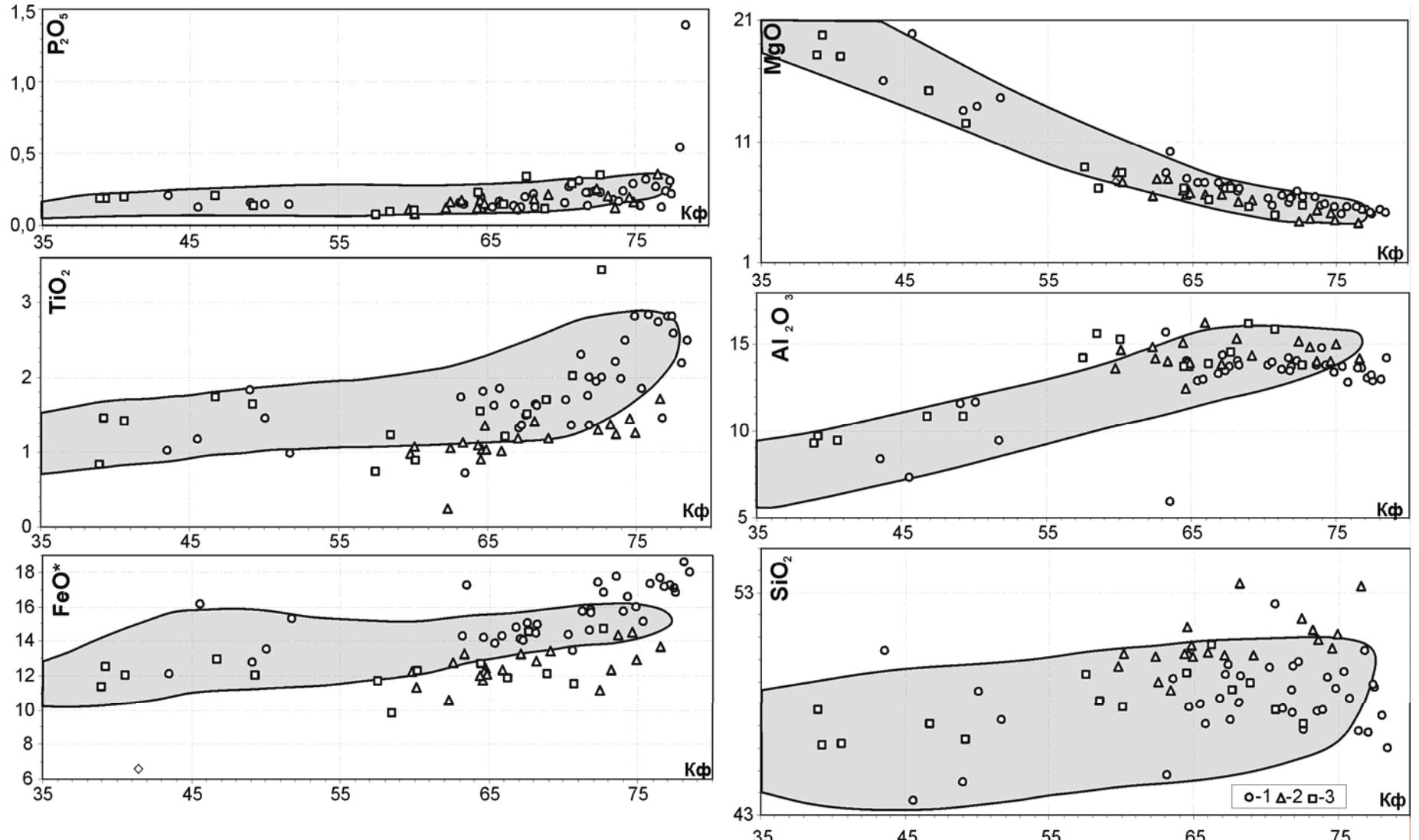


Рис. 14. Диаграммы « $K\phi$ -оксиды» для кристаллических сланцев тел №1, 2, 3 месторождения им. П. Пинигина.

$K\phi = (FeO^*/MgO) \times 100$, $FeO^* = FeO + 0.9Fe_2O_3$: 1 – кристаллические сланцы тела №1; 2 – тела №2; 3 – тела №3. Серым закрашены поля составов пород медведевского комплекса

Таблица 3

Содержания редкоземельных элементов (г/т) в метабазитах тел № 1, 2 и 3 месторождения им. П. Пинигина

№ проб	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
41-02	8,04	20,9	14,4	4,39	1,44	5,03	0,77	1,05	3,16	0,44	3,32	0,45
59-02	9,10	25,6	17,8	5,59	1,98	6,07	0,90	1,21	3,51	0,47	3,39	0,44
K-7/1	9,07	34,2	21,7	5,42	1,13	5,24	0,79	1,03	2,91	0,43	3,04	0,44
3959	17,7	39,7	35,6	10,2	2,44	12,7	1,97	2,68	7,65	1,06	7,46	1,03
32-02	27,2	65,6	36,5	8,60	2,49	7,88	1,11	1,52	4,48	0,64	4,88	0,65
П-39/3	24,1	55,1	27,1	6,74	1,82	6,91	1,10	1,63	4,69	0,68	5,04	0,72
C-40	11,6	23,2	15,1	4,44	1,25	5,70	1,01	1,52	4,70	0,67	5,02	0,66
3955/1	37,4	78,9	55,7	13,9	2,24	15,47	2,32	3,47	10,5	1,47	10,2	1,45

Примечание. Описание и привязка проб приведены в табл. 2, содержания элементов определены методом LA-ICP-MS в ИГМ СО РАН

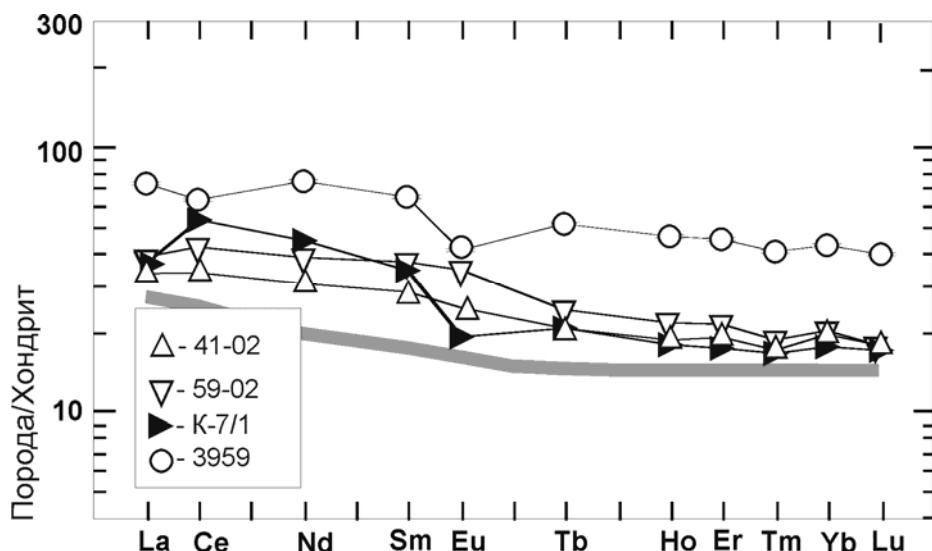


Рис. 15. Распределение редкоземельных элементов в основных кристаллических сланцах тела №1 месторождения им. П. Пинигина. Серая линия – распределение редкоземельных элементов в обогащенных базальтах COX. Нормирование и линия выполнены по Sun, McDonough (1989)

Кристаллические сланцы тела №2 имеют несколько более высокие содержания РЗЭ при сходном распределении (слабое обогащение легкими РЗЭ) (рис. 16). С учетом того, что в анализированных пробах тела №2 Кф в целом выше, чем в пробах тела №1, можно заключить, что по РЗЭ кристаллосланцы тел №1 и 2 неотличимы.

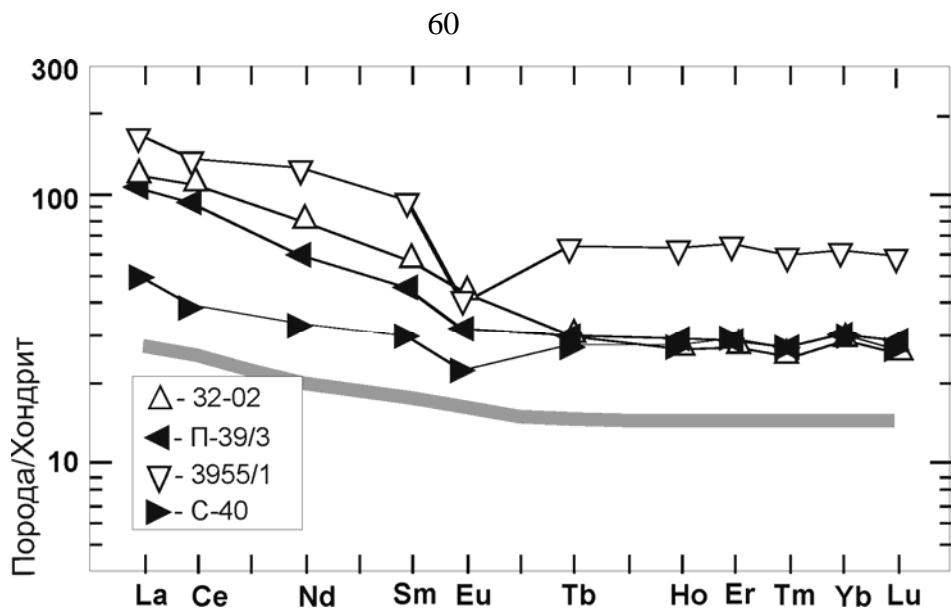


Рис. 16. Распределение редкоземельных элементов в основных кристаллических сланцах тел №2 и 3 месторождения им. П.Пинигина. Серая линия – распределение редкоземельных элементов в обогащенных базальтах COX. Нормирование и линии выполнены по Sun, McDonough (1989)

Тело №3, наиболее протяженное (7,4 км) и мощное (до 150м), слабо изучено. Мощность, видимо, преувеличена, поскольку в его состав включаются клинопироксен-плагиоклазовые породы, в которых отмечаются кальцифиры – характерные парапороды и метасоматиты федоровской толщи.

Пробы отобраны южнее участка Притрассовый и юго-западнее участка Кур исключительно из отдельных глыб, выступающих из-под дерна там, где картируется это тело. По петрохимии выявлено, что вблизи участка Кур эти кристаллосланцы относятся к федоровской толще, а вблизи Притрассового встречаются как кристаллосланцы федоровской толщи, так и кристаллосланцы, близкие по петрохимии толеитам тел №1 и 2 (рис. 13). Последние представлены в табл. 2 (выборки 9–13). Эти данные и диаграммы (рис. 14, 16) свидетельствуют, что ультрабазиты близки с ультрабазитами тела №1, а базиты – как с базитами тела №2, так и тела №1. В единственной пробе высокомагнезиальных пород определены РЗЭ – проба 3955/1. Получены неожиданно более высокие содержания РЗЭ, чем в менее магнезиальных породах тел №1 и 2, с минимумом Eu. Минимум Eu, вероятно, связан с низким содержанием в породе плагиоклаза (рис. 16).

2.2.2. Петрохимия медведевского комплекса петротипической местности

Долгое время выделение медведевского комплекса принималось не всеми геологами. Ультрамафиты петротипической местности (верховые руч. Медведевка в районе ответвления дороги АЯМ на Канкунскую группу месторождений флогопита) включались в нижний, медведевский горизонт федоровской толщи (Черкасов, 1979; Реутов, 1981 и др.). В настоящее время признается существование как стратона, так и метаморфизованного интрузивного комплекса (Утробин, уст. сообщение). Однако, до недавнего времени отсутствовали петрохимические критерии выделения комплекса. Комплекс включает мономинеральные амфиболиты, оливин-шпинельсодержащие двупироксеновые породы без плагиоклаза или с небольшим его количеством. Породы определялись как метаморфизованные в гранулитовой фации шпинель-оливиновые габбро или горнблендиты, пироксениты, перidotиты и серпентиниты (Энтин, Тян, 1984; Утробин, уст. сообщение). Проведено представительное опробование петротипа и сопредельных участков, на водоразделе Эвота – М. Нимныр к северу от трассы АЯМ и в долине р. Эвота выше устья р. Гоголь, там, где выделялся медведевский горизонт. Петрохимия последнего охарактеризована в табл. 4, геохимия – в табл. 5 и на рис. 14 и 17.

Ультрамафиты, преобладающие породы комплекса, по содержаниям SiO_2 , MgO и других оксидов по принятой классификации (Классификация .., 1981) отвечают скорее семейству пироксенитов–горнблендитов, чем перidotитов. Учитывая небольшие размеры выходов, породы можно определить как метаморфизованные аналоги пикродолеритов и долеритов соответственно для ультрамафитовых и мафитовых кристаллосланцев. В этом ряду от ультрамафитов до высокожелезистых мафитов с увеличением Кф, кроме уменьшения MgO и увеличения ΣFeO , возрастают содержания SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , Zr , V , Sc , Y , Yb и уменьшаются Ni и Co (табл. 4).

Таблица 4

Химические составы (мас. %) и содержания редких элементов (г/т) в породах медведевского комплекса петротипической местности

№проб	1									2					
	3718	3822	3719/1	3716	3803/5	1729	3719/2	1616/2	3804/1	0724/3	2891/4	1613	1605	1604/2	3961/1
SiO ₂	44,7	40,2	46,6	42,9	43,6	45,1	44,4	46,0	43,2	43,2	41,8	47,0	44,8	45,5	43,2
TiO ₂	1,05	1,34	0,91	1,13	1,49	1,30	1,10	1,25	1,43	1,93	2,30	1,51	1,97	1,40	2,01
Al ₂ O ₃	8,50	5,91	6,74	7,14	7,39	7,60	8,70	7,51	8,40	8,77	8,80	7,32	8,48	11,5	10,1
Fe ₂ O ₃	2,65	3,41	3,19	3,21	3,14	2,50	2,30	3,87	3,38	2,68	н.о.	3,25	5,80	1,83	4,38
FeO	8,67	10,8	7,60	9,55	9,90	12,0	9,20	8,03	9,90	12,5	14,7	9,91	8,12	10,7	12,1
MnO	0,17	0,18	0,17	0,27	0,18	0,20	0,20	0,17	0,18	0,26	0,20	0,24	0,16	0,20	0,32
MgO	21,8	26,9	22,5	22,4	21,6	21,1	21,0	21,0	18,9	17,7	17,2	17,0	15,9	14,5	13,6
CaO	8,63	4,69	9,98	9,29	9,05	9,40	8,90	7,12	10,3	10,6	10,8	12,4	11,6	8,87	9,91
Na ₂ O	0,22	0,01	0,33	0,31	0,01	0,70	0,60	1,20	0,01	0,98	1,60	1,05	1,20	1,38	1,28
K ₂ O	0,26	0,03	0,11	0,56	0,09	0,20	0,30	0,14	0,27	0,22	0,80	0,12	0,18	0,90	0,56
P ₂ O ₅	0,1	0,18	0,09	0,11	0,18	0,10	0,10	0,13	0,18	0,19	0,20	0,12	0,15	0,13	0,16
ппп	0,20	6,40	H.о.	0,40	3,40	0,70	1,90	2,30	3,80	0,05	1,30	0,50	0,10	1,50	0,00
Сумма	97,0	100	98,2	97,3	100	100	98,7	98,7	99,9	99,1	99,7	100	98,5	98,4	97,6
Ni	1000	1300	1100	880	999	H.о.	990	H.о.	850	H.о.	H.о.	1000	H.о.	H.о.	1000
V	390	140	210	290	250	"	350	"	250	"	"	260	"	"	270
Co	120	100	120	110	92,0	"	110	"	78,0	"	"	120	"	"	120
Sc	52,0	19,0	44,0	44,0	32,0	"	54,0	"	31,0	"	"	29,0	"	"	52,0
Sr	69,0	34,0	H.о.	65,0	170	"	97,0	"	130	"	"	43,0	"	"	49,0
Ba	34,0	29,0	"	56,0	31,0	"	150	"	56,0	"	"	20,0	"	"	48,0
Nb	14,0	18,0	13,0	14,0	11,0	"	14,0	"	11,0	"	"	7,00	"	"	19,0
Zr	98,0	120	98,0	100	99,0	"	100	"	96,0	"	"	120	"	"	210
Y	20,0	14,0	24,0	17,0	16,0	"	23,0	"	22,0	"	"	13,0	"	"	17,0
Yb	3,70	3,40	3,90	3,70	3,40	"	4,00	"	3,70	"	"	2,00	"	"	3,70

Окончание таблицы 4

№проб	2			3			4				5				
	1610	2937/7	3964	3963	1729/1	3718/1	3719/4	3964/2	1603	1595/1	5/03	3822/4	3803	1608	4/03
SiO ₂	46,1	45,0	47,96	47,5	47,4	47,3	45,3	45,1	48,3	48,9	46,7	51,9	49,9	47,3	48,8
TiO ₂	1,54	1,8	1,67	1,46	1,44	1,68	2,17	2,32	1,18	1,23	1,9	1,38	1,87	1,79	1,81
Al ₂ O ₃	9,49	9,90	10,32	11,4	12,3	11,9	13,8	13,3	13,5	14,8	13,7	14,4	14,3	13,3	16,8
Fe ₂ O ₃	2,88	H.o.	3,22	4,73	3,50	2,16	3,98	5,88	2,48	2,10	2,70	2,11	4,16	0,90	2,71
FeO	10,3	13,4	9,63	7,43	8,43	10,4	10,9	9,76	12,4	12,6	9,00	9,00	10,8	12,8	9,00
MnO	0,17	0,20	0,15	0,24	0,17	0,42	0,23	0,25	0,29	0,23	0,20	0,20	0,20	0,20	0,19
MgO	13,5	13,3	12,17	11,1	9,46	8,82	7,74	7,72	7,15	6,20	5,80	5,08	4,8	4,54	4,53
CaO	10,2	12,2	10,83	11,8	12,1	10,9	11,1	10,1	9,94	8,22	15,6	10,2	9,06	9,42	11,9
Na ₂ O	1,38	1,70	1,70	2,19	2,20	3,08	2,54	2,70	2,97	4,06	1,00	3,48	2,78	2,54	1,72
K ₂ O	0,49	0,90	0,64	0,56	0,62	0,85	0,86	0,85	0,49	0,63	0,50	0,34	0,58	0,74	0,59
P ₂ O ₅	0,11	0,10	0,16	0,15	0,12	0,14	0,17	0,23	0,12	0,11	0,30	0,23	0,44	0,25	0,31
ппп	2,20	1,60	0,00	0,01	0,80	0,70	0,50	0,00	H.o.	1,80	2,60	1,70	1,20	4,40	1,60
Сумма	98,4	100	98,5	98,6	98,5	98,4	99,3	98,2	98,8	100	100	100	100	98,2	100
Ni	H.o.	H.o.	490	99,7	H.o.	440	260	290	H.o.	59,0	H.o.	95,0	39,0	H.o.	H.o.
V	“	“	270	440	“	440	520	360	“	H.o.	“	320	390	“	“
Co	“	“	88,0	280	“	80,0	84,0	87,0	“	52,0	“	61,0	44,0	“	“
Sc	“	“	61,0	120	“	64,0	62,0	48,0	“	H.o.	“	60,0	47,0	“	“
Sr	“	“	150	86,0	“	350	200	210	“	312	“	190	180	“	“
Ba	“	“	67,0	220	“	700	250	260	“	188	“	130	89,0	“	“
Nb	“	“	H.o.	600	“	17,0	21,0	H.o.	“	H.o.	“	15,0	13,0	“	“
Zr	“	“	150	H.o.	“	170	210	180	“	18,0	“	160	190	“	“
Y	“	“	18,0	210	“	33,0	30,0	21,0	“	42,0	“	36,0	46,0	“	“
Yb	“	“	2,70	26,0	“	5,30	5,60	H.o.	“	3,10	“	5,40	6,00	“	“

Примечание. 1 – ультрамафиты ($MgO > 18\%$): 3718 – бесплагиоклазовый кристаллосланец, сложенный амфиболом с подчиненным количеством пироксенов, оливина, шпинели, 3822 – оливин-(серпентин)-амфиболовая порода, 3719/1 – оливин-двутироксен-амфиболовая порода, 3716 – бесплагиоклазовая оливин-двутироксен-амфиболовая порода, 3803/5 – оливин-амфиболовая порода, 1729 – двутироксен-амфиболовый ультраосновной кристаллический сланец, 3719/2 – оливин-двутироксен-амфиболовая порода, 1616/2 – мономинеральный амфиболит, 3804/1 – ультрамафит диафторированный (серпентин, амфибол). Содержание золота в пробе 3718 = 0,07 г/т, 3822 = 0,06

$\text{г}/\text{т}$, $3719/1 = 0,17 \text{ г}/\text{т}$, $3716 = 0 \text{ г}/\text{т}$, $3803/5 = 0,01 \text{ г}/\text{т}$, $3719/2 = 0 \text{ г}/\text{т}$. 2 – переходные породы мафит-ультрамафит ($\text{MgO} = 12\text{--}18\%$): $0724/3$, $2891/4$ – оливин-клинопироксен-амфиболовые породы, 1613 , 1605 , $1604/2$ – амфиболиты с ортопироксеном, $3961/1$ – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец, 1610 , $2937/7$ – амфиболиты, 3964 – меланократовый амфиболит (диафторит). Содержание золота в пробах $0724/3$, $2891/4$, $2937/7$, $3964 < 0,01 \text{ г}/\text{т}$, $3961 = 0,002 \text{ г}/\text{т}$. 3 – высокомагнезиальные мафиты ($\text{MgO} = 8\text{--}12\%$): 3963 – двупироксен-амфиболовая меланократовая порода, $1729/1$ – амфиболовый сланец, $3718/1$ – клинопироксен-амфиболовый сланец. Содержание золота в пробах 3969 , $3718/1 < 0,01 \text{ г}/\text{т}$. 4 – умеренномагнезиальные мафиты ($\text{MgO} = 6\text{--}8 \%$): $3719/4$ – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец, $3964/2$ – меланократовый амфиболит, 1603 , $1595/1$ – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы. Содержание золота в пробе $3719/4 = 0 \text{ г}/\text{т}$, $3964/2 < 0,01 \text{ г}/\text{т}$. Низкомагнезиальные мафиты ($\text{MgO} < 6\%$): $5/03$, $3822/4$, 3803 – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, 1608 – биотит-амфиболовый кристаллический сланец, $4/03$ – амфиболовый кристаллический сланец. Содержание золота в пробе $3822/4 < 0,01 \text{ г}/\text{т}$, в $3803 = 0 \text{ г}/\text{т}$. Привязка проб в графическом приложении. Химический состав определен химическим методом, содержания элементов – количественным спектральным анализом

Таблица 5

Содержания редкоземельных элементов (г/т) в метабазитах медведевского комплекса в петротипической местности

№ проб	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
4/03	17,3	44,9	23,8	5,67	1,82	5,38	0,78	1,02	2,77	0,41	2,95	0,40
5/03	36,1	88,1	34,3	6,64	1,91	5,60	0,8	0,98	2,63	0,36	2,57	0,35
1729	7,50	22,6	13,3	3,53	1,15	3,01	0,42	0,45	1,19	0,15	1,01	0,12
3716	7,66	19,9	13,4	3,95	0,95	4,36	0,62	0,8	2,19	0,29	1,91	0,25
3719/1	10,7	23,1	15,5	4,62	1,06	4,89	0,76	0,96	2,84	0,38	2,44	0,33
3719/2	9,66	22,0	14,6	4,10	0,90	4,26	0,6	0,74	2,04	0,26	1,85	0,29
3963	11,4	24,42	18,1	5,15	1,25	5,46	0,84	1,08	2,88	0,39	2,87	0,37
3964	10,8	24,2	17,0	4,18	1,12	4,67	0,66	0,77	2,04	0,27	1,82	0,27
3964/2	18,0	35,4	28,8	6,95	1,83	7,71	1,07	1,24	3,32	0,42	2,96	0,40

Примечание. Описание и привязка проб приведены в табл. 4 и графическом приложении. Анализ выполнен методом LA-ICP-MS в ИГМ СО РАН

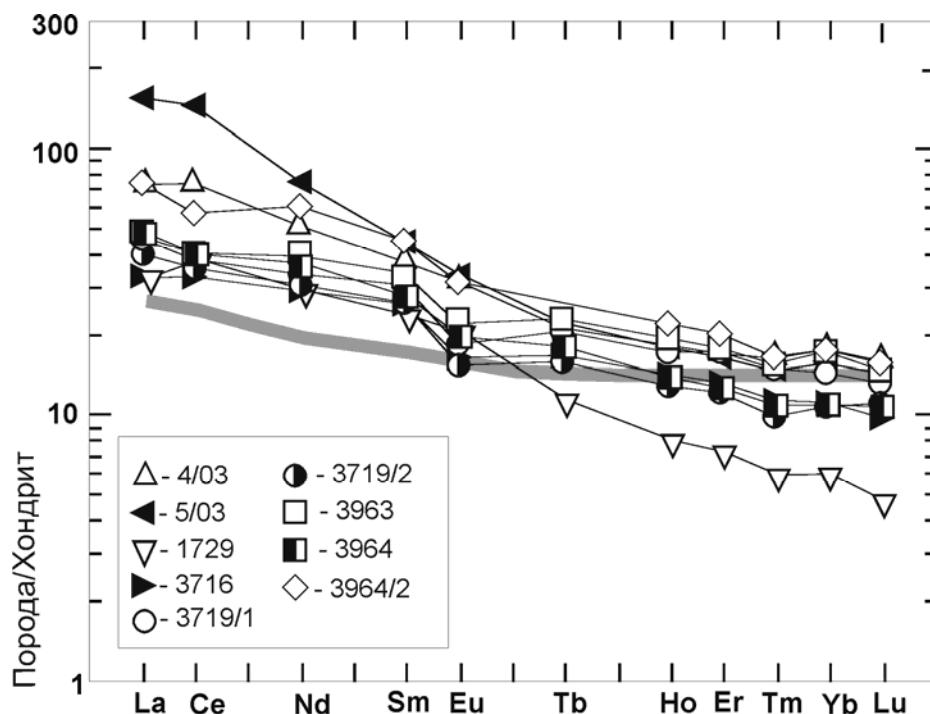


Рис. 17. Распределение редкоземельных элементов в кристаллических сланцах медведевского комплекса (руч. Медведевка и Эвота). Серая линия – распределение редкоземельных элементов в обогащенных базальтах COX. Нормирование и линия выполнены по Sun, McDonough (1989)

Несмотря на значительную дифференциацию, все породы комплекса имеют достаточно близкие содержания и характер распределения РЗЭ (рис. 17),

иногда устанавливается тенденция увеличения концентрации РЗЭ в более поздних дифференциатах при постоянной обогащенности пород легкими РЗЭ. Преобладает наличие слабых отрицательных аномалий Eu при более редких положительных аномалиях или без аномалий. В двух пробах обнаружен больший наклон спектров распределения РЗЭ, чем в остальных. В пробе 1729 – ультрамафитовом сланце это обусловлено значительным обеднением тяжелыми РЗЭ, а в пробе 5/03 – высокожелезистом метабазите – обогащением легкими РЗЭ.

Очевидно, что по геолого-структурному положению, петрохимическим (рис. 14) и геохимическим параметрам (рис. 15–17)рудовмещающие породы месторождения им. П. Пинигина сопоставимы с породами медведевского комплекса (Смелов и др., 2006) и являются его аналогами в центральной части Алдано-Станового щита. Отличия заключаются в том, что в медведевском комплексе явно преобладают ультрамафиты и переходные к ним породы, высокомагнезиальные, умеренномагнезиальные базиты явно подчинены, а высокожелезистые базиты более редкие. Кроме того, среди пород месторождения им. П. Пинигина распространены кристаллические сланцы с повышенным содержанием ΣFeO , TiO_2 и Кф (рис. 14), при этом наиболее распространены породы с Кф более 55. Можно сделать заключение, что породы тел №1 и 2 месторождения им. П. Пинигина являются прямыми аналогами медведевского комплекса (Кравченко, Березкин, 2006).

2.3 Генетические особенности первичных пород медведевского комплекса

Совместное рассмотрение петрохимических особенностей базит-ультрабазитов месторождения и петротипической местности медведевского комплекса, объединенных в один комплекс, позволяет подойти к обоснованию вероятной модели формирования первично магматических образований. Так, по содержанию SiO_2 породы комплекса соответствуют и ультраосновным, и основным породам (рис. 18). Значительные вариации обнаруживают

содержания других оксидов, что свидетельствует о дифференцированности состава комплекса. Принимая за индекс дифференциации базитов содержания MgO (Классификация и номенклатура..., 1981; Средние химические составы ..., 1987; Le Bas, 2000), в составе комплекса выделено пять групп пород с интервалами: 29 – 18, 18 – 12, 12 – 8, 8 – 6, 6 – 4 мас. % (табл. 2, 4, 6). По химическому составу первая группа метаультрабазитов в основном соответствует породам семейства пироксенитов и горнблендитов, и отчасти роговообманковым перidotитам. Учитывая незначительные размеры тел и их геологическое положение, вторая группа пород представлена аналогами пикродолеритов, переходных к долеритам. Метабазиты по составу разделяются на высокомагнезиальные, умеренномагнезиальные и низкомагнезиальные (высокожелезистые) долериты. По соотношению SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ породы комплекса в основном соответствуют габброидам нормального и субщелочного ряда (рис. 18, А). Судя по значительности разброса суммы щелочей (при фиксированном SiO_2), включая попадание небольшого количества анализов в субщелочное поле, а также по величине стандартного отклонения для щелочей, не исключено, что часть из них испытала некоторое перераспределение при метаморфизме. В целом незначительные изменения щелочей при метаморфизме основных и ультраосновных пород Алдано-Станового щита были показаны ранее (Березкин, 1992). На диаграмме AFM четко наблюдается тренд обогащения железом в пределах поля толеитовой серии (рис. 18, Б). Сопоставление табличных данных по составам групп пород показывает, что с уменьшением MgO существует тенденция обогащения SiO_2 , ΣFeO , TiO_2 , P_2O_5 , Na_2O , V, Sc, Zr, Yb и обеднения Cr, Ni, Co. На многокомпонентной диаграмме, построенной по отношениям порода/примитивная мантия для медведевского комплекса (рис. 19), виден дифференцированный характер распределения с четкими минимумами по Th, Nb-Ta и Hf-Zr парам.

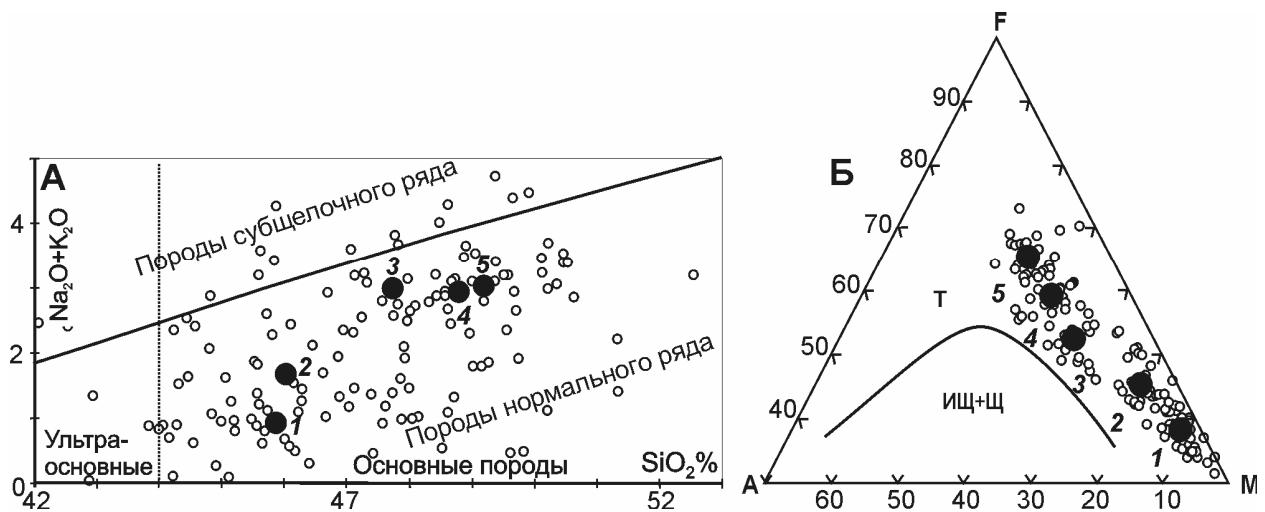


Рис. 18. Положение точек составов пород медведевского комплекса на диаграммах: SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (А) по (Классификация и номенклатура..., 1981) и AFM (Б), где $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $F = \text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3$, $M = \text{MgO}$ (Irvine, Baragar, 1971):

Т – поле толеитовой серии, ИЩ+Щ – поля известково-щелочной и щелочной серий. Белые точки – маркер для отдельных проб, черные – для средних значений по выборкам пород медведевского комплекса

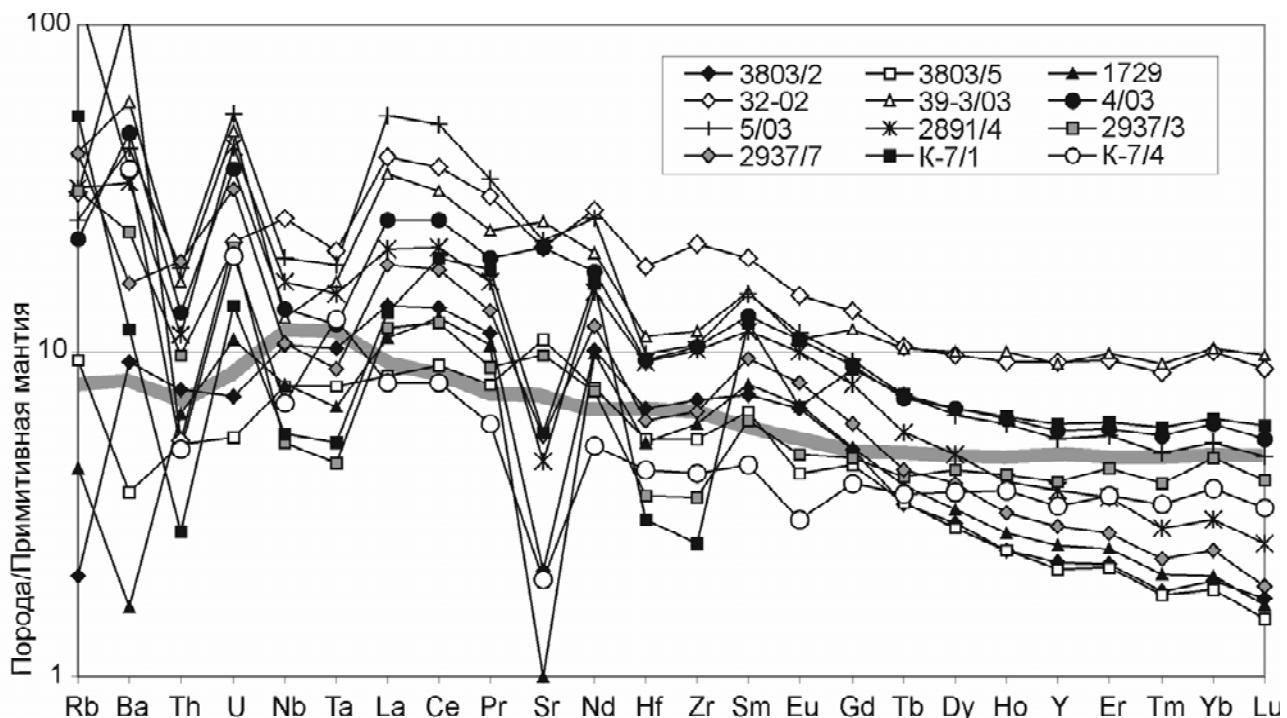


Рис. 19. Многокомпонентная диаграмма редких элементов, нормализованных на примитивную мантию для пород медведевского комплекса. Серая линия – распределение редкоземельных элементов в обогащенных базальтах COX. Нормирование и линия выполнены по Sun, McDonough (1989)

Таблица 6

Средние химические составы пород медведевского комплекса

	1	2	3	4	5
SiO ₂	45,8 (1,47)	46,0 (1,97)	47,7 (1,51)	48,8 (1,46)	49,2 (1,42)
TiO ₂	1,35 (0,26)	1,88 (0,71)	1,77 (0,41)	1,79 (0,47)	2,32 (0,63)
Al ₂ O ₃	8,19 (1,13)	9,93 (1,49)	13,50 (1,47)	13,90 (0,70)	13,87 (1,10)
FeO _T	13,3 (1,38)	13,9 (1,36)	13,2 (1,45)	14,4 (1,22)	15,7 (1,32)
MnO	0,21 (0,04)	0,21 (0,03)	0,24 (0,06)	0,23 (0,03)	0,24 (0,02)
MgO	20,5 (2,15)	15,2 (2,04)	8,96 (0,69)	6,95 (0,53)	5,31 (0,68)
CaO	9,60 (1,46)	10,9 (1,51)	11,4 (1,81)	10,8 (1,93)	10,1 (1,16)
Na ₂ O	0,60 (0,41)	1,19 (0,42)	2,39 (0,51)	2,36 (0,84)	2,53 (0,49)
K ₂ O	0,30 (0,21)	0,46 (0,26)	0,59 (0,29)	0,58 (0,24)	0,49 (0,15)
P ₂ O ₅	0,13 (0,04)	0,17 (0,07)	0,18 (0,09)	0,19 (0,06)	0,27 (0,08)
n	36	29	19	25	27
Cr	1400 (180)	960 (100)	350 (150)	190 (60,0)	170 (70,0)
Ni	970 (120)	742 (180)	230 (64,0)	130 (49,0)	70,0 (14,0)
Co	91,0 (16,0)	81,0 (16,0)	66,0 (10,0)	70,0 (16,0)	68,0 (14,0)
V	250 (75,0)	255 (70,0)	250 (50,0)	430 (120)	460 (110)
Sc	34,0 (10,0)	32,0 (13,0)	30,0 (9,00)	61,0 (20,0)	59,0 (14,0)
Zr	92,0 (18,0)	140 (23,0)	128 (42,0)	160 (40,0)	220 (80,0)
Nb	12,0 (2,00)	15,0 (4,00)	12,0 (4,00)	15,0 (3,00)	20,0 (4,00)
Y	19,0 (4,00)	25,0 (6,00)	26,0 (6,00)	41,0 (12,0)	56,0 (13,0)
Yb	3,10 (0,80)	3,90 (1,00)	3,70 (1,70)	5,80 (1,70)	6,60 (1,10)
n*	16-19	9-13	4-9	10-13	6-8

Примечания. 1–2 – метаультрабазиты: 1 – аналоги собственно пикродолеритов, 2 – аналоги пикродолеритов, переходных к долеритам; 3–5 – метабазиты: 3 – аналоги высокомагнезиальных долеритов, 4 – умеренномагнезиальных долеритов, 5 – ферродолеритов. Силикатные анализы пород выполнены рентгенофлюоресцентным (CRM – 18/СМ-1) и обычным химическим методами, а анализ на редкие элементы – количественным спектральным методом в лабораториях ИГАБМ и ИГМ СО РАН. В скобках стандартное отклонение, n – количество анализов в выборке при подсчете средних содержаний петрогенных элементов, n* – элементов-примесей (диапазон значений означает различное количество анализов для отдельных групп элементов). FeO_T – суммарное содержание двух- и трехвалентного оксида железа. Содержания оксидов приведены в мас.%, элементов-примесей – в г/т

Распределение РЭ в метаультрабазитах и метабазитах в целом носит дифференцированный характер (рис. 15–17). La/Yb нормированные отношения меняются от 4 до 7 в метаультрабазитах и от 2 до 9,5 в метабазитах при разной

концентрации тяжелых РЗЭ в породах. Уровень концентрации тяжелых РЗЭ в метабазитах превышает по отношению к хондриту в 7–20 раз, а уровень легких РЗЭ – в 30–120 раз. Европиевый экстремум проявлен слабо. Примерно половина проб имеет небольшую отрицательную аномалию и вторая половина относительно меньшую – положительную. По характеру распределения тяжелых РЗЭ обособляется группа (пробы 32-02 и 39-3/03) с относительно повышенными концентрациями и близким к горизонтальному положением линий, что может быть связано либо с наличием двух источников плавления, либо с особыми условиями кристаллизации единой магматической серии. Учитывая, что имеется группа проб (4/03, 5/03 и К-7/1) переходного типа, второе предположение выглядит более предпочтительно. В целом спектр распределения РЗЭ в породах медведевского комплекса, а также обогащенность пород крупноионными литофильными и высокозарядными элементами по отношению к обогащенным базальтам СОХ и примитивной мантии (рис. 19), наиболее близки к породам, связанным с проявлением плюмового магmatизма (Магматические горные породы..., 1988; Геодинамические реконструкции..., 1989). Значительные вариации по содержанию тяжелых РЗЭ (от 7 до 20 раз по отношению к хондриту), вероятно, связаны с плавлением различных по составу мантийных субстратов при участии астеносферного или нижнекорового материала. Данный вывод подтверждается соотношениями редких элементов в породах комплекса на дискриминационных диаграммах для определения геодинамических обстановок и типов источников магм (рис. 20). Проявление плюмового магматизма в процессе коллизии может быть объяснено рядом моделей (Владимиров и др., 2003). Одна из них предусматривает утолщение литосферного корня в процессе коллизии, возникновение плотностной неустойчивости и, как следствие, деламинацию литосферы, в результате которой происходит перемещение астеносферных потоков к границе Мохо. Другая модель предполагает отрыв слэба до или в процессе коллизии, что также приводит к перемещению астеносферных потоков к границе Мохо. Подтверждение последней модели находит в существовании

надсубдукционных образований федоровской толщи и унгринского комплекса с возрастом около 2,0 млрд. лет.

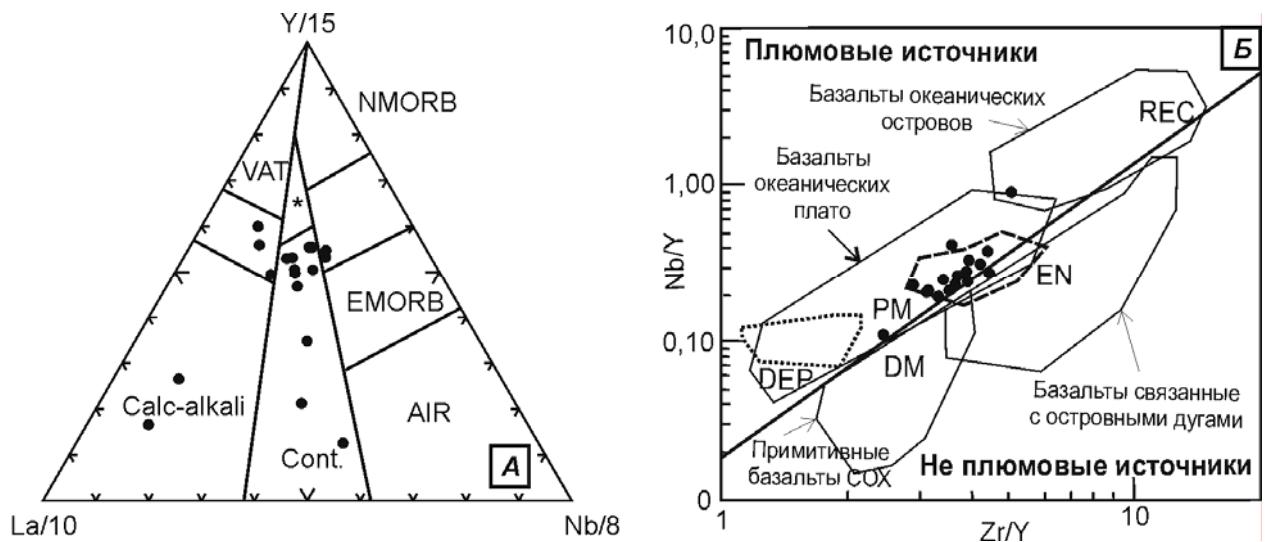


Рис. 20. Классификационные диаграммы $\text{La}/10 - \text{Y}/15 - \text{Nb}/8$ (Cabanes, Lecolle, 1989) и $\text{Nb}/\text{Y} - \text{Zr}/\text{Y}$ (Condie, 2005) для кристаллических сланцев медведевского комплекса:

А: * базальты задуговых бассейнов, VAT – островодужные толеитовые базальты, NMORB – примитивные базальты COX, EMORB – обогащенные базальты COX, AIR – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов, Calc-alkali – известково-щелочные базальты, Cont. – континентальные базальты; Б: DM – базальты образованные из деплетированной мантии, EN – при участии континентальной, субконтинентальной литосферы и субдукции; DEP – из глубоко деплетированной мантии; PM – из примитивной мантии; REC – из источников EM 1, EM2, HIMU, т.е. при участии переработки корового материала. Жирная линия, разделяющая породы плюмовых и неплюмовых источников, проведена на основании ΔNb . Линией точек оконтурено поле зеленокаменных пород Amisk 1886 млн. лет, пунктирной – поле для зеленокаменных пород Havari 1920 млн. лет и Flin-Flon E-type 1900 млн. лет, первичные породы которых образованы из плюмового источника, и в некоторой степени взаимодействовали с материалом континентальной литосферы (Condie, 2005). Количество образцов с данным набором элементов ограничено, их химические составы обсуждаются в главе 4, а содержания элементов приведены в табл. 21

2.4. Структурно-тектоническое положение медведевского комплекса

Изучение геологии и деформационной истории выходов пород медведевского комплекса в железнодорожных выемках в районе железорудного месторождения Таежное и в других искусственных обнажениях вдоль железной дороги Нерюнгри–Алдан позволило установить, что тела метабазитов часто прорывают двуполевошпатовые граниты и имеют линзовидную форму. В ряде тел устанавливается система гранитных и плагиогранитоидных прожилков в

самых телах метабазитов (рис. 21). Одновременно наблюдается, что метабазиты прорывают граниты и в то же время насыщаются гранитным материалом (Кравченко и др., 2007). Подобные соотношения тел метабазитов и вмещающих гранитоидов могут быть объяснены процессами магматического минглинга (магматический минглинг – процесс механического смешения контрастных магм) (Скляров, Федоровский, 2006).

По текстурно-морфологическим соотношениям гранитов и базитов Е.В. Скляровым и В.С. Федоровским (2006) выделено три основных типа проявления процессов минглинга: лавовые потоки, комбинированные дайки и магматические камеры. Для второго типа по характеру взаимоотношений разных по составу магм выделяются два основных подтипа: комбинированные дайки, в которых центральные части сложены кислыми породами, а краевые — базитами, и дайки с кислыми породами в краевых частях (Wiele, Ulrich, 1997). Первый подтип даек, описанный А. Харкером (Harker, 1909), образуется при последовательных инъекциях обычно сначала основной, а затем кислой магмы, которая внедрялась в центральную, не до конца консолидированную зону только что образованной дайки основного состава. Второй, резко преобладающий подтип даек образуется при одновременном внедрении двух контрастных магм и характеризуется значительно большим разнообразием соотношений базитового и гранитного материала (Скляров, Федоровский, 2006). В нашем случае породы представлены минглинг-дайками второго подтипа — дайками с абсолютным преобладанием базитов, пронизанных многочисленными прожилками кислого состава (*net-veined complexes*) (рис. 21, Б) и дайками базитов с реакционными тоналитовыми и плагиогранитоидными оторочками (рис. 21, А).

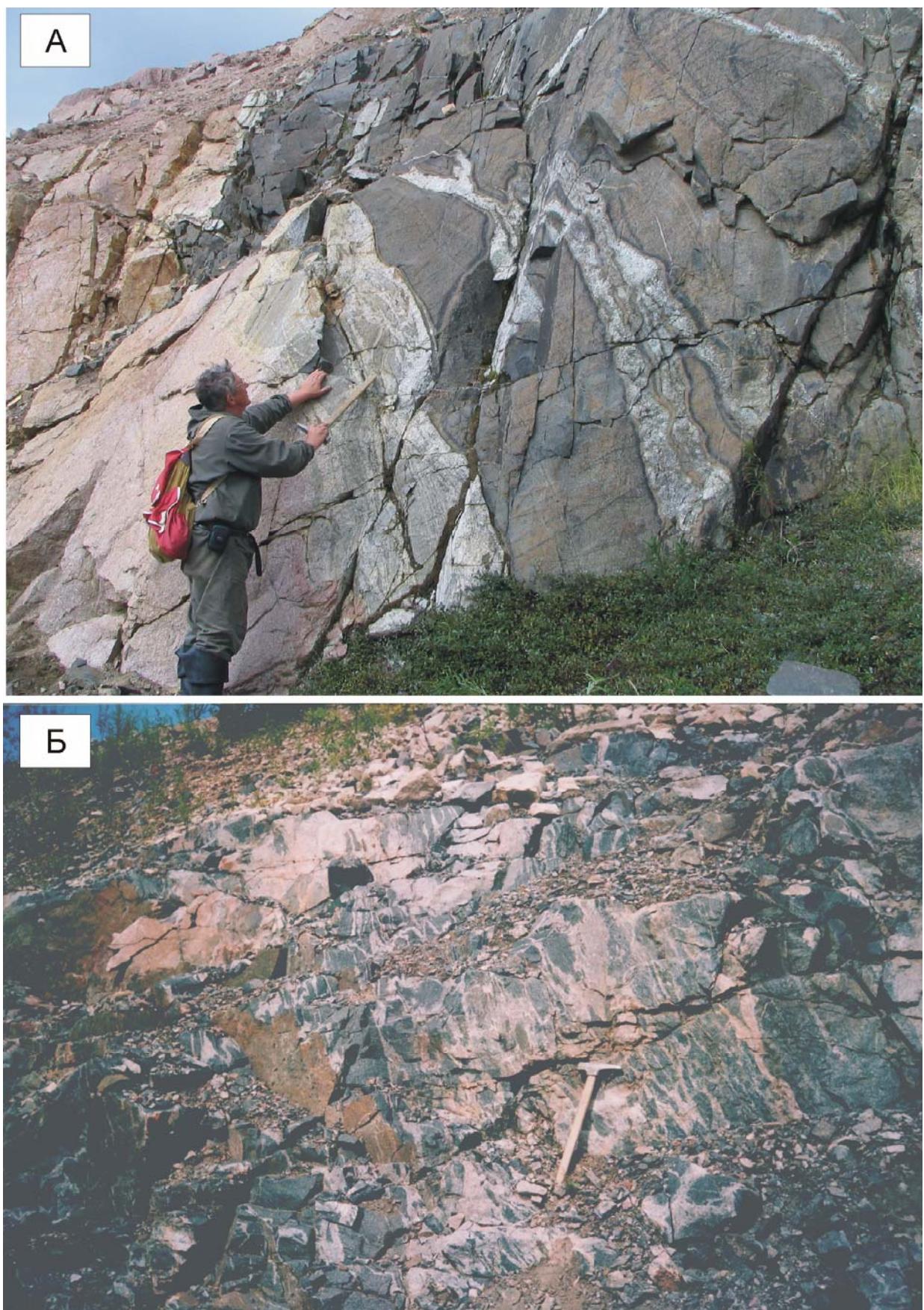


Рис. 21. Комбинированные дайки пород медведевского комплекса в обнажениях т.н. 3977 (А) и 3981(Б): А – дайка метабазитов с тоналитами и трондьемитами по краям, прорывающая двуполевошпатовые граниты; Б – комбинированная дайка базитов, насыщенная гранитным материалом (*net-veined complexes*)

Участие процессов минглинга при внедрении даек рудовмещающих основных пород отмечается и на месторождении им. П. Пинигина. Минглинг устанавливается в керне и элювиальных глыбах по характеру контактов базитов с гранитами и косвенно по наличию плагиогранитов в телах метабазитов и на их контактах (рис. 22, рис. 6, 7).

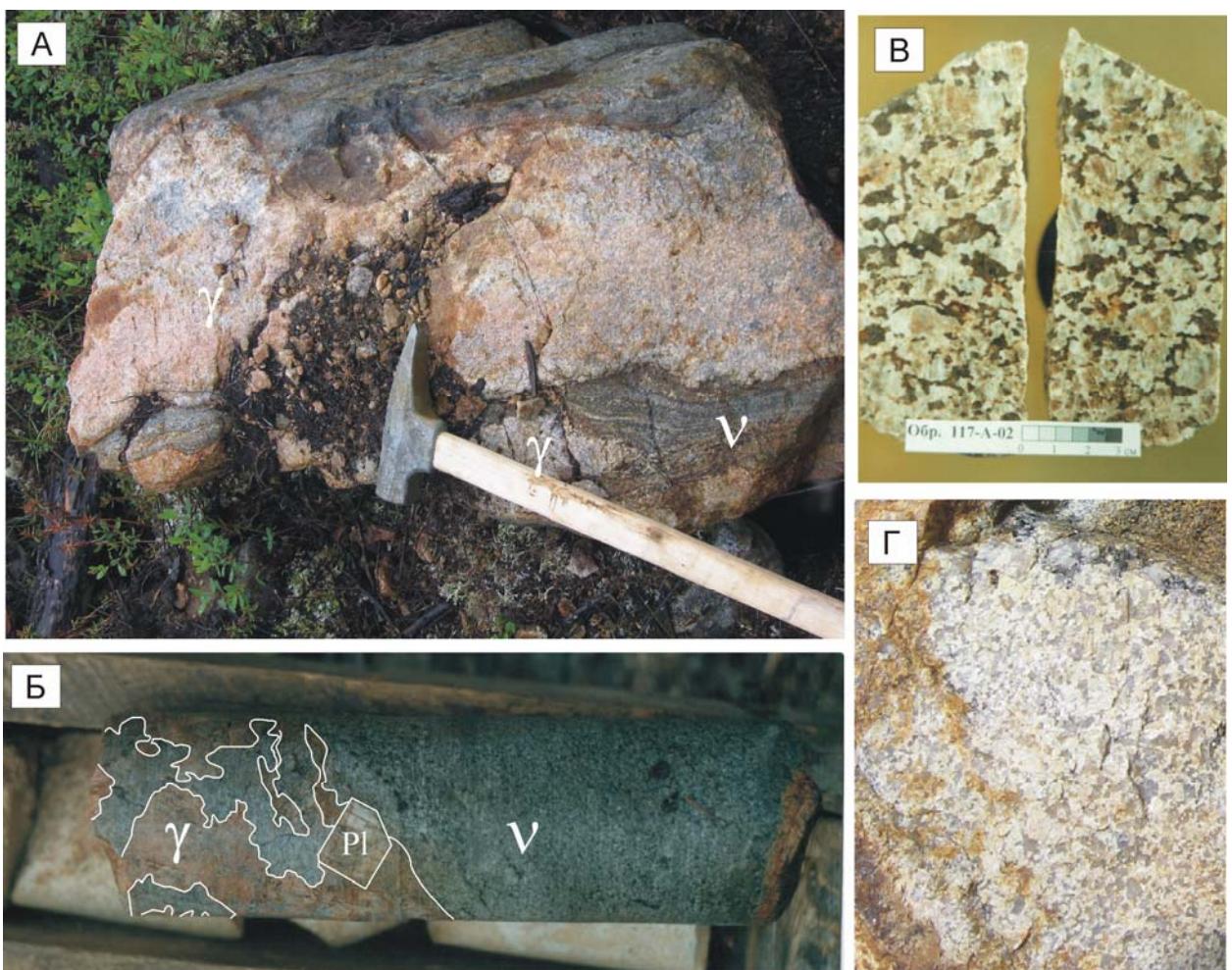


Рис. 22. Характер взаимоотношений метабазитов и гранитов месторождения им. П. Пинигина:

А – в делювиальных глыбах. Б – в керне скважин. Pl – вкрапленник плагиоклаза. Видны фестончатые ограничения фрагментов основных пород и зона закалки в них. Во вмещающих гранитоидах уменьшения размеров зерен не отмечается. В – плагиогранит (трондьемит) из метабазитов рудопроявления Притрассовое (СКВ. 241, инт. 11,1 м, фото В.А. Амузинского). Г – плагиогранит (трондьемит) реакционных оторочек комбинированных даек метабазитов в т.н. 3977 (рис. 21, А)

Многие исследователи (Козаков и др., 2001; Скляров, Федоровский, 2006) связывают внедрение подобных минглинг-даек с поздними стадиями

коллизионного процесса. Дайки внедряются в зоны сдвигового тектогенеза. Важнейшим признаком, позволяющим связывать их внедрение с заключительными стадиями коллизионного процесса, является вовлечение даек в процессы складкообразования (рис. 23). Процессы сдвигового парагенезиса приводят к образованию мелких асимметричных изоклинальных складок с вертикальными шарнирами по метаморфической полосчатости в метабазитах и появлении сланцеватости в метагипербазитах.

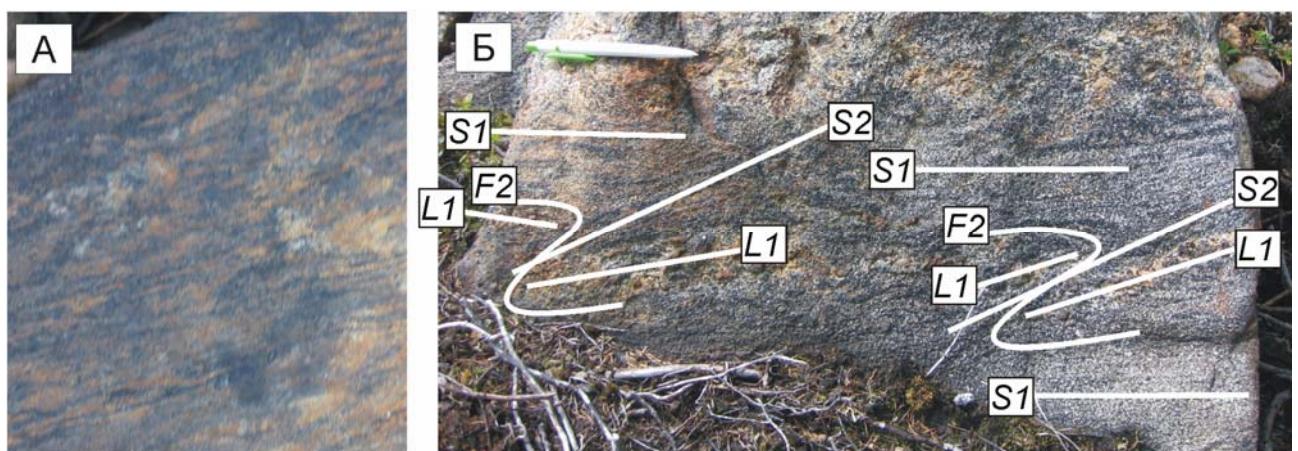


Рис. 23. Даики с деформациями сдвигового парагенеза:

А – рассланцованный оливин-двутироксен-амфиболовый кристаллический сланец медведевского интрузивного комплекса из петротипической местности. Б – изоклинальная складка по ранней кристаллизационной сланцеватости и макситовым обособлениям с крутым шарниром и срывом по осевой плоскости в амфибол-двутироксеновых кристаллических сланцах медведевского комплекса на месторождении им. П. Пинигина

В региональном плане сдвиговые движения приводят к будинированию и/или внедрению базитов и ультрабазитов в виде магматических тел линзовидной формы в районе р. Медведевка и складчатым деформациям пород на рудопроявлении Кур (рис. 24). Анализ геологической схемы района, составленной по данным Г.Н. Киселева позволяет прийти к выводу, что, несмотря на значительное проявление разломной тектоники в мезопротерозое и мезозое, конфигурация выходов коллизионных гранитов (гнейсогранитов) является результатом наложения двух стилей деформаций: раннего купольного и позднего сдвигового. Это привело к образованию S-образных структурных форм и возникновению сильно сжатых линейных складок (рис. 24 и 25). Такая

ситуация возможна при коллизии, когда гранитогнейсовый купол еще растет и одновременно попадает в поле напряжения сдвигового характера (Розен, Федоровский, 2001). Примечательно, что тела метабазитов месторождения и медведевского комплекса приурочены к крупным линейным межкупольным складкам (рис. 25), а конфигурация отдельных тел метабазитов является результатом деформаций асимметричными складками с крутыми шарнирами, формирующимиися при сдвиговых движениях (рис. 24, Б).

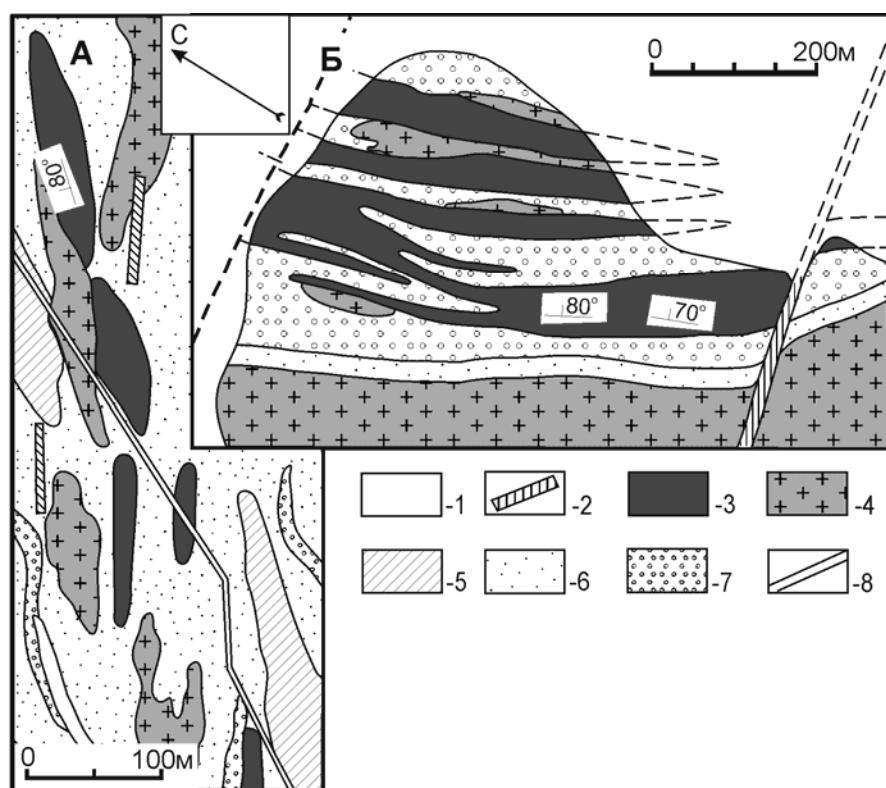


Рис. 24. Геологическая схема петротитической местности пород медведевского комплекса (район р. Медведевка) – А, и участка Кур месторождения им. П. Пинигина – Б:

1 – четвертичные отложения, 2 – дайки рифейских диабазов, 3–7 – раннедокембрийские магматические и метаморфические комплексы: 3 – метабазиты и метаультрабазиты, 4 – граниты нерасчлененные, 5 – породы федоровской толщи, 6 – породы инфракrustального комплекса, 7 – породы курумканской толщи, 8 – автодорога Якутск–Невер

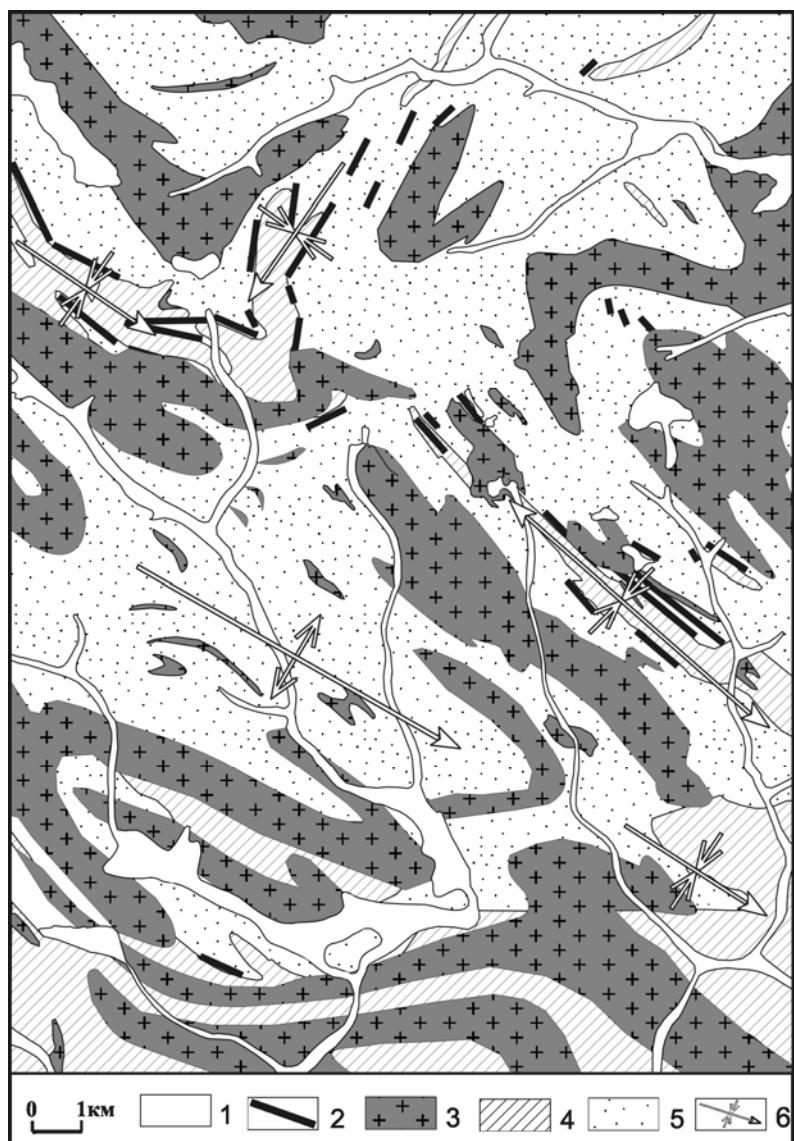


Рис. 25. Тектоническая схема южной части Нимырского террейна, построенная по данным Г.Н. Киселева и др. (1988г.).

1- четвертичные отложения, 2- метабазиты месторождения им. П.Пинигина и медведевского комплекса, 3- субщелочные граниты, 4- федоровская толща, 5- нимырская толща, 6- оси синформных и антиформных складок.

2.5. Выводы

В заключении раздела отметим, что раннедокембийская структура центральной части Алдано-Станового шита определяется наложением двух стилей деформаций: раннего купольного и позднего сдвигового, что приводит к образованию S-образных структурных форм и возникновению сильно сжатых линейных складок. Массивы и дайкообразные тела метабазитов медведевского комплекса, в т.ч. на месторождении им. П. Пинигина, внедряются в пределах

сдвиговых зон, интрудируя разнообразные по составу и возрасту парагнейевые толщи и синколлизионные аляскитовые граниты возрастом в 1907–1920 млн. лет. По структурно-морфологическим признакам строения тел метабазитов и особенностям их соотношений с вмещающими гранитами установлены магматические минглинг-структуры. Минеральные ассоциации метабазитов, химические составы породообразующих минералов, а также расчеты РТ-параметров метаморфизма показывают, что первичные магматические породы внедрялись в процессе гранулитового метаморфизма, обусловленного образованием палеопротерозойского коллизионного пояса. Данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопных исследований амфиболам из метабазитов – 1903 ± 16 и 1908 ± 15 млн. лет подтверждают результаты структурных, петрохимических и минералогических исследований.

Таким образом, можно сформулировать следующий вывод, который является первым защищаемым положением диссертационной работы. **Золотоносные базиты месторождения им. П. Пинигина с $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ изотопным возрастом метаморфизма 1903-1908 млн. лет входят в состав медведевского интрузивного базит-ультрабазитового комплекса. Породы комплекса образуют комбинированные дайки с палеопротерозойскими гранитами и метаморфизованы в гранулитовой фации, что доказывает синколлизионную природу рудоносных пород.**

Глава 3. МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ РУД В МЕТАБАЗИТАХ МЕДВЕДЕВСКОГО КОМПЛЕКСА

Золотое оруденение на месторождении связано с зонами сульфидной вкрапленности в различных типах пород – метабазитах (кристаллических сланцах), заключенных в метабазиты такситовых и зональных плагиоклаз-кварцевых обособлениях (гранулитовой фации метаморфизма). Рудные тела в сульфидно-вкрапленных зонах выделяются только по результатам опробования, визуально в большинстве случаев они совпадают с участками максимальной насыщенности сульфидами (Торопыгин и др., 2002). В большинстве полученных сечений рудных тел (зон сульфидной вкрапленности) все типы пород присутствуют одновременно. Редко на отдельных участках резко преобладает один какой-нибудь тип руды, преимущественно это или плагиоклаз-кварцевый материал с сульфидной вкрапленностью, или сульфидно-вкрапленное оруденение в метабазитах.

Всего на месторождении горно-буровыми выработками изучены четыре рудных тела – три на рудопроявлении Кур и одно на рудопроявлении Притрассовое.

Состав и строение всех изученных рудных тел однотипно (рис. 26). Они отличаются друг от друга только параметрами (мощностью, протяженностью, содержанием золота) и процентными соотношениями в их разрезе различных типов пород (метабазитов и такситовых обособлений), в том числе мощностями обособлений.

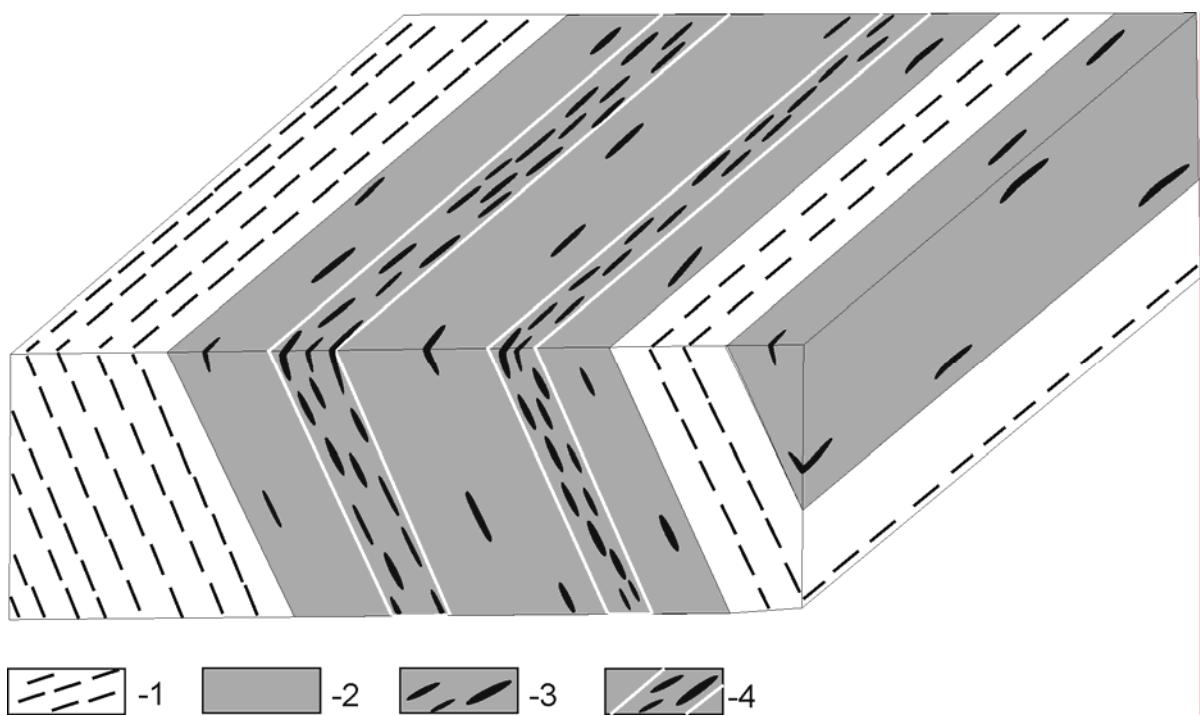


Рис. 26. Принципиальная схема расположения золоторудных тел в метабазитах месторождения им. П. Пинигина согласно данным В.Г. Амарского

1 – гранат-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы с графитом (курумканская толща), 2 – метабазиты и метаультрабазиты медведевского комплекса, 3 – пироксен-плагиоклаз-кварцевые такситовые и зональные обособления, 4 – контуры рудных тел.

3.1. Минеральный состав руд

Выявление особенностей минерального состава руд базируется на исследовании минералов из коллекции рудных интервалов, установленных и опробованных при разведке месторождения, предоставленной в распоряжение В.Г. Амарским. После дробления тяжелой фракции -1 мм рудных проб, с применением рентгеноспектрального анализа на микроанализаторе Camebax-Micro были определены следующие рудные минеральные виды (в порядке снижения представительности в выборке): лёллингит, пирротин, пирит, халькопирит, арсенопирит, молибденит, висмут самородный и кобальтин. Анализ рудных минералов выполнен О.С. Хмельниковой в ОИГТМ СО РАН и представлен в табл. 7.

3.1.1. Химический состав рудных минералов

Преобладающим минералом руд является лёллингит. По химизму лёллингит охватывает весь спектр теоретического состава данного минерального вида, т.е. от низко- и умеренносернистого (последний преобладает) до наиболее высокосернистого. Максимальное содержание серы в леллингите обнаружено в пробах с высокой концентрацией золота. Из элементов-примесей в лёллингите присутствуют никель и кобальт (табл. 7). Как правило, содержание в минерале никеля и кобальта примерно одинаковое и связано прямой зависимостью.

Второй минерал по распространенности в представленных материалах – пирротин, который характеризуется значительной избыточностью серы (особенно в монофракциях, отобранных из высокозолотоносных руд). Наиболее характерной примесью является никель (табл. 7).

Пирит встречается так же часто, как пирротин. По химическому составу преобладает пирит с незначительным дефицитом серы по сравнению с теоретическим составом минерального вида (табл. 7). Учитывая высокое содержание серы в лёллингите и пирротине, можно предположить, что пирит образовался в иных условиях, т.е. относится к иной минеральной ассоциации (по сравнению с лёллингитом и пирротином).

В монофракциях повсеместно отмечается халькопирит, для которого наиболее характерно повышенное содержание железа и пониженное серы по отношению к теоретическому составу (табл. 7).

Арсенопирит по количеству уступает халькопириту. Важнейшей особенностью изученного арсенопирита является высокое (к стехиометрическому) содержание мышьяка (табл. 7). Единичные зерна арсенопирита в срастании с лёллингитом имеют высокую изоморфную примесь никеля и кобальта.

Таблица 7

Химические составы (мас. %) и формулы рудных минералов из рудных интервалов месторождения им. П.Пинигина

№ проб	Cu	Fe	Cr	Co	As	S	Pb	Bi	Sb	Te	Сумма	Формула минерала
<i>Леллингит</i>												
212/9	0,00	27,4	0,01	H.o.	69,1	2,23	0,02	0,03	0,01	0,00	98,9	$Fe_{0,989}As_{1,860}S_{0,140}$
	0,00	27,2	0,05	“	71,2	1,38	0,00	0,05	0,00	0,00	99,9	$Fe_{0,980}Cr_{0,002}As_{1,913}S_{0,087}$
	0,02	27,1	0,00	“	71,2	1,43	0,09	0,02	0,01	0,01	99,9	$Fe_{0,975}As_{1,910}S_{0,090}$
	0,00	28,8	0,05	“	65,5	6,47	0,02	0,00	0,00	0,00	101	$Fe_{0,958}Cr_{0,002}As_{1,62}S_{0,3755}$
	0,00	30,9	0,63	“	56,0	12,4	0,01	0,00	0,00	0,01	99,9	$Fe_{0,976}Cr_{0,021}As_{1,318}S_{0,682}$
204/12	0,04	26,0	0,00	“	70,1	1,45	0,00	0,03	0,02	0,01	97,7	$Fe_{0,949}Cu_{0,001}As_{1,908}S_{0,092}$
	0,01	28,1	0,01	“	70,9	1,82	0,00	0,03	0,01	0,00	101	$Fe_{1,003}As_{1,887}S_{0,113}$
212/8	0,00	27,9	0,01	“	71,3	1,51	0,00	0,07	0,00	0,00	101	$Fe_{1,000}As_{1,906}S_{0,094}$
	0,00	28,2	0,00	“	70,5	2,19	0,00	0,00	0,00	0,01	101	$Fe_{1,000}As_{1,865}S_{0,135}$
212/10	0,00	27,7	H.o.	0,45	71,3	1,26	0,08	0,00	0,00	0,00	101	$Fe_{1,001}Co_{0,015}As_{1,921}S_{0,079}$
	0,00	28,6	“	0,19	69,7	2,32	0,00	0,00	0,00	0,00	101	$Fe_{1,021}Co_{0,006}As_{1,856}S_{0,144}$
	0,00	28,2	“	0,16	70,9	1,59	0,00	0,03	0,00	0,01	101	$Fe_{1,014}Co_{0,005}As_{1,900}S_{0,100}$
204/22	0,02	27,6	“	0,54	70,8	1,35	0,00	0,00	0,00	0,02	101	$Fe_{1,001}Co_{0,019}As_{1,915}S_{0,085}$
	0,00	27,8	“	0,42	71,0	1,39	0,00	0,08	0,00	0,00	101	$Fe_{1,004}Co_{0,014}As_{1,913}S_{0,087}$
204/16	0,00	28,1	“	0,20	70,3	1,96	0,00	0,00	0,00	0,00	101	$Fe_{1,007}Co_{0,007}As_{1,878}S_{0,122}$
<i>Пирротин</i>												
212/9	0,00	57,5	0,00	“	0,00	38,8	0,24	0,00	0,00	0,00	96,6	$Fe_{0,851}S_{1,000}$
	0,00	59,7	0,00	“	0,00	39,3	0,00	0,02	0,02	0,00	99,1	$Fe_{0,872}S_{1,000}$
	0,00	59,9	0,00	“	0,00	39,5	0,00	0,06	0,00	0,00	99,4	$Fe_{0,871}S_{1,000}$
204/12	0,00	59,8	0,01	“	0,00	39,8	0,04	0,03	0,03	0,00	99,7	$Fe_{0,862}S_{1,000}$
	0,00	59,6	0,00	“	0,00	39,6	0,00	0,00	0,00	0,01	99,2	$Fe_{0,864}S_{1,000}$
	0,00	60,1	0,00	“	0,00	38,7	0,06	0,00	0,00	0,00	98,8	$Fe_{0,891}S_{1,000}$

Продолжение табл. 7

№ проб	Cu	Fe	Cr	Co	As	S	Pb	Bi	Sb	Te	Сумма	Формула минерала
<i>Пирротин</i>												
212/8	0,00	59,2	0,00	H.o.	0,00	39,6	0,03	0,01	0,01	0,00	98,9	$\text{Fe}_{0,858}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,5	0,05	“	0,00	39,2	0,00	0,01	0,00	0,00	98,8	$\text{Fe}_{0,871}\text{S}_{1,000}$
212/10	0,00	60,0	H.o.	0,08	0,00	39,6	0,00	0,01	0,00	0,00	99,7	$\text{Fe}_{0,879}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,9	“	0,09	0,00	39,9	0,00	0,03	0,00	0,00	99,9	$\text{Fe}_{0,862}\text{S}_{1,000}$
204/22	0,00	59,7	“	0,16	0,00	39,5	0,00	0,03	0,00	0,00	99,4	$\text{Fe}_{0,872}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,9	“	0,14	0,00	39,3	0,01	0,02	0,00	0,00	99,4	$\text{Fe}_{0,875}\text{S}_{1,000}$
204/16	0,00	60,3	“	0,06	0,00	38,9	0,00	0,02	0,01	0,00	99,3	$\text{Fe}_{0,890}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,1	“	0,09	0,00	39,0	0,00	0,00	0,01	0,00	98,2	$\text{Fe}_{0,870}\text{S}_{1,000}$
<i>Пирит</i>												
212/9	0,00	46,3	0,10	“	0,00	53,3	0,15	0,02	0,00	0,01	99,9	$\text{Fe}_{1,000}\text{Cr}_{0,002}\text{S}_{2,000}$
	0,00	44,3	0,00	“	0,84	50,8	0,05	0,04	0,00	0,00	96,0	$\text{Fe}_{1,001}\text{S}_{2,000}$
	0,00	45,8	0,05	“	0,00	51,2	0,00	0,00	0,00	0,00	97,1	$\text{Fe}_{1,027}\text{Cr}_{0,001}\text{S}_{2,000}$
204/12	0,00	46,4	0,01	“	0,00	52,1	0,00	0,09	0,00	0,00	98,6	$\text{Fe}_{1,023}\text{S}_{2,000}$
	0,08	46,3	0,08	“	0,00	51,5	0,00	0,00	0,00	0,00	98,0	$\text{Fe}_{1,032}\text{Cr}_{0,002}\text{S}_{2,000}$
	0,00	47,1	0,00	“	0,00	52,5	0,00	0,00	0,00	0,00	99,6	$\text{Fe}_{1,030}\text{S}_{2,000}$
212/8	0,00	47,0	0,00	“	0,00	53,5	0,06	0,04	0,00	0,00	101	$\text{Fe}_{1,009}\text{S}_{2,000}$
	0,00	46,9	0,15	“	0,00	52,6	0,01	0,00	0,00	0,00	99,6	$\text{Cr}_{0,004}\text{Fe}_{1,024}\text{S}_{2,000}$
	0,00	46,8	0,02	“	0,00	52,8	0,00	0,00	0,00	0,00	99,6	$\text{Fe}_{1,018}\text{S}_{2,000}$
212/10	0,00	46,4	“	0,06	0,00	52,5	0,00	0,04	0,00	0,00	99,1	$\text{Fe}_{1,015}\text{Co}_{0,001}\text{S}_{2,000}$
	0,00	46,9	“	0,04	0,00	51,9	0,00	0,00	0,01	0,00	98,9	$\text{Fe}_{1,038}\text{Co}_{0,001}\text{S}_{2,000}$
	0,00	47,3	“	0,05	0,00	54,0	0,02	0,00	0,00	0,00	101	$\text{Fe}_{1,006}\text{Co}_{0,001}\text{S}_{2,000}$
204/16	0,00	46,3	“	0,09	0,00	52,3	0,00	0,00	0,00	0,00	98,8	$\text{Fe}_{1,017}\text{Co}_{0,002}\text{S}_{2,000}$
	0,01	46,2	“	0,09	0,00	52,8	0,06	0,03	0,00	0,00	99,2	$\text{Fe}_{1,005}\text{Co}_{0,002}\text{S}_{2,000}$
<i>Халькопирит</i>												
204/12	34,1	30,4	0,00	“	0,00	34,6	0,00	0,05	0,00	0,00	99,1	$\text{Cu}_{0,995}\text{Fe}_{1,009}\text{S}_{2,000}$
	34,2	30,5	0,02	“	0,00	34,5	0,00	0,00	0,00	0,00	99,1	$\text{Cu}_{1,001}\text{Fe}_{1,015}\text{S}_{2,000}$
212/10	34,2	30,2	“	0,02	0,00	34,5	0,00	0,00	0,00	0,00	99,0	$\text{Cu}_{1,001}\text{Fe}_{1,005}\text{S}_{2,000}$

Продолжение табл. 7

№ проб	Cu	Fe	Cr	Co	As	S	Pb	Bi	Sb	Te	Сумма	Формула минерала
<i>Арсенопирит</i>												
212/9	0,01	33,5	0,01	H.o.	47,4	18,5	0,06	0,00	0,01	0,00	99,5	$\text{Fe}_{0,992}\text{As}_{1,046}\text{S}_{0,954}$
	0,00	34,0	0,11	“	48,2	17,9	0,00	0,00	0,01	0,00	100	$\text{Fe}_{1,013}\text{Cr}_{0,004}\text{As}_{1,071}\text{S}_{0,929}$
204/12	0,00	34,2	0,00	“	47,4	18,7	0,04	0,00	0,00	0,03	100	$\text{Fe}_{1,007}\text{As}_{1,041}\text{S}_{0,959}$
	0,00	34,5	0,00	“	47,1	19,0	0,00	0,03	0,00	0,01	101	$\text{Fe}_{1,012}\text{As}_{1,030}\text{S}_{0,970}$
212/8	0,00	34,4	0,00	“	47,5	18,7	0,00	0,02	0,02	0,00	100	$\text{Fe}_{1,012}\text{As}_{1,042}\text{S}_{0,958}$
212/10	0,00	34,3	H.o.	0,12	47,1	18,6	0,00	0,02	0,00	0,00	100	$\text{Fe}_{1,016}\text{Co}_{0,003}\text{As}_{1,040}\text{S}_{0,960}$
	0,00	34,8	“	0,20	48,0	18,7	0,00	0,03	0,01	0,00	101	$\text{Fe}_{1,018}\text{Co}_{0,006}\text{As}_{1,047}\text{S}_{0,953}$
<i>Висмут самородный</i>												
204/22	0,01	0,05	“	0,00	0,00	0,02	0,00	94,2	0,00	0,00	94,3	$\text{Cu}_{0,001}\text{Fe}_{0,002}\text{Bi}_{0,996}$
	0,00	0,00	“	0,00	0,00	0,01	0,02	95,0	0,00	0,00	95,0	$\text{Bi}_{0,999}$
	0,00	0,00	“	0,00	0,00	0,01	0,00	95,7	0,00	0,00	95,7	$\text{Bi}_{0,999}$
	0,01	0,07	“	0,00	0,00	0,00	0,03	94,0	0,00	0,00	94,1	$\text{Fe}_{0,003}\text{Bi}_{0,997}$
	0,00	0,03	“	0,01	0,00	0,02	0,00	94,4	0,00	0,00	94,5	$\text{Co}_{0,001}\text{Fe}_{0,001}\text{Bi}_{0,997}$
	0,03	0,03	“	0,00	0,00	0,00	0,00	94,3	0,01	0,00	94,3	$\text{Cu}_{0,001}\text{Bi}_{0,998}$

Продолжение табл. 7

№ проб	Cu	Fe	Ni	Co	As	S	Mo	Сумма	Формула минерала
<i>Пирротин</i>									
C-31-Б	0,01	59,1	0,00	0,00	0,00	39,7	0,00	98,8	$\text{Fe}_{0,855}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,5	0,00	0,00	0,00	38,9	0,00	98,5	$\text{Fe}_{0,878}\text{S}_{1,000}$
C-31-В	0,00	60,4	0,07	0,00	0,00	39,3	0,00	99,7	$\text{Fe}_{0,882}\text{Ni}_{0,001}\text{S}_{1,000}$
	0,00	61,1	0,00	0,00	0,00	38,7	0,00	99,8	$\text{Fe}_{0,906}\text{S}_{1,000}$
	0,01	60,6	0,17	0,00	0,00	39,5	0,00	100	$\text{Fe}_{0,881}\text{Ni}_{0,002}\text{S}_{1,000}$
C-32-Б	0,02	60,2	0,00	0,00	0,00	39,5	0,00	99,7	$\text{Fe}_{0,875}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,1	0,00	0,00	0,00	39,5	0,00	98,6	$\text{Fe}_{0,859}\text{S}_{1,000}$
C-32-В	0,00	59,7	0,00	0,00	0,00	38,6	0,00	98,3	$\text{Fe}_{0,888}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,4	0,00	0,00	0,00	39,4	0,00	98,8	$\text{Fe}_{0,866}\text{S}_{1,000}$
C-33-А	0,00	59,0	0,00	0,00	0,00	39,3	0,00	98,3	$\text{Fe}_{0,862}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,4	0,00	0,00	0,00	38,5	0,00	98,0	$\text{Fe}_{0,886}\text{S}_{1,000}$
C-33-Б	0,00	60,1	0,52	0,00	0,00	38,8	0,00	99,4	$\text{Fe}_{0,889}\text{Ni}_{0,007}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,5	0,55	0,00	0,00	38,9	0,00	99,0	$\text{Fe}_{0,878}\text{Ni}_{0,008}\text{S}_{1,000}$
C-33-В	0,00	60,1	0,62	0,00	0,00	38,6	0,00	99,4	$\text{Fe}_{0,894}\text{Ni}_{0,009}\text{S}_{1,000}$
	0,00	60,2	0,14	0,00	0,00	38,9	0,00	99,3	$\text{Fe}_{0,889}\text{Ni}_{0,002}\text{S}_{1,000}$
	0,10	60,5	0,04	0,00	0,00	39,2	0,00	99,8	$\text{Fe}_{0,886}\text{Ni}_{0,001}\text{S}_{1,000}$
C-34-А	0,00	59,9	0,00	0,00	0,00	39,7	0,00	99,6	$\text{Fe}_{0,866}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,8	0,00	0,00	0,00	39,5	0,00	99,4	$\text{Fe}_{0,869}\text{S}_{1,000}$
C-54-А	0,00	58,5	0,00	0,00	0,00	39,5	0,00	98,0	$\text{Fe}_{0,850}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,9	0,00	0,00	0,00	39,0	0,00	98,9	$\text{Fe}_{0,882}\text{S}_{1,000}$
C-55-98	0,01	60,2	0,00	0,00	0,00	38,6	0,00	98,8	$\text{Fe}_{0,895}\text{S}_{1,000}$
	0,00	60,2	0,00	0,00	0,00	38,8	0,00	99,0	$\text{Fe}_{0,891}\text{S}_{1,000}$
C-63-А	0,00	59,9	0,00	0,00	0,00	39,2	0,00	99,1	$\text{Fe}_{0,877}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,7	0,00	0,00	0,00	39,7	0,00	99,4	$\text{Fe}_{0,863}\text{S}_{1,000}$
	0,02	58,8	0,35	0,00	0,00	39,5	0,00	98,7	$\text{Fe}_{0,855}\text{Ni}_{0,005}\text{S}_{1,000}$
C-115-16	0,00	59,2	0,00	0,00	0,00	39,4	0,00	98,7	$\text{Fe}_{0,863}\text{S}_{1,000}$
	0,00	58,9	0,00	0,00	0,00	39,5	0,00	98,5	$\text{Fe}_{0,856}\text{S}_{1,000}$
C-115-18	0,00	59,5	0,00	0,00	0,00	39,2	0,00	98,7	$\text{Fe}_{0,871}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,5	0,00	0,00	0,00	39,2	0,00	98,7	$\text{Fe}_{0,871}\text{S}_{1,000}$
C-116-А	0,00	58,6	0,11	0,00	0,00	39,8	0,00	98,6	$\text{Fe}_{0,845}\text{Ni}_{0,002}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,2	0,00	0,00	0,00	40,1	0,00	99,4	$\text{Fe}_{0,848}\text{S}_{1,000}$
C-122-А	0,00	58,4	0,00	0,00	0,00	38,8	0,00	97,3	$\text{Fe}_{0,864}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,4	0,00	0,00	0,00	38,6	0,00	98,0	$\text{Fe}_{0,884}\text{S}_{1,000}$
	0,01	58,6	0,16	0,00	0,00	39,4	0,00	98,2	$\text{Fe}_{0,854}\text{Ni}_{0,002}\text{S}_{1,000}$
K-40-Б	0,01	58,5	0,15	0,00	0,00	39,3	0,00	98,0	$\text{Fe}_{0,855}\text{Ni}_{0,002}\text{S}_{1,000}$
	0,01	59,1	0,04	0,00	0,00	39,4	0,00	98,6	$\text{Fe}_{0,861}\text{Ni}_{0,001}\text{S}_{1,000}$
C-75-А	0,00	59,3	0,00	0,00	0,00	39,5	0,00	98,8	$\text{Fe}_{0,862}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,7	0,00	0,00	0,00	39,4	0,00	99,1	$\text{Fe}_{0,870}\text{S}_{1,000}$
C-75-Б	0,00	57,9	0,00	0,00	0,00	38,5	0,00	96,4	$\text{Fe}_{0,863}\text{S}_{1,000}$
	0,01	59,0	0,00	0,00	0,00	39,6	0,00	98,5	$\text{Fe}_{0,855}\text{S}_{1,000}$
C-75-В	0,00	59,7	0,00	0,00	0,00	38,7	0,00	98,4	$\text{Fe}_{0,886}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,6	0,00	0,00	0,00	39,5	0,00	99,1	$\text{Fe}_{0,866}\text{S}_{1,000}$

Продолжение табл. 7

№ проб	Cu	Fe	Ni	Co	As	S	Mo	Сумма	Формула минерала
<i>Пирротин</i>									
C-75-Г	0,00	59,9	0,00	0,00	0,00	39,1	0,00	99,0	$\text{Fe}_{0,880}\text{S}_{1,000}$
	0,00	59,6	0,00	0,00	0,00	40,0	0,00	99,5	$\text{Fe}_{0,855}\text{S}_{1,000}$
<i>Пирит</i>									
C-31-В	0,00	47,6	0,00	0,00	0,00	52,1	0,00	99,7	$\text{Fe}_{1,049}\text{S}_{2,000}$
	0,00	47,8	0,00	0,00	0,00	51,3	0,00	99,1	$\text{Fe}_{1,070}\text{S}_{2,000}$
	0,00	47,8	0,00	0,00	0,00	51,8	0,00	99,6	$\text{Fe}_{1,060}\text{S}_{2,000}$
C-32-Б	0,00	46,5	0,00	0,00	0,00	50,7	0,00	97,1	$\text{Fe}_{1,053}\text{S}_{2,000}$
C-34-А	0,00	46,9	0,00	0,00	0,00	51,7	0,00	98,6	$\text{Fe}_{1,042}\text{S}_{2,000}$
	0,02	47,3	0,00	0,00	0,00	53,0	0,00	100	$\text{Fe}_{1,023}\text{S}_{2,000}$
C-54-А	0,00	46,8	0,00	0,00	0,00	52,0	0,00	98,8	$\text{Fe}_{1,033}\text{S}_{2,000}$
	0,00	46,3	0,00	0,00	0,00	50,7	0,00	97,0	$\text{Fe}_{1,049}\text{S}_{2,000}$
	0,00	46,0	0,00	0,00	0,00	49,8	0,00	95,8	$\text{Fe}_{1,070}\text{S}_{2,000}$
C-55-98	0,00	47,8	0,06	0,00	0,00	51,6	0,00	99,4	$\text{Fe}_{1,064}\text{S}_{2,000}$
	0,00	47,4	0,00	0,00	0,00	50,1	0,00	97,5	$\text{Fe}_{1,082}\text{S}_{2,000}$
	0,00	47,5	0,00	0,00	0,00	50,6	0,00	98,1	$\text{Fe}_{1,078}\text{S}_{2,000}$
C-63-А	0,00	46,6	0,04	0,00	0,00	50,5	0,00	97,2	$\text{Fe}_{1,060}\text{S}_{2,000}$
	0,00	46,8	0,13	0,00	0,00	51,4	0,00	98,4	$\text{Fe}_{1,046}\text{S}_{2,000}$
C-115-16	0,00	47,1	0,00	0,00	0,00	52,4	0,00	99,5	$\text{Fe}_{1,032}\text{S}_{2,000}$
	0,00	46,9	0,00	0,00	0,00	53,0	0,00	99,9	$\text{Fe}_{1,016}\text{S}_{2,000}$
C-115-18	0,00	46,5	0,00	0,00	0,00	52,1	0,00	98,6	$\text{Fe}_{1,025}\text{S}_{2,000}$
	0,01	46,6	0,00	0,00	0,00	51,1	0,00	97,6	$\text{Fe}_{1,047}\text{S}_{2,000}$
C-116-А	0,00	46,7	0,00	0,00	0,00	52,6	0,00	99,3	$\text{Fe}_{1,020}\text{S}_{2,000}$
	0,00	47	0,00	0,00	0,00	53,5	0,00	100	$\text{Fe}_{1,009}\text{S}_{2,000}$
C-75-А	0,00	47,6	0,00	0,00	0,00	52,4	0,00	100	$\text{Fe}_{1,043}\text{S}_{2,000}$
	0,00	47,9	0,00	0,00	0,00	52,0	0,00	99,9	$\text{Fe}_{1,058}\text{S}_{2,000}$
C-75-В	0,00	46,5	0,00	0,00	0,00	53,5	0,00	100	$\text{Fe}_{0,998}\text{S}_{2,000}$
	0,00	46,8	0,00	0,00	0,00	53,1	0,00	100	$\text{Fe}_{1,011}\text{S}_{2,000}$
	0,01	47,1	0,00	0,00	0,00	53,1	0,00	100	$\text{Fe}_{1,020}\text{S}_{2,000}$
<i>Молибденит</i>									
C-54-А	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	38,4	58,2	96,8	$\text{Mo}_{1,014}\text{S}_{2,000}$
	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	37,8	58,3	96,2	$\text{Mo}_{1,031}\text{S}_{2,000}$
К-40-Б	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	38,1	60,0	98,3	$\text{Mo}_{1,053}\text{S}_{2,000}$
	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	37,9	58,9	96,9	$\text{Mo}_{1,040}\text{S}_{2,000}$
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	37,6	58,7	96,4	$\text{Mo}_{1,044}\text{S}_{2,000}$
К-40А	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	36,8	60,4	97,2	$\text{Mo}_{1,099}\text{S}_{2,000}$
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	36,5	60,6	97,1	$\text{Mo}_{1,110}\text{S}_{2,000}$
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	36,9	60,2	97,2	$\text{Mo}_{1,090}\text{S}_{2,000}$
C-75-Г	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	38,3	58,5	96,9	$\text{Mo}_{1,022}\text{S}_{2,000}$
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	39,1	60,1	99,3	$\text{Mo}_{1,026}\text{S}_{2,000}$

Окончание табл. 7

№-ра проб	Cu	Fe	Ni	Co	As	S	Mo	Сумма	Формула минерала
<i>Халькопирит</i>									
C-31-Б	32,5	29,7	0,00	0,00	0,00	33,6	0,00	95,7	$\text{Cu}_{0,976}\text{Fe}_{1,015}\text{S}_{2,000}$
C-31-В	34,5	30,6	0,01	0,00	0,00	34,4	0,00	99,5	$\text{Cu}_{1,012}\text{Fe}_{1,021}\text{S}_{2,000}$
	33,9	30,3	0,00	0,00	0,00	34,6	0,00	98,9	$\text{Cu}_{0,989}\text{Fe}_{1,006}\text{S}_{2,000}$
	34,2	30,6	0,00	0,00	0,00	34,2	0,00	99,0	$\text{Cu}_{1,009}\text{Fe}_{1,027}\text{S}_{2,000}$
C-32-Б	34,1	30,1	0,00	0,00	0,00	34,4	0,00	98,6	$\text{Cu}_{1,001}\text{Fe}_{1,005}\text{S}_{2,000}$
C-33-А	34,0	29,7	0,00	0,00	0,00	33,7	0,00	97,5	$\text{Cu}_{1,018}\text{Fe}_{1,012}\text{S}_{2,000}$
	33,7	29,5	0,00	0,00	0,00	34,0	0,00	97,3	$\text{Cu}_{1,000}\text{Fe}_{0,996}\text{S}_{2,000}$
C-33-В	33,7	29,9	0,00	0,00	0,00	34,1	0,00	97,7	$\text{Cu}_{0,997}\text{Fe}_{1,007}\text{S}_{2,000}$
	33,6	30,8	0,00	0,00	0,00	34,3	0,00	98,8	$\text{Cu}_{0,989}\text{Fe}_{1,031}\text{S}_{2,000}$
	31,2	33,3	0,02	0,00	0,00	34,2	0,00	98,8	$\text{Cu}_{0,921}\text{Fe}_{1,118}\text{S}_{2,000}$
C-34-А	34,4	30,1	0,00	0,00	0,00	34,4	0,00	98,9	$\text{Cu}_{1,009}\text{Fe}_{1,005}\text{S}_{2,000}$
C-63-А	34,7	30,1	0,00	0,00	0,00	34,4	0,00	99,3	$\text{Cu}_{1,018}\text{Fe}_{1,005}\text{S}_{2,000}$
C-115-16	33,7	30,0	0,00	0,00	0,00	34,9	0,00	98,6	$\text{Cu}_{0,975}\text{Fe}_{0,987}\text{S}_{2,000}$
C-115-18	33,8	30,3	0,00	0,00	0,00	34,3	0,00	98,4	$\text{Cu}_{0,995}\text{Fe}_{1,014}\text{S}_{2,000}$
	34,1	30,1	0,00	0,00	0,00	34,2	0,00	98,4	$\text{Cu}_{1,006}\text{Fe}_{1,011}\text{S}_{2,000}$
C-116-А	33,6	30,0	0,00	0,00	0,00	35,0	0,00	98,5	$\text{Cu}_{0,969}\text{Fe}_{0,984}\text{S}_{2,000}$
K-40-Б	33,9	29,9	0,00	0,00	0,00	34,4	0,00	98,3	$\text{Cu}_{0,995}\text{Fe}_{0,998}\text{S}_{2,000}$
C-75-А	34,9	30,2	0,00	0,00	0,00	34,8	0,00	99,9	$\text{Cu}_{1,012}\text{Fe}_{0,997}\text{S}_{2,000}$
C-75-Б	33,7	29,3	0,00	0,00	0,00	34,7	0,00	97,8	$\text{Cu}_{0,980}\text{Fe}_{0,970}\text{S}_{2,000}$
	33,9	29,3	0,00	0,00	0,00	32,5	0,00	95,8	$\text{Cu}_{1,053}\text{Fe}_{1,035}\text{S}_{2,000}$
	33,9	30,0	0,00	0,00	0,00	34,0	0,00	97,8	$\text{Cu}_{1,006}\text{Fe}_{1,013}\text{S}_{2,000}$
C-75-В	33,0	29,9	0,00	0,00	0,00	34,4	0,00	97,4	$\text{Cu}_{0,968}\text{Fe}_{0,998}\text{S}_{2,000}$

Примечание. Пробы 212/н, 204/н – породы рудных интервалов – плагиоклаз-кварцевые обособления и кристаллические сланцы. Содержание золота в пробе 212/9 = 6,32 г/т, 204/12 = 6,37 г/т, 212/8 = 29,63 г/т, 212/10 = 1,21 г/т, 204/22 = 80 г/т, 204/16 = 0,96 г/т. C-31-Б – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов (Au 3,97 г/т). C-31-В – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов (Au 1,95 г/т). C-32-В – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов (Au 3,63 г/т). C-33-А – мощное линзовидное обособление малосульфидного плагиоклаз-кварцевого материала в двупироксен-амфиболовом кристаллосланце (Au 10,73 г/т). C-33-Б – двупироксеновые кристаллические сланцы, в т.ч. из плагиоклаз-кварцевых обособлений (Au 6,72 г/т), C-33-В – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов (Au 4,26 г/т). C-34-А – малосульфидное плагиоклаз-кварцевое линзовидное обособление в двупироксен-амфиболовом кристаллическом сланце (Au 6,01 г/т). C-54-А – пироксен-кварц-плагиоклазовая порода с рудными минералами (Au 3,41 г/т). C-63-А – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов (Au 4,76 г/т). C-115-16 – пироксен-кварц-плагиоклазовая порода с рудными минералами (Au 1,92 г/т). C-115-18 – двупироксеновый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов (Au 0,85 г/т). C-116-А – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец с такситовыми обособлениями (Au от 0,14 до 1,05 г/т). C-122-А – двупироксеновый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов (Au 0,3-0,5 г/т). K-40-Б – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы с вкрапленностью рудных минералов (Au < 1 г/т). K-40-А – малосульфидные плагиоклаз-кварцевые обособления в K-40-Б (Au < 1 г/т). C-75-А – двупироксеновый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов (Au 3,44 г/т).

C-75-Б – двутироксен-амфиболовый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов ($Au < 0,02 \text{ г/т}$). Пробы C-75 отобраны с рудопроявления Притрассовое, C-31–63, C-115–116 и K-40 – рудопроявления Кур. Содержания золота определены спектроЖОМТометрическим анализом.

Молибденит в рудах проявлений был определен впервые (табл. 7) (Попов и др., 2005). Его обнаружение объясняет прямую связь геохимических ореолов молибдена и золота (Торопыгин и др., 2002).

Самородный висмут также был определен в рудах впервые (Попов и др., 2005). Он установлен в нескольких пробах с высоким содержанием золота (до 80г/т, табл. 7).

Кобальтин в одной изученной пробе характеризуется высокой изоморфной примесью железа и никеля и значительным недостатком серы по сравнению с теоретическим составом. Содержание мышьяка изменчивое, близкое к типовому составу. Зерно кобальтина обнаружено в виде включения в пирротине.

3.1.2. Элементы- примеси в рудных минералах

В монофракциях рудных минералов были определены содержания платиноидов, золота, серебра, меди, теллура и висмута. Определения проводились в ИГМ СО РАН методом лазерной абляции на масс-спектрометре с индуктивно связанный плазмой (LA-ICP-MS). Было проанализировано около 130 индивидуальных зерен – большей частью лёллингиты и пирротины, меньше пириты, молибдениты, пироксены, амфиболы и по одному зерну биотита и кварца. Анализ полученных данных показывает, что большие содержания меди в пирротинах объясняются часто встречающимися в них включениями халькопирита и сростками этих минералов. Наиболее часто золото встречается в лёллингитах (от первых единиц до 200 г/т), при этом не прослеживается зависимость его концентраций в минерале от содержания золота в руде (табл. 8).

Таблица 8

Содержания благородных и редких металлов (г/т) в минералах
месторождения им. П. Пинигина

№ пробы	Cu	Ru	Rh	Pd	Ag	Te	Re	Pt	Au	Bi	Au в пробе
Пирротин											
C-31-Б	4,70	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	3,97
	5,00	0,00	0,00	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,01	0,15	
C-31-В	1,80	0,00	0,00	0,00	1,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	1,95
	1,60	0,02	0,00	0,10	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	
	0,70	0,01	0,02	0,00	0,90	0,00	0,00	0,00	0,01	1,70	
	2,90	0,00	0,00	0,03	1,50	0,08	0,00	0,00	0,01	0,20	
C-32-Б	0,90	0,07	0,00	0,00	6,80	0,20	0,00	0,00	0,00	0,06	3,63
	7,00	0,00	0,00	0,00	0,40	0,00	0,00	0,00	0,07	0,10	
	0,60	0,07	0,00	0,00	0,70	0,07	0,03	0,00	0,00	0,18	
C-32-В	3500	0,10	0,05	0,00	1,50	0,10	0,01	0,00	0,05	2,00	6,72
	4,40	0,00	0,00	0,00	0,20	0,10	0,00	0,00	0,01	0,50	
C-33-А	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00	0,01	0,04	10,73
	80,0	0,03	0,01	0,09	9,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,45	
C-33-Б	4,00	0,09	0,00	0,00	1,70	0,00	0,01	0,00	0,00	0,30	6,72
C-33-В	1,00	0,02	0,01	0,00	1,10	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	4,26
	1,00	0,01	0,00	0,00	0,20	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	
C-34-А	0,26	0,00	0,00	0,00	11,2	0,02	0,00	0,00	0,00	0,60	6,01
	56,0	0,03	0,00	0,01	6,00	12,0	0,07	0,00	1,00	46,0	
C-54-А	11,0	0,00	0,00	0,00	5,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,40	3,41
	3,70	0,00	0,00	0,00	0,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	
C-55/98	4,60	0,00	0,00	0,00	0,97	0,40	0,01	0,00	0,00	0,17	1,28
	0,60	0,00	0,02	0,00	2,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,10	
	0,80	0,01	0,02	0,01	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	
C-63-А	0,40	0,09	0,00	0,00	3,70	0,00	0,00	0,00	0,01	0,30	4,76
	0,30	0,05	0,00	0,00	12,8	0,00	0,00	0,00	0,01	0,20	
C- 115/16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,80	0,00	0,00	0,01	6,00	1,92
	42,0	0,00	0,00	0,00	0,40	0,00	0,00	0,00	0,01	0,25	
C- 115/18	0,00	0,00	0,00	0,00	3,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,85
	1,10	0,00	0,00	0,00	23,3	0,00	0,00	0,01	0,03	0,07	
C-116-А	3,40	0,01	0,00	0,00	0,30	0,00	0,02	0,00	0,00	0,20	0,6
	8,00	0,01	0,00	0,00	0,80	0,00	0,02	0,00	0,00	0,20	
C-122-А	1,20	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,01	0,50	0,4
	2,60	0,00	0,00	0,00	0,50	0,02	0,00	0,00	0,02	0,09	
K-40-Б	31,0	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,06	0,30	<1,0
C-75-А	1,50	0,05	0,01	0,00	1,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	3,44
	0,70	0,00	0,01	0,00	0,80	0,00	0,00	0,00	0,01	0,10	
C-75-Б	111	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,02	0,00	0,00	0,20	<0,02
	298	0,00	0,07	0,00	1,30	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	
C-75-В	10,0	0,00	0,00	0,00	4,80	0,00	0,00	0,00	0,01	0,10	<0,02
C-75-В	6,00	0,00	0,00	0,00	1,80	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	<0,02
C-75-Г	2800	0,01	0,60	0,60	2,00	0,06	0,00	0,01	0,04	0,40	<0,02
C-75-Г	55,0	0,02	0,01	0,02	4,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	<0,02

Продолжение табл. 8

№ пробы	Cu	Ru	Rh	Pd	Ag	Te	Re	Pt	Au	Bi	Au в пробе
Пирротин+халькопирит											
C-33-Б	11400	0,00	0,00	0,00	1,80	0,00	0,01	0,00	0,00	0,10	6,72
Лёллингит											
C-31-Б	2,70	0,01	0,01	0,00	0,35	3,70	0,03	0,00	26,0	1,40	3,97
	2,20	0,00	0,01	0,00	0,15	7,60	0,03	0,00	58,0	1,40	
	3,60	0,01	0,00	0,00	1,10	8,80	0,03	0,00	46,0	2,20	
C-31-В	0,00	0,10	0,01	0,00	0,20	1,90	0,03	0,00	79,0	1,10	1,95
	0,00	0,08	0,02	0,00	0,20	1,40	0,02	0,00	180	0,30	
C-32-Б	0,20	0,18	0,00	0,00	9,60	6,20	0,01	0,02	108	0,08	3,63
	0,00	0,16	0,00	0,00	2,50	6,70	0,01	0,00	85,0	0,60	
	1,00	0,03	0,00	0,10	0,50	21,0	0,03	0,02	200	9,00	
C-32-В	1,20	0,02	0,00	0,00	0,10	54,0	0,13	0,00	120	1,40	6,72
	0,05	0,02	0,00	0,00	0,07	59,0	0,13	0,00	104	0,10	
C-33-А	2,20	0,00	0,00	0,00	0,00	32,0	0,02	0,00	104	1,30	10,73
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	36,0	0,03	0,00	125	0,10	
C-33-Б	21,0	0,00	0,00	0,00	0,30	18,0	0,00	0,00	78,0	3,50	6,72
	3,20	0,00	0,00	0,00	0,50	15,0	0,01	0,00	99,0	34,0	
C-33-В	0,00	0,20	0,00	0,00	0,60	1,10	0,50	0,02	58,0	0,40	4,26
C-34-А	1,20	0,15	0,00	0,00	11,0	15,0	0,02	0,00	38,0	27,0	6,01
	100	0,13	0,00	0,00	24,0	29,0	0,02	0,00	200	83,0	
	10,0	0,06	0,00	0,30	3,00	55,0	0,03	0,02	170	14,0	
C-54-А	12,0	0,10	0,00	0,00	0,50	2,50	0,25	0,00	17,0	2,10	3,41
	15,0	0,01	0,00	0,00	1,20	3,00	0,04	0,00	4,30	12,0	
C-55/98	0,40	0,02	0,01	0,00	0,50	2,00	0,09	0,05	12,0	122	1,28
	0,40	0,06	0,00	0,00	1,00	2,60	0,08	0,02	43,0	387	
C-63-А	0,00	0,01	0,01	0,00	0,10	7,00	0,10	0,00	33,3	0,40	4,76
	0,00	0,10	0,01	0,04	5,30	8,20	0,14	0,00	71,0	1,50	
	0,00	0,00	0,00	0,09	0,04	5,60	0,16	0,00	59,6	0,70	
C-122-А	0,60	0,01	0,00	0,00	0,15	15,0	0,09	0,03	74,0	3,00	0,4
	1,30	0,04	0,00	0,00	0,10	13,0	0,15	0,00	7,00	41,0	
	1,30	0,19	0,02	0,87	0,97	51,0	0,39	0,02	60,0	7,00	
C-115/16	0,30	0,01	0,00	0,05	1,40	50,0	0,17	0,00	35,0	0,80	1,92
	0,40	0,00	0,00	0,03	0,05	29,0	0,16	0,00	55,0	2,30	
C-115/18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,70	12,3	0,07	0,00	42,1	0,20	0,85
	0,00	0,03	0,00	0,00	0,20	8,10	0,04	0,00	43,0	0,20	
	0,00	0,00	0,01	0,00	0,10	7,60	0,04	0,00	56,6	0,20	
C-116-А	3,00	0,01	0,01	0,02	0,30	1,50	0,03	0,00	32,8	0,90	0,6
	3,00	0,01	0,01	0,06	1,10	7,00	0,03	0,00	42,0	0,60	
К-40-Б	4,00	0,02	0,00	0,00	0,15	3,00	0,60	0,00	33,0	0,60	<1,0
	0,80	0,01	0,00	0,00	0,04	5,00	1,10	0,00	65,0	1,40	
C-75-А	3,00	0,07	0,01	0,60	21,0	3,00	0,12	0,10	60,0	3,00	3,44
	1,20	0,00	0,00	0,02	2,00	0,00	0,06	0,00	14,0	2,60	
	11,0	0,01	0,02	0,60	20,0	5,40	0,20	0,10	66,0	7,00	
	1,20	0,01	0,00	0,10	4,00	8,00	0,03	0,05	6,00	0,60	
C-75-Б	2,20	0,03	0,00	0,03	0,04	14,0	0,20	0,00	91,0	2,20	<0,02
	3,70	0,05	0,00	0,03	0,07	21,0	0,20	0,00	68,0	2,00	
C-75-Г	56,0	0,04	0,01	0,08	7,00	2,90	0,02	0,00	9,00	1,90	

Окончание табл. 8

№ пробы	Cu	Ru	Rh	Pd	Ag	Te	Re	Pt	Au	Bi	Au в пробе
Пирит											
C-31-Б	30,0	0,00	0,00	0,00	0,50	0,09	0,00	0,00	0,40	1,00	3,97
	13,0	0,00	0,00	0,00	0,90	0,10	0,00	0,00	0,30	0,50	
C-32-Б	6,50	0,05	0,00	0,00	14,5	0,00	0,01	0,00	0,10	0,10	3,63
C-34-А	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,01	0,15	0,08	6,01
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	
C-55/98	2,30	0,00	0,00	0,00	5,50	0,10	0,00	0,00	0,02	0,20	1,28
C-115/16	12,0	0,00	0,00	0,00	1,00	0,20	0,00	0,00	0,02	0,50	1,92
	10,0	0,00	0,00	0,00	0,50	0,25	0,00	0,00	0,15	0,45	
C-115/18	0,60	0,00	0,00	0,00	1,10	0,00	0,00	0,00	0,30	0,03	0,85
C-75-А	1,70	0,00	0,02	0,20	8,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,50	3,44
C-75-Б	13,0	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	<0,02
	26,0	0,00	0,02	0,00	0,80	0,00	0,00	0,00	0,03	0,10	
C-75-В	3,10	0,01	0,00	0,00	2,50	0,90	0,00	0,02	0,01	2,20	
C-75-Г	4,30	0,01	0,00	0,01	2,50	0,00	0,00	0,00	0,01	0,10	
	7,00	0,01	0,00	0,00	7,00	0,30	0,00	0,00	0,02	0,70	
	8,00	0,01	0,00	0,00	3,00	0,01	0,00	0,00	0,08	0,17	
Молибденит											
K-40-А	21,0	1,30	0,00	0,00	7,00	11,0	43,0	0,06	2,10	0,40	<1,00
C-75-Г	68,0	2,00	0,06	0,12	12,0	38,0	5,00	0,01	0,05	1,20	<0,02
	4,30	0,60	0,01	0,01	2,00	10,6	1,60	0,00	0,01	0,60	
Ромбический пироксен											
C-32-Б	0,00	0,10	0,00	0,00	1,10	0,00	0,00	0,00	1,00	0,02	3,63
C-32-В	H.o.	0,00	0,00	0,00	0,11	H.o.	0,00	0,00	0,00	H.o.	6,72
	“	0,01	0,00	0,00	0,07	“	0,00	0,00	0,01	“	
	“	0,00	0,00	0,00	0,26	“	0,00	0,00	0,00	“	
C-33-В	0,00	0,02	0,00	0,00	0,40	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	4,26
C-34-А	2,40	0,05	0,01	0,20	5,00	5,00	0,00	0,00	4,00	4,00	6,01
C-63-А	0,00	0,00	0,03	0,20	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	4,76
Моноклинный пироксен											
C-31-В	0,00	0,03	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,08	0,02	1,95
C-32-Б	0,00	0,03	0,00	0,00	7,70	0,00	0,00	0,00	1,10	0,01	3,63
C-33-Б	0,03	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	6,72
C-75-А	0,90	0,00	0,00	0,08	5,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	3,44
Амфибол											
C-31-В	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	1,95
C-33-Б	0,50	0,00	0,00	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	6,72
C-63-А	1,00	0,00	0,00	0,00	10,0	0,00	0,00	0,00	0,01	0,10	4,76
K-40-Б	7,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	<1,0
K-40-А	1,90	0,00	0,02	0,00	0,30	2,20	0,02	0,00	0,00	0,02	<1,0
	2,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,40	0,01	0,00	0,00	0,01	
Биотит											
C-115/18	0,00	0,00	0,03	0,05	0,30	0,00	0,08	0,00	0,01	0,04	0,85
Кварц											
C-115/16	1,50	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	1,92

Примечание. Характеристика проб приведена в табл. 7. Анализ выполнен методом LA-ISP-MS в ИГМ СО РАН.

Наряду с золотом в лёллингитах всегда обнаруживается теллур (от единиц до десятков г/т). В других минералах содержание золота на два–три и более порядков ниже. Во всех минералах обнаружены значимые (от десятков мг/т до десятков г/т) содержания серебра и несколько меньше – висмута. Из платиноидов наиболее достоверные результаты отмечаются для рения (от первых мг/т до сотен мг/т). Относительно высокие концентрации рения характерны для лёллингита (до 0,5 г/т) и для молибденита (до 43 г/т). Часто в пробах встречаются рутений (до 2 г/т) и родий (до 0,6 г/т), реже и меньше – палладий и платина. Осмий и иридий определялись в пробах С-122А, С-32В, С-33А, С-75Б, С-115/16, С-40Б для 35 зерен. В пяти случаях (в основном для лёллингитов) получены содержания 1–2 мг/т, все остальные минералы содержат эти компоненты ниже чувствительности метода. Таким образом, наиболее насыщенными рудными компонентами оказались лёллингиты, в основном это золото – до 200 г/т.

3.1.3. Рудное и россыпное самородное золото

В процессе работ было изучено 26 шлиховых проб с золотом из деллювиальных развалов и устьев разведочных скважин месторождения им. П. Пинигина.

По морфологии в шлиховых пробах преобладает дендритовидное золото, включая кристаллы (в т.ч. «сросшиеся» с кварцем и гидроокислами железа – псевдоморфозы по пирротину или пириту). Доля такого золота составляет 60–70%, остальное золото представлено комковидными неправильной формы зернами. Основная часть золотин имеет шагреневую (губчатую?) поверхность и тускловато-красновато-желтоватый цвет, который обусловлен тонкой пленкой гидроокислов железа (?). Единичные золотинки имеют блестящую поверхность и характерные плоские площадки. Трудно определить – то ли это осколки части более крупных зерен, то ли это интерстициальные золотины с «чужой» реликтовой поверхностью. В одной пробе 201-А-02 (К-30а, рудопроявление

Притрассовое) обнаружены отдельные кубоктаэдрические кристаллы золота, которые имеют островные наросты «нового» золота. В кристаллах золото имеет желтый цвет и блестящую (преобладает, по крайней мере) поверхность. Наросты губчато-пористые красновато-желтые. В пробе из канавы К-93 самородное золото находится в срастании с мальдонитом. В целом по морфологическим признакам и срастанию с мальдонитом такое золото образуется в гипергенных условиях (рис. 27) (Петровская, 1973).

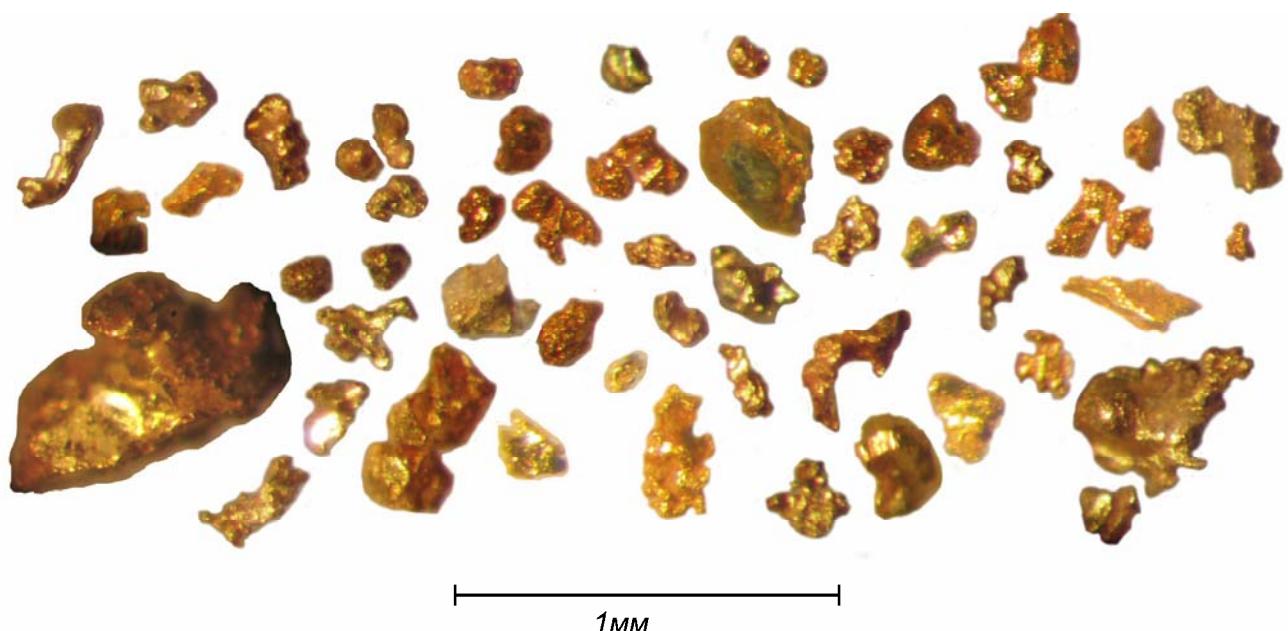


Рис. 27. Фотографии самородного золота из пробы К-30

Химический состав золота был определен на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в двух–трех и более точках одного зерна (для некоторых до 12 точек). Результаты представлены в табл. 9. Меньше всего в золоте содержится примесь ртути – от 0 до 0,15 мас. %. Немного больше меди (0–1,5 мас. %), при этом преобладают золотины с содержанием меди 0–0,22%, и всего три зерна содержат 0,5–1,5 мас. %. Содержание серебра колеблется от 0 до 8,32 мас.%. В подавляющем количестве золотин содержание серебра не превышает 2,6 мас. % (пробность >973) и только в некоторых зернах достигает 3,43–8,32% (пробность ≤965). В целом золото имеет высокую пробность (от 916 до 1000), основной примесью является серебро.

Таблица 9

Состав самородного золота (мас. %) из шлиховых проб

№ обр.	К-4/1 ц, к		К-4/2 ц, к		К-4/3 ц, к		К-4/4 ц, к		К-4/5 ц, к		К-4/6 ц, к		К-4/7 ц, к		К-4/9 ц, к	
Au	98,2	99,6	97,6	97,5	96,8	97,0	99,5	99,7	98,2	99,4	96,9	99,0	99,5	98,3	98,7	97,5
Ag	1,15	1,20	1,52	1,48	1,44	1,87	0,09	0,07	1,25	1,37	0,07	0,00	0,91	0,90	1,12	1,10
Cu	0,07	0,08	0,17	0,11	0,06	0,03	0,00	0,00	0,07	0,03	0,00	0,00	0,08	0,03	0,56	0,52
Hg	0,15	0,07	0,04	0,1	0,00	0,07	0,07	0,00	0,03	0,08	0,13	0,02	0,00	0,00	0,00	0,10
Сумма	99,6	101	99,4	99,2	98,3	99,0	99,7	99,7	99,6	101	97,1	99,0	100	99,3	100,4	99,2
Пробн.	986	987	983	983	985	980	998	999	986	985	998	1000	990	991	983	983

№ обр.	К-4/11 ц, к		К-4/12 ц, к		К-4/13 ц, к		К-4/14 ц, к		К-4/16 ц, к		К-4/17 ц, к		К-4/19 ц, к		К-4/21 ц, к	
Au	100	100	98,5	97,1	96,7	96,7	98,8	98,3	97,8	97,9	98,2	99,4	99,0	97,9	97,9	98,1
Ag	0,00	0,00	0,60	0,52	1,46	1,40	1,29	1,37	2,32	2,61	0,12	0,15	0,00	0,00	1,27	1,29
Cu	0,02	0,00	0,52	0,63	0,03	0,02	0,05	0,05	0,06	0,04	0,09	0,01	0,00	0,00	0,11	0,08
Hg	0,15	0,06	0,15	0,14	0,05	0,02	0,00	0,07	0,00	0,05	0,04	0,11	0,02	0,10	0,00	0,08
Сумма	100	100	99,7	98,4	98,2	98,1	100	99,8	100	101	98,4	99,7	99,0	98,0	99,3	99,6
Пробн.	998	999	987	987	984	985	987	985	976	973	997	997	1000	999	986	985

№ обр.	К-4/22 ц, к		К-4/23 ц, к		К-4/24 ц, к		К-4/25 ц, к		К-4/27 ц, к		К-4/28 ц, к		К-4/29 ц, к		К-4/30 ц, к	
Au	92,0	99,0	98,6	98,2	98,0	98,4	96,3	93,7	96,8	98,1	98,2	98,6	90,7	97,4	97,6	96,3
Ag	7,73	0,13	0,92	0,99	1,11	1,13	3,49	4,46	1,85	1,61	0,06	0,01	8,32	0,19	1,04	1,39
Cu	0,03	0,02	0,05	0,03	0,06	0,01	0,03	0,00	0,07	0,03	0,01	0,02	0,04	0,00	0,12	0,04
Hg	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,05	0,00	0,09	0,00	0,03
Сумма	99,7	99,2	99,6	99,3	99,2	99,6	99,8	98,2	98,7	99,8	98,3	98,7	99,1	97,7	98,8	97,8
Пробн.	922	998	990	990	988	988	965	955	981	984	998	999	916	997	988	985

Продолжение табл. 9

№ обр.	К-4/32 ц, к		К-4/36 ц, к		К-4/37 ц, к		К-4/39 ц, к		К-4/40 ц, к		К-4/43 ц, к		К-4/45 ц, к		К-4/46 ц, к	
Au	97,7	94,3	97,8	97,8	97,6	98,0	97,2	97,6	99,1	98,0	98,6	96,4	97,3	97,4	96,8	99,4
Ag	1,11	1,24	1,09	1,11	1,17	1,29	1,52	1,53	1,07	1,16	1,44	2,25	0,84	0,82	0,98	0,85
Cu	0,03	0,03	0,09	0,06	0,09	0,08	0,07	0,07	0,09	0,08	0,18	0,00	0,55	0,52	0,04	0,08
Hg	0,12	0,09	0,01	0,01	0,00	0,02	0,11	0,03	0,00	0,13	0,00	0,18	0,00	0,10	0,03	0,00
Сумма	99,0	95,7	99,0	98,9	98,9	99,4	98,9	99,2	100	99,4	100	98,9	98,7	98,9	97,9	100
Пробн.	987	986	988	988	987	986	983	984	988	986	984	975	986	985	989	991

№ обр.	К-4/47 ц, к		К-4/48 ц, к		К-4/49 ц, к		К-4/52 ц, к		К-4/54 ц, к		К-4/55 ц, к		К-4/57 ц, к		К-4/58 ц, к	
Au	97,9	98,9	97,0	96,9	97,4	97,4	98,2	99,4	97,6	97,5	99,8	97,7	98,7	100	97,5	99,7
Ag	1,52	0,00	1,43	1,52	1,31	1,18	1,50	1,44	1,61	1,51	0,77	1,11	0,04	0,17	0,85	0,00
Cu	0,07	0,00	0,08	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04	0,08	0,08	0,08	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Сумма	99,5	99,0	98,5	98,5	98,7	98,7	99,8	101	99,3	99,1	100	98,8	98,7	100	98,4	99,7
Пробн.	984	1000	985	984	986	988	985	985	983	984	991	989	1000	998	991	1000

№ обр.	К-24/60 ц, к		К-24/62 ц, к		К-24/63 ц, к		К-40/93 ц, к		К-30/65 ц, к		К-30/66 ц, к		К-30/67 ц, к		К-30/68 ц, к	
Au	97,6	98,6	94,5	98,8	97,8	97,1	100	97,6	99,4	97,9	99,7	100	98,2	97,6	98,3	98,1
Ag	1,62	1,57	2,97	0,27	2,80	1,96	0,37	0,34	0,08	0,11	0,12	0,07	0,88	0,93	0,84	0,82
Cu	0,09	0,04	1,50	0,02	0,01	0,03	0,13	0,13	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Hg	0,00	0,03	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,10	0,00	0,00	0,02
Сумма	99,3	100,2	99,0	99,2	101	99,1	101	98	99,5	98,05	99,9	100	99,2	98,6	99,2	98,9
Пробн.	983	984	955	996	972	980	995	995	999	999	999	999	990	991	991	991

№ обр.	К-30/69 ц, к		К-30/70 ц, к		К-30/71 ц, к		К-30/72 ц, к		К-30/73 ц, к		К-30/74 ц, к		К-30/75 ц, к		К-30/76 ц, к	
Au	99,0	99,1	98,3	99,5	94,3	91,7	98,9	99,0	99,1	99,4	96,7	98,6	98,2	99,4	98,0	97,0
Ag	0,00	0,00	0,02	0,01	5,40	7,03	0,03	0,03	0,11	0,07	0,00	0,01	0,02	0,02	2,15	2,47
Cu	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Hg	0,00	0,10	0,16	0,03	0,00	0,00	0,06	0,00	0,04	0,00	0,06	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,0	99,2	98,5	99,6	99,7	98,7	98,9	99,0	99,3	99,4	96,8	98,6	98,3	99,4	100	99,4
Пробн.	1000	999	998	1000	946	929	999	1000	998	999	999	1000	999	1000	979	975

Окончание табл. 9

№ обр.	K-30/78 ц, к		K-30/79 ц, к		K-30/81 ц, к		K-30/82 ц, к		K-31/84 ц, к		K-93/96 ц, к		K-93/99 ц, к		K-98/104 ц, к	
Au	98,4	99,0	98,9	99,1	101	99,1	99,5	100	97,6	99,1	98,3	99,3	96,1	98,2	94,0	98,0
Ag	0,00	0,01	0,27	0,29	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,45	0,00	2,45	0,52	4,06	1,32
Cu	0,00	0,00	0,09	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
Сумма	98,4	99,0	99,2	99,4	101	99,1	99,6	100	97,6	99,1	98,8	99,3	98,8	98,7	98,0	99,3
Пробн.	1000	1000	996	997	1000	1000	999	1000	1000	1000	995	1000	973	995	959	986

№ обр.	P-11/106 ц, к		P-11/108 ц, к	
Au	99,2	99,0	98,5	97,9
Ag	0,20	0,17	0,04	0,19
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00
Hg	0,03	0,00	0,10	0,06
Сумма	99,4	99,1	98,6	98,1
Пробн.	998	998	999	997

№ обр.	K-93					
Au	66,2	66,6	65,0	67,8	97,0	99,8
Bi	34,3	33,5	33,5	31,1	0,00	0,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	2,26	0,58
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Сумма	100	100	98,5	98,9	99,3	100
Пробн.	Мальдонит в оторочке золота				977	994

Примечание. Ц – центр золотины (левый столбец), к – край золотины (правый столбец). "№ обр." показывает место отбора (номера канав – K-4, K-31 и т.д., или расчисток – P-11). /1, /2 и т.д. - порядковые номера золотин. Пробн.=1000*Au/(Au+Ag+Cu+Hg). Анализ проведен на микрозонде Camebax-Mikro. Пробы K-4, K-24, K-40 отобраны на рудопроявлении Кур, K-30, K-31, K-93, K-98, P-11 – на рудопроявлении Притрассовое

Таблица 10

Состав самородного золота и висмута из протолочек рудных интервалов (мас. %)

№ зерна	204/12/1					204/12/2				204/22/1						204/22/2	
Au	97,7	100	0,00	0,05	0,00	98,6	97,5	100	98,8	100	0,00	0,00	99,0	0,02	98,3	98,8	0,00
Bi	0,00	0,15	95,43	97,81	99,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,1	98,7	0,00	96,4	0,00	0,00	96,1
Ag	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	1,66	1,77	1,61	1,89	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02
Сумма	97,9	100	95,4	97,9	99,1	100	99,2	102	101	100	97,1	98,7	99,0	96,5	98,3	98,8	96,1
Пробн.	997	998	*	*	*	983	982	984	981	1000	*	*	1000	*	1000	1000	*

№ зерна	204/22/2				204/22/3				204/22/4				204/22/5				204/22/6	
Au	99,1	0,00	0,03	100	99,1	0,00	97,9	100	98,5	0,00	101,3	0,00	101	99,7	0,02	99,5	98,9	
Bi	0,03	98,3	98,1	0,00	0,00	99,1	0,00	0,25	0,00	97,5	0,00	97,8	0,00	0,00	98,12	0,00	0,00	
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,05	0,11	0,00	0,14	0,00	
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	
Сумма	99,2	98,3	98,2	100	99,1	99,1	98,0	100	98,5	97,5	101	97,8	101	99,8	98,1	99,7	98,9	
Пробн.	1000	*	*	1000	1000	*	999	997	1000	*	1000	*	999	999	*	999	1000	

№ зерна	204/22/6		204/22/7				204/16			212/8			212/8/1				
Au	0,00	0,04	99,5	0,01	96,5	0,00	101	96,0	95,0	94,7	99,3	98,5	97,0	97,9	97,9	98,6	97,6
Bi	101	98,8	0,00	96,8	0,00	97,7	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	3,44	0,00	0,00	5,21	5,29	5,33	0,80	0,80	1,36	0,23	0,11	0,29	0,31
Fe	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	
Сумма	101	98,9	99,6	96,84	100	97,7	101	101	100	100	99,3	98,4	98,2	98,0	98,9	97,9	
Пробн.	*	*	1000	*	966	*	1000	948	947	947	992	992	986	998	999	997	

Примечание. Пробн.=1000*Au/(Au+Ag+Cu+Hg). * в таблице обозначен висмут, который образует тонкие срастания с золотом в зернах, имеющих с ним единный номер. Анализ проведен на микрозонде Camebax-Mikro

К сожалению, в распоряжении автора незначительное количество данных по составу золота в рудах. Результаты определения химического состава видимого золота представлены в табл. 10. В рудах присутствует как высокопробное золото 999–1000 в тонком срастании с самородным висмутом, так и менее высокопробное (947).

Одним из важных результатов изучения химического состава золота является определение различной его пробности в рудах и обнаружение тонких срастаний золота с висмутом в коренных породах и золота с мальдонитом в делювии рудных тел. Этот факт в случае получения более представительного материала может служить поисковым критерием на обнаружение руд подобного типа.

3.2. Последовательность формирования рудных минералов

По результатам изучения взаимоотношений рудных минералов, последовательности их образования установлены ассоциации магматического, метаморфического, гидротермального, метасоматического и гипергенного происхождения (Кравченко и др., 2008).

Реликтовые руды магматической ассоциации встречены в метабазитах, вскрытых скважиной 40 на рудопроявлении Притрассовое (рис. 28, А, Б). В них установлены пентландит-халькопирит-пирротиновые руды, типичные для базитовых интрузивных комплексов с золотосодержащей арсенидной минерализацией (рис. 28, А, Б). Пирротин – самый распространенный минерал в этом типе вкрапленных руд. В ассоциации с пентландитом и кубическим халькопиритом находится гексагональный никелистый пирротин, который в дальнейшем претерпевает распад с выделением пентландита на границе с другими минералами.

Пентландит встречается в двух структурно-морфологических разновидностях. Первая разновидность (ранняя генерация) представлена индивидуализированными изометричными зернами с ровными гранями, размером около 1 мм в поперечнике. Вместе с пирротином и халькопиритом он

является продуктом распада высокотемпературного моносульфидного твердого раствора, выполняющего промежутки зерен кристаллизовавшихся ранее силикатов. Вторая разновидность пентландита – это продукт распада твердого раствора гексагонального никелистого пирротина. Устанавливаются два типа этих выделений: первый – пластинки, приуроченные к границам зерен и образованные по механизму гетерогенного зарождения; второй – более сложные пламеневидные частицы, сформированные при гомогенном, спонтанном зарождении. Они имеют трехлучевую симметрию, ориентированы параллельно (0001) пирротина (рис. 28, А).

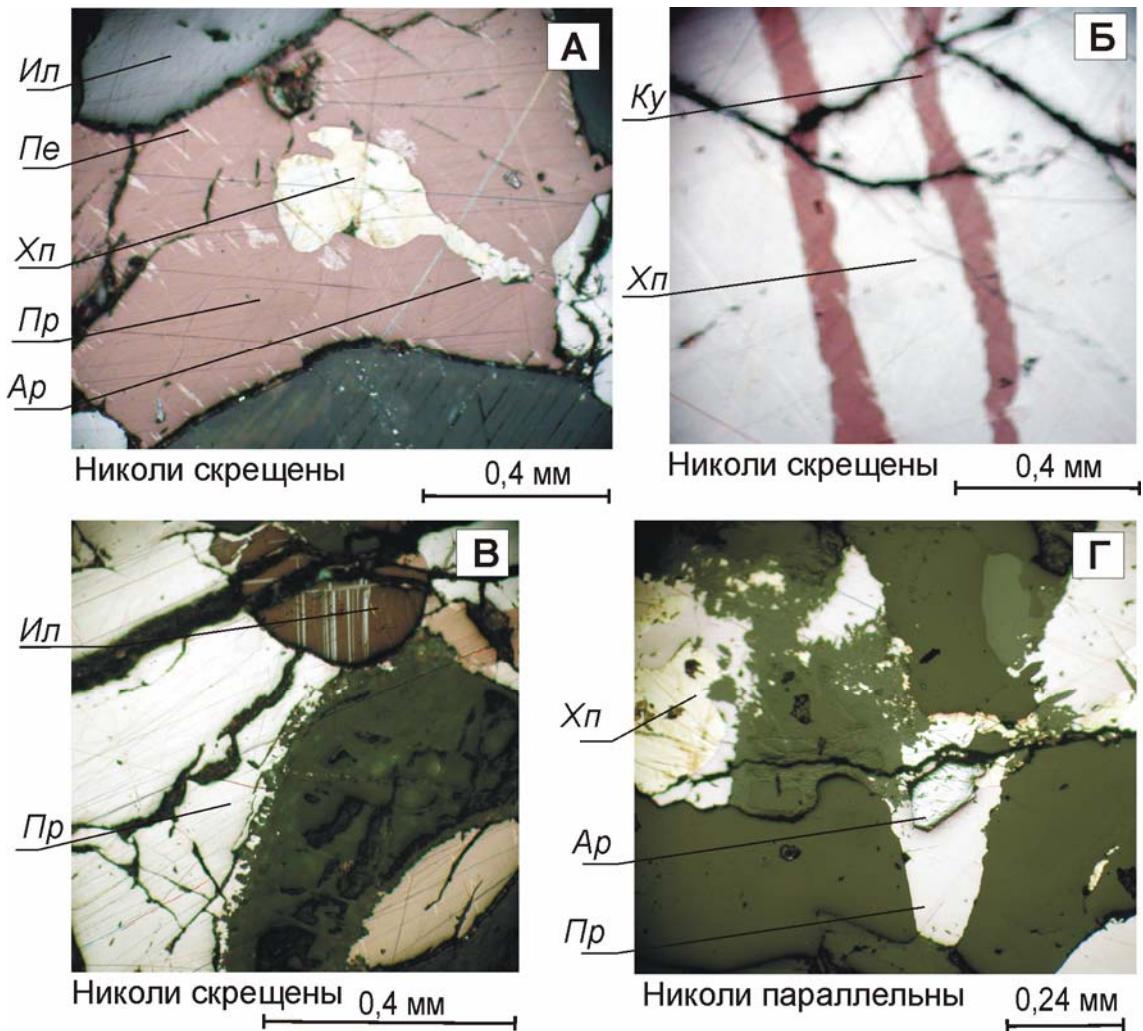


Рис. 28. Микрофотографии взаимоотношений рудных минералов разного генезиса из метабазитов рудопоявления Притрассовое (анилиф 233-А-02): А и Б – магматогенные, В и Г – метаморфогенно-гидротермальные руды. А – характерное строение вкраплений реликтовой магматогенной пентландит-халькопирит-пирротиновой руды с арсенопиритом и ильменитом. В – пирротине (коричневое) пластинчатые и пламеневидные частицы пентландита, округлое зерно халькопирита. Арсенопирит развит по границам зерен. Б –

кубанит-халькопиритовая структура распада промежуточного сульфидного твердого раствора. В – двойниковое строение ильменита (вверху) и срастания метаморфогенно-гидротермального пирротина с мелкими зернами вторичных силикатов, замещающих оливин и пироксен. Г – идиоморфное зерно арсенопирита в гидротермальной халькопирит-пирротиновой вкрапленной руде.

Здесь и далее: Ил – ильменит, Пе – пентландит, Хп – халькопирит, Пр – пирротин, Ар – арсенопирит, Ку – кубанит, Лё – леллингит, Ко – кобальтин, Аи – самородное золото, Мг – магнетит

Халькопирит в количественном отношении уступает пирротину. Как и пентландит, он образует две генерации, отличающиеся размером, внутренним строением и формой зерен. Первая генерация халькопирита в скрещенных николях характеризуется ланцетовидными и двояковогнутыми пластинками – трансформационными двойниками. Они означают, что ранний халькопирит кристаллизовался в кубической сингонии, а с понижением температуры перешел в тетрагональную. Температура перехода, по экспериментальным данным, составляет приблизительно 500°C. Вторая генерация халькопирита представлена его структурами распада с кубанитом (рис. 28, Б), что рассматривается обычно как следствие распада промежуточного сульфидного твердого раствора.

Ильменит и титаномагнетит (ульвошпинель-магнетитовый твердый раствор с тканевой микроструктурой) – обычные акцессорные минералы, располагающиеся в промежутках зерен силикатов, а местами тесно пространственно сопряжены с ранними генерациями сульфидов. В большинстве случаев к этим же межзерновым промежуткам силикатов приурочена первая генерация пентландита. В участках деформаций в ильмените проявлены многочисленные двойники (рис. 28, В).

Формационные и минералогические признаки руд могут свидетельствовать о возможности существования в породах медведевского комплекса участков обогащенных платиноидами. При изучении керна скважин и элювиально-делювиальных развалов пород с помощью сцинтилляционного эмиссионного спектрального анализа в ИГХ СО РАН в породах комплекса установлены повышенные концентрации элементов платиновой группы.

Минимальные содержания платиноидов, подлежащие учету при геологической съемке, составляют 0,1 г/т (Шустов, 1988). В единичных случаях их количество превышает 0,1 г/т породы, а в тяжелой фракции – 0,2 г/т (Кравченко и др., 2006). Ранее Н.Н. Перцев и А.Л. Кулаковский (1988) получили данные по содержанию платиноидов в породах медведевского комплекса на месторождении Таежное. Ими в гипербазитах определены содержания платины 10,5 мг/т, палладия 10,6 мг/т; в оливинитах – платины 9,7 мг/т, палладия 8,0 мг/т; в немагнитной фракции богатых ортосиликатных руд – платины 31,75 мг/т, палладия 542,25 мг/т, родия 14,7 мг/т, иридия 30 мг/т, рутения 21,7 мг/т. Косвенным подтверждением повышенной платиноносности пород медведевского комплекса могут служить находки минералов платина-сперрилитовой ассоциации в россыпях золота центральной части Эвотинского района. (Округин, 2000). Сперрилит с каймами самородной платины обнаружен в россыпях ручьев Тит, Унга-Нимгеркан, Эвота и рек Мал. и Бол. Нимныр, т.е. в районе широкого распространения основных и ультраосновных пород медведевского комплекса. Согласно данным Л.В. Разина (2000), содержание платины в тяжелой фракции шлиховых проб по р. Эвота изменяется от 1 до 20 г/т, в пробах р. Б. Нимныр – от 5 до 20 г/т.

Метаморфогенно-гидротермальные руды налагаются на магматогенные руды в базитах, но более распространены (рис. 28, В, Г, рис. 29 и 30). Именно руды этого генетического типа, являются продуктивными на золото. Граница между метаморфогенной и гидротермальной ассоциациями на современном уровне изученности условна, минералы обеих ассоциаций пространственно сопряжены.

В отличие от магматогенного пирротина и халькопирита более поздние метаморфогенно-гидротермальные не образуют структур распада, что служит их характерным признаком. Во всех разновидностях метаморфогенного пирротина наблюдаются механические двойники. Пирротин в ассоциации с метаморфогенным халькопиритом, арсенопиритом и леллингитом слагает гнезда и прожилки. Местами с этой минеральной ассоциацией сопряжен

метаморфогенный ильменит. Форма зерен рудных минералов отражает характерные для метаморфических пород соотношения между минералами – структурно равновесные и индукционные границы совместного роста. На границе пирротина и арсенопирита нередко отмечается тонкая прерывистая кайма кобальтина, либо смеси кобальтина с никелином и леллингитом (рис. 29, В, Г). Арсенопирит находится в секущем положении относительно никелистого пирротина. В непосредственном контакте нет выделений пентландита, что также свидетельствует о более поздней его кристаллизации (рис. 28, А).

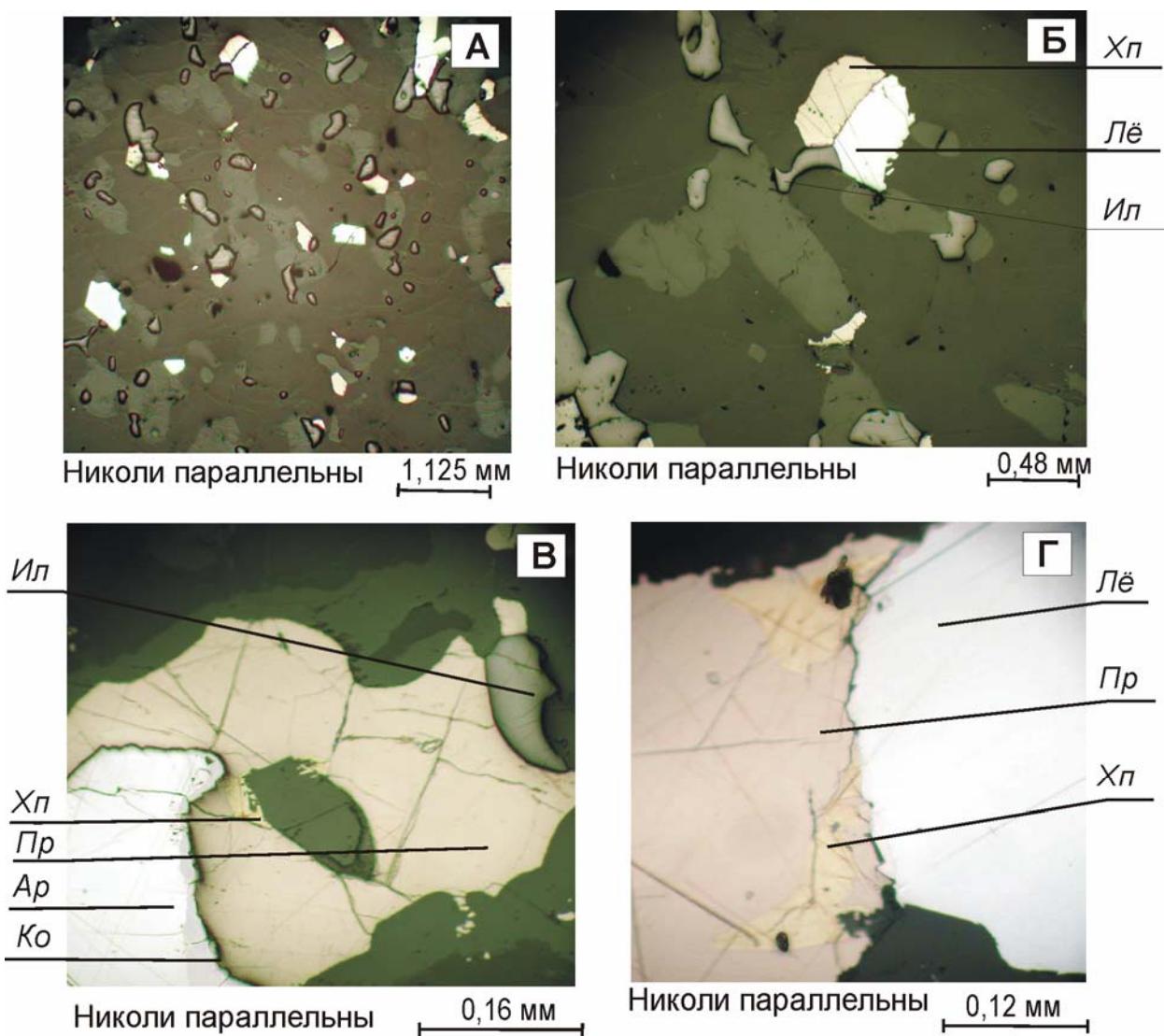


Рис. 29. Микрофотографии метаморфенно-гидротермальных руд в метабазитах участка Кур (анилиф 190-А-02). А – равномерная вкрапленность рудных минералов в метабазите. Б – структурно равновесные границы халькопирита, ильменита и леллингита. В – прерывистая кайма кобальтина с никелином и леллингитом на границе пирротина с арсенопиритом. Г – индукционная граница совместного роста леллингита и пирротина

Гидротермальная генерация пирротина и халькопирита представлена однородными мелкими зернами, составляющими гнезда и прожилки в амфиболизированных и хлоритизированных участках метабазитов (рис. 28, Г). Арсенопирит в виде идиоморфных кристаллов в гидротермальной ассоциации руд встречается вместе с пирротином и халькопиритом, образуя либо единичные зерна, либо тонкую вкрапленность (рис. 28, Г). По краям леллингита встречается кобальтин. Золотина размером 0,007 мм в поперечнике обнаружена на границе лёллингита с кобальтином. По результатам изучения монофракций рудных минералов из рудных интервалов месторождения установлено, что самородное золото присутствует как в ранней, так и в поздней генерации арсенидов и тесно связано с висмутом, о чем свидетельствуют находки самородного висмута в срастании с золотом в монофракциях рудных минералов (таблица 10) и находки мальдонита в делювии рудных тел.

В такситовых обособлениях наблюдаются те же метаморфогенно-гидротермальные рудные минералы, что и в базитах (рис. 30, 31), магматогенные руды отсутствуют. В рудных гнездах ильменит локализуется виде отдельных неправильных зерен по периферии, либо внутри силикатов (рис. 30, А), на границе нерудных минералов и сульфидов. Основную массу сульфидов составляет метаморфогенный пирротин с включениями халькопирита. Арсенопирит также сопряжен с сульфидными обособлениями. Он либо приурочен к границе пирротина с пироксеном, либо вместе с ним составляет целиком рудные пятна. На границе арсенопирита и пирротина нередко отмечается тонкая прерывистая кайма кобальтина, либо смеси кобальтина с никелином и лёллингитом. В центре гнезд и мелких вкрапленников руд обычно присутствует леллингит в срастаниях с арсенопиритом. Вкрапленники часто имеют округлую форму.

Кроме метаморфогенной генерации в участках амфиболизации и хлоритизации проявлены гидротермальные генерации сульфидов и арсенидов в виде мелкой вкрапленности и жилок (рис. 30, А, Б), рассекающих первичные силикаты в срастании с новообразованными минералами.

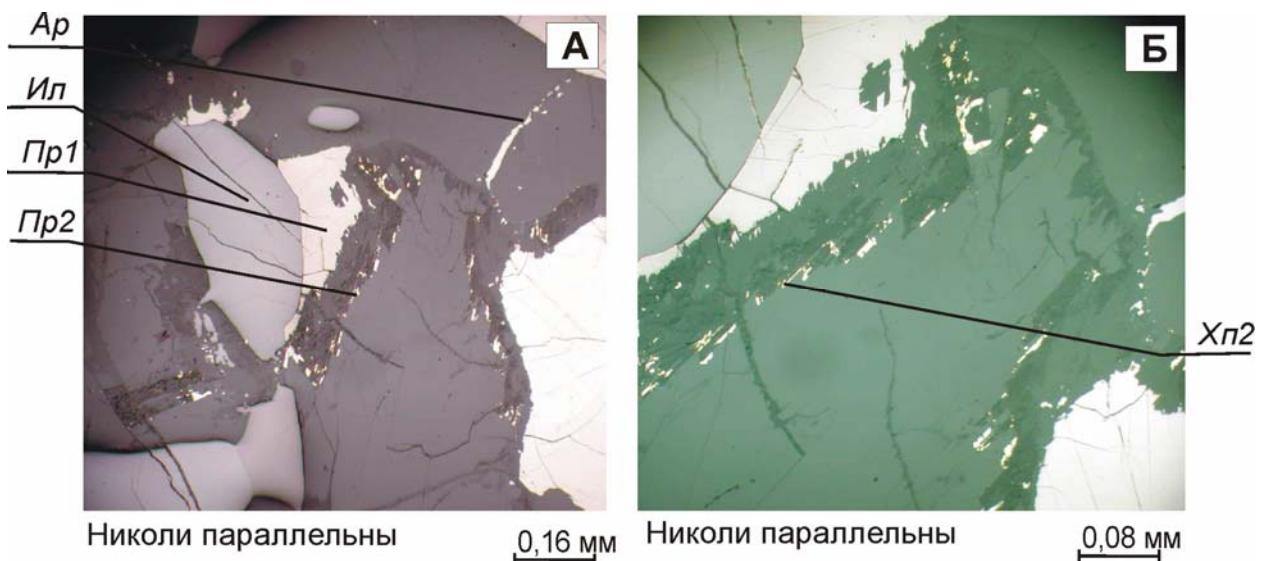


Рис. 30. Метаморфогенно-гидротермальные руды в такситовом обособлении из метабазитов проявления Кур (анилиф C-115-16). А – распределение гидротермальных пирротина (Пр2) и арсенидов (Ар) по трецинкам и каймам первичных силикатов вместе с хлоритом и актинолитом; Б – фрагмент рис. 30, А, увеличенный в 2 раза

Среди рудных минералов появляются в небольшом количестве раммельсбергит, буронит блеклая руда, линнеит. В более крупных прожилках сульфидов и арсенидов обнаружено самородное золото, на границе леллингита с кобальтином (рис. 31, Б).

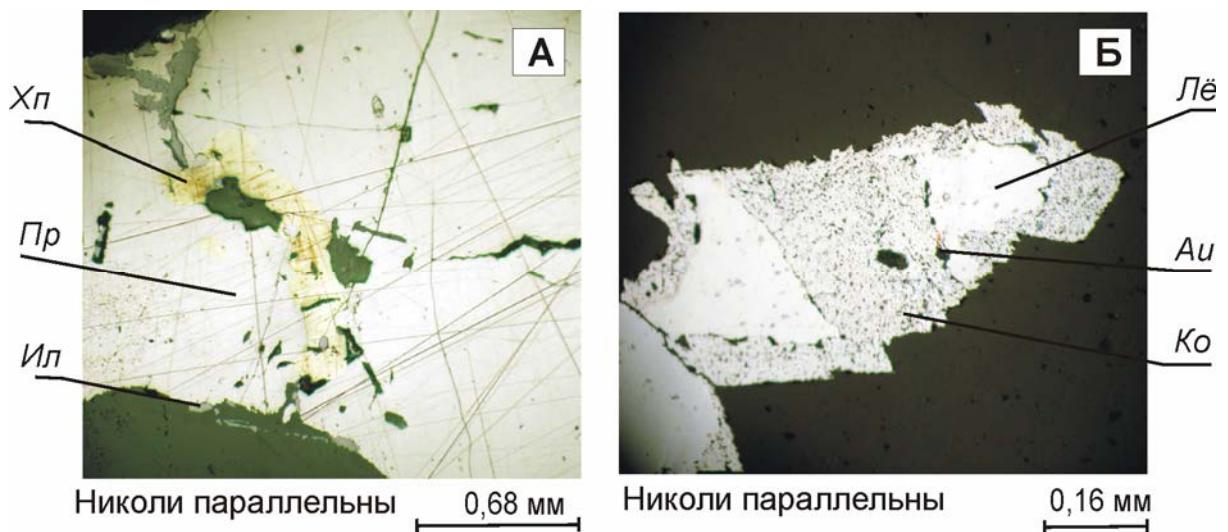


Рис. 31. Метаморфогенно-гидротермальные руды в такситовых и зональных обособлениях из метабазитов проявления Кур (анилифы 188-А-02, 189-А-02). А – прожилок халькопирита с силикатами по границе зерен метаморфогенного пирротина. Б – частица самородного золота на границе леллингита с кобальтином

В породах месторождения почти во всех образцах отмечается проявление поздней перегруппировки золотоносной медно-сульфидной и арсенидной

минерализации. Тонкие волосовидные прожилки и отдельные зерна при больших увеличениях фиксируются даже в тех участках, которые на первый взгляд кажутся неизмененными.

В гипергенных условиях метаморфогенно-гидротермальный пирротин бывает частично замещен агрегатом пирита, марказита и гидроокислов железа с формированием структур типа «птичьего глаза», что связано с приповерхностным гипергенным окислением и переходом его в пирит, марказит и гидроксиды железа. По халькопириту в таких участках развивается ковеллин, ильменит мартитизирован.

Метасоматические руды. В выходах метабазитов южнее месторождения им. П. Пинигина на участке Любакай поисковыми скважинами вскрыты сульфидно-магнетитовые руды, типичные для Алданских скарново-магнетитовых месторождений (Мазуров, 1985). Согласно В.Г. Амарскому наложение скарнов приводит к резкому, в среднем на порядок снижению содержаний золота в рудных телах. В магнетит-пиroxеновых скарновых рудах проявлены все микроструктурные элементы магнетита, характерные для высокотемпературной генерации в магнезиальных скарнах: высокая плотность выделений шпинели, ориентированных по {100} и {110}; размером не более 0,04 мм в длину и до 0,001 мм в широкой части ламелей. Высокая плотность твердофазных выделений (шаг между ними ~0,05 мм), несколько генераций, отличающихся размером (от почти оптически неразличимых, до 0,04 мм в длину), равномерное распределение по площади зерен свидетельствует о медленном равномерном охлаждении ниже сольвуса шпинель-магнетитовой системы. Размер зерен магнетита 1–3 мм. В магнетите включения апатита и обычные для высоких температур халькопирит-пирротиновые «капли» сульфидного твердого раствора. Халькопирита меньше, чем пирротина, он обычно локализован по периферии пирротина. Пирротин содержит единичные тонкие пластинки алабандина, замещается марказитом, образуя структуры типа «птичьего глаза». В породе встречаются волосовидные прожилки позднего халькопирита. Форма зерен рудных минералов отражает характерные для

метаморфических пород соотношения. Магнетит выпуклый на границе с сульфидами и вогнутый на границе с силикатами (рис. 32).

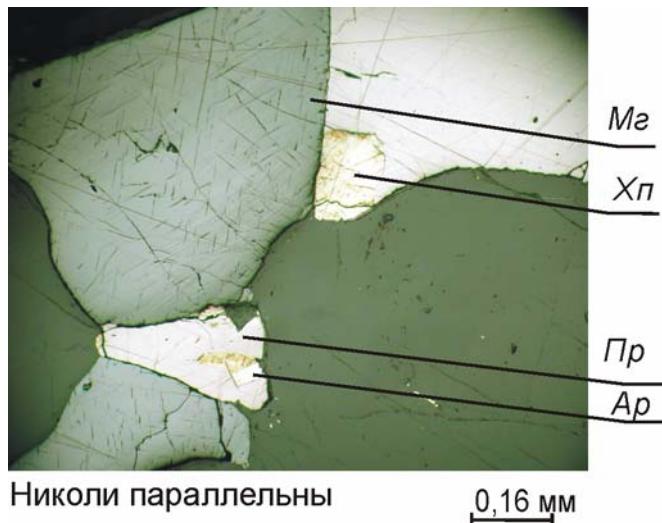


Рис. 32. Сульфидно-магнетитовая руда (анишиф C-439/5) в метабазитах участка Любакай месторождения им. П. Пинигина

Таким образом, эндогенная золоторудная минерализация в метабазитах медведевского комплекса характерна для магматогенных и метаморфогенно-гидротермальных руд и является полигенной и полихронной, образованной в результате наложения двух генетических типов руд: 1) магматические медно-никелевые в базитах (реликты); 2) метаморфогенно-гидротермальные сульфидно-арсенидные и Co-Ni-арсенидные с висмутом, золотом, молибденитом и другими сульфидами. Оба типа руд характеризуются близким валовым составом. Характерно, что метаморфогенный пирротин не содержит выделений пентландита (структур распада), который в процессе метаморфической дифференциации растворяется, а никель переходит в состав арсенидов. Гидротермальные руды образуются на регressiveйной стадии метаморфизма локально накладываясь на метаморфогенные руды. Устанавливается следующий единый ряд минералообразования:

1. Магматогенный этап: ильменит + титаномагнетит (ульвошпинель-магнетитовый твердый раствор), пирротин + пентландит + халькопирит (моносульфидный твердый раствор), халькопирит + кубанит (промежуточный твердый раствор);

2. Метаморфогенный этап: ильменит → пирротин + халькопирит ± арсенопирит → леллингит + никелин + кобальтин;
3. Гидротермальный этап: пирротин + халькопирит + леллингит + раммельсбергит + кобальтин + линнеит → буронит-зелигманнит + блеклая руда; гипергенный этап: пирит + марказит + гидроксиды железа + ковеллин.

3.3. Геохимические особенности руд

Выводы по минералогии и химизму руд требуют дополнительного рассмотрения геохимической связи золота с элементами нормальной и повышенной щелочности (табл. 11), соответствующими ультраосновной, основной и кислой специализации питающего рудного источника (Скляров и др., 2001). Геохимическая связь между составом интрузивных пород и составом постмагматических месторождений, особенно в отношении наиболее характерных элементов является наиболее надежным критерием для установления генетической связи оруденения с интрузиями (Абдуллаев, 1954). Особенno выражены признаки такой связи, должны быть, при ассимиляционных процессах. В этом случае она проявляется для некоторых минерализаторов, а также для отдельных компонентов и рудных элементов.

Таблица 11
Типичные элементы пород

Тип пород	Типичные элементы												
Ультраосновные	Ni	Cr	Co	Mg	Fe	Mn	Pd	Pt					
Основные	V	Cu	Sc	Sb	Ag	Zn	Nb	Y					
Средние	Ti	Br	P	Sr	As	Cd							
Кислые	Sn	Pb	Zn	Be	Ba	Mo	U	W	F	Cl	Li	Rb	Th
													Ta

Для выявления связей обычно используется кластерный анализ. С его помощью можно классифицировать объекты, не вычленяя их из естественно образованных ими связей. При анализе данных представленных виде таблицы (табл. 12) для каждого из объектов (c_1, c_2, \dots (указанных в рядах таблицы или

наоборот)) существуют его оценки по нескольким характеристикам (v_1 , v_2, \dots (указанным в колонках или наоборот)). С помощью методов кластерного анализа группируются объекты, имеющие похожие профили по v . Объекты с сильно различающимися профилями относятся в разные группы (или кластеры). Результаты классификации изображаются в виде дерева иерархической структуры (дендограммы), содержащего n уровней, каждый из которых соответствует одному из шагов описанного процесса последовательного укрупнения кластеров. Одна ось диаграммы показывает расстояние (linkage distance), на котором объекты объединяются в кластеры (или группы). Объекты, которые имеют похожие профили, объединяются на небольшом расстоянии. На другой оси древовидной диаграммы показаны обозначения этих объектов. Для объединения в кластеры использовалась программа STATISTICA, параметрическая корреляция Пирсона и методы:

- 1) установления полных связей (Complete Linkage) максимальной разницы или дальнего «родственника» (maximum distance or farthest neighbor);
- 2) установления одиночных связей (Single Linkage), для установления минимальной разницы или ближайшего «родственника» (minimum distance or nearest neighbor).

В первом методе расстояние между кластерами определяется наибольшим расстоянием между двумя любыми объектами в разных кластерах. Этот метод обычно используется, когда объекты анализа образуют различные по природе группы. Во втором методе расстояние между двумя кластерами обусловлено расстоянием между двумя близкими объектами в разных кластерах, он приемлем для анализа объектов одной группы. Первый метод (Complete Linkage) учитывает все связи объектов и кластеров на этапе пересчета расстояний, в отличие от наиболее часто применяемого второго (Single Linkage), который начинает работу с одной пары объектов.

Таблица 12

Содержания редких элементов и благородных металлов (г/т) в породах месторождения им. П. Пинигина

	0607/4	192-02	0607/3	0607/5л	3956/1	C-40	14-03	0606	3810/3	3950/1	3950	3955	0603	0602/1	55-03
Be	-	3,00	-	3,00	-	1,00	-	0,70	-	-	-	-	1,00	0,70	5,00
As	3000	-	>1%	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1000
Sc	-	10,0	100	10,0	200	100	100	30,0	70,0	100	200	100	30,0	70,0	70,0
Mn	200	300	2000	700	700	700	1000	1000	1000	1000	1000	1000	700	1000	2000
Pb	-	-	-	-	-	-	10,0	10,0	-	-	-	-	-	20,0	-
Sn	-	-	7,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,00
Ga	7,00	7,00	20,0	20,0	20,0	30,0	30,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0
W	-	-	-	-	-	-	100	-	-	-	-	-	-	-	100
Bi	-	30,0	3,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,0
V	20,0	30,0	300	70,0	100	200	200	200	200	200	300	300	100	200	100
Ti	300	7000	>1%	3000	7000	7000	7000	7000	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cu	200	100	100	70,0	100	70,0	200	70,0	70,0	20,0	10,0	30,0	10,0	70,0	100
Na	0,01	1000	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	0,01
Zn	-	200	200	-	*	100	100	200	100	100	100	100	-	100	100
Co	100	10,0	500	10,00	100	100	50,0	10,0	200	100	100	200	20,0	70,0	100
Ni	100	10,0	300	70,0	200	100	50,0	100	1000	100	200	300	10,0	30,0	300
Zr	30,0	-	200	20,0	200	100	70,0	200	100	100	100	100	200	100	70,0
Ca	300	0,01	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%
Sr	-	-	300	300	300	300	700	700	-	300	300	700	700	300	-
Cr	1000	100	200	1000	200	200	200	700	2000	200	300	1000	200	100	2000
Ba	-	-	-	-	-	-	1000	1000	-	-	-	700	1000	700	-
Nb	-	30,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,0	-	-
Yb	1,00	*	7,00	1,00	2,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	10,0	3,00	7,00
Y	-	10,0	50,0	20,0	10,0	30,0	30,0	20,0	20,0	30,0	30,0	30,0	100	30,0	70,0
Au	2,30	3,10	3,30	1,80	0,002	0,04	0,26	0,01	<0,01	0,002	0,005	0,002	0,03	1,70	3,20
Ag	0,08	0,30	<0,01	0,08	0,15	0,01	<0,01	0,07	<0,01	0,07	0,05	0,01	0,04	0,17	0,08
Pt	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,14	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,09	<0,1	<0,1	0,05	0,10
Pd	<0,005	<0,005	<0,005	0,005	<0,005	0,02	0,00	<0,005	<0,005	0,01	0,02	0,07	<0,005	0,001	0,00n

Продолжение табл. 12

Окончание табл. 12

	3951	3823/3	50-03	3955/1	3959	58-03	3959/1	76-03	49-03	53-03
Be	2,00	-	-	-	-	-	-	1,00	0,70	1,00
As	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	100	100	200	200	100	100	200	30,0	100	100
Mn	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-		10,0	-	-	-	-	-	-	10,0
Ga	20,0	30,0	70,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0
W	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	300	300	300	300	300	300	300	200	200	300
Ti	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%
Cu	70,0	70,0	30,0	70,0	50,0	70,0	50,0	70,0	70,0	100
Na	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%
Zn	100	100	*	*	200	100	200	100	100	100
Co	100	100	200	100	100	100	100	50,0	100	100
Ni	200	200	200	30,0	200	100	100	70,0	70,0	100
Zr	100	200	100	200	200	200	200	200	200	200
Ca	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%	>1%
Sr	300	300	300	-	-	-	300	300	300	300
Cr	300	300	200	200	200	100	100	30,0	70,0	100
Ba	300	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	7,00	7,00	3,00	7,00	7,00	3,00	7,00	3,00	3,00	3,00
Y	30,0	50,0	50,0	70,0	50,0	50,0	50,0	30,0	30,0	50,0
Au	0,004	0,00	<0,01	0,15	<0,01	0,15	<0,01	0,01	0,00	1,000
Ag	<0,01	<0,01	0,01	0,00	<0,01	0,03	<0,01	0,00	<0,01	0,26
Pt	<0,1	<0,1	0,01	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,04	<0,1	<0,1
Pd	<0,005	0,00n	0,009	<0,005	<0,005	0,001	<0,005	0,00n	0,007	<0,005

Примечание. 0607/4 – центральная часть зонального плагиоклаз-кварцевого обособления, 192-02 – двутироксен-плагиоклаз-кварцевая порода с рудными минералами, 0607/3 – амфибол двутироксеновый кристаллический сланец с рудными минералами и апатитом, 0607/5л – полевошпат-кварцевое обособление, 3956/1 – диопсид-амфиболовый основной кристаллический сланец, С-40, 14-03 – амфибол-двутироксеновый кристаллический сланец, 0606 – двутироксеновый кристаллический сланец с рудными минералами, 3810/3 – двутироксен-амфиболовая порода, 3950/1, 3950 – двутироксен-амфиболовый кристаллический сланец, 3955 – амфиболит, 0603 – плагиоклаз-диопсид-амфиболовый кристаллический сланец с вкрапленностью рудных минералов, 0602/1 – амфибол-клинопироксеновый крупнозернистый кристаллический сланец с редкой вкрапленностью рудных минералов, 55-03 – амфиболит, 186-02 – контакт крупнокристаллического пирротин-тироксен-плагиоклазового обособления и основного кристаллического сланца, 3810/2 – оливин- (серпентин) - ортопироксен-амфиболовая порода, 3823/5 – клинопироксен-амфиболовая порода, 3954 – меланократовый пироксеновый амфиболит 3823/4 – двутироксен-амфиболовая порода, 57-03 – амфиболит, 187-02 – зональное двутироксен-плагиоклазовое обособление с рудными минералами в кристаллическом сланце, 3810, 3960 – двутироксен амфиболовые кристаллические сланцы, 0607/1 - амфибол-двутироксеновый кристаллический сланец с рудными минералами и апатитом, 0607/5м – меланократовая часть обособления 0607/5л со значительным количеством амфибола, 0607/2 – амфибол-двутироксеновый кристаллический сланец полосчатый с

рудными минералами и апатитом, 3957, 3956 – амфибол-диопсидовый кристаллический сланец, 3951 – амфибол-двутироксеновый кристаллический сланец, 3823/3, 50-03, 3955/1 – клинопироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, 3959 – амфибол-двутироксеновый кристаллический сланец, 58-03, 3959/1, 76-03, 49-03, 53-03 – двутироксен-амфиболовые кристаллические сланцы.

Результат кластерного анализа всех проб методом Single Linkage представлен на рис. 33. На дендрограмме видна геохимическая связь золота с цинком и висмутом, что подтверждает вывод о продуктивности на золото метаморфогенно-гидротермальной ассоциации, в которой с золотом встречаются самородный висмут, сфалерит и блеклая руда. Питающий источник однозначно определить невозможно, в ближний к этой ассоциации кластер входят элементы типичные для различных пород. Цинк типичен для основных и кислых пород.

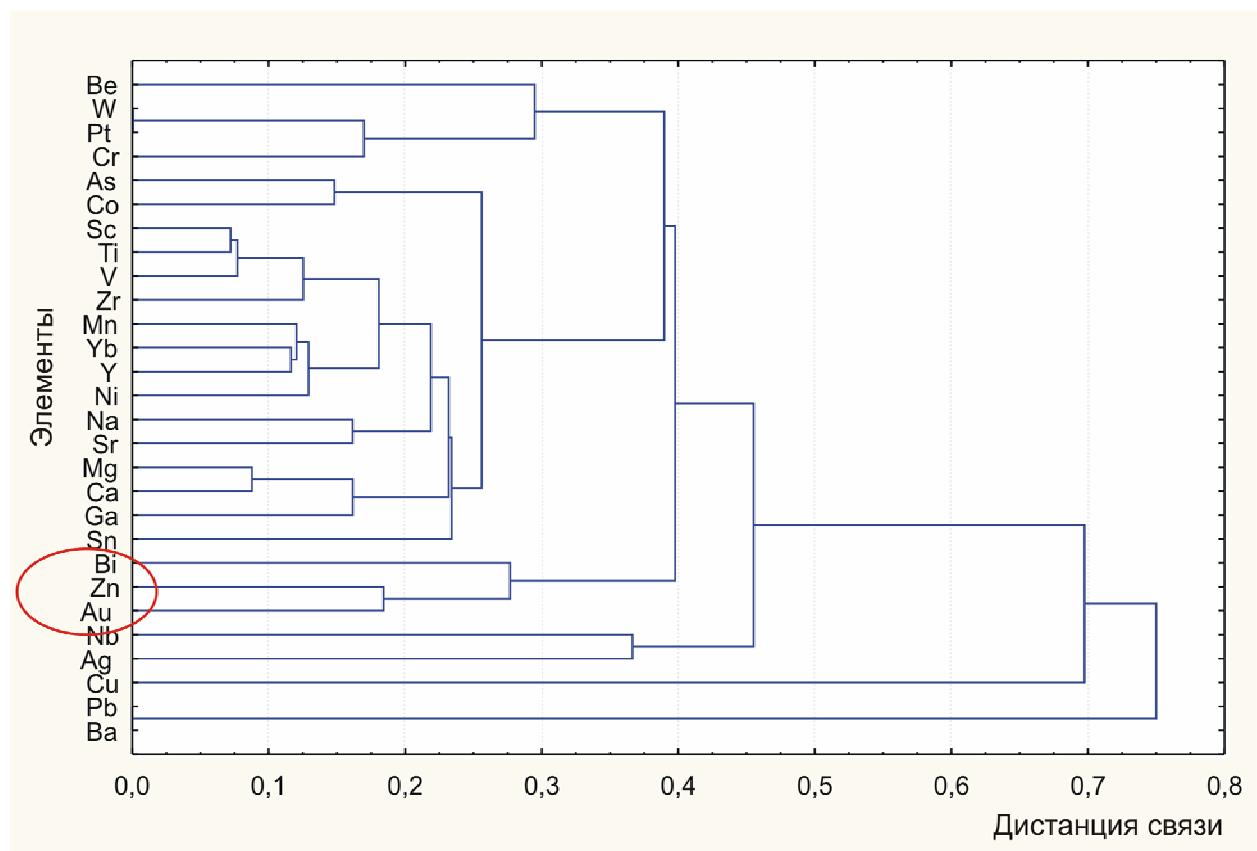


Рис. 33. Древовидная диаграмма связей золота и редких элементов в породах месторождения им. П. Пинигина, в которых зафиксированы промышленные содержания золота

Поэтому метабазиты и другие породы рудных интервалов с использованием программы Statistica и метода Complete Linkage, разбиваем на группы. И проводим анализ внутри групп уже Single Linkage методом. Выделено две группы (два кластера, рис. 34).

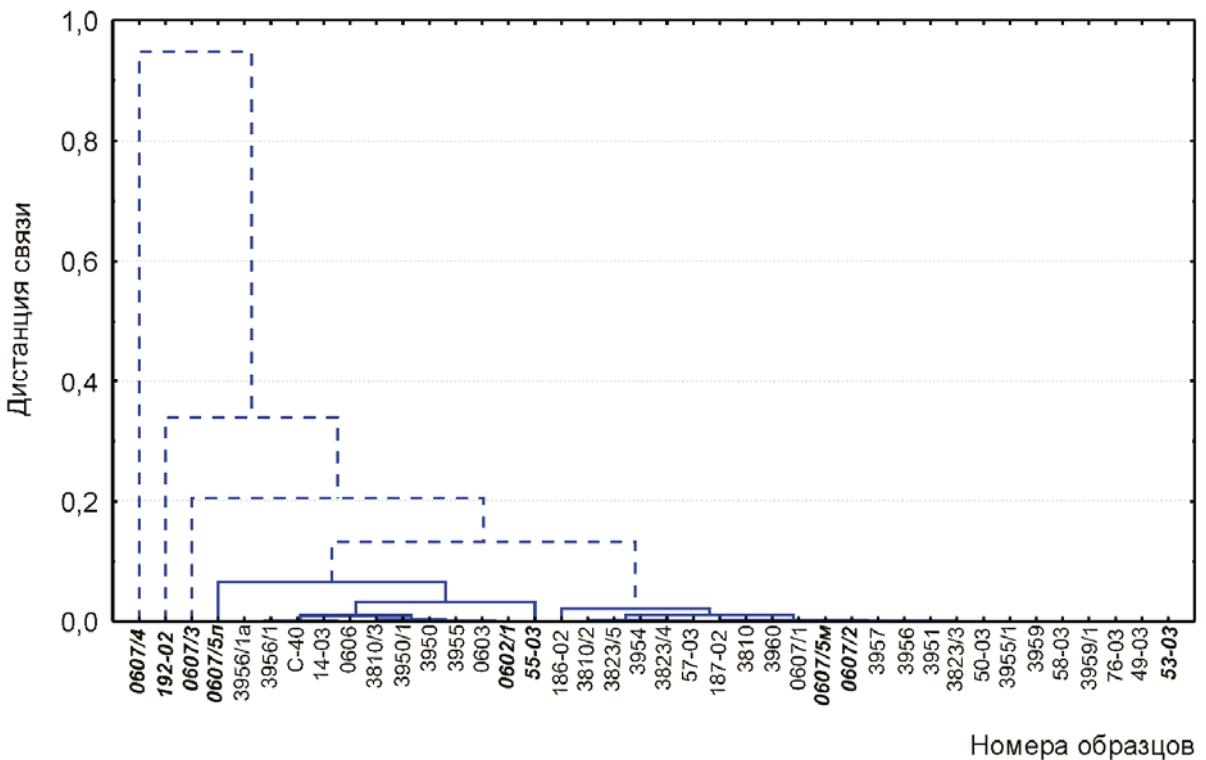


Рис 34. Древовидная диаграмма связей образцов пород месторождения им. П. Пинигина. Образцы с промышленным содержанием золота отмечены жирным шрифтом, кластеры – сплошными линиями

Первая группа (кластер) представлена полевошпат-кварцевым обособлением, амфиболитами и кристаллическими сланцами с различным содержанием амфиболя и пироксенов (образцы 0607/5л – 55-03). Связь золота в этой группе наиболее сильна с бериллием и мышьяком (рис. 35). Минеральный вид берилля в метабазитах и породах рудных интервалов месторождения пока не установлен. Минералы берилля встречаются в месторождениях, генетически связанных с кислыми и щелочными породами: нормальными гранитами, щелочными гранитами и сиенитами, щелочными метасоматитами вне видимой связи с интрузивными породами, нефелиновыми сиенитами. Повышенные концентрации берилля, так же могут формироваться и в метаморфогенных условиях, в частности, в виде

берилла (Солодов и др., 1986). Основным минералом, содержащим мышьяк на месторождении им. П. Пинигина, является леллингит. Ассоциация Au с As и Bi обусловлена, вероятно, вхождением Au в висмутсодержащий леллингит. Связь золота с Mn объясняется наличием ильменита в рудах, с Sn – редким наличием буронита, с Cu – наличием халькопирита, с Ni и Co – наличием никелина и кобальтина. При процессах, развивающихся в условиях сжатия – прогressiveном метаморфизме золото мигрирует совместно с высокоподвижными летучими соединениями и химическими элементами, характеризующимися большими значениями ионно-атомных радиусов, в т.ч. с As и Bi (Буряк, Бацюлин, 1998). Таким образом, по связям элементов породы первой группы относятся к породам с преобладающей метаморфогенной ассоциацией руд, в которой золото встречается в леллингите.

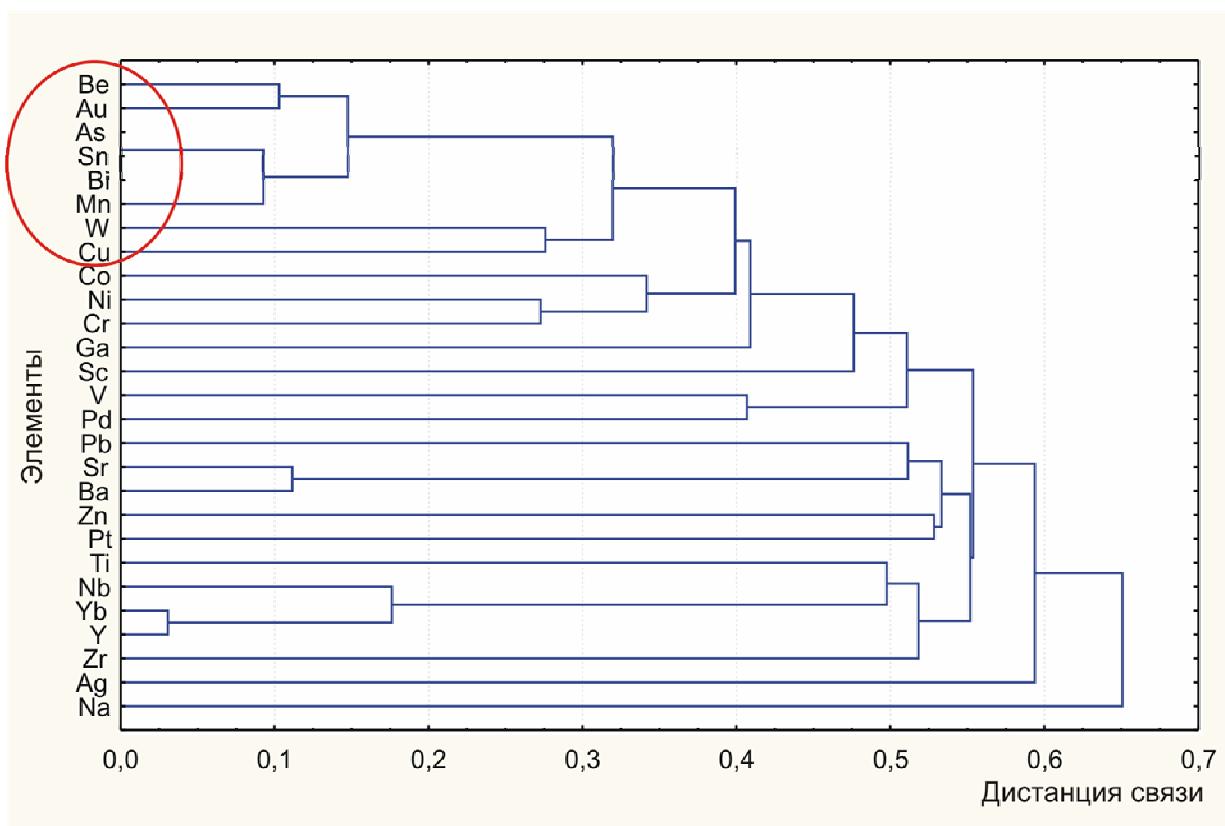


Рис. 35. Древовидная диаграмма связи золота и редких элементов в породах первого кластера (группы)

Вторая группа (кластер) включает образцы Ам-186 – 53-03 (рис. 34 и 36) и представлена оливин-(серпентин)-ортопироксен-амфиболовой породой, несколькими плагиоклаз-кварцевыми обособлениями и кристаллическими сланцами с различным содержанием амфибола и пироксенов. В породах этой группы золото наиболее связано с висмутом, с остальными элементами оно связано слабо. На месторождении висмут определен в самородном виде, в срастании с самородным золотом на границе кобальтина в гидротермальной ассоциации руд.

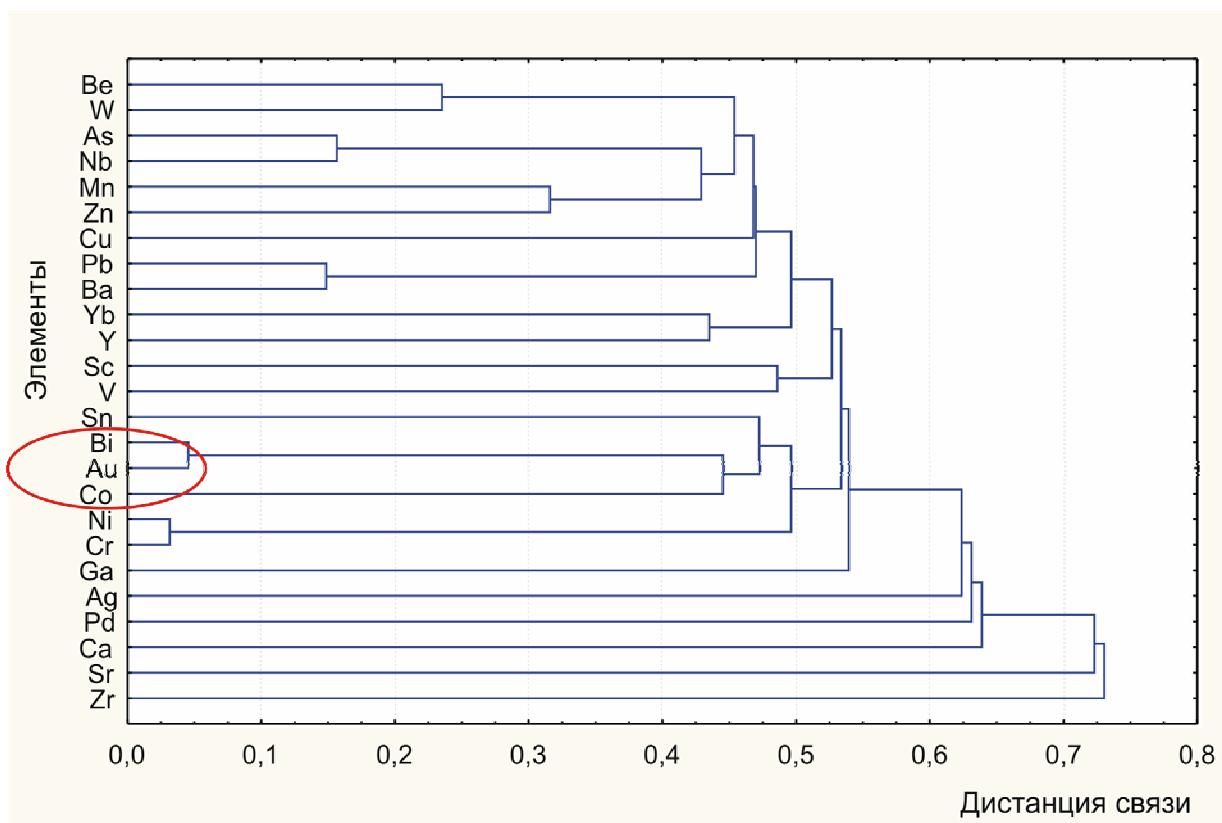


Рис. 36. Древовидная диаграмма связи золота и редких элементов в породах второго кластера (группы)

По результатам кластерного анализа видно, что такситовые обособления по составу и распределению рудных элементов не отличаются от рудоносных метабазитов (рис. 34). По распределению элементов среди различных пород месторождения можно выделить две группы пород. Первая – с преобладанием метаморфогенных (рис. 35), вторая – с преобладанием гидротермальных руд (рис. 36). На дистанции связи до 0,5 золото в породах

первой группы входит в Au-Be-As-Bi-Sn-Mn-W-Cu-Co-Ni-Cr кластер, в породах второй – в Au-Bi-Co-Ni-Cr кластер. Учитывая наличие в породах второй группы кластеров Be-W-As-Nb-Mn-Zn-Cu и Au-Bi-Co-Ni-Cr на дистанции связи до 0,5 (рис. 36), можно сделать вывод, что гидротермальные золотосодержащие руды образованы в результате выноса Au-Bi-Co-Ni-Cr из метаморфогенных руд. При этом из материала метаморфогенных сульфидов и арсенидов образуются гидротермальные сульфиды и арсениды, а золото вместе с висмутом и кобальтом выходит из состава сульфидов и арсенидов – образуется новая минеральная ассоциация – самородное золото, самородный висмут и кобальтин. Несмотря на перераспределение элементов в общих чертах сохраняется кластер Be-Au-As-Sn-Bi-Mn-W-Cu, образуется кластер Be-W-As-Nb-Mn-Zn-Cu и кластер Au-Bi-Co, сохраняется кластер Co-Ni-Cr, образуется кластер Ni-Cr, сохраняется кластер Pb-Sr-Ba, образуется кластер Pb-Ba, полностью сохраняется кластер Yb-Y. Подобное поведение элементов свидетельствует о том, что процесс их выноса на гидротермальной стадии рудообразования обусловлен процессом регressiveного регионального метаморфизма с близкими к изохимическим условиями. При этом наложении гидротермальных руд на метаморфогенные, содержания элементов в породах практически не изменяются. Для Be, As, Mn, Pb, Ba, Sc, V, Ni, Zr в породах первой и второй группы содержания составляют ≤ 5 , ≤ 2000 , ≤ 2000 , ≤ 20 , ≤ 1000 , ≤ 200 , ≤ 300 , ≤ 1000 , ≤ 200 (г/т). Незначительно меняются содержания W $\leq 100 - \leq 70$, Zn $\leq 200 - \leq 300$, Yb $\leq 10 - \leq 7$, Y $\leq 100 - \leq 70$, Sn $\leq 7 - \leq 10$, Bi $\leq 20 - \leq 30$, Co $\leq 200 - \leq 300$, Cr $\leq 2000 - \leq 3000$, Ag $\leq 0,17 - \leq 0,26$, Pd $\leq 0,07 - \leq 0,05$ (г/т). Более существенно Nb $\leq 20 - \leq 10$, Cu $\leq 200 - \leq 100$, Au $\leq 3,2 - \leq 10$, Ga $\leq 30 - \leq 70$, Sr $\leq 700 - \leq 300$ (г/т). Вместе с тем, эти изменения могут быть зафиксированы в пределах одной штуфной пробы, например 0607/5 (образцы 0607/5л,м).

В целом, золото в различных породах месторождения в большей мере связано с элементами характерными для ультраосновных и основных пород: Mn, Cu, Co, Ni, Cr. Наиболее сильно связь с этими элементами проявляется

на гидротермальном этапе рудообразования (кластер Au-Bi-Co-Ni-Cr). Это свидетельствует о том, что источником золота и руд являлись базиты.

3.4. Выводы

Минералогические и геохимические особенности золоторудной минерализации в метабазитах месторождения им. П. Пинигина свидетельствуют, что она сформировалась в результате последовательного проявления магматических, метаморфических и гидротермальных процессов. Устанавливается следующий ряд минералообразования:

В магматогенный этап образуются следующие ассоциации рудных минералов: ильменит + титаномагнетит (ульвошпинель-магнетитовый твердый раствор), пирротин + пентландит + халькопирит (моносульфидный твердый раствор), халькопирит + кубанит (промежуточный твердый раствор).

Метаморфогенный этап характеризуется образованием рудной ассоциации: ильменит → пирротин + халькопирит ± арсенопирит → леллингит + никелин + кобальтин. Связь золотого оруденения с гранулитовым метаморфизмом основана на высоких концентрациях золота в леллингите и в таких типоморфных минералах гранулитовой фации как ромбическом (Au до 4 г/т) и моноклинном (Au до 1 г/т) пироксенах (Tomkins, Mavrogenes, 2002). Образуются метаморфогенные сульфидно-арсенидные руды с золотом с последующим наложением гидротермальных Co-Ni-As руд (минеральные ассоциации: пирротин + халькопирит + леллингит + раммельсбергит + кобальтин + линнеит → буронит-зелигманнит + блеклая руда) с висмутом, золотом, молибденитом и другими сульфидами. Собственно метаморфогенный и гидротермальный этапы рудообразования отделить друг от друга практически невозможно, так как гидротермальные процессы могут проходить на регressiveйной стадии метаморфизма. В то же время рудовмещающие породы характеризуются в геохимическом плане сильной связью Au с характерными для первичных магматических руд в

базитах элементами – Cu, Co, Ni, Cr, это свидетельствует о том, что базиты являются не только рудовмещающими, но и рудоносными. Присутствие в одном кластере Bi и As наряду с Au может свидетельствовать о том, что отложение золота проходило в условиях сжатия и метаморфизма (Буряк, Бақулин, 1998), Be – гранитообразования. Для пород заключительного этапа метаморфогенно-гидротермальной минерализации характерна разобщенность геохимических кластеров, что подчеркивает образование гидротермальных руд в результате регионального метаморфизма на заключительном этапе (Кравченко и др., 2006).

В гипергенный этап происходит образование пирит + марказит + гидроксиды железа + ковеллин ассоциаций, дентритовидного и губчатого золота с укрупнением его размеров.

Таким образом, можно сформулировать второе защищаемое положение диссертации: **Золоторудная минерализация в метабазитах гранулитовой фации месторождения им. П. Пинигина является полигенной и полихронной. Она образована в результате последовательного наложения руд двух генетических типов: пентландит-халькопирит-пирротиновых магматогенных и сульфидно-арсенидных метаморфогенно-гидротермальных руд с золотом и самородным висмутом.**

Глава 4. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ В УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ

В основе геолого-генетических моделей месторождения лежат знания о видах геологических и взаимосвязанных с ними рудообразующих процессов: плутогенных, вулканогенных, седиментогенных, метаморфогенных или их сочетаниях. Для понимания собственно генезиса месторождения необходимо определение следующих генетических факторов, позволяющих установить тип рудообразования: глубинности и источников рудного вещества, рудообразующих растворов и энергии рудообразующего процесса; среды рудоотложения; механизма рудоотложения, зональности оруденения, взаимодействия с вмещающими породами (Российский металлогенический ..., 2003). Большинство из этих факторов применительно к золоторудному месторождению им. П. Пинигина рассмотрены в предыдущих главах диссертации. В этом разделе излагаются результаты исследований, позволяющие понять особенности геологического положения и химического состава рудоносных метабазитов месторождения по сравнению с другими докембрийскими комплексами базитов гранулитовой фации центральной части Алдано-Станового щита, источники и механизм рудообразующих процессов, а также возможную природу и эволюцию рудообразования в корневых частях коллизионных орогенов.

4.1. Геология докембрийских базит-ультрабазитовых гранулитовых комплексов

Исследованиями в области метаморфогенного рудообразования, таких ученых как В.А. Буряк (1979), А.А. Кременецкий и Л.Н. Овчинников (1979), Я.Н. Белевцев (1985), показана подвижность золота при метаморфических процессах. При этом миграция золота зависит как от условий и структурных

элементов метаморфизма, так и от состава подвергнутых метаморфизму пород. Кроме этого, золото и другие благородные металлы характеризуются особенностями своего распределения в связи с магматическими процессами при формировании базит-ультрабазитовых комплексов (Щербаков, 1967; Толстых и др. 2008).

Для метаморфогенных руд основным является процесс перераспределения при метаморфизме. В. А. Буряк (1979) установил, что в отличие от породообразующих, летучие компоненты (H_2O , CO_2 , CO , S , As), а также Au подвержены перераспределению при метаморфических процессах. Миграция металлов, может начинаться с амфиболитовой, и продолжаться в гранулитовой фации метаморфизма (Кременецкий и др., 1979). При этом происходит она в сторону уменьшения степени метаморфизма. В древних метаморфических комплексах метаморфогенно-гидротермальное золотое оруденение избирательно локализуется по периферии метаморфических куполов (Буряк, Коновалов, 1979). На примере ряда зональных метаморфических комплексов СССР установлено, что источником щелочных металлов при региональном метаморфизме являются метапелиты. Метабазиты служат благоприятной средой для локализации этих элементов (Кременецкий и др., 1979). Метапелиты центральной части Алдано-Станового щита могут характеризоваться повышенным кларком концентраций золота (Кудрявцев и др., 1971). Для медно-никелевых руд к основным из магматических процессов, влияющих на перераспределение благородных металлов, относятся взаимодействие исходной магмы с вмещающими породами, ведущее к значительной контаминации серой или к увеличению кремнекислотности магмы, и фракционная кристаллизация сульфидного расплава (Толстых и др., 2008).

Породы основного состава, метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций в пределах центральной части Алдано-Станового щита кроме медведевского комплекса, известны в разрезах курумканской и федоровской толщ, унгринского, керакского и

хатыминского интрузивных комплексов. Е.П. Миронюк с соавторами (1996) выделяют также нимнырский комплекс метаморфизованных лерцолитов, верлитов, пироксенитов, а также васильевский ортосланцевый расслоенный комплекс. Другие авторы считают самостоятельными образованиями роговообманковые базит-ультрабазиты района верховьев р. М. Нимныр и руч. Тит, серпентиниты месторождения Таежное, а также таежнинский диорит-гранодиоритовый комплекс (Перцев, Кулаковский, 1988; Булдаков, Котова, 1991 и др.). К сожалению, на данной стадии геологической, геохронологической и петрохимической изученности этих пород сложно отдать предпочтение какому-нибудь из вариантов их корреляции и определить, входят какие-либо из пород в составы известных комплексов или образуют самостоятельные.

Метабазиты курумканской толщи. Эти породы встречаются в виде маломощных тел и фрагментов повсюду на рассматриваемой площади в составе и в ассоциации с породами курумканской толщи. Выходы их представлены пластообразными залежами и будинами основных кристаллических сланцев гранулитовой фации, вытянутыми согласно простирианию вмещающих гнейсов. Редко встречаются ультраосновные и меланократовые основные сланцы переходного состава. Предполагается, что сланцы представлены первично вулканогенными образованиями и (или) силлами и дайками (Ранний докембрий..., 1986; Великославинский, 1998). Учитывая, что тела метабазитов и метаультрабазитов, картируемые в разрезах толщ, относительно маломощны, пластообразны и имеют одинаковые директивные структуры с вмещающими породами, относительное положение их в структурно-возрастной (стратиграфической) шкале может быть определено по возрасту вмещающих пород. С учетом того, что протолиты высокоглиноземистых гнейсов курумканской толщи (граувакки и незрелые глинистые образования) формировались в результате разрушения пород с модельным Nd возрастом 2,85–3,06 млрд. лет, а протолиты биотит-гиперстеновых плагиогнейсов (химический состав

соответствует туфам и туффитам (Березкин, Кравченко, 2006)) за счет пород с возрастом 2,33–2,4 млрд. лет (глава 1), можно предположить, что нижний возрастной предел формирования курумканской толщи не древнее 2,3–2,4 млрд. лет. Вероятно такой же возраст имеют и ассоциирующие с толщой метабазиты.

Метабазиты керакского комплекса. На значительном удалении от Амгинской зоны меланжа известны гранулитовые «ультрабазиты и базиты р. Керак» – керакский комплекс (Утробин, уст. сообщение). Ранее В.Л. Дуком и С.Н. Павловым кристаллические сланцы керакского комплекса картировались в составе федоровской свиты (fd_B) (Ранний докембрий .., 1986). Полевыми наблюдениями отмечено, что породы комплекса слагают продолговатые слабоизвилистые тела протяженностью выходов до первых десятков километров, шириной до 1–2 км. Вероятно, что истинная мощность тел меньше. Тела сложены массивными или нечетко сланцеватыми средне- и крупнозернистыми двупироксен-амфибол-плагиоклазовыми породами с варьирующей меланократостью. В наиболее меланократовых разновидностях отмечаются оливин и шпинель. В крупноглыбовых развалих наблюдаются как однородные, так и полосчатые разновидности (рис. 37). Полосчатость обусловлена в основном изменениями содержаний плагиоклаза. Редко встречаются практически чисто плагиоклазовые (анортозитовые) полосы. Оливин и пироксены не окрашены, амфибол представлен роговой обманкой светло-зеленого цвета. Все эти минералы – высокомагнезиальные. Степень метаморфизма пород соответствует гранулитовой фации. Исследование выходов пород керакского комплекса позволяет сделать предварительный вывод о более молодом возрасте, чем кварциты курумканской толщи (моложе 2,3 млрд. лет).



Рис. 37. Полосчатость основных кристаллических сланцев керакского комплекса.

Метабазиты федоровской толщи. Толща представлена амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, диопсид-амфиболовыми, двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами. Степень метаморфизма пород федоровской толщи соответствует гранулитовой фации (рис. 38). Модельный Nd возраст протолитов этих пород 2,1–2,3 млрд. лет (Смелов и др., 2001). По последним данным (Великославинский и др., 2006), полученным U-Pb методом по циркону, возраст кристаллизации метаандезитобазальтов федоровской толщи равен 2006 ± 3 млн. лет. Таким образом, метабазиты федоровской толщи образовывались в период с 2,3 по 2,01 млрд. лет и являются более молодыми, чем курумканские.



Рис. 38. Тонкосланцеватая текстура амфибол-диопсидового кристаллического сланца медведевского горизонта федоровской толщи

Метабазиты унгринского комплекса. Петротипическая местность этого комплекса находится в районе нижнего течения р.Унгры (Кицул, Лазебник, 1966; Реутов, 1981; Ранний докембрий..., 1986). Породы комплекса выходят в юго-восточной части Амгинской зоны и слагают интрузивные тела различной мощности. Основные породы унгринского комплекса обычно описываются под названием габбро-амфиболитов, а средние – диорит-амфиболитов (рис. 39) В составе комплекса встречаются плагиогнейсы, аналоги кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов. Основная масса пород метаморфизована в амфиболитовой фации, вместе с тем присутствуют и гранулиты. По данным А.Б. Котова (2003), возраст внедрения пород унгринского комплекса оценивается в 2016 ± 5 млн. лет, т.е. является близким по значению к возрасту пород федоровской толщи. Однако в восточной части «Унгринского клина» в метагаббро-диоритах автором наблюдались ксенолиты, по петрографическим особенностям близкие к основным породам федоровской толщи (рис. 40). Другими словами, изотопные данные по возрасту нуждаются в некотором уточнении.



Рис. 39. Интрузивные соотношения метагаббро-диоритов унгринского комплекса с кристаллическими сланцами федоровской толщи



Рис. 40. Ксенолит кристаллических сланцев федоровской толщи в метагаббро-диоритах унгринского комплекса

Метабазиты хатыминского комплекса. Породы хатыминского комплекса картируются (обнажаются) в восточной части Амгинской зоны меланжа.

Комплекс выделен Ф.Р. Леоновой (1986) в верховьях р. Б. Хатыми. По данным этих авторов, «жильно-дайковый» комплекс, приурочивается к субмеридиональной Хаир-Хатыминской сдвиговой зоне разломов и резко сечет широтную Дес-Хатыминскую структуру. Рой даек этого комплекса сосредоточены в зоне протяженностью до 14 км, прослеживаясь по магнитометрическим данным к югу под платформенным чехлом. Мощность зоны разлома (переработанных пород) – 0,3–0,7 км. Мощность даек колеблется от первых единиц до десятков метров при протяженности, наблюданной по развалам глыб до 500–700 м (рис. 41). Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и представлены мелко- и среднезернистыми меланократовыми амфиболитами, иногда с реликтами клинопироксена. Главный пордообразующий минерал, наряду с плагиоклазом, представлен густоокрашенной сине-зеленой роговой обманкой. Характерно обилие рудного минерала (до 5–15%). В некоторых пробах наряду с рудным и, как бы взамен его сокращения, наблюдается сфен (5-10%). Количество апатита также повышенено. Почти постоянно присутствует кварц, иногда, замещая плагиоклаз, развивается скаполит. Местами проявляется сланцеватость. Г.Н. Киселевым и др. в этих породах отмечен турмалин (до 20 %). Дайки метабазитов секут породы федоровской толщи, унгринского комплекса и гранитов. Верхний возрастной предел высокотемпературного метаморфизма пород Нимнырского террейна и Амгинской зоны определяется внедрением аплитовидных гранитов с возрастом $1,9 \pm 0,15$ млрд. лет (Сальникова, 1993). Диафторез амфиболитовой фации и сопровождающий его метасоматоз датируются в 1,9–1,8 млрд. лет (Мурзаев, 1969; Михайлов, Левченков, 1971; Пожарицкая и др., 1973). Следовательно, породы хатыминского комплекса, вероятнее всего, образованы в интервале 2,0-1,9 млрд. лет.



Рис. 41. Развалы дайкообразного тела основных пород хатыминского комплекса среди развалов метагаббро-диоритов унгринского комплекса

Обобщая приведенные данные, можно выстроить последовательность формирования метаморфизованных ультрабазит-базитовых комплексов в центральной части Алдано-Станового щита. С учетом современных изотопных исследований историю развития процессов базитового магматизма можно представить следующим образом (табл. 13).

Таблица 13
Последовательность формирования метаморфизованных ультрабазит-базитовых комплексов центральной части Алдано-Станового щита

Возраст (млрд. лет)	Основные и ультраосновные породы метаморфических толщ и интрузивных комплексов
1,90-1,91	Метабазиты медведевского (в т.ч. месторождения им. П.Пинигина) и хатыминского комплексов
2,01	Метабазиты унгринского комплекса
2,3 – 2,01	Метабазиты федоровской толщи
< 2,3	Метабазиты керакского комплекса
2,3 – 2,4	Метабазиты курумканской толщи, нимнырской толщи (возможно древнее)

Подводя итог разделу, можно сделать вывод, что повышенная золотоносность метабазитов медведевского комплекса по сравнению с

другими метабазитами центральной части Алдано-Станового щита выглядит логичной. Согласно выделенным в начале раздела магматогенным и метаморфогенным процессам влияющим на локализацию золотого оруденения к положительным для медведевского комплекса относятся: большая степень магматической дифференциации – от ультрамафитов до высокожелезистых мафитов; взаимодействие магмы с вмещающими породами – образование комбинированных даек; положение структурное – приуроченность к межкупольным впадинам и геологическое – близость высокоглиноземистых гнейсов. Необходимо отметить, что эти геологические и структурные особенности метабазитов медведевского комплекса не говорят о привносе золота метаморфическими процессами, а напротив подчеркивают отсутствие благоприятных условий для его выноса.

4.2. Петрохимия метабазитов и метаультрабазитов

Важную роль в реконструкции механизма рудообразования в метабазитах медведевского комплекса играет понимание предшествующей этому процессу истории геологического развития центральной части Алдано-Станового щита. При палеогеодинамических реконструкциях общепринято использовать базит-ультрабазитовые комплексы в качестве реперов, опираясь при этом на геохимические данные. Общая геохимическая характеристика базитов помимо этого является и важным фактором концентрации золотых руд. Многими исследователями отмечалось, что в пределах толеитового тренда кристаллизации происходит накопление золота в высокожелезистых дифференциатах (Щербаков, 1967; Олейников, Коробейников, 1974). Эксперименты А.И. Альмухамедова (1974) по растворимости серы в толеитовом раплаве показали, что она определяется не только кремнекислотностью системы, но так же и железистостью. Кроме общей петрохимической характеристики различных метаморфизованных базитов и ультрабазитов, в разделе проведено сравнение петрохимии

различных комплексов, являющееся основанием для выделения неизвестных ранее выходов пород медведевского комплекса и как следствие определения масштабов магматизма и перспектив рудоносности комплекса. При петрохимической характеристике метабазитов и метаультрабазитов различного геологического положения использованы данные, полученные автором и научным коллективом лаборатории геологии докембрия ИГАБМ СО РАН в разные годы исследований (Смелов и др., 2007), опубликованные и фондовые материалы (Энтин, Тян, 1983; Ранний докембрей..., 1986; Великославинский, 1998; Березкин, Смелов, 2003; Великославинский и др., 2006; Смелов и др., 2006).

Распространенные в районе докембрийские метабазитовые и метаультрабазитовые кристаллические сланцы и связанные с ними породы магматических комплексов и вулканических толщ (рис. 42) делятся на толеитовые и известково-щелочные (рис. 43) (Березкин, Кицул, 1979). Петрохимия этих пород подробно охарактеризована в табл. 14-19. К породам известково-щелочного типа относятся унгринский метаморфизованный габбро-диорит-плагиогранитный комплекс (Дук и др., 1985) и базальт-андезит-дацит-риолитовая серия федоровской толщи (Березкин, Смелов, 2003). Г.Н. Киселевым выделяется также субщелочная (щелочная) ветвь унгринского комплекса – габбро-сиениты и др. К метабазитам и метаультрабазитам толеитового типа относятся медведевский базит-ультрабазитовый комплекс, хатыминский и керакский комплексы, метабазиты курумканской толщи.

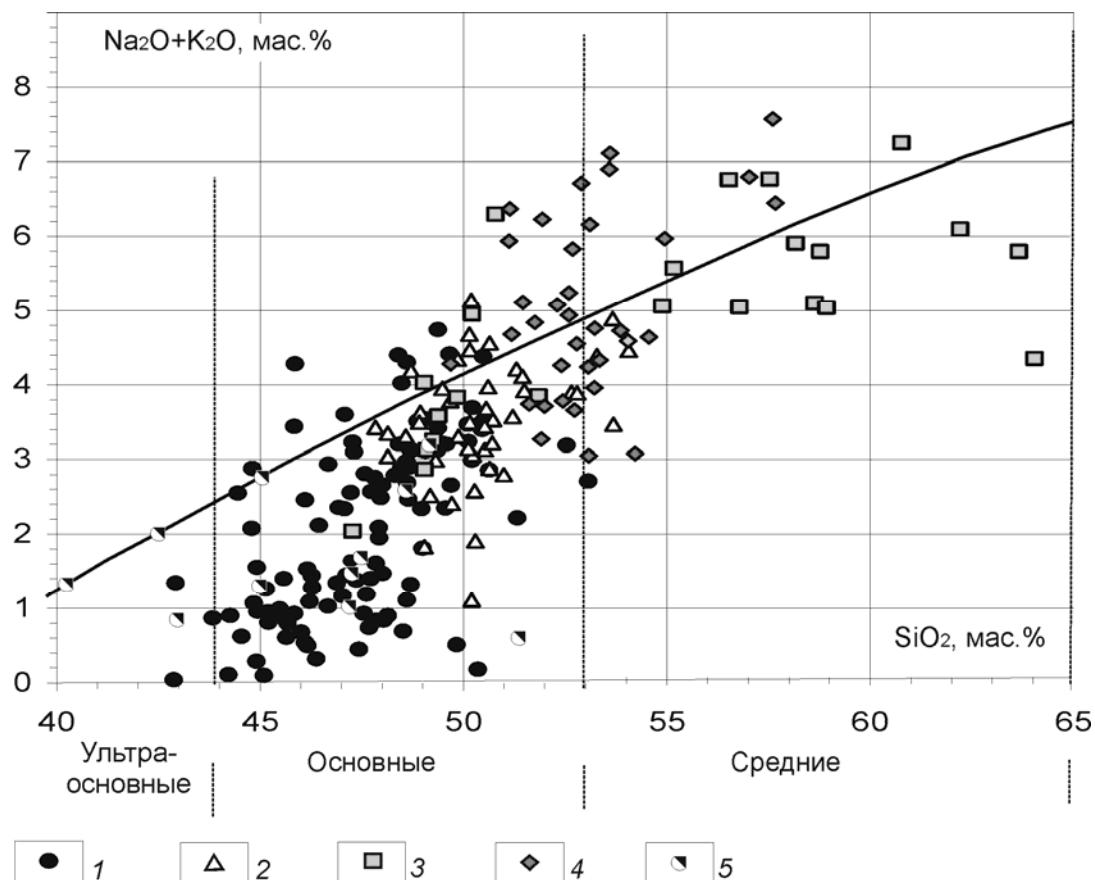


Рис. 42. Химический состав метабазитов, ультрабазитов и ассоциирующих с ними пород на диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$:

1 – медведевского и хатыминского комплексов; 2 – курумканской толщи и алданского ортогнейсового комплекса (нимнырская толща); 3 – федоровской толщи; 4 – унгринского комплекса; 5 – керакского комплекса. Линия, разделяющая поля субщелочных и нормальных пород, проведена согласно (Классификация и номенклатура..., 1981)

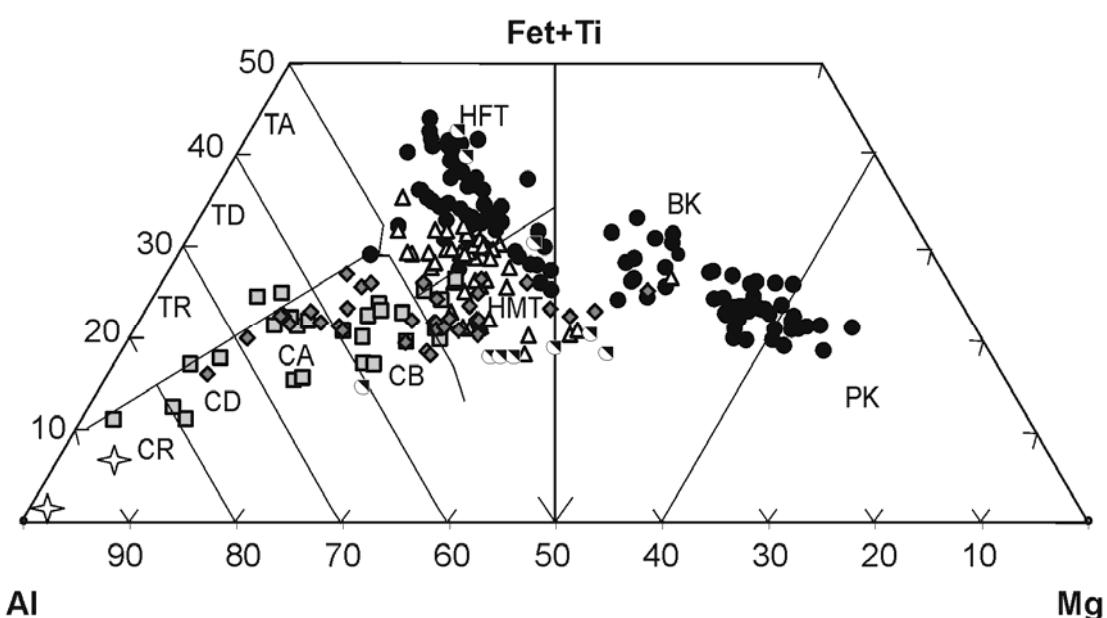


Рис. 43. Химический состав метабазитов, метаултрабазитов и ассоциирующих с ними пород на диаграмме $Al - (Fet+Ti) - Mg$:

Поля проведены по (Jensen, 1976): РК – перидотитовых коматиитов, ВК – базальтовых коматиитов; пород толеитовой (Т) серии: НТ, НМТ – высокожелезистых и высокомагнезиальных базальтов, ТА – андезитов, ТД – дацитов, ТР – риолитов; пород известково-щелочной (С) серии: СВ – базальтов, СА – андезитов, СД – дацитов, СР – риолитов. Другие условные обозначения см. на рис. 42

Кристаллические сланцы федоровской толщи лучше всего охарактеризованы в работах С.Д. Великославинского с коллегами (1998, 2006), который показал, что основные кристаллические сланцы реконструируются в качестве базальтов в составе субщелочной (щелочной) серии с андезитами и дацитами. Однако повышенная щелочность может быть результатом наложенных процессов на породы первоначально известково-щелочной серии (Березкин, Смелов, 2003). Определенный интерес вызывает тот факт, что подавляющее число вулканитов Эвота-Леглиерского района оказалось в поле пород нормального ряда (рис. 42).

В других районах главная масса аналогов базальтов, андезито-базальтов, отчасти андезитов соответствует субщелочным (щелочным) породам, а часть аналогов андезитов – породам нормальной щелочности. В целом же тенденция распределения точек составов пород на диаграмме Al–(Fet+Ti)–Mg показывает известково-щелочной тренд дифференциации (рис. 43).

РЗЭ определены в четырех пробах амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев, отобранных на южном фланге месторождения Таежное и в районе Канкунского месторождения. На рис. 43, Б видно дифференцированное распределение РЗЭ с обогащением легкими элементами. Среднее значение нормированного $\text{La/Yb}=20,23$. Не углубляясь в проблемы их происхождения, отметим, что по геохимическим данным С.Д. Великославинского с коллегами (2006), метавулканиты федоровской толщи на 90% представлены непрерывной островодужной базальт-андезит-дацит-риолитовой серией и в меньшей степени – внутриплитными базальтами, близкими к базальтам континентальных рифтов. Предполагается, что формирование федоровской толщи происходило в надсубдукционной обстановке, которой могут соответствовать энсиалические островные дуги

или активные континентальные окраины. Одновременное проявление островодужного и внутриплитного магматизма возможно в обстановке режима трансформной окраины на участках локальных растяжений, где происходили разрыв субдуцированной плиты и образование в ней локальных окон («slab-window») (Геодинамика..., 2006).

Таблица 14
Химический состав (мас. %) кристаллических сланцев федоровской толщи

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	пн	Сумма
B-132	45,3	1,00	13,8	н.о.	11,6	0,20	10,8	11,7	2,30	2,30	0,50	1,30	101
3971/4	49,2	0,61	16,0	4,11	5,37	0,17	8,96	9,48	3,18	1,20	0,10	0,00	98,4
1712	50,6	0,82	15,9	2,78	6,01	0,12	6,96	10,5	2,87	0,89	0,17	1,20	98,8
3810/1	48,3	0,58	18,1	1,62	7,2	0,17	6,88	11,5	2,84	1,13	0,16	1,50	100
2920/2	52,6	0,80	17,7	1,77	5,81	0,12	5,90	5,50	5,85	2,62	0,16	H.о.	98,8
3828/1	54,7	0,95	18,3	0,83	4,50	0,12	4,04	9,85	4,52	1,00	0,26	1,00	100
1331	58,6	0,84	16,3	2,29	4,21	0,10	3,53	5,63	4,65	2,32	0,34	H.о.	98,8
B-133	48,0	1,30	17,8	н.о.	12,0	0,10	6,00	9,90	4,00	1,50	0,40	1,10	102
3978	51,6	1,08	16,4	2,12	8,38	0,15	4,94	9,77	2,79	0,92	0,19	0,02	98,4
1706	58,1	0,69	15,8	2,64	4,84	0,10	2,98	6,00	4,00	2,14	0,24	H.о.	97,5
B-137	49,6	1,10	19,0	H.о.	10,1	0,10	4,00	8,90	4,80	1,40	0,40	0,70	100
3827/1	56,9	0,90	17,2	“.	7,80	0,20	3,00	6,10	4,60	2,10	0,30	1,00	100
1631	55,2	0,99	16,7	2,74	5,88	0,10	3,16	5,64	4,50	2,42	0,22	H.о.	97,6
1477	62,5	0,55	16,6	2,60	2,85	0,05	1,86	7,01	4,77	1,04	0,26	“	100
1459/2	72,6	0,23	14,0	1,00	1,84	0,03	0,22	1,87	3,95	3,28	0,08	“	99,1

Примечание. B-132 – диопсид-амфибол-плагиоклазовый кристаллический сланец с магнетитом и биотитом, руч. Бурдыхлай (Великославинский и др., 2006); 3971/4 – амфиболит сп/з массивный; 1712 – амфиболовый плагиогнейс; 3810/1 – клинопироксеновый амфиболит; 2920/2 – биотит-амфиболовый сланец; 3828/1 – амфибол-клинопироксеновый плагиогнейс с пироксенами амфиболом, биотитом; 1331 – биотит-амфиболовый плагиогнейс; B-133 – амфибол-плагиоклазовый кристаллический сланец с магнетитом, руч. Бурдыхлай; 3978 – биотит-амфибол-диопсидовый кристаллосланец мелкозернистый; 1706 – биотит-амфиболовый плагиогнейс; B-137 – амфибол-плагиоклазовый кристаллический сланец с магнетитом и биотитом, рудник Снежный; 3827/1 – двупироксен-амфиболовый плагиогнейс; 1631 – амфиболовый сланец; 1477 – биотит-амфиболовый плагиогнейс; 1459/2 – биотитовый плагиогнейс. Привязка проб, приведенных в этой и следующих таблицах, в графическом приложении. Состав проб табл. 14-18 определен химическим методом.

Кристаллические сланцы и амфиболиты унгриńskiego комплекса.

Метабазиты унгринского комплекса принадлежат к известково-щелочной серии (рис. 42, 43) и близки по составу к породам федоровской толщи. Черты

сходства подчеркиваются и характером распределения РЗЭ (рис. 44). В габбро-амфиболитах и диорит-амфиболитах унгринского комплекса также устанавливается обогащенность легкими элементами при среднем нормированном $\text{La/Yb}=22,09$. Поэтому можно предположить, что метаморфизованные вулканогенные породы федоровской толщи и метаморфизованные магматические породы унгринского комплекса не являются самостоятельными образованиями, а слагают единый эфузивно-интрузивный комплекс (Ранний докембрий..., 1986). Идентичность характера распределения РЗЭ, близкие значения отношения La/Yb (около 10) свидетельствуют в пользу единого для них источника плавления. Это предположение не противоречит геологическому положению и данным по определению возраста пород.

Таблица 15
Химический состав (мас. %) кристаллических сланцев унгринского комплекса

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1698	51,3	0,72	14,9	3,37	5,77	0,14	6,94	9,49	3,65	1,17	0,18	1,20	98,8
1407	60,9	0,73	16,0	2,29	3,00	0,05	3,13	5,76	4,80	2,09	0,56	0,00	99,3
716	52,4	1,17	16,3	2,93	5,96	0,13	5,17	7,91	3,93	1,50	0,43	0,42	98,2
0714/2	50,9	1,07	16,4	4,41	5,80	0,10	5,72	8,16	4,04	1,80	0,51	н.о.	98,9
1452/2	53,0	0,84	18,0	3,81	5,25	0,10	4,76	8,32	4,43	0,51	0,34	н.о.	99,4
1320	62,1	0,86	14,8	1,30	4,82	0,08	3,20	4,38	4,16	2,17	0,20	н.о.	98,1
3804/3	56,2	0,78	16,7	1,44	6,30	0,15	3,67	6,38	4,19	2,51	0,29	1,40	100
1230	59,6	0,73	16,3	0,30	7,67	0,10	3,40	6,02	5,00	1,16	0,19	н.о.	100
1360	50,2	1,18	16,4	5,59	6,65	0,12	4,49	9,39	4,10	0,70	0,50	н.о.	99,3
3818/1	52,5	1,00	19,2	8,60	н.о.	0,10	3,00	7,80	5,30	0,80	0,40	1,20	99,9
3818/2	57,0	0,70	18,2	6,90	н.о.	0,20	2,30	5,90	4,90	2,60	0,30	1,00	100
3982	71,0	0,31	14,9	0,01	1,36	0,01	0,04	4,72	4,99	1,24	0,3	0,00	98,9

Примечание. 1698 – амфиболит (\pm клинопироксен); 1407 – биотит-амфиболовый гнейс; 0716 – амфиболит; 0714/2 – амфиболит лейкократовый; 1452/2 – амфиболовый сланец; 1320 – биотит-амфиболовый плагиогнейс; 3804/3 – диорит-амфиболит; 1230 – амфиболовый плагиогнейс; 1360 – амфиболовый плагиогнейс с диопсидом; 3818/1 – габбро-амфиболит; 3818/2 – диорит-амфиболит; 3982 – лейкократовый плагиогранит.

Кристаллические сланцы курумканской толщи. Предполагается, что сланцы представлены первично вулканогенными образованиями и (или) силлами и дайками (Ранний докембрий..., 1986; Великославинский, 1998). По соотношению $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ породы главным образом отвечают базальтам и отчасти андезито-базальтам нормальной щелочности (рис. 42). Для них характерен феннеровский тренд дифференциации – обогащение железом поздних дифференциатов и принадлежность к толеитовой серии (рис. 43). По содержанию MgO и FeOt выделяются как высокожелезистые так и высокомагнезиальные разности. Некоторые ультрабазиты, по-видимому, также относятся к этой серии, являясь кумулятивными образованиями. Немногочисленные данные по характеру распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 44) свидетельствуют об отсутствии значительной дифференциации. Среднее значение нормированного отношения La/Yb равно 1,5, что отличает метабазиты ортогнейсового комплекса от других известных в центральной части Алдано-Станового щита (рис. 44).

Кристаллические сланцы керакского комплекса по соотношению $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ соответствуют ультраосновным и основным породам (рис. 42). Для них характерен феннеровский тренд дифференциации – обогащение железом поздних дифференциатов и принадлежность к толеитовой серии (рис. 43). По содержанию MgO и FeOt выделяются как аналоги высокомагнезиальных толеитов, так и базальтовых коматиитов. Судя по распределению РЗЭ, часть высокомагнезиальных пород может являться кумулятивными образованиями (рис. 44).

К сожалению, по немногочисленным геохимическим данным для метабазитов керакского комплекса и курумканской толщи трудно определенно судить о начальных геодинамических условиях их формирования. Однако эти данные подтверждают существование «стратиграфического» контроля их химического состава (Великославинский, 1998), который выражается в четких различиях состава кристаллических сланцев разных подразделений центральной части Алдано-Станового щита,

что предполагает возможность эффективного использования геохимических данных для решения вопросов по расчленению глубокометаморфизованных докембрийских комплексов.

Таблица 16
Химический состав (мас. %) кристаллических сланцев курумканской толщи

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1205/2	41,9	0,39	6,13	2,00	9,32	0,20	27,8	5,72	0,58	0,30	0,03	н.о.	94,4
2907/3	47,9	0,76	8,15	2,50	9,63	0,17	18,7	8,84	0,96	0,73	0,04	н.о.	98,4
2907/2	47,8	0,77	10,1	2,04	9,61	0,20	16,4	10,5	0,56	0,74	0,01	н.о.	98,7
3976/5	44,1	0,39	14,3	4,10	6,75	0,29	14,2	11,3	1,68	0,81	0,05	0,01	98,0
2927/1	48,4	0,84	11,1	2,61	9,04	0,19	13,5	10,6	1,81	0,67	0,01	н.о.	98,8
3715/5	48,1	0,55	13,7	2,00	8,37	0,18	12,0	10,4	1,45	1,02	0,14	2,20	100
3715/1	49,3	0,52	13,1	2,37	7,17	0,20	11,1	9,96	2,45	0,98	0,06	0,00	97,2
2907	47,1	0,95	12,0	3,23	9,98	0,21	11,7	12,0	1,27	0,43	0,07	н.о.	98,9
3704/1	48,1	0,71	15,6	3,06	6,47	0,17	8,47	11,9	3,23	0,91	0,07	0,20	98,9
2927/2	48,7	0,92	12,4	3,58	8,49	0,21	10,3	11,8	2,13	0,43	0,01	н.о.	99,0
3808	48,5	0,61	17,4	2,00	7,20	0,17	7,86	11,9	2,89	0,21	0,12	0,40	99,3
3961/6	45,7	0,64	14,2	3,59	7,01	0,20	8,71	14,4	2,53	0,6	0,06	0,01	97,6
3712/3	49,0	0,60	19,8	1,68	6,00	0,09	6,13	11,2	3,40	0,36	0,04	0,40	98,7
2908	48,8	0,85	13,8	4,07	7,98	0,20	8,73	12,6	1,79	0,27	0,07	н.о.	99,2
1660	47,5	0,84	15,7	2,12	10,2	0,22	8,45	10,6	2,54	0,46	0,07	0,10	98,8
3976	48,9	0,81	15,9	2,61	8,21	0,13	7,17	10,7	2,81	0,64	0,11	0,00	98,0
3973/7	48,2	0,80	14,5	2,97	7,87	0,23	6,50	14,3	1,98	0,56	0,09	0,00	98,0
1684/1	50,2	1,17	13,7	2,34	9,90	0,16	6,75	9,25	3,16	0,66	0,16	1,00	98,4
1734	49,3	0,92	13,1	3,39	9,98	0,21	7,60	9,41	2,34	0,37	0,06	1,80	98,5
3705	50,6	1,28	13,7	2,87	10,8	0,20	6,39	9,29	2,94	0,58	0,19	0,10	98,9
1490	50,8	1,19	14,5	2,47	10,0	0,20	5,76	9,31	3,35	0,93	0,18	н.о.	98,7
1737/1	49,3	1,20	13,9	7,39	4,38	0,17	5,41	13,0	2,58	0,85	0,10	0,90	99,2
3973/4	49,7	1,09	14,7	3,87	9,08	0,20	5,80	10,9	2,61	0,49	0,12	0,00	98,6
0720	48,4	1,12	13,7	2,26	12,6	0,26	5,28	12,1	2,34	0,43	0,06	0,40	98,9

Примечание. 1205/2 – оливин-ортопироксен-амфиболовая порода; 2907/3 – двупироксен-амфиболовая порода; 2907/2 – амфибол-двутироксеновый сланец (\pm биотит); 3976/5 – меланократовый крупнозернистый амфиболит; 2927/1 – амфибол-двутироксеновый кристаллический сланец; 3715/5 – амфиболит диафторированный; 3715/1 – амфиболит; 2907 – амфибол-двутироксеновый сланец (\pm биотит); 3704/1 – клинопироксеновый амфиболит; 2927/2 – амфибол-двутироксеновый сланец; 3808 – двупироксен-амфиболовый кристаллосланец; 3961/6 – крупнозернистый меланократовый амфиболит; 3712/3 – амфиболит; 2908 – двупироксеновый сланец; 1660 – двупироксен-амфиболовый сланец; 3976 – двупироксеновый амфиболит мезократовый ср-кр/з; 3973/7 – амфибол-пироксеновый кристаллосланец с крупным листоватым биотитом; 1684/1 – биотитовый сланец; 1734 – диопсид-амфиболовый сланец; 3705 – двупироксен-амфиболовый

кристаллосланец; 1490 – амфибол-пироксенодержащий плагиогнейс; 1737/1 – диопсид-амфиболовый сланец; 3973/4 – двупироксен-амфиболовый кристаллосланец; 0720 – амфибол-двутироксеновый кристаллический сланец.

Таблица 17
Химический состав (мас. %) кристаллических сланцев керакского комплекса

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
3967/2	42,6	0,09	16,0	4,03	3,97	0,10	20,2	9,21	1,49	0,59	0,10	0,01	98,4
3968/8	41,1	0,04	16,8	4,42	3,65	0,16	19,3	9,22	1,25	0,13	0,03	0,00	96,1
3968/4	45,0	0,20	14,8	4,94	3,09	0,08	17,4	11,4	1,08	0,30	0,07	0,00	98,4
3967	43,1	0,17	19,5	3,55	3,75	0,11	14,5	12,5	0,89	0,04	0,03	0,01	98,1
3800/2	42,9	0,19	16,4	1,22	7,20	0,16	16,4	10,6	1,19	0,78	0,11	н.о.	97,1
3968/1	45,8	0,21	19,1	2,40	3,42	0,07	11,1	14,7	1,24	0,34	0,06	0,00	98,4
3967/4	47,5	0,09	20,0	1,57	3,21	0,09	8,16	15,7	1,75	0,01	0,05	0,00	98,1
0738/6	41,1	0,04	29,4	2,61	0,45	0,03	5,29	17,0	0,55	0,49	0,29	н.о.	97,2
2900/11	48,0	0,41	17,7	0,90	6,87	0,14	11,4	11,6	1,52	0,40	0,01	н.о.	98,9
3978/2	47,0	0,36	16,5	2,11	5,97	0,14	11,2	12,7	1,29	0,87	0,03	0,01	98,2
2921	46,8	0,39	18,6	1,95	5,75	0,13	10,8	11,7	2,53	0,54	0,01	н.о.	99,2
3978/3	47,9	0,49	15,6	1,70	5,77	0,14	10,3	14,0	1,59	0,53	0,04	0,01	98,1
1535	47,0	0,42	18,4	1,06	6,70	0,13	10,3	12,6	1,89	0,39	0,03	н.о.	98,9
2921/1	47,5	0,48	18,4	1,07	6,86	0,14	10,1	11,9	1,97	0,29	0,01	н.о.	98,7
1569	47,5	0,50	17,5	2,44	6,18	0,15	10,1	12,0	2,16	0,54	0,03	н.о.	99,1
1537	47,6	0,44	15,8	2,36	7,79	0,16	10,7	11,4	1,65	0,58	0,03	н.о.	98,5
1585	49,1	0,54	17,5	2,22	5,52	0,13	7,87	11,8	2,94	0,63	0,08	н.о.	98,3
3968	49,0	0,45	17,2	4,58	5,71	0,12	8,08	11,1	2,65	0,27	0,07	0,00	99,2

Примечание. 3967/2, 3968/8, 3968/4 – оливин-двутироксен-амфиболовые породы; 3969 – амфибол-двутироксеновый кристаллосланец; 3967 – оливин-двутироксен-амфиболовый кристаллосланец; 3800/2 – оливин-ортопироксен-амфиболовая порода; 3968/1 – двупироксен-амфиболовый кристаллосланец мезократовый; 3967/4 – амфибол-двутироксеновый кристаллический сланец ср/з; 0738/6 – крупнозернистый плагиоклазит с сульфидной вкрапленностью; 2900/11 – амфибол-двутироксеновый кристаллосланец (\pm биотит); 3978/2 – амфиболит среднезернистый; 2921 – двупироксеновый сланец со скаполитом; 3978/3 – клинопироксеновый амфиболит; 0738/5 – крупнозернистый плагиоклазит с сульфидной вкрапленностью; 1535 – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец; 2921/1 – двупироксен-амфиболовый сланец; 1569 – двупироксен-амфиболовый сланец; 1537 – двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец; 1585 – амфиболит с пироксенами; 3968 – амфибол-двутироксеновый кристаллосланец мезократовый.

Кристаллические сланцы медведевского и хатыминского комплексов.

Учитывая сходство структурного положения и составов пород хатыминского

комплекса с породами медведевского, в том числе и по распределению РЗЭ, оба комплекса объединены в единый – медведевский. Породы медведевского комплекса за пределами петротипической местности относятся к дифференцированной от ультрамафитов, аналогов пикритов, до высокожелезистых долеритов толеитовой серии. По содержаниям SiO_2 породы медведевского комплекса соответствуют ультраосновным и основным породам (табл. 18, рис. 42). Метабазиты по составу разделяются на высоко-, умеренно- и низкомагнезиальные (высокожелезистые). По соотношению SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ породы комплекса в основном соответствуют породам нормального и субщелочного рядов (рис. 42). Судя по значительности разброса значений суммы щелочей (при фиксированном SiO_2), включая попадание небольшого количества значений в субщелочное поле, а также по величине стандартного отклонения для щелочей, не исключено, что часть из них испытала некоторое перераспределение элементов при метаморфизме. Распределение РЗЭ в метаультрабазитах и метабазитах в целом носит дифференцированный характер (рис. 44). La/Yb нормированные отношения меняются от 4 до 7 в метаультрабазитах и от 2 до 9,5 в метабазитах (в среднем 7,2) при разной концентрации тяжелых РЗЭ в породах. Уровень концентрации тяжелых РЗЭ в метабазитах превышает хондритовый в 7–30 раз, а уровень легких – в 30–120 раз. Европиевый экстремум проявлен слабо. Примерно половина проб имеет небольшую отрицательную аномалию и вторая половина относительно меньшую – положительную. Это с учетом нахождения в телах метабазитов медведевского комплекса жил плагиоклазитов, может свидетельствовать о некоторой сепарации плагиоклаза в ходе магматической и (или) метаморфической дифференциации.

Таблица 18

Химический состав (мас. %) кристаллических сланцев медведевского и хатыминского комплексов

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	пп	Сум- ма
<i>Медведевский комплекс вне месторождения им. П. Пинигина и петротипической местности</i>													
3827/2	44,4	1,22	8,25	3,01	9,00	0,18	20,6	9,57	0,47	0,31	0,16	2,80	100
1639/1	44,0	1,09	7,61	4,46	8,74	0,20	21,7	9,21	0,65	0,40	0,11	2,30	100
2917/3	45,8	1,26	6,90	3,01	9,87	0,18	18,3	10,5	1,48	0,43	0,09	H.o.	97,8
1626/3А	42,0	1,65	7,79	5,78	7,37	0,18	18,1	10,7	0,43	0,15	0,13	4,40	98,7
0737	51,5	0,80	16,2	3,16	7,11	0,18	10,8	4,54	2,59	1,48	0,24	0,11	98,7
1408/1	47,1	0,96	8,82	3,41	11,2	0,32	14,6	9,94	1,72	0,62	0,19	H.o.	98,9
3814	47,5	0,87	16,7	2,02	8,10	0,17	9,16	10,7	2,39	0,92	0,17	1,40	100
2927/3	47,4	1,58	12,2	2,18	10,0	0,21	10,9	11,1	2,46	0,66	0,11	H.o.	98,8
1680/1	47,5	1,38	12,8	3,60	7,74	0,16	9,35	12,1	2,23	0,60	0,11	1,10	98,7
1662	48,1	1,41	12,6	1,75	10,3	0,17	9,04	10,9	2,55	0,50	0,12	0,80	98,2
3966/2	48,5	1,38	14,9	4,74	9,13	0,22	8,43	9,98	2,21	0,44	0,20	0,00	100
0718/1	48,7	1,18	13,3	5,38	9,08	0,26	7,63	9,62	2,87	0,46	0,10	0,41	99,0
1677	47,3	2,53	13,9	1,07	14,5	0,27	8,01	7,39	2,59	0,14	0,19	0,10	98,0
3966/3	49,0	1,60	13,8	6,40	7,68	0,22	7,30	10,3	2,95	0,31	0,19	0,00	99,8
0718	49,3	1,05	13,7	5,37	8,74	0,25	7,29	10,3	2,91	0,38	0,10	0,06	99,4
1665	49,3	1,80	13,4	4,13	9,73	0,21	6,93	9,53	2,44	0,49	0,20	0,30	98,5
1667	49,1	2,00	12,5	3,62	10,4	0,23	6,52	9,61	2,09	0,69	0,19	1,30	98,2
3972/1	48,9	1,57	13,4	6,32	8,63	0,21	6,72	9,04	3,27	0,88	0,15	0,00	99,1
0732/3	50,4	1,49	14,1	5,47	9,07	0,27	6,45	8,18	2,44	0,89	0,23	0,11	99,1
2906	48,8	2,32	11,2	6,80	9,23	0,29	6,96	10,2	3,05	0,66	0,17	H.o.	99,7
1518	50,4	1,60	14,4	7,69	5,96	0,19	5,80	9,85	2,83	0,57	0,26	"	99,5
2910	47,9	2,09	12,9	7,26	9,18	0,27	6,79	8,49	3,40	0,68	0,17	"	99,1
3975/2	47,4	1,60	13,4	8,00	7,81	0,24	6,58	11,0	2,65	0,36	0,14	0,00	99,2
2904/1	47,3	1,50	14,1	6,61	9,55	0,27	6,28	9,37	3,58	0,85	0,08	H.o.	99,5
1534/2	47,3	1,60	13,9	2,49	14,6	0,28	5,95	8,91	2,95	0,82	0,17	"	99,0
0735	48,33	1,89	13,7	7,43	8,5	0,22	5,50	9,44	2,30	0,36	0,24	0,36	98,3
0731/3	49,44	2,32	12,8	7,45	8,63	0,29	5,45	8,71	2,44	0,65	0,36	0,59	99,1
0720/4	49,19	2,60	14,3	1,73	13,2	0,27	5,01	9,32	2,77	0,53	0,18	H.o.	99,1
0720/2	50,0	4,08	15,0	1,20	13,8	0,28	4,74	6,53	3,19	0,63	0,29	0,03	99,8
3975/7	51,2	1,43	13,8	7,43	7,89	0,24	2,21	12,9	2,40	0,18	0,25	0,00	99,9
<i>Хатыминский комплекс</i>													
1466	47,9	1,18	12,9	5,38	8,09	0,21	8,44	12,0	2,77	0,91	0,37	H.o.	100
1487/4	47,7	1,20	12,8	3,80	12,5	0,33	6,37	9,78	3,44	0,95	0,01	"	98,9
0710/3	49,2	2,99	14,3	5,75	9,78	0,21	4,56	8,96	2,83	0,53	0,46	"	99,6
0710/2	49,2	3,01	14,1	7,91	7,16	0,12	4,43	8,90	3,52	0,49	0,44	"	99,3
0710/6	44,9	3,80	9,29	8,54	14,2	0,33	5,59	9,51	1,19	0,43	0,46	"	98,2
0710/8	47,4	3,49	12,5	6,32	12,5	0,28	4,20	9,12	2,17	0,46	0,50	"	98,9
0710/5	48,3	3,95	11,5	8,41	11,0	0,28	3,34	9,72	1,62	0,29	0,51	"	98,9

Примечание. 3827/2 – оливин-(серпентин)-амфиболовая порода; 1639/1 – мономинеральный амфиболит с реликтами оливина; 2917/3 – диопсид-амфиболовая порода,

диафторированная; 1626/3A – амфиболит; 3972/3 – клинопироксеновая порода ср-кр/з; 0737 – гиперстеновый кристаллосланец; 1408/1 – амфиболовый сланец; 3814 – двупироксен-амфиболовый кристаллосланец; 2927/3 – амфибол-двупироксеновый сланец; 1680/1 – амфиболовый сланец; 1662 – диопсид-амфиболовый сланец; 3966/2 – двупироксеновый кристаллосланец м-ср/з; 0718/1 – среднезернистый плагиосланец амфибол-двупироксеновый; 1677 – диопсид-амфиболовый сланец; 3966/3 – двупироксеновый кристаллосланец м-ср/з; 0718 – среднезернистый плагиосланец амфибол-двупироксеновый; 1665 – диопсид амфиболовый сланец; 1667 – биотит-диопсид-амфиболовый сланец; 3972/1 – двупироксен-амфиболовый кристаллосланец; 0732/3 – мелкозернистый гиперстен-амфиболовый кристаллосланец; 2906 – двупироксеновый сланец; 1518 – пироксен-амфиболовый сланец; 2910 – амфибол-двупироксеновый сланец; 3975/2 – амфибол-двупироксеновый кристаллосланец м-ср/з почти массивный; 2904/1 – магнетит-амфибол-двупироксеновый сланец; 1534/2 – биотит-двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец; 0735 – двупироксеновый кристаллосланец; 0731/3 – пироксен-амфиболовый кристаллосланец с магнетитом; 0720/4 – амфибол двупироксеновый кристаллический сланец; 0720/2 – двупироксеновый кристаллический сланец; 3975/7 – гиперстен-биотитовый меланократовый плагиогнейс полосчатый серый мелкозернистый. 1466, 1487/4 – диопсид-амфиболовые сланцы; 0710/3, 0710/2 – мелкозернистые амфиболиты; 0710/6 – диафторированный мелкозернистый меланократовый амфиболит; 0710/8 – линза мелкозернистого амфибол-плагиосланца, окруженнная меланократовым амфиболовым материалом; 0710/5 – диафторированный мелкозернистый амфиболит.

Таблица 19

Содержание редкоземельных элементов (г/т) в кристаллических сланцах центральной части Алдано-Станового щита

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<i>курумканской толщи</i>														
3715/5	3,34	9,40	1,22	6,10	2,20	0,85	2,73	0,46	3,28	0,68	2,25	0,30	2,33	0,31
3704/1	5,19	9,40	1,57	7,40	2,27	0,60	2,88	0,44	2,99	0,65	1,95	0,27	1,93	0,27
3712/3	2,97	7,70	1,01	4,90	1,58	0,48	2,12	0,35	2,39	0,55	1,76	0,23	1,70	0,22
<i>федоровской толщи</i>														
B-132	46,0	71,0	н.о.	н.о.	6,30	1,30	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,40	н.о.
B-133	24,0	58,0	6,20	25,0	5,40	1,61	4,50	0,58	3,11	0,57	1,70	0,26	1,52	0,22
B-137	26,1	70	7,5	30,7	6,6	1,69	4,9	0,62	3,30	0,63	1,78	0,23	1,41	0,21
3827/1	49,78	116,5	13,26	51,8	9,33	2,28	6,81	0,85	4,86	0,99	2,76	0,40	2,92	0,41
<i>унгринского комплекса</i>														
0716	48,1	141	17,5	71,2	13,9	3,12	8,79	1,15	6,68	1,32	4,05	0,55	3,90	0,53
0714/2	26,8	60,0	7,03	29,6	6,30	1,58	4,54	0,61	3,63	0,72	1,98	0,29	2,00	0,29
3818/1	35,4	93,9	10,9	44,7	7,97	1,83	5,46	0,66	3,64	0,73	1,94	0,26	1,88	0,25
3818/2	50,9	118	12,8	47,9	8,14	2,01	5,58	0,66	3,79	0,74	1,99	0,29	2,03	0,3
<i>керакского комплекса</i>														
3968/4	1,12	2,90	0,40	2,20	0,77	0,22	0,93	0,16	1,09	0,24	0,76	0,09	0,78	0,10
3967	0,97	2,50	0,35	1,70	0,53	0,21	0,64	0,09	0,75	0,15	0,43	0,08	0,46	0,08
3978/2	1,00	2,20	0,32	1,60	0,59	0,18	0,80	0,14	0,91	0,20	0,56	0,13	0,56	0,08
<i>медведевского и хатыминского комплексов</i>														
3814	8,49	17,9	2,63	12,4	3,39	0,97	4,03	0,61	4,19	0,86	2,66	0,35	2,51	0,35
0718/1	11,3	21,2	2,85	13,3	4,00	1,18	4,38	0,77	5,28	1,15	3,34	0,47	3,70	0,50
0718	8,04	19,9	2,57	12,6	3,65	1,17	4,26	0,71	5,41	1,04	3,47	0,46	3,50	0,46
0735	12,9	30,8	4,47	23,3	5,96	1,69	6,39	1,07	7,02	1,42	4,36	0,61	4,40	0,62
0731/3	21,4	50,9	7,48	37,0	9,72	2,17	10,1	1,67	11,4	2,29	7,01	0,98	7,03	0,92
0720/4	13,8	32,6	4,48	19,7	4,88	1,41	4,92	0,75	4,89	1,00	3,08	0,47	3,44	0,47
3975/7	13,9	26,4	3,94	19,8	5,57	1,15	7,21	1,12	7,67	1,68	5,15	0,72	5,15	0,73
0710/3	12,2	29,4	4,23	20,8	6,5	1,77	7,53	1,13	7,16	1,52	4,39	0,62	4,22	0,61
0710/6	140	41,1	6,90	37,1	10,33	3,18	12,07	1,79	11,6	2,36	6,62	1,01	6,73	0,88

Примечание. Анализ выполнен методом LA-ICP-MS в ИГМ СО РАН

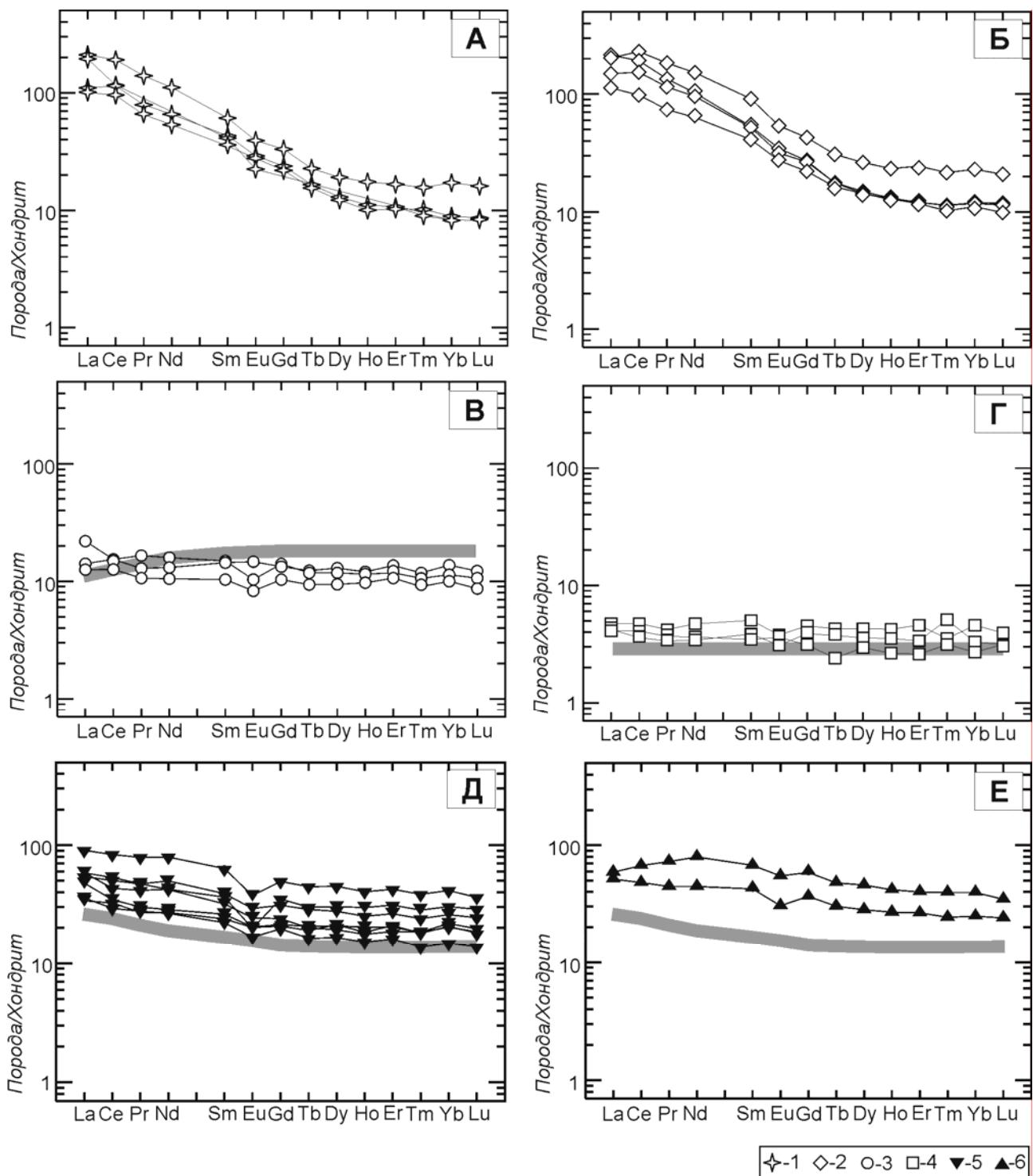


Рис. 44. Спектры распределения редкоземельных элементов в докембрийских метаморфических комплексах центральной части Алдано-Станового щита.

Метабазит-ультрабазитовые породы: 1 – федоровской толщи; 2 – унгринского комплекса; 3 – курумканской толщи и алданского ортогнейсового комплекса; 4 – керакского комплекса; 5 – медведевского комплекса; 6 – хатыминского комплекса.

Серая линия на диаграмме В – распределение редкоземельных элементов в базальтах COX нормального типа; Г – примитивной мантии; Д, Е – обогащенных базальтах COX. Нормирование и линии выполнены по Sun, McDonough (1989)

Таким образом, анализ выходов различных метабазитов вне петротипической местности и месторождения им. П. Пинигина, показывает идентичность некоторых из них медведевскому комплексу. Сравнительным анализом геологии и геохимии метабазит-ультрабазитовых комплексов центральной части Алдано-Станового щита установлено, что разновозрастные комплексы имеют свои отличительные геохимические черты, отражающие эволюцию геодинамических обстановок формирования континентальной коры. На начальной стадии развития образуются основные комплексы, по составу отвечающие N-MORB базальтам (курумканская толща и алданский ортогнейсовый комплекс), затем в субдукционной обстановке – федоровская толща, далее унгринский комплекс, а впоследствии в условиях коллизии – медведевский комплекс. Следовательно, потенциальная золотоносность пород медведевского комплекса может определяться глубиной зарождения толеитовой магмы при участии нижнекорового или астеносферного материала и процессом его внедрения в корневые части коллизионного пояса с вероятным химическим взаимодействием с вмещающими породами. Немаловажную роль в процессе накопления золота, возможно, играют толеитовый тип дифференциации и наиболее высокие из всех рассмотренных пород содержания железа в поздних дифференциатах медведевского комплекса.

4.3. Геохимические индикаторы влияния процессов взаимодействия магм на состав и рудоносность метабазитов медведевского комплекса

4.3.1. Геохимия метабазитов комбинированных даек

Как отмечалось в главе 2, породы медведевского комплекса прорывают палеопротерозойские гнейсы курумканской, нимнырской и федоровской толщ, а также синколлизионные граниты Нимнырского террейна, образуя с последними комбинированные дайки (рис. 21) (Кравченко и др., 2007). Особенности химического состава рудоносных метабазитов могут быть

объяснены плавлением различных по составу мантийных субстратов при участии астеносферного или нижнекорового материала (рис. 20), или могут быть связаны с процессами асимиляции базитами корового материала (глава 3). Чтобы понять существуют ли геохимические признаки химического взаимодействия магм в комбинированных дайках пород медведевского комплекса и оценить влияние взаимодействия был проведен детальный анализ геохимии пород петротипической местности медведевского комплекса (Энтин, Тян, 1983), метабазитов золоторудного месторождения им. П. Пинигина, а также других выходов пород медведевского комплекса. Схема опробования метабазитов в коренных обнажениях показана на рис. 45.

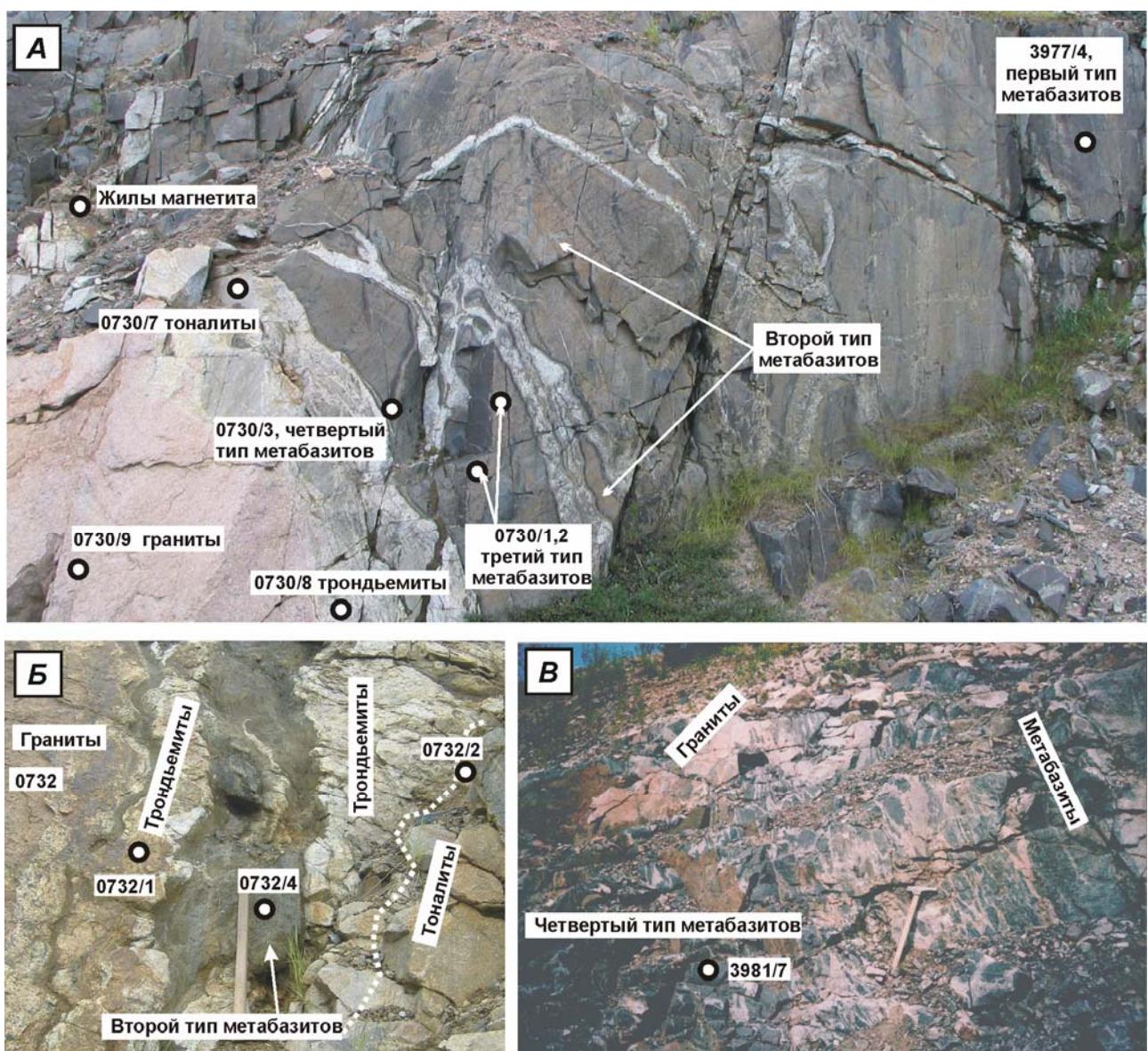


Рис. 45. Схема опробования тел медведевского комплекса в коренных обнажениях:

А, Б – комбинированных даек медведевского комплекса в точке наблюдения 3977 (рис. 21, А); Г – комбинированной дайки сетчато-жильного комплекса в точке наблюдения 3981 (рис. 21, Б). Кружками показаны места отбора проб, пунктирной линией обозначены контакты между слабоконтрастными породами. Привязка проб в графическом приложении

Состав метабазитов и окружающих гранитоидов приведен в табл. 20. Метабазиты по содержанию редких и редкоземельных элементов, минеральному составу и структурному положению разделены на четыре типа. Каждый тип метабазитов включает как амфибол-двутироксеновые сланцы, так и амфиболиты, но некоторые минералогические отличия существуют. Первый и четвертый типы метабазитов характеризуются большим количеством амфиболя, второй – гиперстена и/или рудных минералов, третий схож со вторым, но содержит значительно меньше гиперстена и рудных минералов (рис. 46). Первый тип зафиксирован на удалении от гранитов в теле метабазитов на рис. 45, А и в петротипической местности, второй – в телах метабазитов на рис. 45, А и Б, а также среди золоторудных метабазитов месторождения им. П. Пинигина, третий – в краевой части тела метабазитов на рис. 45, А, и среди безрудных метабазитов месторождения им. П. Пинигина, четвертый – на контакте метабазитов с окружающими их тоналитами и трондьемитами в теле метабазитов на рис. 45, А, в дайке метабазитов сетчато-жильного комплекса – на рис. 45, В, и среди пород месторождения им. П. Пинигина.

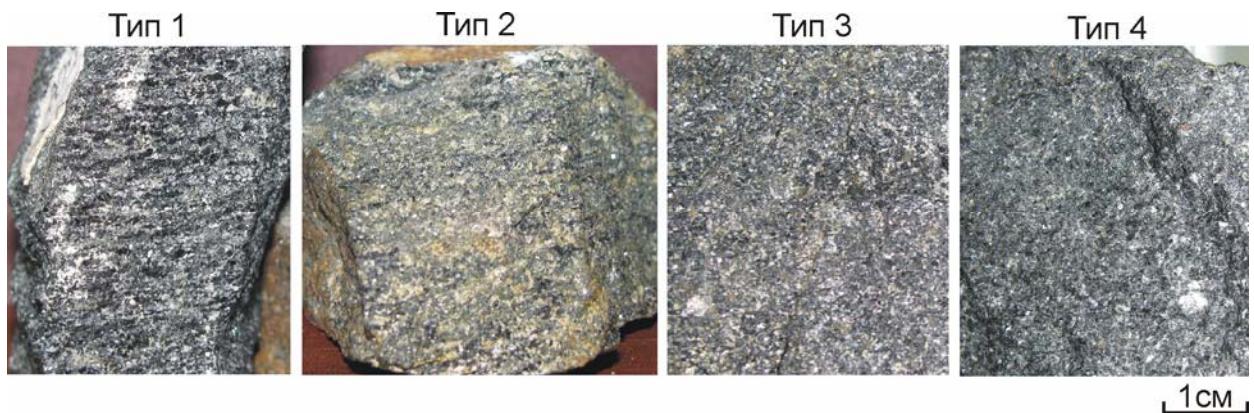


Рис. 46. Минералогические отличия типов метабазитов из комбинированных даек в обнажении отображенном на рис. 45. Радиус опробования < 20м.

Видно преобладание амфиболя в метабазитах 1-го и 4-го типов, гиперстена в метабазитах 2-го

Таблица 20

Химический состав (мас %) и содержания благородных металлов (г/т) в различных типах пород комбинированных даек
медведевского комплекса

Элем- ты	Тип метабазитов														
	1			2						3					
	3719/1	3719/2	3977/4	3964/2	0732/4	0710/3	0710/7	0607/3	0607/2	3959	3964	0730/1	0730/2	3977/6	C40
SiO ₂	46,6	44,4	45,9	45,1	49,0	49,2	46,8	44,6	46,8	47,9	480	49,3	49,3	49,8	49,3
TiO ₂	0,91	1,07	2,56	2,32	2,19	2,99	3,11	2,42	2,15	2,8	1,67	1,23	1,25	1,25	1,08
Al ₂ O ₃	6,74	8,71	14,6	13,2	13,2	14,3	15,3	13,8	12,8	12,7	10,3	14,0	14,1	13,9	14,8
Fe ₂ O ₃	3,19	2,34	3,64	5,88	7,01	5,75	6,15	3,62	3,26	1,66	3,22	4,95	4,58	2,93	5,74
FeO	7,60	9,20	10,2	9,76	8,11	9,78	9,89	14,2	15,3	15,7	9,63	8,49	8,99	10,2	6,58
MnO	0,17	0,17	0,24	0,25	0,23	0,21	0,23	0,25	0,33	0,26	0,15	0,23	0,20	0,22	0,14
MgO	22,5	21,0	5,95	7,72	5,17	4,56	3,19	4,90	5,23	5,55	12,17	6,49	6,38	6,22	6,82
CaO	9,98	8,92	10,7	10,1	10,8	8,96	9,48	8,52	9,05	9,28	10,8	10,9	10,3	10,9	9,47
Na ₂ O	0,33	0,58	2,29	2,70	2,53	2,83	2,68	2,60	2,45	2,70	1,70	2,14	2,37	2,28	3,55
K ₂ O	0,11	0,32	0,90	0,85	0,52	0,53	0,49	0,70	0,61	0,36	0,64	0,62	0,65	0,52	0,44
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,35	0,23	0,31	0,46	0,46	1,35	0,53	0,31	0,16	0,24	0,25	0,10	0,03
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	0,00	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,27	0,00	0,00
S	0,00	H.o.	0,00	0,00	0,34	0,03	0,02	1,46	0,42	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,12
F	0,00	“	0,15	0,00	0,16	0,00	0,00	0,20	0,23	0,00	0,00	0,23	0,23	0,15	0,48
H ₂ O-	0,00	2,45	0,00	0,22	0,16	0,12	0,24	0,08	0,00	0,16	0,26	0,20	0,46	0,20	0,00
H ₂ O+	1,08		0,71	0,63	0,09	0,72	0,86	0,48	0,53	0,39	0,85	0,05	0,41	0,18	0,69
Ппп	0,00	0,40	1,16	0,90	0,00	0,00	0,00	0,85	0,60	0,00	0,00	0,80	0,72	1,06	0,00
Сумма	99,3	99,6	99,4	99,8	100	100	99,5	100	100	99,9	99,6	100,2	100	99,9	99,2
Au	0,17	0,00	<0,01	<0,01	0,15	<0,01	0,00	3,30	>10,00	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,01	0,04
Ag	0,07	0,09	0,00	<0,01	4,50	0,09	0,02	<0,01	0,03	<0,01	0,01	<0,01	0,00	0,00	0,01
Pt	<0,1	0,01	<0,1	0,31	<0,1	<0,1	0,13	H.o.	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,14
Pd	H.o.	0,00n	<0,005	0,03	<0,005	<0,005	0,04	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	0,01	<0,005	0,01	0,02
As	“	H.o.	>1<10	<1,0	H.o.	H.o.	H.o.	>10000	>10000	<1,0	<1,0	H.o.	<1,0	H.o.	

Окончание табл. 20

Таблица 21

Содержания редких и РЗЭ (г/т) в различных типах пород комбинированных даек медведевского комплекса

Элем- ты	Тип метабазитов														
	1			2						3					
	3719/1	3719/2	3977/4	3964/2	0732/4	0710/3	0710/7	0607/3	0607/2	3959	3964	0730/1	0730/2	3977/6	C40
Rb	3,10	6,40	18,4	11,7	7,10	7,40	6,20	10,1	8,60	3,30	7,50	9,90	10,4	7,60	23,3
Ba	200	150	561	500	95,0	80,0	85,0	134	110	108	129	267	291	298	186
Th	1,33	1,38	4,27	1,22	0,78	0,82	0,74	0,55	1,00	0,29	0,65	1,02	2,04	1,77	1,79
U	0,19	0,18	0,97	0,21	0,36	0,34	0,24	0,24	0,50	0,21	0,33	0,34	0,62	0,61	0,50
Nb	6,80	8,10	40,0	16,7	10,7	10,7	11,7	11,1	11,4	19,1	8,90	5,90	6,70	6,90	4,15
Ta	0,48	0,51	2,60	1,09	0,62	0,57	0,72	0,61	0,90	1,13	0,47	0,37	0,33	0,47	0,26
Sr	64,0	97,0	339	355	240	162	162	408	382	309	145	106	110	168	450
Zr	98,0	100	190	163	148	149	175	169	179	286	90,0	82,0	92,0	111	96,0
Y	24,0	23,0	42,0	32,0	38,0	39,0	42,0	50,0	52,0	71,0	18,0	25,0	27,0	35,0	41,0
La	10,7	9,7	52,9	18,0	15,4	12,2	9,4	12,8	13,8	17,7	10,8	9,00	10,0	12,1	11,6
Ce	23,0	22,0	99,0	35,0	34,0	29,0	23,0	30,0	29,0	40,0	24,0	20,0	23,0	25,0	23,0
Pr	3,30	3,10	12,8	5,50	4,50	4,20	3,70	4,90	4,80	6,50	3,40	2,70	3,20	3,60	3,20
Nd	15,5	14,6	54,9	28,8	23,0	20,8	19,2	25,8	25,5	35,6	17,0	13,5	13,2	17,0	15,1
Sm	4,60	4,10	11,1	7,00	6,10	6,50	6,00	8,10	7,60	10,2	4,20	3,60	3,80	4,90	4,40
Eu	1,10	0,90	3,00	1,80	1,70	1,80	1,70	1,90	2,10	2,40	1,10	1,10	1,20	1,20	1,30
Gd	4,90	4,30	10,2	7,70	6,50	7,50	7,20	9,30	9,30	12,7	4,70	4,50	4,10	6,00	5,70
Tb	0,76	0,60	1,38	1,07	1,06	1,13	1,11	1,39	1,50	1,97	0,66	0,67	0,66	0,92	1,01
Dy	4,80	3,60	8,40	6,60	6,80	7,20	7,90	9,10	10,0	13,1	3,90	4,80	4,80	6,20	6,80
Ho	0,96	0,74	1,58	1,24	1,45	1,52	1,65	1,92	2,10	2,68	0,77	0,99	1,01	1,38	1,52
Er	2,80	2,00	4,40	3,30	4,00	4,40	4,90	5,60	6,00	7,70	2,00	2,90	3,20	3,90	4,70
Tm	0,38	0,26	0,59	0,42	0,59	0,62	0,64	0,72	0,80	1,06	0,27	0,41	0,46	0,55	0,67
Yb	2,40	1,90	4,20	3,00	4,10	4,20	4,60	5,20	5,80	7,50	1,80	2,90	3,30	4,30	5,00
Lu	0,33	0,29	0,58	0,40	0,57	0,61	0,62	0,70	0,80	1,03	0,27	0,39	0,45	0,59	0,66
V	210	350	323	344	327	290	293	462	392	461	275	270	240	299	310
Co	120	110	51,0	61,0	40,0	34,0	30,0	289	127	54,0	61,0	45,0	42,0	49,0	52,0
Ni	1100	990	98,0	193	96,0	96,0	86,0	189	323	87,0	262	166	95,0	98,0	134

Окончание табл. 21

Элем- ты	Тип метабазитов				Граниты				Трондьемиты				Тоналиты			
	3	4														
	0607/1	0730/3	53-03	3981/7	C74	0730/9	0731	7032	3823/1	0730/8	0732/1	0731/1	0730/7	0731/2	0732/2	3977/5
Rb	14,0	83,4	5,40	16,1	219	142	175	170	H.o.	42,0	34,0	82,0	106	106	158	79,0
Ba	409	483	66,0	145	1061	719	945	675	"	205	139	211	328	453	579	657
Th	1,21	15,6	33,6	22,8	27,3	34,3	23,0	22,0	"	38,1	28,0	6,70	1,00	12,4	21,0	9,30
U	0,53	1,84	1,19	1,72	3,40	2,70	2,70	2,30	"	2,90	4,80	0,90	0,90	1,50	2,10	1,00
Nb	4,20	37,7	9,20	17,3	12,2	6,50	7,40	9,60	"	13,4	2,70	13,8	36,4	16,0	16,3	5,70
Ta	0,23	2,63	0,53	0,64	0,31	0,09	0,11	0,15	"	0,15	0,68	0,20	0,51	0,21	0,71	0,28
Sr	356	120	325	282	197	153	170	132	"	160	159	183	212	258	158	301
Zr	97,0	88,0	103	148	179	118	172	106	"	232	232	88,0	133	170	273	156
Y	44,0	18,0	37,0	46,0	7,60	9,00	12,2	8,40	"	8,90	8,40	4,70	18,6	6,20	12,3	5,60
La	14,2	34,5	56,2	133	68,0	61,0	46,0	44,0	"	69,0	63,0	25,0	18,0	53,0	84,0	47,0
Ce	25,0	64,0	106	241	128	139	100	101	"	145	126	54,0	41,0	117	168	87
Pr	3,30	6,60	12,6	32,4	11,3	11,0	8,10	7,80	"	12,0	10,8	4,40	3,40	9,10	15,5	7,70
Nd	16,0	22,8	48,5	132	35,0	40,0	27,0	26,0	"	41,0	32,0	13,0	14,0	29,0	48,0	24,0
Sm	4,90	4,60	10,4	24,4	4,60	5,40	4,20	4,10	"	6,60	4,40	1,90	3,00	4,30	7,30	3,30
Eu	1,30	0,80	1,30	4,00	0,75	0,70	0,67	0,65	"	0,74	0,65	0,62	0,71	0,77	1,10	0,52
Gd	6,40	3,50	9,20	17,6	2,60	3,30	3,40	2,40	"	4,50	3,10	1,50	2,80	2,90	4,50	2,00
Tb	1,11	0,51	1,26	1,94	0,29	0,43	0,38	0,29	"	0,45	0,35	0,13	0,45	0,27	0,5	0,23
Dy	7,70	3,20	7,60	10,1	1,55	2,25	2,30	1,70	"	2,13	1,69	0,90	2,93	1,39	2,60	1,14
Ho	1,63	0,66	1,46	1,78	0,29	0,33	0,49	0,31	"	0,42	0,30	0,15	0,61	0,25	0,52	0,20
Er	5,00	1,90	4,00	5,00	0,77	0,75	1,12	0,74	"	0,71	0,79	0,51	1,85	0,65	1,20	0,51
Tm	0,67	0,29	0,53	0,64	0,11	0,08	0,17	0,10	"	0,09	0,11	0,07	0,23	0,08	0,16	0,06
Yb	5,00	2,10	3,60	4,40	0,70	0,55	1,03	0,62	"	0,67	0,80	0,50	1,29	0,62	1,13	0,50
Lu	0,67	0,26	0,49	0,62	0,10	0,07	0,13	0,07	"	0,09	0,13	0,07	0,14	0,08	0,16	0,06
V	369	176	348	307	H.o.	19,0	22,0	15,0	"	34,0	25,0	22,0	34,0	42,0	77,0	33,0
Co	48,0	27,0	35,0	58,0	"	3,00	5,00	3,00	"	7,00	3,00	6,00	9,00	10,0	12,0	6,00
Ni	86,0	94,0	148	273	"	61,0	127	277	"	77,0	84,0	262	94,0	103	126	24,0

Примечание к табл. 20 и 21. Определение содержаний породообразующих элементов выполнено химическим анализом; редких и редкоземельных элементов – методом LA-ICP-MS в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск); Au, Ag, Pt, Pd, As – сцинтиляционным эмиссионным спектральным анализом в ИГХ СО РАН (г. Иркутск). 3719/1,2 – оливин-двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, 3977/4 – клинопироксеновый амфиболит, 3964/2 – меланократовый амфиболит, 0732/4, 0607/2, 0607/3 – амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы с рудными минералами и апатитом, 0710/3 – амфиболит, 0710/7 – амфиболовый кристаллический сланец, 3959 – амфибол-двупироксеновый кристаллический сланец, 3964 – меланократовый амфиболит, 0730/1, 0730/2, 3977/6, C40, 0607/1 – амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, 0730/3 – полосчатый измененный двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец, 53-03, 3987/1 – амфиболовые породы.

Метабазиты первого типа представлены оливин-двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами и клинопироксеновыми амфиболитами. Они характеризуются близкими мультиэлементными и РЗЭ спектрами (рис. 47, А, Б), La/Yb отношение в них составляет 4–12, а нормированные к хондриту содержания тяжелых РЗЭ – 10–20. По отношениям редких и редкоземельных элементов (табл. 22) эти породы близки к базальтам океанических островов (Hofman et. al., 1986). Это свидетельствует об устойчивости основных геохимических особенностей изверженных пород при гранулитовом метаморфизме и незначительном перераспределении лишь отдельных элементов (Березкин, 1992), в данном случае Rb, Sr, K (рис. 47, А).

Метабазиты второго типа представлены содержащими рудные минералы и апатит: амфиболитами, амфиболовыми кристаллическими сланцами, амфибол-двупироксеновыми кристаллическими сланцами. По сравнению с первым типом метабазиты второго характеризуются более пологими спектрами распределения редкоземельных и редких элементов (рис. 47 В, Г), отношение La/Yb – 2–6, в среднем более высокими нормированными к хондриту содержаниями тяжелых РЗЭ – 15–40. По отношениям редких элементов в метабазитах второго типа (табл. 22) (Туркина, 2008) наблюдается большее влияние корового материала на химический состав, чем в метабазитах первого.

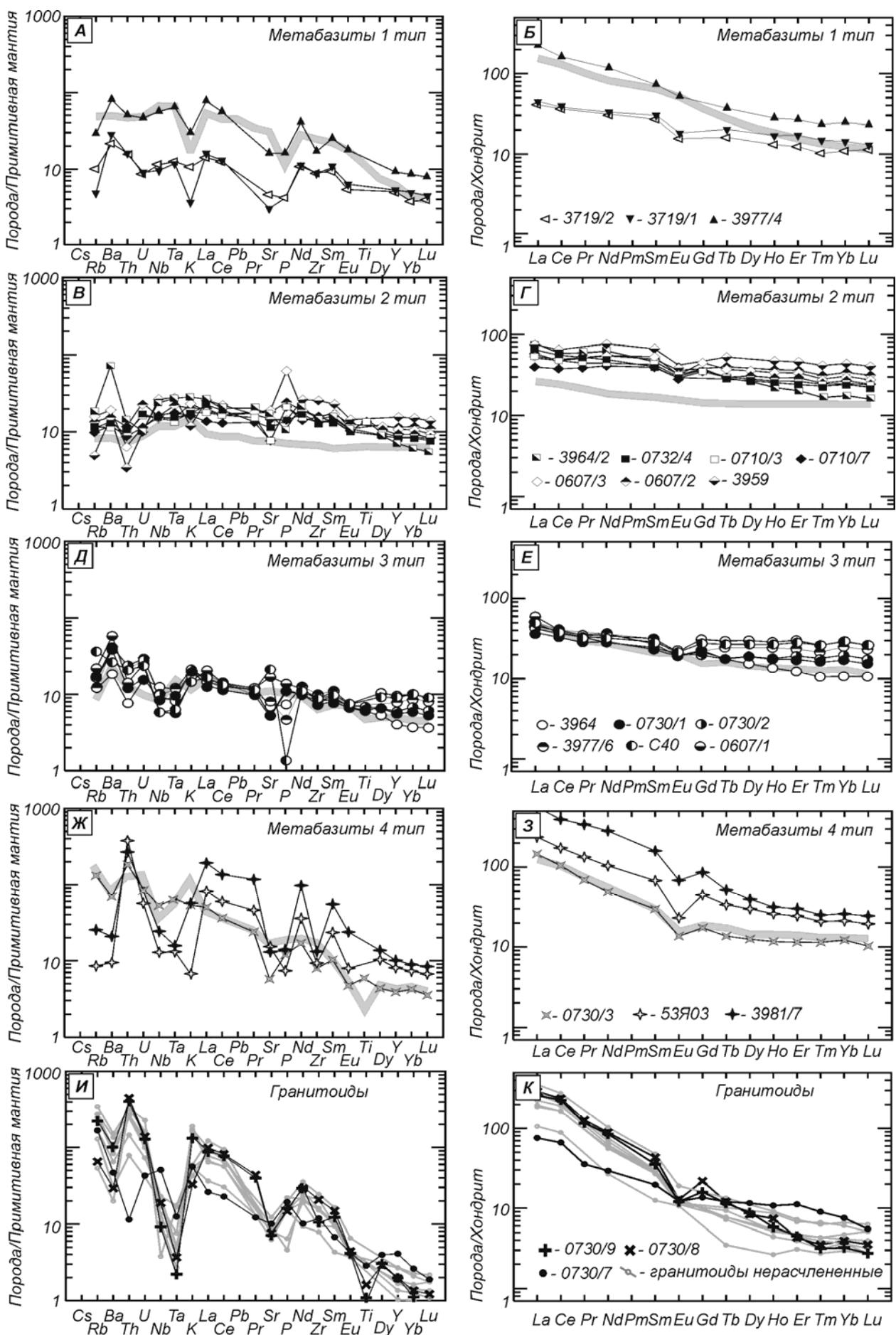


Рис. 47. Диаграммы нормированных содержаний элементов:

A, B, D, Ж, И – мультикомпонентные; Б, Г, Е, З, К – редкоземельных элементов. Серые линии на диаграммах; А, Б – распределение редкоземельных элементов в базальтах океанических островов; В, Г – в обогащенных базальтах COX; Д, Е – в нижней коре; Ж, З – в верхней коре. Нормирование и линии выполнены по Sun, McDonough (1989)

Таблица 22
Отношения редких элементов в четырех типах метабазитов медведевского комплекса и гранитоидах

	Nb/U	Ta/U	Rb/Sr	Sm/Nd	Ba/Nb	Ba/Th	Ba/La	Rb/Nb
Первый тип метабазитов	36-45	2,5-2,8	0,05-0,07	0,2-0,3	14-29	109-150	11-19	0,5-0,8
Второй тип метабазитов	23-91	1,7-5,4	0,01-0,05	0,2-0,3	6-30	110-410	6-28	0,2-0,9
Третий тип метабазитов	8-27	0,4-1,4	0,04-0,95	0,2-0,3	15-98	104-338	12-30	0,8-5,6
Четвертый тип метабазитов	7-20	0,4-1,4	0,02-0,69	0,2	7-13	2-31	1-14	0,6-2,0
Граниты	2,4-4,2	0,03-0,09	0,9-1,3	0,13-0,16	70-127	21-41	12-20	18-24
Трондьемиты	0,6-15	0,05-0,22	0,21-0,45	0,14-0,16	15-51	5-31	2-8	3-13
Тоналиты	5,7-40,4	0,1-0,6	0,3-1	0,14-0,21	9-115	28-328	7-18	3-14

В метабазитах второго типа зафиксированы наиболее высокие содержания сидерофильных ($Ti \leq 18566$ г/т, $V \leq 462$ г/т, $Co \leq 289$ г/т, $Ni \leq 323$ г/т, $Pt \leq 0,31$ г/т и т.д.) и халькофильных элементов ($Zn \leq 300$ г/т, $Ag \leq 4,5$ г/т, $Bi \leq 30$ г/т, $As \leq 10000$ г/т, $Au \leq 10$ г/т и т.д.). Для золота установлены промышленные содержания (> 2 г/т согласно В.Г. Амарскому). Содержания Co , Ti , V , Pt подлежат учету при геологосъемочных работах (Шустов, 1988).

Метабазиты третьего типа представлены амфиболитами и амфибол-двутироксеновыми кристаллическими сланцами. По распределению редких и редкоземельных элементов (рис. 47, Д, Е, табл. 22) они близки к породам второго типа, но обеднены относительно них сидерофильными и халькофильными элементами, тяжелыми РЗЭ, некоторыми из крупноионных литофильных и высокозарядных элементов: Zr , Sr , Ta , Nb , и обогащены K , U , Th , Ba , Rb . Содержания тяжелых РЗЭ, нормированные к хондриту, составляют от 10 до 25. Отношения La/Yb в этих породах составляют 3–6. Характерной

чертой является выраженный минимум Ta–Nb. В этих породах зафиксированы более низкие, чем в метабазитах первого и второго типов, отношения: Nb/U, Ta/U, Sm/Nd, и более высокие: Rb/Sr, Ba/Nb, Ba/Th, Ba/La, Rb/Nb. По этим отношениям метабазиты третьего типа, более чем метабазиты второго, обнаруживают признаки влияния корового материала на химический состав (Туркина, 2008).

Метабазиты четвертого типа представлены полосчатыми измененными двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами, а также существенно амфиболовыми породами. В этих метабазитах отношения Nb/U, Ta/U, Rb/Nb, Sm/Nd, Rb/Sr близки к таковым метабазитов третьего типа, а отношения Ba/Nb, Ba/La – второго (табл. 22). Характерной чертой являются повышенные содержания тория (15,6–33,6 г/т), что приводит к наименьшему среди выделенных типов метабазитов отношению Ba/Th – 2–30. Другое отличие метабазитов четвертого типа от метабазитов третьего заключается в большей величине экстремумов из-за больших содержаний промежуточных и легких редкоземельных элементов, а содержаний Rb, Ba, Nb, Ta, Sr, P, Zr, Eu близких к метабазитам третьего типа (рис. 47, Ж, З). La/Yb отношения составляют 15–30, нормированные содержания тяжелых РЗЭ – 10–25. В целом по распределению редких и редкоземельных элементов метабазиты четвертого типа обнаруживают признаки взаимодействия с коровым материалом, присущие третьему типу, но спектры распределения элементов в них подобны вмещающим гранитоидам за исключением минимума по цирконию (рис. 47, И, К).

4.3.2. Геохимия вмещающих гранитов и гранитоидов комбинированных даек

Гранитоиды по содержанию породообразующих оксидов и минеральному составу образуют три типа: розовые Na-K граниты (вмещающие), трондьемиты и тоналиты (комбинированных даек). Последние образуются как по периферии, так и во внутренних частях комбинированных даек на этапе внедрения базитов

в граниты вмешения (рис. 21, А, рис. 45, А, Б). Пробы С74, 3823/1 отобраны из развалов на месторождении им. П. Пинигина, остальные – на обнажении, изображенном на фотографиях (рис. 21, А, рис. 45, А, Б). Na-K граниты соответствуют высокоглиноземистым синколлизионным гранитам S-типа (рис. 48, Б, В, Г). Тоналиты и трондьемиты обогащены относительно первых Al_2O_3 , CaO , Na_2O , FeO , TiO_2 , V , обеднены K_2O , U . По соотношению Rb , Yb и Ta тоналиты и трондьемиты близки к гранитоидам вулканических дуг (рис. 48, В).

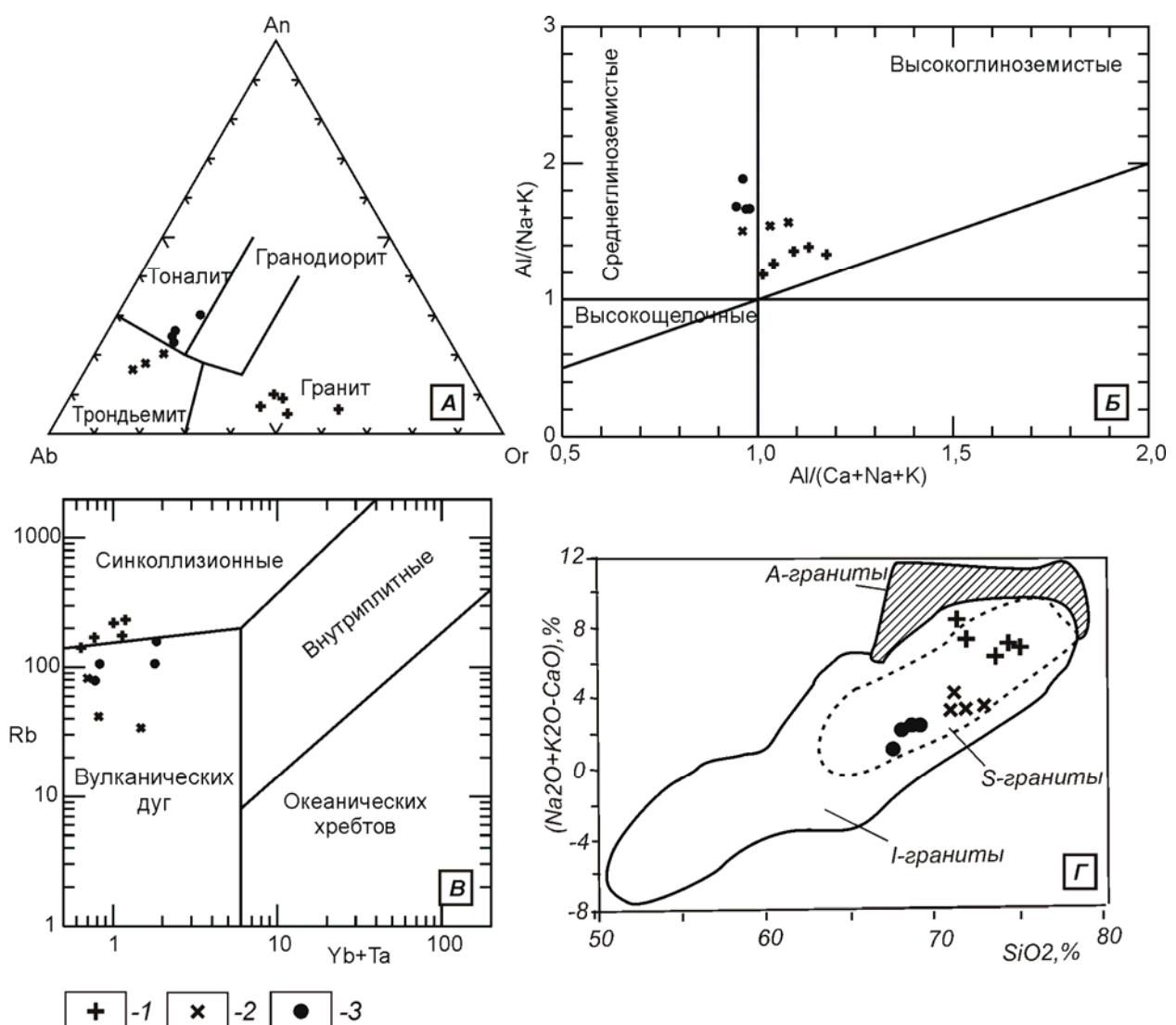


Рис. 48. Классификационные диаграммы для гранитов, вмещающих метабазиты медведевского комплекса и образующихся при внедрении метабазитов в граниты тоналитов и трондьемитов:

А – Ab-An-Or (Barker, 1979), Б – $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$ - $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ (Maniar, Piccoli, 1989), В – $\text{Rb}/(\text{Yb}+\text{Ta})$ (Pearce et. al., 1984), Г - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$ - SiO_2 (Frost et. al, 2001).

Все три типа гранитоидов характеризуются близкими содержаниями редких и редкоземельных элементов (рис. 47, И, К). При этом по отношениям элементов Na-K граниты далеки, а тоналиты и трондьемиты приближаются к метабазитам медведевского комплекса (табл. 22). Это в совокупности с полевыми наблюдениями дает возможность предполагать, образование тоналитов и трондьемитов в процессе не только физического, но и химического взаимодействия Na-K гранитов с интрудирующими их базитами.

4.4. Роль взаимодействия базитовых и гранитных магм в рудном процессе

Обсуждение. Рассмотренные типы метабазитов и гранитоидов встречаются в пределах одного комплекса комбинированных даек, которые характеризуются одинаковым структурным положением и структурами магматического минглинга. Морфология и структурные особенности даек свидетельствуют об их образовании на поздних стадиях коллизионного процесса, сопровождающегося гранулитовым метаморфизмом и одновременным внедрением гранитных и базитовых магм (Скляров, Федоровский, 2006; Кравченко и др., 2007). Помимо механического взаимодействия фиксируется химическое взаимодействие базитовой магмы с гранитами. Наиболее сказывается это взаимодействие на Nb/U и Ta/U отношениях. Важным является то, что пары элементов Nb-U и Ta-U имеют близкие коэффициенты распределения и практически не фракционируют друг относительно друга в процессах кристаллизационной дифференциации. Пониженные величины Nb/U (<37) могут служить индикатором присутствия рециклированного материала континентальной коры в обогащенном мантийном источнике (Туркина, 2008). Nb/U, Ta/U и Rb/Sr отношения меняются от гранитов к тоналитам в сторону мантийных значений, а от метабазитов первого типа к метабазитам четвертого – в сторону коровых (рис. 49). Следовательно, более низкие Nb/U и Ta/U отношения в метабазитах второго, третьего и четвертого типов относительно метабазитов первого, и более высокие в тоналитах и трондьемитах

относительно Na-K гранитов свидетельствуют о химическом взаимодействии базитовой магмы с гранитами. Другие геохимические коэффициенты не имеют столь выраженных тенденций изменения, поэтому можно предположить, что взаимодействие носило не замкнутый и многостадийный характер.

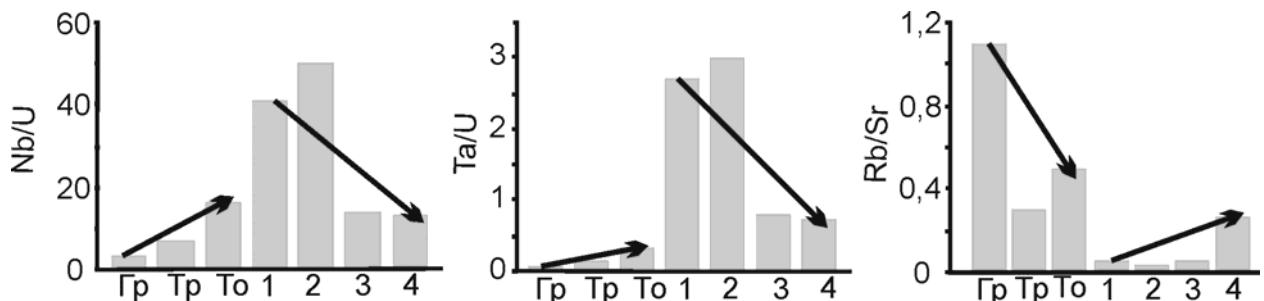


Рис. 49. Средние значения отношений Nb/U , Ta/U , Rb/Sr для: Гр – гранитов, Тр – трондьемитов, То – тоналитов, 1 – метабазитов первого, 2, 3, 4 – второго, третьего и четвертого типов соответственно

Взаимодействие расплавов (на примере метабазитов из т.н 3977 – обнажения на рис. 21, А, 45, А, Б,) можно представить по следующему сценарию. Внедрение расплава метабазитов первого типа (рис. 46, А, табл. 20 и 21, обр. 3977/4) приводит к привносу в этот расплав SiO_2 , выносу из него K_2O и Al_2O_3 из-за меньшей устойчивости амфиболя, чем гиперстена в расплаве, обогащенном SiO_2 . Это способствует повышению концентраций FeO и возможности базитового расплава растворять сульфиды металлов (Щербина, 1980), т. е. к возникновению геохимического барьера для рудных элементов. Таким образом, при взаимодействии с гранитами базитовый расплав первого типа пород медведевского комплекса обогащается сидерофильными и халькофильными элементами, возникает расплав метабазитов второго типа (рис. 45, А, Б табл. 20 и 21, обр. 0732/4). При их кристаллизации, в отличие от метабазитов первого типа, образуется меньше амфиболя и больше гиперстена (рис., 46, А, Б), в результате чего наблюдаются меньшие концентрации легких РЗЭ и элементов левой части мультиэлементного спектра (Леснов, 2007) (рис. 47, А–Г). В подобных метабазитах образуются метаморфогенные сульфидно-арсенидные руды с золотом и гидротермальные Co-Ni-As руды с висмутом,

золотом, молибденитом и другими сульфидами (Кравченко и др., 2008). Руды характеризуются сидеронитовой структурой. Золото, за исключением высоких концентраций в леллингите, образует высокие концентрации в пироксенах: в ромбических до 4 г/т, в моноклинных до 1 г/т. Формируется вкрапленность магнетита, титаномагнетита, ильменита.

В отличие от метабазитов второго типа третий тип метабазитов обеднен FeOt, тяжелыми и совместимыми элементами и обогащен MgO, легкими и несовместимыми элементами (рис. 46, А, табл. 20 и 21, обр. 0730/1,2). Равные отклонения средних Nb/U и Ta/U отношений в метабазитах второго и третьего типов (для второго типа выше общей тенденции, для третьего ниже) и близкое к «зеркальному» взаиморасположение мультиэлементных спектров могут свидетельствовать, что источником железа, тяжелых и совместимых элементов для расплава метабазитов второго типа мог являться расплав метабазитов третьего. Низкие концентрации Nb и Ta в метабазитах третьего типа связаны с меньшим количеством ильменита (Скляров и др., 2001) (рис. 47, В, Д). Из-за меньшего содержания гиперстена (рис. 46, Б, В) заметно деплетирование промежуточными РЗЭ и меньшие концентрации тяжелых РЗЭ относительно второго типа метабазитов (Леснов, 2007) (рис. 47, Д, Е). Воздействие гранитного вещества на базиты становится выраженным в обогащении K, U, Th, Ba, Rb (рис. 47, В, Д), мультиэлементные спектры для третьего типа метабазитов становятся схожими с таковыми для контаминированных базитов Чинейского массива (Gongalsky et. al., 2008).

В эндоконтактовых частях базитовых тел наблюдается флюидное взаимодействие метабазитов третьего типа с гранитной магмой. Кристаллизуются полосчатые породы различного существенно амфиболового и полевошпатового состава (рис. 45, А, обр. 0730/3), близкие по распределению редких и редкоземельных элементов гранитоидам – метабазиты четвертого типа.

Описанные тенденции и статистически значимые отличия хорошо иллюстрирует кластерный анализ, проведенный по методике, приведенной в

предшествующей главе. Несмотря на формальный подход компьютерной программы, уверенно выделяются первый, второй и третий типы метабазитов, которые образуют кластеры на дистанции связи до 0,1. Четвертый тип ввиду различий в составе и геологическом положении отнесенных к нему пород (см. выше) самостоятельного кластера не образует (рис. 50).

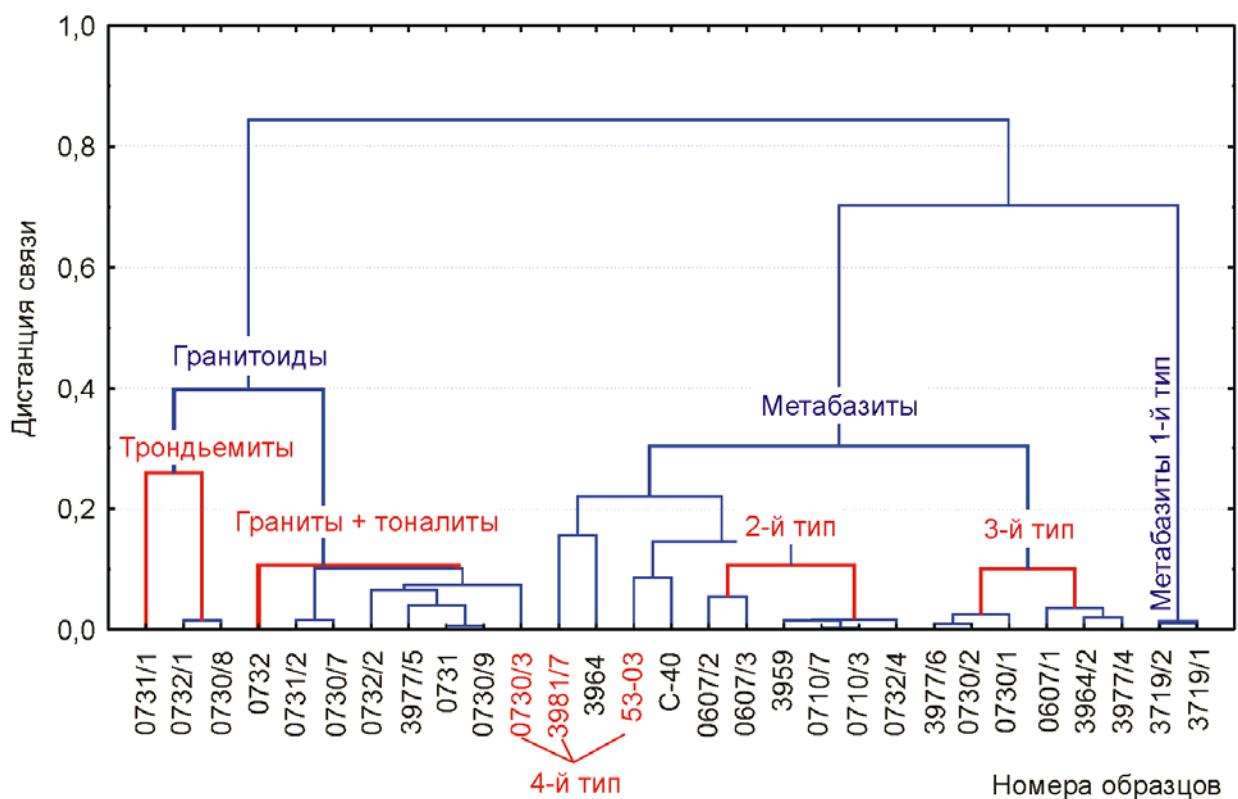


Рис. 50. Древовидная диаграмма связей для метабазитов медведевского комплекса, имеющих гранитоиды и граниты + тоналиты комбинированных даек

Анализ распределения элементов в кластере метабазитов второго типа показывает, что золото наиболее связано с Ni и MnO, что говорит о связи его с медно-никелевыми и наложенными на них метаморфогенно-гидротермальными (глава 3) рудами. А спектр распределения редких и редкоземельных элементов, судя по наибольшей их связи с FeO и MgO, контролируется в большей степени гиперстеном (рис. 51).

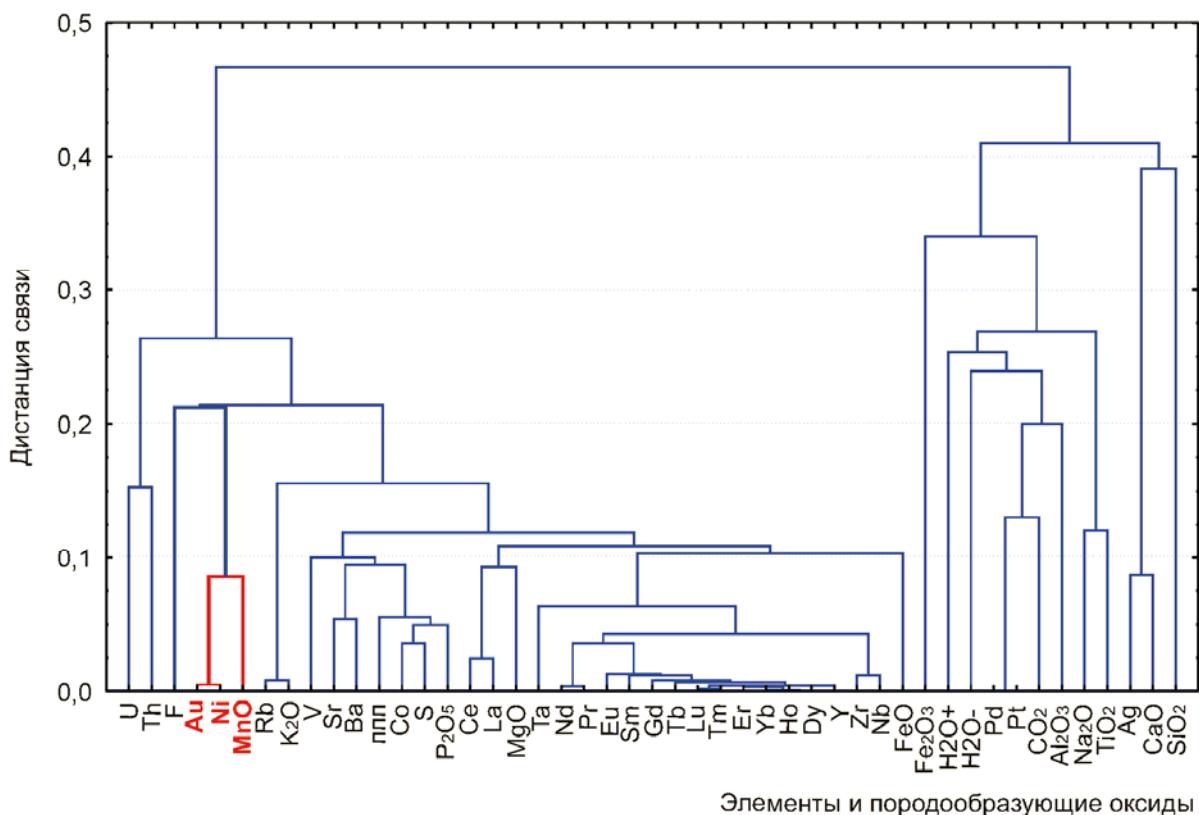


Рис. 51. Древовидная диаграмма связи золота редких, редкоземельных и породобразующих элементов в кластере метабазитов второго типа

Анализ распределения элементов в кластере метабазитов третьего типа показывает, что золото не связано с рудными элементами. А спектры распределения редких и редкоземельных элементов, судя по связям редких и РЗЭ с FeO, MnO, TiO₂, K₂O, CaO, Al₂O₃, контролируются амфиболовом, клинопироксеном и ильменитом (рис. 52). Положительные связи редких и редкоземельных элементов с этими минералами, как и для кластера метабазитов второго типа с гиперстеном, обусловлены количественным соотношением этих минералов с плагиоклазом, концентрирующим элементы в малом количестве (Леснов, 2007). Если в породе растет отношение гиперстен/плагиоклаз или амфибол+клинопироксен+ильменит/плагиоклаз, увеличиваются и концентрации редких и редкоземельных элементов.

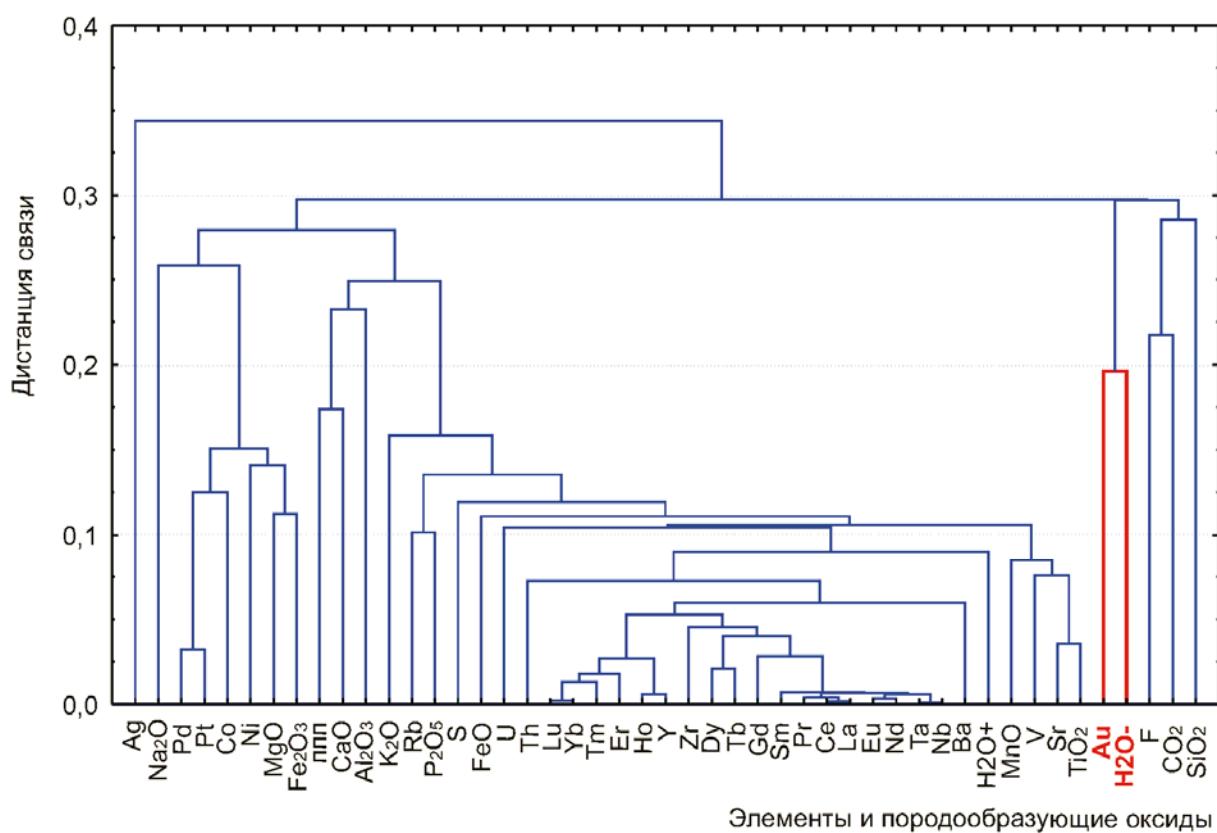


Рис. 52. Древовидная диаграмма связи золота редких, редкоземельных и породообразующих элементов в кластере метабазитов третьего типа

Таким образом, внедрение метабазитов медведевского комплекса в процессе коллизии и гранитообразования приводит не только к механическому, но и к химическому взаимодействию гранитной и базитовой магм. Влияние на состав базитового расплава корового материала устанавливается по появлению в метабазитах не характерных для мантийных пород пониженных Nb/U, Ta/U отношений. Взаимодействие гранитной и базитовой магм при внедрении приводит к перераспределению Fe, Co, Ti, V, Pt, Au и обогащению этими металлами второго типа метабазитов медведевского комплекса.

4.5. Петрохимия зональных и незональных плагиоклаз-кварцевых обособлений в метабазитах

Рассмотрев геохимию метабазитов медведевского комплекса, необходимо кратко остановиться на геохимии ассоциирующих с золотоносными базитами такситовых и зональных кварц-плагиоклазовых обособлений. Рассмотрены

маломощное (5 см.) такситовое обособление 0607/5м и 0607/5л и центральная часть более крупного зонального плагиоклаз-кварцевого обособления 0607/4. В ряду 0607/5м – 0607/5л – 0607/4 изменяются как содержания пордообразующих оксидов: SiO_2 – 62,69 – 83,48 – 92,13 мас. %, TiO_2 – 1,54 – 0,26 – 0,08 %, Al_2O_3 – 10,22 – 6,63 – 2,1 %, FeOt – 11,2 – 3,64 – 3,23 %, MnO – 0,2 – 0,2 – 0 %, MgO – 1,68 – 0,54 – 0 %, CaO – 8 – 2,39 – 0,12 %, Na_2O – 2,25 – 1,46 – 0,31 %, K_2O 0,12 – 0,09 – 0 %, P_2O_5 – 0,5 – 0,44 – 0,53 %, H_2O – 0,53 – 0,31 – 0,24 %; так и содержания редких элементов в сторону гранитоидов. Центральная часть зонального плагиоклаз-кварцевого обособления по распределению редких и редкоземельных элементов близка к трондьемитам комбинированных даек (рис. 53, табл. 22, 23).

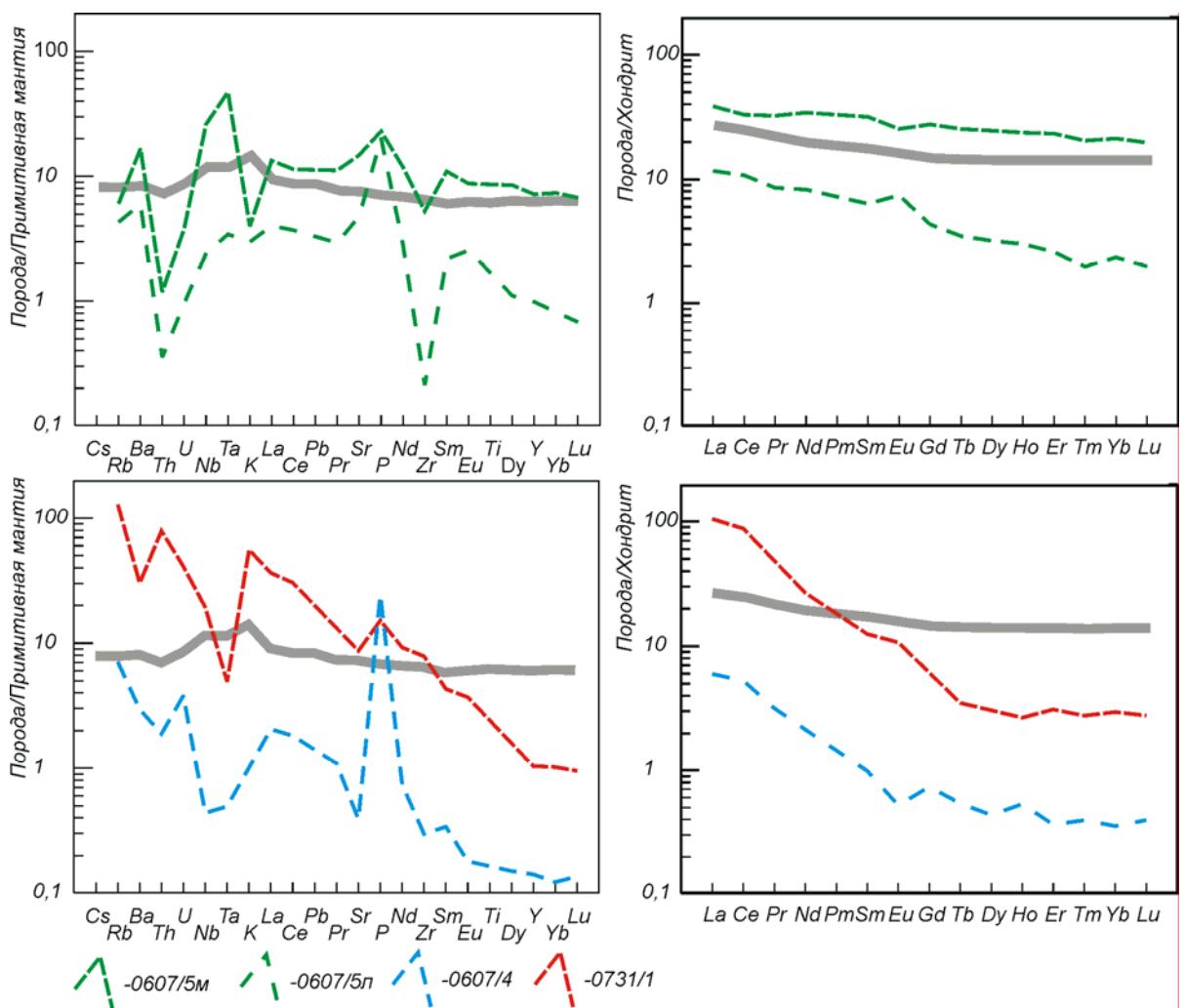


Рис. 53. Мультикомпонентная и РЗЭ диаграммы иллюстрирующие геохимию такситовых и зональных плагиоклаз-кварцевых обособлений в сравнении с геохией трондьемитов комбинированных даек:

0607/5м – меланократовая часть тектитового обособления ($Au = 3,7 \text{ г/т}$), 0607/5л – лейкократовая часть тектитового обособления ($Au = 1,8 \text{ г/т}$), 0607/4 – кварцевое ядро зонального плагиоклаз-кварцевого обособления ($Au = 2,3 \text{ г/т}$), обр. 0731/1 – трондьемит ($Au = 0,002 \text{ г/т}$) из окружения комбинированной дайки на рис. 21, А и 44, А. Серая линия – распределение редкоземельных элементов в обогащенных базальтах СОХ. Нормирование и линия выполнены по Sun, McDonough (1989)

Трондьемиты участвуют в образовании тектитовых и зональных обособлений в метабазитах медведевского комплекса (рис. 54, 55). С увеличением мощности захваченных при процессе внедрения базитов трондьемитов (рис. 54) до 20 см. в центральных частях трондьемитовых жил образуются ядра с преобладанием кварца (рис. 55). В подобном кварце из трондьемитов комбинированной дайки установлено содержание золота до 0,15 г/т, что при относительно небольшой мощности тел метабазитов в изученных обнажениях является значимым содержанием. Это говорит о том, что базиты обогащают захваченные трондьемиты золотом и рудными элементами или на магматическом, или на метаморфогенно-гидротермальном этапе. В неизмененных процессом взаимодействия с гранитоидами метабазитах медведевского комплекса содержания золота достигают 0,17 г/т. Строение зональных плагиоклаз-кварцевых обособлений образованных с участием трондьемитов комбинированных даек схоже со строением тектитовых месторождения им. П. Пинигина. С экзоконтакта жилы начинается зона сложенная преимущественно амфиболом, далее идет плагиоклаз-пироксеновая и, уже в эндоконтакте пироксен-плагиоклазовая зоны, зачастую крупнозернистой структуры, затем непосредственно плагиоклаз-кварцевая жила с увеличением доли кварца в центральных частях (рис. 55, глава 1).

Таблица 23
Содержания РЗЭ в тектитовых и зональных обособлениях (г/т)

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
0607/5м	9,20	20,2	3,10	16,0	4,86	1,47	5,67	0,95	6,25	1,34	3,85	0,52	3,62	0,50
0607/5л	2,80	6,60	0,80	3,90	0,97	0,43	0,89	0,13	0,81	0,17	0,43	0,05	0,40	0,05
0607/4	1,40	3,20	0,30	1,00	0,15	0,03	0,15	0,02	0,11	0,03	0,06	0,01	0,06	0,01

Таблица 24

Содержания редких элементов в такситовых и зональных обособлениях (г/т)

	V	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	Ta	Th	U
0607/5м	268	24,4	107	3,80	312	32,6	59,0	18,6	116	1,92	0,10	0,08
0607/5л	27,9	2,00	21,4	2,70	101	4,50	2,40	1,70	41,9	0,14	0,03	0,02
0607/4	7,20	18,0	70,6	4,50	8,20	0,60	3,30	0,30	20,6	0,02	0,16	0,08

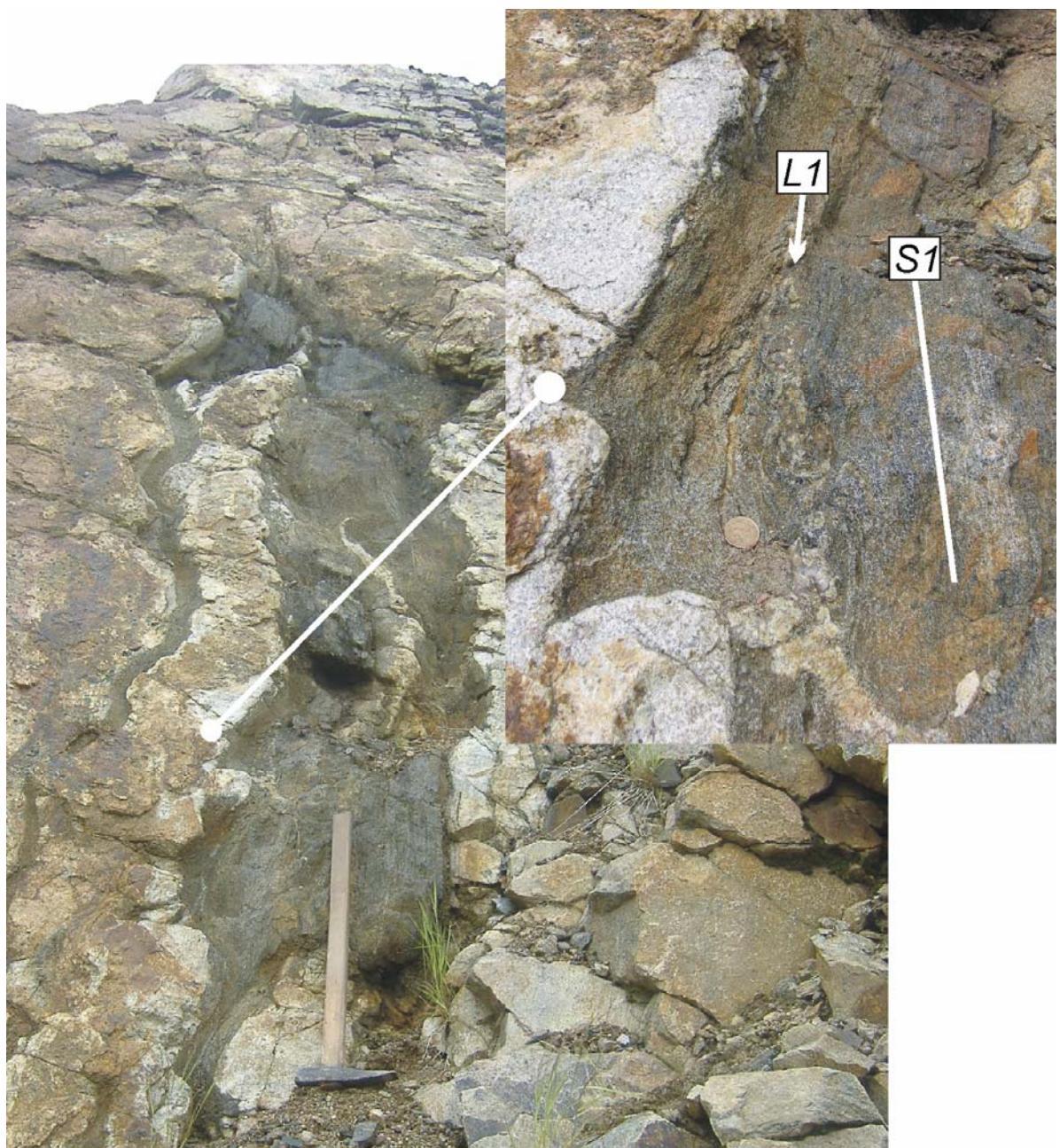


Рис. 54. Фотография, иллюстрирующая формирование незональных такситовых обособлений в метабазитах комбинированных даек из обнажения, отраженного на рис. 44, А–В и 21, А. Видно, что такситовые обособления формируются в результате захвата небольшого количества материала трондемитов при внедрении комбинированных даек

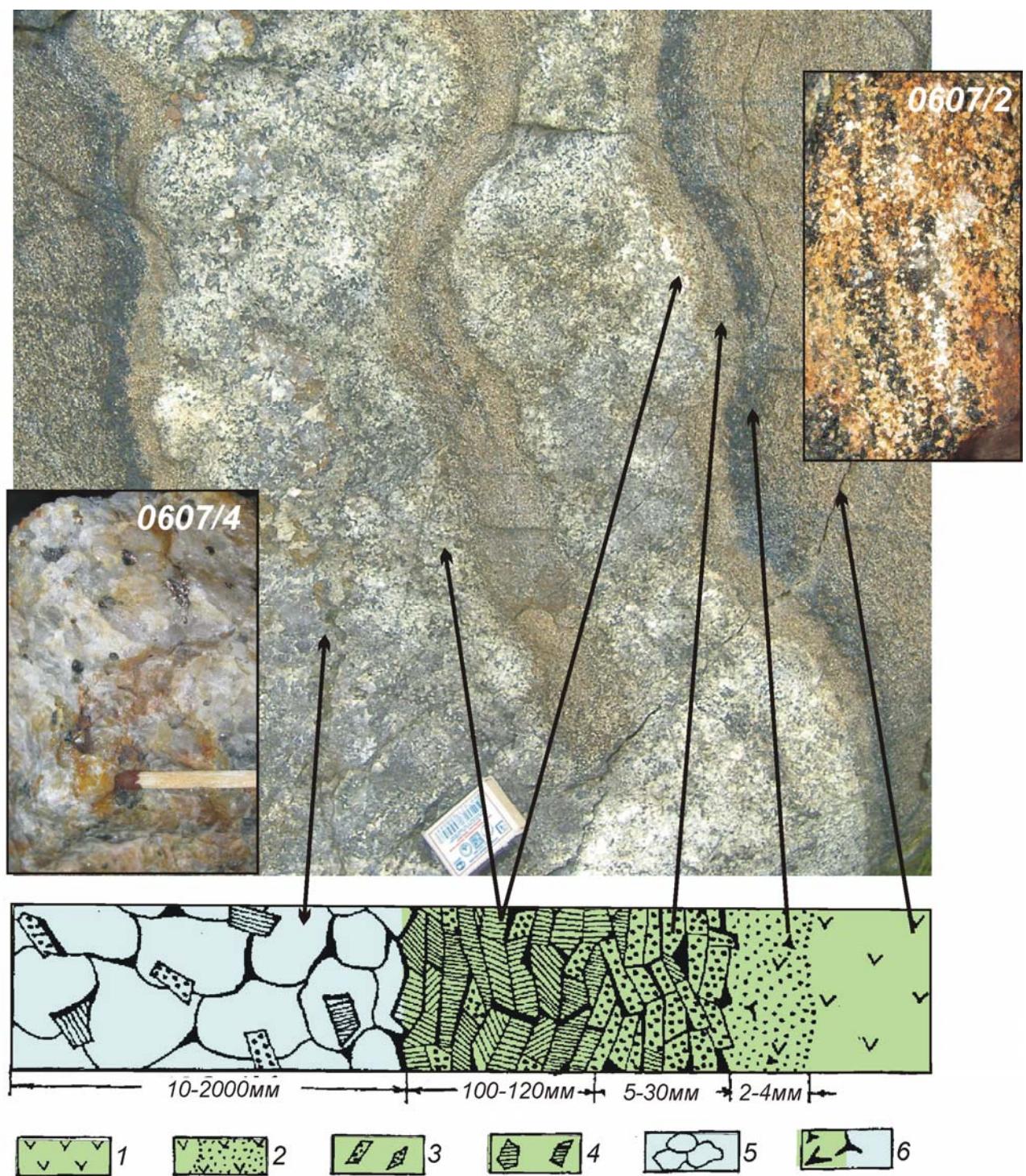


Рис. 55. Принципиальная схема строения зональных обособлений по данным В.Г. Амарского. 1 – метабазиты, 2 – оклорудно измененные основные породы, 3 – идиоморфные зерна клино- и ортопироксенов, 4 – идиоморфные зерна плагиклаза, 5 – кварц, 6 – рудные минералы. Фотография в центре – фрагмент рис. 21, А и 44, А. Слева метабазиты третьего типа, справа метабазиты второго типа, в центре образованные трондьемитами плагиоклаз-кварцевые зональные обособления. Форма контактов трондьемитов с метабазитами свидетельствует о формировании контактов на магматической стадии. 0607/4 – кварц с округлыми вкрапленниками сульфида из рудного тела №1 участка Кур ($Au = 2,3 \text{ г/т}$), 0607/2 – метабазит второго типа из той же т.н. ($Au > 10 \text{ г/т}$)

Эти особенности строения зональных плагиоклаз-кварцевых обособлений могут быть объяснены с одной стороны захватом трондьемитов при образовании комбинированных даек, с другой наложенным на комбинированные дайки метаморфизмом.

4.6. Выводы

В целом вероятная модель рудообразования должна базироваться на полигенном и полихронном характере рудоотложения в едином коллизионном процессе. Вместе с тем определить временные границы магматогенных, метаморфогенных и гидротермальных процессов последовательно и с наложением сменяющих друг друга весьма затруднительно. Предлагается следующий сценарий рудообразования:

В этап синхронный сдвиговому парагенезу коллизионного процесса происходит внедрение базитовой магмы в высокоглиноземистый гранитный расплав, что приводит к захвату гранитного материала базитами и химическому взаимодействию гранитной и базитовой магм. Смена физико-химических условий внедрения базитовой магмы приводит к перегруппировке в ней рудных элементов. Кристаллизация базитовой магмы, внедрившейся в условия гранулитовой фации, происходит с наложением на магматические метаморфических ассоциаций минералов. На позднемагматические медно-никелевые руды с золотосодержащей арсенидной минерализацией накладываются сульфидно-арсенидные метаморфогенно-гидротермальные руды с золотом и самородным висмутом.

Таким образом, на основании изучения характера распределения петрогенных, редких и редкоземельных элементов и золотоносности метабазитов медведевского комплекса можно сформулировать следующий вывод, который одновременно является третьим защищаемым положением диссертации. **По геохимическим параметрам метабазиты месторождения им. П. Пинигина отличаются от метабазитов других гранулитовых и**

амфиболитовых комплексов центральной части Алдано-Станового щита.
Внедрение магматических пород медведевского комплекса
сопровождалось не только механическим, но и химическим
взаимодействием гранитной и базитовой магм. Влияние корового
материала устанавливается по появлению в базитах не характерных для
мантийных пород пониженных Nb/U , Ta/U отношений. При
взаимодействии магм произошло перераспределение рудных элементов и
обогащение золотом высокожелезистых разностей базитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненное автором исследование геологии, условий метаморфизма, особенностей химического состава пород, минералогии и геохимии руд месторождения золота им. П. Пинигина, а также обобщение материалов в опубликованной и фондовой литературе по геологии и металлогении центральной части Алдано-Станового щита, позволили создать геологогенетическую модель рудообразования в раннедокембрийских основных породах, метаморфизованных в гранулитовой фации и на ее основе разработать комплекс поисковых критериев подобного типа месторождений.

Рудоносные метабазиты месторождения им. П. Пинигина по своему геологическому положению, возрасту, условиям метаморфизма и химическому составу принадлежат медведевскому метаультрабазит-базитовому комплексу. Они прорывают все раннедокембрийские метаморфические парагнейсовые толщи и интрузивные комплексы в центральной части Алдано-Станового щита, и пространственно локализованы в позднеколлизионных межкупольных сдвиговых зонах. Базиты и ультрабазиты медведевского комплекса внедряются в возникающие при коллизии зоны локального растяжения одновременно с гранитообразованием и характеризуются структурами магматического минглинга с гранитами и метаморфизмом гранулитовой фации, что определяет их синколлизионную природу. Возраст завершающей стадии высокотемпературного гранулитового метаморфизма в синколлизионных метабазитах 1,9 млрд. лет близок к изотопным датировкам синколлизионных гранитов и метаморфизма центральной части Алдано-Станового щита, как южного окончания Далдыно-Алданского коллизионного орогенного пояса (Nutman et al., 1992; Сальникова, 1993; Frost et al., 1998; Смелов и др., 2001).

По составу метабазиты и метаультрабазиты относятся к толеитовой петрохимической серии и характеризуются дифференцированным распределением редкоземельных элементов, чем отличаются от внешне схожих гранулитовых пород основного состава федоровской, курумканской и

нимнырской толщ, унгринского и керакского интрузивных комплексов. Согласно геохимическим данным по редким и редкоземельным элементам, породы медведевского комплекса образованы из мантийного источника при участии астеносферного и/или нижнемантийного материала. Проявление мантийного магматизма при коллизии вероятно обусловлено отрывом слэба Федоровской островодужной системы (Великославинский и др., 2006), которая представляет южное окончание Билляхско-Федоровской активной окраины Северо-Азиатского кратона в период 2,1–1,9 млрд. лет (Smelov et al., 2007). Альтернативной моделью может являться деламинация литосферы вследствие гравитационной неустойчивости в коллизионном процессе (Владимиров и др., 2003).

Минералогические и геохимические данные свидетельствуют, что золоторудная минерализация в метабазитах гранулитовой фации месторождения им. П. Пинигина является полигенной и полихронной. Она образована в результате последовательного наложения оруденений двух генетических типов: золото- и арсенидсодержащих пентландит-халькопирит-пирротиновых магматогенных руд, типичных для ультрабазит-базитовых комплексов и сульфидно-арсенидных метаморфогенно-гидротермальных руд с золотом и самородным висмутом.

Рудообразование в метабазитах происходит при сочетании процессов магматической дифференциации, химического взаимодействия базитовых и гранитных магм при формировании комбинированных даек и в процессе метаморфизма. Влияние на состав базитового расплава корового материала устанавливается по появлению в метабазитах не характерных для мантийных пород пониженных Nb/U, Ta/U отношений. При взаимодействии магм в базитах происходит перераспределение Fe, Co, Ti, V, Pt, Au и обогащение этими металлами.

Синколлизионные метабазиты медведевского комплекса участвуют в структуре крупных скарновых железорудных месторождений центральной части Алдано-Станового щита, о чем свидетельствуют их структурно-

возрастное положение и состав наложенных на них скарновых магнетитовых руд (Дук и др., 1975; Перцев, Кулаковский, 1988). Они могут являться источниками металлов при образовании россыпей с золотоплатиновой минерализацией (Округин, 2000), о чем дополнительно свидетельствуют находки в этих породах медно-никелевых руд, повышенных концентраций платиноидов и содержаний платины в руч. Рохма на месторождении им. П. Пинигина до 0,85 г/т.

По минералогии и геохимии золоторудная минерализация пород медведевского комплекса близка к рудам, локализованным в основных породах гранулитовой фации зонально метаморфизованного зеленокаменного пояса Southern Cross Province в центральной части кратона Yilgarn в Австралии. Золотая минерализация в этих породах образует месторождение Griffins Find и приурочена к кварцевым жилам, локализованным в высокожелезистых толеитовых метаморфизованных базитах, переслаивающихся с метаморфизованными осадочными породами. Золото, как и на месторождении им. П. Пинигина, отлагалось в условиях гранулитовой фации и концентрируется в леллингите (Mathias et al., 1995). Сходство месторождений подчеркивает, что образование промышленных месторождений золота возможно при высокотемпературных и высокобарических процессах. Однако рудоносные метабазиты месторождения им. П. Пинигина образованы в другой геологической обстановке, связаны с формированием других тектонических структур и имеют специфические взаимоотношения с гранитами. Учитывая эти факторы и возможность обнаружения большего числа рудопроявлений золота, связанных с породами медведевского комплекса, автором установлен ряд отличительных признаков, которые могут рассматриваться как поисковые геологические, тектонические петрохимические и минералогические критерии при поисках оруденения подобного типа в высокометаморфизованных областях докембрийских провинций.

1. При анализе геологического и тектонического строения центральной части Алдано-Станового щита, характеризующегося сложной

блоковой мезозойской тектоникой, необходимы предварительные реконструкции по выделению реликтов докембрийских линейных сдвиговых зон между гранитогнейсовыми куполами различных размеров с проявлениями базит-ультрабазитового и гранитоидного магматизма.

2. В петрохимическом плане золоторудная минерализация локализована в высокожелезистых и высокотитанистых двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцах толеитовой серии с дифференцированным распределением РЗЭ, без Ta-Nb минимума, содержащих такситовые обособления или плагиоклаз-кварцевые жилы.
3. При геохимических поисках необходимо учитывать, что главным минералом золотоносных руд является леллингит, поэтому эти руды следует отнести к высокомышьяковистым.
4. При шлиховом опробовании водотоков и делювиальных склонов особое внимание нужно уделить поиску высокопробного золота в тонком срастании с висмутом и золота с мальдонитом, как прямому признаку существования золотых руд синколлизионных метабазитов.
5. При поисково-разведочных работах необходимо учитывать возможный комплексный характер руд, в частности, платиноносности, а также продуктов гипергенного обогащения.

В целом выполненный комплекс аналитических исследований пород, руд, минералов, а также анализ геологической ситуации позволяет положительно оценивать перспективы обнаружения коренных месторождений золота в палеопротерозойских синколлизионных метабазитах и метаультрабазитах центральной части Алдано-Станового щита.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Абдуллаев Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями (второе переработанное и дополненное издание). – М.: Госгеолтехиздат, 1954. – 295 с.

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Соломонова Л.А. Растворимость серы в основных силикатных расплавах и некоторые геохимические следствия // Геохимия – 1974. – № 11 – С. 1672–1681.

Белевцев Я.Н., Буряк В.А., Кулиш Е.А. и др. Метаморфогенное рудообразование в докембрии. Геологические основы метаморфогенного рудообразования. – Киев: Наук. думка, 1985. – 192 с.

Березкин В.И. Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита. – Новосибирск: Наука, 1977. – 120 с.

Березкин В.И. Геохимия метабазитов восточной части Олекминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита. – Якутск, 1992. – 140 с.

Березкин В.И., Кицул В.И. О проявлении двух тенденций дифференциации в метавулканитах гранулитового и амфиболитового комплексов центральной части Алданского щита // Проблемы петрогенеза и рудообразования, корреляция эндогенных процессов: тез. докл. III Вост-Сиб. регион. петрограф. совещ. – Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1979. – С. 40.

Березкин В.И., Кравченко А.А. Петрохимия гнейсов золоторудного месторождения им. Пинигина (Алданский щит) // Рудогенез и металлогения Востока Азии: материалы Всероссийского совещания, посвященного 100-летию Б.Л. Флерова. – Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2006. – С. 12–15.

Березкин В.И., Смелов А.П. Малоизвестные аортозиты Алданского щита // Тихоокеанская геология. – 1997. – Т. 16, №3. – С. 101–112.

Березкин В.И., Смелов А.П. Метавулканиты федоровской свиты докембрая Алдано-Станового щита: наложенные изменения химического состава, первичная сериальность и геодинамическая природа // Вулканизм и

геодинамика: матер. II Всероссийского симп. по вулканологии и палеовулканологии. – Екатеринбург, 2003. – С. 606–610.

Бибикова Е.В., Другова Г.М., Дук В.Л. Геохронология Витимо-Алданского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. – М.: Наука, 1986. – С. 135–159.

Булдаков И.Б., Котова И.К. Роговообманковые базиты-ультрабазиты Южной Якутии. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1991. – 160 с.

Буряк В.А. Рудообразующие метаморфические и метасоматические процессы в зональных метаморфических комплексах // Метаморфогенное рудообразование: тезисы докладов. – Апатиты, 1979. – С. 10–11.

Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. – Владивосток: Дальнаука, 1998. – 378 с.

Буряк В.А., Коновалов И.В. Пространственные соотношения высокотемпературных зон метаморфизма и метаморфогенно-гидротермального золотого оруденения // Метаморфогенное рудообразование: тезисы докладов. – Апатиты, 1979. – С. 54–55.

Великославинский С.Д. Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита // Зап. ВМО. – 1976. – Ч. 105, вып. 1. – С. 48–58.

Великославинский С.Д. Метабазиты высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия Алдано-Станового щита: петролого-geoхимическая характеристика и геолого-тектоническая интерпретация: автореф. дис... док. геол-минер. наук. – СПб., 1998. – 43 с.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Загорная Н.Ю., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи (Алданский щит) // Петрология. – 2006. – Т.14, №1. – С. 25–43.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1321–1339.

Ворона И.Д., Дзевановский Ю.К., Лагдзина Г.Ю., Механошин С.П., Миронюк Е.П., Мокроусов В.А., Никитин А.И., Реутов Л.М. Геологическая карта южной части Якутской АССР масштаба 1:1500000. – Л.: ВАГТ, 1970.

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – Кн. 1. – 572 с.

Геодинамические реконструкции / Ред. В.А. Унков. – Л.: Недра, 1989. – 278 с.

Геология СССР. Т. XLII, Южная Якутия. Геологическое описание / Под ред. Л.И.Красного. – М.: Недра, 1972. – 496 с.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Алданская. Листы О-51-XXIII, О-51-XXVI. – М.: Госгеолтехиздат, 1960.

Геохимия архея / пер. с англ.; под ред. А. Кренера, Г.Н. Хенсона, А.М. Гудвина. – М.: Мир, 1987. – 315 с.

Горохов И.М., Дук В.Л., Кицул В.И. и др. Rb-Sr системы полиметаморфических комплексов центральной части Алданского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1981. – №8. – С. 5–16.

Дир У.А., Хауи Р.А, Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. – М.: Мир, 1965. – 407 с.

Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. – М.: Наука, 1971. – 454 с.

Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. – М.: Недра, 1970. – 432 с.

Докембрийская геология СССР / отв. ред. Д.В. Рундквист и Ф.П. Митрофанов. – Л.: Наука, 1988. – 440 с.

Древнейшие породы Алдано-Станового щита: путеводитель Международной геологической экскурсии Проекта МПГК № 280 «Древнейшие породы Земли» под ред. В.А. Рудник. – Л.: Наука, 1989. – 260 с.

Дук В.Л., Горохов И.М., Кицул В.И. Rb-Sr возраст и генезис чарнокитов Усть-Иджекского массива (центральная часть Алданского щита) // Изотопная геохронология докембрия. – Л.: Наука, 1989. – С. 126–135.

Дук В.Л., Гусакова И.Н., Павлов С.Н. и др. Геология и петрология унгринского габбро-плагиогранитного комплекса // Ранний докембрый Алданского массива и его складчатого обрамления. – Л.: Наука, 1985. – С. 20–34.

Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. – Л.: Наука, 1975. – 226 с.

Кицул В.И. Минеральные фации докембрийских пород Алданского щита // Метаморфические пояса СССР / Под ред. В.А. Глебовицкого. – Л.: Наука, 1971. – С. 71–91.

Кицул В.И. Структурно-вещественные комплексы Алданского щита / В. И. Кицул, А. Ф. Петров, А. Н. Зедгенизов // Главные тектонические комплексы Сибири. – Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1979. – С. 16–31 с.

Кицул В.И., Лазебник К.А. Геология и петрография докембрийских кристаллических пород Алдана // Геология и петрология докембраия Алданского щита. – М.: Наука, 1966. – С. 135–158.

Классификация и номенклатура магматических горных пород / ред. Богатиков О.А. – М.: Недра, 1981. – 160 с.

Ковач В.П., Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Sm-Nd изотопная систематика кислых метавулканитов Федоровской толщи Алданского щита (район среднего течения р. Тимптон) // Докл. РАН. – 1995. – Т. 335, №3. – С. 357–361.

Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Sm-Nd изотопная систематика высокометаморфизованных супракrustальных комплексов Алданского щита // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембреии и их изотопно-геохронологическое обоснование: тез. докл. СПб., 1995. – С. 31.

Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракrustальных комплексов Алданского щита: Первые Sm-Nd изотопные данные // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе: (Земная кора и мантия): тез. докл. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 1995. – Т. 2. – С 56–57.

Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Sm-Nd изотопная систематика курумканской толщи иенгрской серии Алданского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 1996. – Т. 4, № 3. – С. 3–10.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.

Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты: тр. ЦНИГРИ. – М.: 1936. – вып. 86. – 74 с.

Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: автореф. дис. ... док. геол.-минер. наук. – СПб., 2003. – 78 с.

Кравченко А.А. Условия метаморфизма кристаллических пород месторождений Кур и Притрассовое (Алданский щит) // Тезисы докладов Второй Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. – Новосибирск: изд-во Новосиб. гос. ун-та, 2004. – С. 98–99.

Кравченко А.А., Березкин В.И., Попов Н.В., Шапорина М.Н., Округин А.В. Перспективы рудоносности базитов и ультрабазитов медведевского комплекса // Рудогенез и металлогения Востока Азии: материалы Всероссийского совещания, посвященного 100-летию Б.Л. Флерова. – Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2006. – С.104–106.

Кравченко А.А., Березкин В.И. Типизация мафитов и ультрамафитов Верхне-Любкакайского золоторудного поля (Алданский щит) // Тезисы докладов Третьей Сибирской международной конференции по наукам о Земле. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2006. – С. 130–131.

Кравченко А.А., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Минглинг-структуры палеопротерозойских метабазитов медведевского комплекса, как доказательство их синколлизионной природы // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвящ. памяти Л.М. Парфенова. – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. – С. 195–198.

Кравченко А.А., Попов Н.В., Шапорина М.В., Березкин В.И. Возрастные рубежи высокопродуктивного рудообразования золоторудного месторождения им. Пинигина // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении: Тез. докл. Междунар. совещ., посвященного 100-летию со дня рождения ак. В.А. Кузнецова. – Новосибирск: Гео, 2006. – С. 119–121.

Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Минералогия и геохимия золоторудных двупироксеновых кристаллических сланцев Алданского щита (на примере месторождения им. П.Пинигина) // Отечественная геология. – 2008. – №5. – С. 14–24.

Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Влияние процессов взаимодействия магм на состав и рудоносность метабазитов медведевского комплекса // Отечественная геология. – 2009. – №5. – С. 14 – 24.

Кременицкий А.А., Овчинников Л.Н., Самодурова Л.К. Геохимический режим прогрессивного регионального метаморфизма и связанного с ним рудообразования // Метаморфогенное рудообразование: тезисы докладов. – Апатиты, 1979. – С. 16.

Кудрявцев В.А., Бирюлькин Г.В., Кончакова Р.Я. Распределение оклокларковых содержаний золота в докембрийских метаморфических толщах западной части Алданского щита // Геология и золотоносность докембра Якутии: материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. – Якутск: Якутск. книжное изд-во, 1971. – Вып. 19. – С. 188–194.

Курепин В.А. Термодинамический анализ минеральных равновесий в пироксенсодержащих породах. В породообразующих пироксенах Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1979. – 226 с.

Леонова Ф.Р. Новые данные по стратиграфии архея Дес-Савгель-Хатыминского междуречья Алданского щита // Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМа. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1986. – С. 143–148.

Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. – Новосибирск: Гео, 2007. – 403 С.

Лутц Б.Г., Оксман В.С. Глубоко эродированные зоны разломов Анабарского щита. – М.: Наука, 1990. – 250 с.

Магматические горные породы. Ультраосновные породы / Ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шарков. – М.: Наука, 1988. – 508 с.

Мазуров М.П. Генетические модели скарновых железорудных формаций. – Новосибирск: Наука, 1985. – 184 с.

Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультратемпературного умеренных и низких давлений. – Новосибирск: Наука, 1981. – 199 с.

Максимов Е.П., Никитин В.М., Цыганов В.И. Перспективы центральной части Алданского щита на месторождения типа Кур-Притрассовое // Вестник Госкомгеологии РС (Я). – 2005. – № 1. – С. 43–47.

Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Чухонин А.П. и др. Хроногеологические исследования фундамента Сибирской платформы // Региональная геология и металлогения. – 1996. – № 5. – С. 98–110.

Михайлов Д.А., Левченков О.В. О возрастных взаимоотношениях процессов Fe-Ca-Mg метасоматоза и регионального метаморфизма в докембрии Алдана // Метаморфические пояса СССР. – Л.: Наука, 1971. – С. 92–103.

Мурзаев С.П. Флогопит // Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. – М.: Наука, 1969. – С. 319–324.

Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Байкова В.С. и др. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири // Метаморфические пояса СССР / Под ред. В.А.Глебовицкого. – Л.: Наука, 1971. – С. 117–144.

Округин А.В. Рассыпная платиноносность Сибирской платформы – Якутск: Изд-во ЯФ СО РАН, 2000. – 184 с.

Олейников Б.В., Коробейников А.Ф. Основные геохимические тенденции золота при эволюции базитовых расплавов в глубинных условиях // Вопросы рудоносности Якутии. – Якутск. Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1974. – С. 78–89.

Парфенов Л.М. Тектонический анализ // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: Наука / Интерпериодика, 2001. – С 69–73.

Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 571 с.

Парфенов Л.М., Наталов Н.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. – 1993. – №1. – С. 68–78.

Перцев Н.Н., Кулаковский А.Л. Железоносный комплекс Центрального Алдана: полиметаморфизм и структурная эволюция. – М.: Наука, 1988. – 237с.

Петрова З.И., Пожарицкая Л.К., Ройзенман В.М. и др. Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита. – Новосибирск: Наука, 1975. – 150 с.

Петрова З.И., Смирнова Е.В. Редкоземельные элементы в процессах ультраметаморфизма и флогопитообразования (на примере Алданской флогопитоносной провинции) // Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 111–128.

Петровская Н.В. Самородное золото. – М.: Наука, 1973. – 348с.

Пожарицкая Л.К., Петрова З.И., Волкова Н.В., Брандт С.Б. Возрастные взаимоотношения пород федоровской группы флогопитовых месторождений (Алданский щит) // Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. – М.: Наука, 1973. – С. 186–192.

Попов Н.В. Сравнительная термометрия метаморфических пород гранулитовой фации Алданского щита // Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 76–92.

Попов Н.В., Смелов А.П., Метаморфические формации Алданского щита // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, №1. – С. 148–161.

Попов Н.В., Шапорина М.Н., Амузинский В.А., Зедгенизов А. Н Металлогения золота Алданского щита // Геология и геофизика. – 1999. – Т.40, №5. – С. 716–728.

Попов Н.В., Шапорина М.Н., Кравченко А.А. Особенности состава и последовательность образования руд месторождения им. Пинигина (Алданский щит) // Материалы региональной конференции. Геология, минералогия и геохимия месторождений благородных металлов Востока России, новые технологии переработки благороднометалльного сырья. – Благовещенск, 2005. – С. 97–101.

Разин Л.В. Россыпная платиновая металлоносность России от Урала до побережья Тихого океана // Материалы конференции «Россыпи, источники, их генезис и перспективы 2000». – Якутск: изд-во ЯНЦ СО РАН, 2000. – С. 107–122.

Разломная тектоника Якутской АССР / Отв. ред. К.Б. Мокшанцев. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1976. – С. 10–63.

Ранний докембрий Южной Якутии / Ред. Добрецов Н.Л. – М.: Наука, 1986. – 276 с.

Реутов Л.М. Докембрий центрального Алдана. – Новосибирск: Наука, 1981. – 184 с.

Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – №2. – С. 163–180.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. – М. Научный мир, 2001. – 188 с.

Российский металлогенический словарь / Ред. А.И. Кривцов. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. – 320 с.

Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. – Л.: Недра, 1982. – 344 с.

Сальникова Е.Б. Тектоно-магматическая эволюция северного фланга зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей Алданского щита: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – СПб., 1993. – 16 с.

Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Булатов В.А., Сизых А.И. Интерпретация геохимических данных. – М: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.

Скляров Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. – 2006. – №3. – С. 47–64.

Славинский В.В. Двупироксеновая термометрия // Минералогический журнал. – 1983. – №6. – С. 29–38.

Смелов А.П. Метаморфизм в архее и протерозое Алдано-Станового щита: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер.-наук. – Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1996. – 24 с.

Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В., Кравченко А.А., Травин А.В., Шапорина М.Н. Первые данные о синколлизионных базитах и ультрабазитах палеопротерозоя Алдано-Станового щита // Геология и геофизика. – 2006. – Т.47, №1. – С. 153–165.

Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогенез территории Республики Саха (Якутия). – М.: Наука / Интерпериодика, 2001. – С. 81–104.

Смелов А.П., Кравченко А.А., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Геология и геохимия докембрийских базит-ультрабазитовых комплексов центральной части Алданского щита и нижнекоровых ксенолитов // Отечественная геология. – 2007. – № 5. – С. 53–62.

Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии //Тихоокеанская геология. – 2003. – № 6. – С. 42–55.

Солодов Н.А., Бурков В.В., Овчинников Л.Н. Геологический справочник по легким литофильным редким металлам. – М: Недра, 1986. – 287 с.

Средние химические составы магматических горных пород. – М.: Недра, 1987. – 152 с.

Сясько А.А., Торопыгин С.Б., Швец В.Н., Боярко Г.Ю. Новый тип золотого оруденения на Алданском щите // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых. – Томск: изд-во ТПУ, 2001. – С. 335–339.

Сясько А.А., Гриб Н.Н., Никитин В.М. Сравнительная характеристика архейских золоторудных месторождений // Наука и образование. – 2006. – №4. – С. 58-65.

Тейлор СР., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. – М: Мир, 1988. – 381 с.

Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологическое приложение физики сплошных сред. Ч. 1. – М.: Мир, 1985. – 376 с.

Толстых Н.Д., Орсоев Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. – Новосибирск: Параллель, 2008. – 194 с.

Торопыгин С.Б., Сясько А.А., Швец В.Н., Боярко Г.Ю. Рудопроявления Кур и Притрассовое // Южно-Якутская комплексная экспедиция: 50 лет поисков и открытий. – Нерюнгри: изд-во ЯГУ, 2002. – С. 335–339.

Травин Л.В. Петрохимические и формационные особенности архейских метаосадочных образований центральной части Алданского щита // Литология и полезные ископаемые. – 1977. – №3. – С. 115–126.

Туркина О.М. Лекции по геохимии мантии и континентальной коры: учеб. Пособие. – Новосибирск: изд-во Новосиб. гос. ун-та, 2008 – 150 с.

Фонарев В.И., Графчиков А.А. Двупироксеновый термометер // Минералогический журнал. – 1982. – Т. 4, №5. – С. 3–12.

Фрумкин И.М. Объем и структурно-стратиграфическое расчленение иенгрского комплекса архея Алданского щита // Геология и золотоносность докембрия Якутии: материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР вып. 19. Якутск: Якутс. книжное изд-во, 1971. – С. 11–26.

Черкасов Р.Ф. Алданский архей на стратотипической территории (долина р. Тимптон) // Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. – С.19–49.

Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. – М.: Наука, 1979. – 160 с.

Щербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. – М.: Наука, 1967. – 268 с.

Щербина В.В. Миграция элементов и процессы минералообразования. – М.: Наука, 1980. – 281 с.

Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). – М.: Недра, 1972. – 295 с.

Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). – М.: Недра, 1974. – 256 с.

Швец В.Н. Модель формирования золоторудной минерализации Верхне-Любкакайского рудного поля (Южная Якутия) // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология: тезисы Третьего Всероссийского симпозиума с международным участием. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. – С. 243–245.

Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г. и др. О возрасте древнейших образований Сутамского блока (Алданский гранулито-гнейсовый ареал) // Докл. РАН. – 1998. – Т. 360, №4. – С. 526–529.

Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. – Новосибирск: Наука, 1976. – 224 с.

Шустов Б.Н. Требования промышленности к качеству минерального сырья. 1988.

Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. / под ред. Ф.П. Митрофанова. – Л.: Наука, 1987. – 309 с.

Энтин А.Р., Тян О.А. Медведевский массив основных - ультраосновных пород и его рудоносность // Бюллетень научно-технической информации. Геология и полезные ископаемые Якутии. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983. – С. 23–25.

Энтин А.Р., Тян О.А. Докарбонатитовый этап формирования апатитовых месторождений Селигдарского типа (Алдан): Препринт доклада на совещании «Платформенный магматизм Якутии и его металлогенез». – Якутск: 1984. – 27 с.

Barker F. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin, in Barker F., ed., Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. – Amsterdam: Elsevier, 1979. – P. 1–12.

Blundy J.D., Holland J.B. Calcic amphibole equilibria and new avphibole-plagioclase geotermometer // Contrib. Mineral. and Petrol. – 1990. – V. 104, №2. – P. 208–224.

Boyton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth elements geochemistry / Ed. P. Henderson. – Amsterdam: Elsevier, 1984. – P. 63–114.

Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. CR Acad. Sci., 1989. – Ser. II 309. – P. 2023–2029.

Condie K. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? – Lithos. – 2005. – V. 79, Iss. 3-4. – P. 491–504.

Dann I.C., Bowring S.A. The Payson Ophiolite and Yavapai – Mazatzal Orogenic Belt, Central Arizona // Greenstone Belts. – Oxford: Clarendon Press, 1997. – P. 781–790.

Fonarev V.I., Graphchikov A.A. Two-pyroxene thermometry: a critical evolution // Progress in metamorphic and magmatic petrology. A memorial

volume in honor of D.S. Korzhinskiy. Edt. L.L. Perchuk. – Cambridge: Cambridge University Press, 1991. – P. 65–92.

Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R. et al. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implication for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia. // Precambrian Research. – 1998. – 89. – P. 1–23.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks// J.Petrol. – 2001. – V.42(11). – P. 2033–2048.

Gongalsky B. I., Krivolutskaya N. A., Ariskin A. A., Nikolaev G. S. Inner Structure, Composition, and Genesis of the Chineiskii Anorthosite–Gabbronorite Massif, Northern Transbaikalia // Geochemistry International. – 2008. – V. 46, N 7. – P. 637–665.

Groves D.I., Barley M.E., Barnicoaf A.C. et al. Sub-greenschist- to granulitehosted Archaen lode-gold deposits of the Yilgarn craton: a depositional continuum from deep-sourced hydrothermal fluids in crustal-scale plumbing systems. The Archaean: Terrains, Processes and Metallogeny // Proceeding Volume for the Third International Archean Symposium held in Perth, 1990. – The University of Western Australia, ¹ 22, 1992. – P. 323–336.

Hammarstrom J.M., Zen E-AN Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer // Amer. Mineral. – 1986. – V. 71, №11/12. – P. 1297–1313.

Harker A. The natural history of igneous rocks. – London: Muen, 1909. – 383 p.

Henry D.J., Medaris L.G. Application of pyroxene and olivine spinel geothermometers to the alpine peridotites in Southwestern Oregon // Geol. Soc. Amer. Abstr. whith Programs, 1976. – V. 8. – P. 913–914.

Hofman A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // Eath Planet. Sci. Lett. – 1986. – V. 79. – P. 33–45.

Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of

solidification of calc-alkaline plutons // American Mineralogist. – 1987. – V. 72. – P. 231–239.

Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalcalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines. Misc. – 1976. – P. 66.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian J. Earth Sci.. – 1971. – V.8, № 5. – P. 532–547.

Kretz R. Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblage // J. geology. – 1963. – V. 71. – P. 773–785.

Kretz R. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data // Geochem. Cosmoch. Acta. – 1982. – V. 46, №3. – P. 411–421.

Le Bas M.J. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // Journal of Petrology. – 2000. – V. 41. – P. 1467–1470.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids. // Geol. Sac. America Bull. – 1989. – 101. – P. 635–643.

Mathias L. Knaak, Hilko J. Dalstra and John N. Ridley Sulpharsenid textures in high-temperature gold deposits: Examples from the Southern Cross Province, Western Australia // Mineral deposits. – Rotterdam, 1995. – P. 125–128.

Nutman A.P., Friend C.R.L. Reconnaissance P, T studies of Proterozoic crustal evolution of the Amassalik area, East Greenland // Rep. Geol. Surv. Greenl. – 1992. – V. 146. – P. 48–53.

Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H. and Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precamb. Res. – 1992. – V.54, № 4. – P. 195–209.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. // J. Petrol. – 1984. – V. 25. – P. 956–983.

Powell R. The thermodynamics of pyroxene geotermis // Phil. Trans. R. Soc. – London, 1978. – V. 288. – P. 457–469.

Rietmeijer F.J.M. Chemical distinctions between igneous and metamorphic orthopyroxens especially those coexisting with Ca-rich clinopyroxenes: a re-evaluation // Mineral. Mag. – 1983. – V.47. – P. 143–151.

Shmidt M.W. Experimental calibration of the Al – in – hornblende geobarometer at 650C, 3,5-13 kbar // Terra abstracts. – 1991. – V. 3, №1. – P. 30.

Smelov A.P., Beryozkin V.I. Retrograded eclogites in the Olekma granite-greenstone region, Aldan Shield, Siberia // Precambr. Res. – 1993. – Vol. 62, № 4. – P. 419–430.

Smelov A.P., Yan H., Timofeev V.F., Nokleberg W.J., 2007, Archean to Mesoproterozoic metallogenesis and tectonics of Northeast Asia: U.S. Geological Survey Open-File Report 2007-1183-D. World Wide Web:
<http://www.usgs.gov/pubprod>.

Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // Gondwana Research. – 2007. – V. 12. – P. 279–288.

St-Onge M.R., Lucas S.B., Scott D.J. The Ungava Orogen and the Cape Smith thrust belt // Greenstone Belts. – Oxford: Clarendon Press, 1997. – P. 772–780.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Magmatism in the oceanic basins. Geol. Soc. Spec. Publ. – 1989. – V 42. – P. 313–345.

Tomkins A. G., Mavrogenes J. A. Mobilization of Gold as a Polymetallic Melt during Pelite Anatexis at the Challenger Deposit, South Australia: A Metamorphosed Archean Gold Deposit // Economic Geology – September 2002. – V. 97, N. 6. – P. 1249–1271.

Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contr. Miner. and Petrol. – 1977. – V. 62. – P. 129–139.

Wiele R.A., Ulrich R. Origin of composite dikes in the Gouldsboro granite, central Maine // Lithos. – 1997. – V. 40, №2-4. – P. 157–178.

Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Contr. Miner. And Petrol.. – 1973. – V. 42. – P. 109–124.