

Федеральное государственное бюджетное учреждение
Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского
(ФГБУ «Институт Карпинского»)

На правах рукописи

ГУЗЕВ ВЛАДИСЛАВ ЕВГЕНЬЕВИЧ



**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОРОЗКИНСКОЕ
(ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)**

Специальность 1.6.10 – Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых,
минералогия

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель –
доктор геолого-минералогических наук
Молчанов Анатолий Васильевич

Санкт-Петербург – 2024

ОГЛАВЛЕНИЕ

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ.....	4
ВВЕДЕНИЕ.....	5
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ	9
ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА	9
1.1 Геологическое строение Центрально-Алданского рудного района	9
1.2 История геологического развития Центрально-Алданского рудного района.....	15
1.3 Геолого-промышленные типы золоторудных и комплексных золото-урановых месторождений Центрально-Алданского рудного района	21
1.4 Закономерности размещения золотых и комплексных золото-урановых месторождений в структурах Центрально-Алданского рудного района	33
ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	37
ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И РУДОНОСНОСТЬ МОРОЗКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (МАССИВ ГОРЫ РУДНАЯ)	40
3.1 Обзор изученности массива горы Рудная.....	40
3.2 Геологическое строение массива горы Рудная	41
3.2.1 Стратиграфия вмещающих стратифицированных образований.....	43
3.2.2 Интрузивный магматизм.....	46
3.3 Состав и возраст пород массива горы Рудная.....	51
3.3.1 Характеристика состава пород	51
3.3.2 U-Pb возраст и геохимия циркона	55
3.3.3 Rb-Sr-изотопно-геохимические исследования.....	62
3.3.4 Sm-Nd-изотопно-геохимические исследования.....	63
3.3.5 Обсуждение результатов	65
3.4 Геологическое строение Морозкинского месторождения	66
3.5 Рудная минерализация Морозкинского месторождения	77
3.6 Изотопно-геохимические исследования рудной минерализации	87
Морозкинского месторождения	87
3.6.1 Re-Os датирование.....	87
3.6.2 Изотопный состав Pb.....	90
3.6.3 Изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$	94
ГЛАВА 4. ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ МАССИВА ГОРЫ РУДНАЯ И ИХ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ.....	97
4.1 Фельдшпатолиты	97

4.2 Скарны	98
4.3 Пропилиты	101
4.4 Березиты	103
ГЛАВА 5. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОРОЗКИНСКОЕ	113
И ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ВЫЯВЛЕНИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИИ	113
Аu-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ.....	113
5.1 Геолого-генетическая принадлежность оруденения	113
Морозкинского месторождения	113
5.2 Условия формирования месторождения Морозкинское	118
5.3 Прогнозно-поисковые критерии выявления и локализации Аu-порфирового оруденения в Центрально-Алданском рудном районе.....	122
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	125
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	127
ТЕКСТОВЫЕ ПРИЛОЖЕНИЯ.....	141

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

Ab – альбит	Hem – гематит
Act – актинолит	Kfs – калиевый полевой шпат
Amp – амфибол	Mag – магнетит
Ank – анкерит	Mnz – монацит
Ap – апатит	Ms – мусковит
Bt – биотит	Phl – флогопит
Bsm – висмутин	Pl – плагиоклаз
Cal – кальцит	Prh – пренит
Cb – карбонат	Pu – пирит
Csp – халькопирит	Qz – кварц
Chl – хлорит	Rt – рутил
Cpx – клинопироксен	Sch – шеелит
Di – диопсид	Scp – скаполит
Dol – доломит	Ser – серицит
Ep – эпидот	Srp – серпентин
Fl – флюорит	Tlb – теллуровисмутит
Fthr – ферриторит	Tlc – тальк
Gln – галеновисмутин	Tr – тремолит
Gn – галенит	Ttn – титанит
Grt – гранат	Ves – везувиан
Hbl – роговая обманка	Zrn – циркон

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Мезозойские магматические породы широко распространены на Алданском щите – крупнейшем выступе докембрийского фундамента Сибирской платформы. Магматические породы характеризуются исключительным многообразием состава изверженных пород, с которыми пространственно и генетически ассоциировано оруденение золота и ряд других полезных ископаемых (Ag, U, Cu и др.). Магматические формации мезозойского возраста образуют несколько рудно-магматических узлов и районов, одним из которых является Центрально-Алданский. Рассматриваемый район является наиболее крупной, хорошо изученной и экономически освоенной территорией Алданского щита, в пределах которой расположен интрузивный массив сиенитов и порфиroidных сиенитов горы Рудная с недавно открытым Морозкинским золоторудным месторождением. Следует отметить, что промышленная добыча золота и систематическое изучение золотого оруденения Центрально-Алданского рудного района начались еще в 20-х годах прошлого столетия. За почти вековой период было открыто и отработано множество коренных месторождений золота, приуроченных преимущественно к породам платформенного чехла. На данный момент в пределах Центрально-Алданского рудного района существует определенный дефицит новых, в том числе нетрадиционных для региона, типов месторождений рудного золота. Открытие Морозкинского месторождения свидетельствует о высоком золоторудном потенциале мезозойских магматических пород. В связи с этим, для изучаемой территории остается актуальной проблемой дальнейшее совершенствование существующих и создание новых критериев поисков и оценки подобных объектов, а также выявление поисковых предпосылок и признаков оруденения этого типа.

Цель и задачи исследования. Целью работы является установление закономерностей локализации и особенностей формирования золоторудной минерализации месторождения Морозкинское (массив гора Рудная).

Для достижения данной цели были поставлены следующие задачи:

- подробная минералого-петрографическая характеристика вмещающих магматических пород, гидротермально-метасоматических образований и руд Морозкинского месторождения;
- выявление последовательности формирования гидротермально-метасоматических образований и их связи с золоторудной минерализацией;
- определение возраста формирования интрузивных пород и рудоносных метасоматитов;
- изучение условий формирования и источников магматических пород, а также определение их связи с рудоносными флюидами;
- разработка комплекса прогнозно-поисковых критериев золотого оруденения в породах мезозойских интрузий.

Фактический материал, методы исследования, личный вклад автора. Исследование каменного материала состояло в комплексном минералого-петрографическом, петрогеохимическом и изотопно-геохимическом изучении вмещающих пород и гидротермально-метасоматических образований. Все аналитические исследования были выполнены в Центральной аналитической лаборатории и Центре изотопных исследований ФГБУ «Институт Карпинского» (г. Санкт-Петербург), за исключением определения содержания REE и других редких элементов в цирконе (Ярославский Филиал Физико-Технологического Института им. К.А. Валиева РАН (ЯФ ФТИАН РАН)).

Минералого-петрографическое изучение вмещающих магматических пород и гидротермально-метасоматических образований проводилось на микроскопе Leica DM 2500. Исследование рудной минерализации проводилось на электронном микроскопе CamScan MV 2300. Химический состав образцов на петрогенные элементы определен рентгеноспектральным флуоресцентным методом (XRF) на приборе ARL-9800, а содержание редких элементов – масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборе ELAN-6100 DRC.

Локальное датирование циркона из сиенитов U-Pb методом выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II. Определение содержания редкоземельных и редких элементов в цирконе осуществлялось методом SIMS на ионном микрозонде Cameca IMS-4f. Анализ Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем пород и минералов был выполнен методом ID-TIMS на масс-спектрометре Triton. Re-Os датирование рудоносных березитов проводилось по монофракциям пирита на масс-спектрометре Triton. Измерения изотопного состава Pb в сиенитах и монофракциях пирита выполнены на масс-спектрометре Triton. Определение изотопного состава серы в сульфидах выполнено на масс-спектрометре Thermo Finnigan Delta.

В основу работы положена собранная автором в ходе полевых работ коллекция руд, магматических пород и гидротермально-метасоматических образований Морозкинского месторождения, насчитывающая порядка 200 образцов, а также результаты анализа и обобщения авторской геологической документации, фондовой и опубликованной информации о геологическом строении и металлогении Центрально-Алданского рудного района. Автором выполнено описание петрографических шлифов, компьютерная обработка и интерпретация петрографо-геохимических и изотопных данных, сформулированы и обоснованы научные положения. Работа выполнена в отделе металлогении и геологии месторождений полезных ископаемых ФГБУ «Институт Карпинского».

Защищаемые положения:

1. Формирование сиенитов массива горы Рудная, являющихся вмещающими породами Морозкинского месторождения, происходило около 130 млн лет назад. Близкие значения возраста

сульфидной минерализации (129 ± 3 млн лет) свидетельствуют о последовательном субсинхронном процессе кристаллизации сиенитов и формирования золотого оруденения.

2. Отчетливые пространственно-временные взаимоотношения и совокупность изотопно-геохимических характеристик оруденения месторождения Морозкинское и магматических пород массива горы Рудная свидетельствуют об их структурно-парагенетической связи.

3. В пределах массива горы Рудная проявлены четыре гидротермально-метасоматические формации: фельдшпатолиты, скарны, пропилиты, распространенные локально, и березиты. Ореолы фельдшпатолитов и пропилитов маркируют экзоконтакт массива с силикатными породами, в то время как скарны приурочены к контакту сиенитов и вмещающих их карбонатных пород. Березиты, которые являются наиболее распространенным типом метасоматитов, рудоносны и формируют приуроченные к крутопадающим разрывным структурам интрузива ореолы, характеризующиеся концентрированием Au, Ag, Pb, Cu, Zn, Mo, As, Bi.

Научная новизна. Установлено, что процесс кристаллизации сиенитов массива горы Рудная, формирования окolorудных метасоматитов и золотого оруденения месторождения Морозкинское происходил последовательно субсинхронно. Выявлена структурно-парагенетическая связь магматических пород массива горы Рудная и оруденения месторождения Морозкинское. Осуществлена детальная минералого-петрографическая и изотопно-геохимическая характеристика гидротермально-метасоматических образований, определен их состав и последовательность образования. Впервые охарактеризованы условия формирования месторождения Морозкинское.

Практическая значимость. Установленные в диссертационной работе закономерности локализации и особенности формирования промышленной золоторудной минерализации могут быть использованы в качестве поисковых критериев оруденения локализованного на участках интенсивной метасоматической переработки пород вдоль крутопадающих разрывных структур внутри мезозойских интрузивных массивов как Центрально-Алданского района, так и Алданской мезозойской магматической провинции в целом.

Апробация работы и публикации. Результаты исследования отражены в 11 публикациях, в том числе в 6 статьях (в журналах из перечня ВАК). Основные положения диссертационной работы докладывались на следующих конференциях: XXXI и XXXII молодежные научные конференции, посвященные памяти К.О. Кратца (Санкт-Петербург, 2020; Петрозаводск, 2021); X и XI Российские молодежные научно-практические школы «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, 2021 и 2022); IV молодежной научно-образовательной конференции «Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче» (Москва, 2023).

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения, списка литературы и содержит 150 страниц, 64 рисунка, 25 таблиц. Список литературы включает 152 ссылки.

Во введении обсуждаются актуальность работы, ее цели, задачи и сформулированы защищаемые положения. Глава 1 содержит общие сведения о геологическом строении, истории геологического развития, выделяемых геолого-промышленных типах месторождений и закономерностях их размещения в пределах Центрально-Алданского рудного района. В главе 2 рассмотрены аналитические методики, использованные в диссертационной работе. Глава 3 посвящена геологическому строению, возрасту, условиям формирования магматических пород и рудной минерализации Морозкинского месторождения (массив горы Рудная). В главе 4 изложены результаты минералого-петрографических исследований гидротермально-метасоматических образований и их петрогеохимических особенностей. В главе 5 охарактеризованы условия формирования Морозкинского месторождения и предложены прогнозно-поисковые критерии выявления и локализации схожего оруденения в пределах рассматриваемой территории. Выводы диссертации представлены в заключении.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю А.В. Молчанову и высоко ценит оказанную им всестороннюю помощь и поддержку на всех этапах подготовки диссертации.

Автор глубоко признателен С.Г. Скублову, А.В. Терехову, В.И. Леонтьеву и Б.В. Беляцкому за их неоценимый вклад в исследовательскую деятельность автора и поддержку его научных идей. Автор благодарен В.В. Шатову и А.В. Козлову за ценные советы, консультации и проявленный интерес к работе. За предоставленную возможность участвовать в полевых работах и помощь в сборе фактического материала автор выражает благодарность отделу металлогении и геологии месторождений полезных ископаемых ФГБУ «Институт Карпинского». Автор благодарит за проведение аналитических исследований Р.Ш. Крымского, Н.В. Родионова, Т.А. Назарову, Е.Л. Грузову, В.Н. Кириллова, В.Л. Кудряшова (ФГБУ «Институт Карпинского»); С.Г. Симакина и Е.В. Потапова (ЯФ ФТИАН РАН).

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

1.1 Геологическое строение Центрально-Алданского рудного района

Алданский щит представляет собой выступ докембрийского кристаллического фундамента Сибирской платформы, который имеет сложное строение и подразделен на ряд террейнов, различающихся составом слагающих их комплексов и историей геологического развития. Пространственно щит граничит на юго-западе с Байкальской складчатой областью, на юго-востоке с Джугджуро-Становой и Южно-Верхоянской складчатыми областями, на севере перекрыт верхнерифейскими и венд-нижнекембрийскими отложениями чехла Сибирской платформы (Парфенов, Кузьмин, 2001). Согласно схемам тектонического районирования (Рундквист, Митрофанов, 1988), Алданский щит подразделяется на Алданскую гранулитогнейсовую область и расположенные соответственно к западу и востоку от нее Олекминскую (Чаро-Олекминский террейн) и Батомгскую (Батомгский террейн) гранит-зеленокаменные области (рис. 1.1).

По геологическим и геофизическим данным в пределах Алданской гранулитогнейсовой области выделяют Западно-Алданский и Восточно-Алданский террейны (Рундквист, Митрофанов, 1988). Западно-Алданский террейн сложен тоналит-трондьемитовыми ортогнейсами западно-алданского (около 3.3 млрд лет; (Nutman et al., 1992)) и гранитоидами тимптонского (около 2.0 млрд лет; (Котов и др., 1995)) комплексов, а также супракрустальными образованиями курумканской (2.3-2.0 млрд лет; (Котов, 2003)) и федоровской толщ (около 2.0 млрд лет; (Великославинский и др., 2003)), границы которых имеют тектонический характер. Межблоковые границы представлены на западе – Амгинской (1966-1925 млн лет; (Котов и др., 2005)), на востоке – Тыркандинской (1953-1919 млн лет; (Сальникова и др., 2006)), а на юге – Каларской (около 1.9 млрд лет; (Ларин и др., 2004)) зонами тектонического меланжа (Рундквист, Митрофанов, 1988; Парфенов, Кузьмин, 2001). В геологическом строении Восточно-Алданского террейна принимают участие палеопротерозойские метаосадочные и метавулканические породы кюриканской и холболохской толщ (2.6-2.1 млрд лет; (Котов, 2003)) и метаморфизованные в условиях гранулитовой фации тоналит-трондьемитовые ортогнейсы суннагинского комплекса (около 2.2 млрд лет; (Глуховский и др., 2007)).

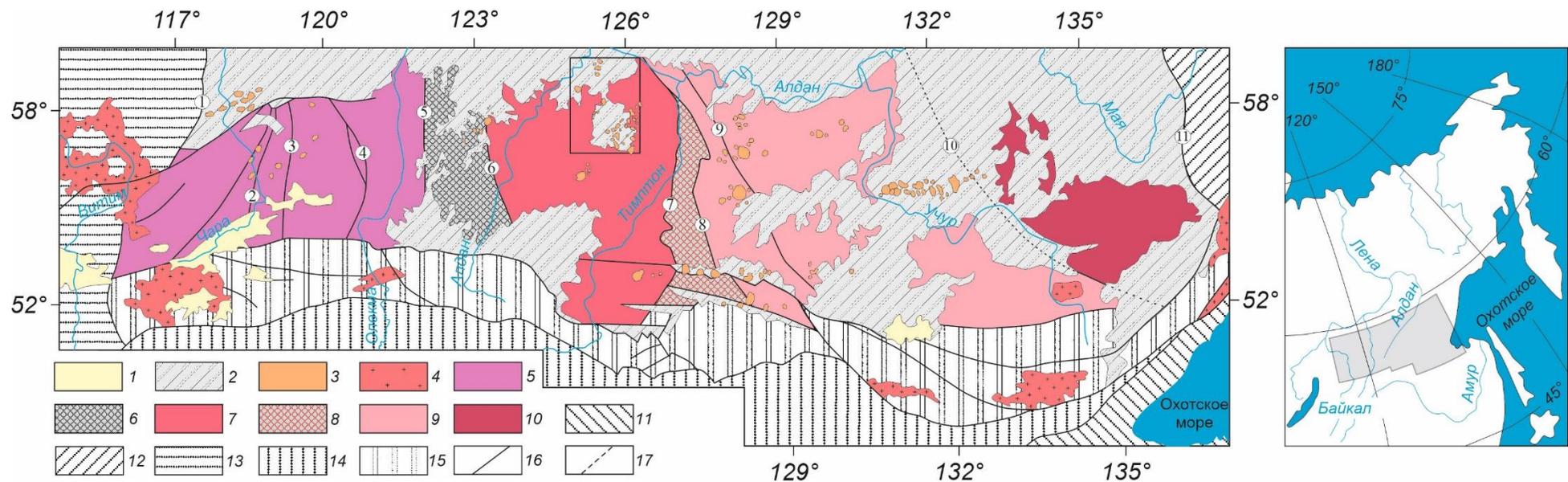


Рис. 1.1 Схема блокового строения Алданского щита (по материалам (Котов и др., 2006) с дополнениями автора). 1 – кайнозойские отложения; 2 – мезозойские, палеозойские и неопротерозойские платформенные отложения; 3 – мезозойские магмопроявления; 4 – фанерозойские гранитоиды; 5-9 – Алданский щит: 5 – Чаро-Олекминский террейн; 6 – зона сочленения Чаро-Олекминского и Западно-Алданского террейнов; 7 – Западно-Алданский террейн; 8 – зона сочленения Западно- и Восточно-Алданского террейнов; 9 – Восточно-Алданский террейн; 10 – Батомгский террейн; 11 – Монголо-Охотская складчатая область; 12 – Верхояно-Чукотская складчатая область; 13 – Байкальская складчатая область; 14 – Джугджуро-Становая складчатая область; 15 – зона сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области; 16 – разрывные нарушения; 17 – предполагаемые разрывные нарушения. Цифрами в кружках обозначены зоны разрывных нарушений: 1 – Жуинская, 2 – Чара-Токкинская, 3 – Тарын-Юряхская, 4 – Оломоkitская, 5 – Борсалинско-Нелюкинская, 6 – Алдано-Килиерская, 7 – Тимптонский надвиг, 8 – Иджеко-Сутамская, 9 – Тыркандинская, 10 – Улканская, 11 – Нельканская. Черным квадратом отмечена изучаемая территория (Центрально-Алданский рудный район).

Чара-Олекминский гранит-зеленокаменный террейн сложен преимущественно метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации палеоархейскими тоналит-трондьемитовыми ортогнейсами олекминского комплекса (3.2-3.1 млрд лет; (Nutman et al., 1992), а также слабометаморфизованными осадочными и вулканическими породами зеленокаменных поясов (3.2-2.6 млрд лет; (Котов, 2003)). Батомгский гранит-зеленокаменный террейн представлен глубоко метаморфизованными супракрустальными образованиями омнинского и батомгского комплексов (2.2-2.1 млрд лет; (Котов, 2003)), а также метаморфизованных в условиях от зеленосланцевой до низов амфиболитовой фации осадочно-вулканогенными отложениями чумиканского комплекса. Кристаллические породы несогласно перекрыты палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными толщами вулканского комплекса (около 1.7 млрд лет; (Вовна, 2016)) на которых с глубоким размывом залегают породы бириндинской свиты нижнего рифея (Котов, 2003; Донская, 2019).

В северной части вблизи границы с платформенным чехлом Западно-Алданского террейна расположен Центрально-Алданский рудный район, который является одним из ряда золоторудных районов т.н. Алданской мезозойской магматической провинции (Максимов, 1975). Центрально-Алданский рудный район является наиболее крупной, хорошо изученной и экономически освоенной территорией Алданского щита. Для района характерно многоярусное строение (рис. 1.2). Кристаллический фундамент представлен тоналит-трондьемитовыми ортогнейсами западно-алданского (3.3 млрд лет; (Nutman et al., 1992)) комплекса и гранитоидами тимптонского комплекса (2.0 млрд лет; (Котов и др., 1995)), а также супракрустальными образованиями курумканской (2.3-2.0 млрд лет; (Котов, 2003)) и федоровской толщ (2.0 млрд лет; (Великославинский и др., 2003)). Эти породы смяты в складки и рассечены многочисленными разломами, гранитизированы в условиях гранулитовой фации с образованием эндербито-, чарнокито- и гранитогнейсов, прорваны интрузиями гранитогнейсов, гранитов и чарнокитов (2.0-1.9 млрд лет; (Великославинский и др., 2011; Глебовицкий и др., 2012)). Кристаллический фундамент перекрыт венд-нижнекембрийскими карбонатными и юрскими терригенными породами, имеющими субгоризонтальное залегание. В позднемезозойское время район испытал тектоно-магматическую активизацию, связанную с многостадийным магматизмом, сопровождавшимся интенсивной контактово-метасоматической и гидротермально-метасоматической деятельностью. Мезозойские магматические породы характеризуются исключительным многообразием: высокощелочные, щелочные и умереннощелочные, от ультраосновных до кислых. К наиболее распространенным в пределах изучаемой территории магматическим формациям относятся: лейцитит-щелочносиенитовая (сиениты, сиенит-порфиры, трахиты, бостониты, лейцититы), монцонит-сиенитовая (сиениты,

монциты, ортофиры, андезитотрахиты, трахиты), гранитоидная (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые сиениты) и шонкинит-щелочно-пикритовая (шонкиниты, шонкинит-пикриты, калиевые пикриты, миссуриты, минетты, вогезиты) (Максимов, 1975; Кононова и др., 1994). Морфологически магматические тела представлены штоками, силлами и дайками, слагающими пояса и поля, реже встречаются некки, трубки взрыва, субвулканические тела (Ветлужских и др., 2002).

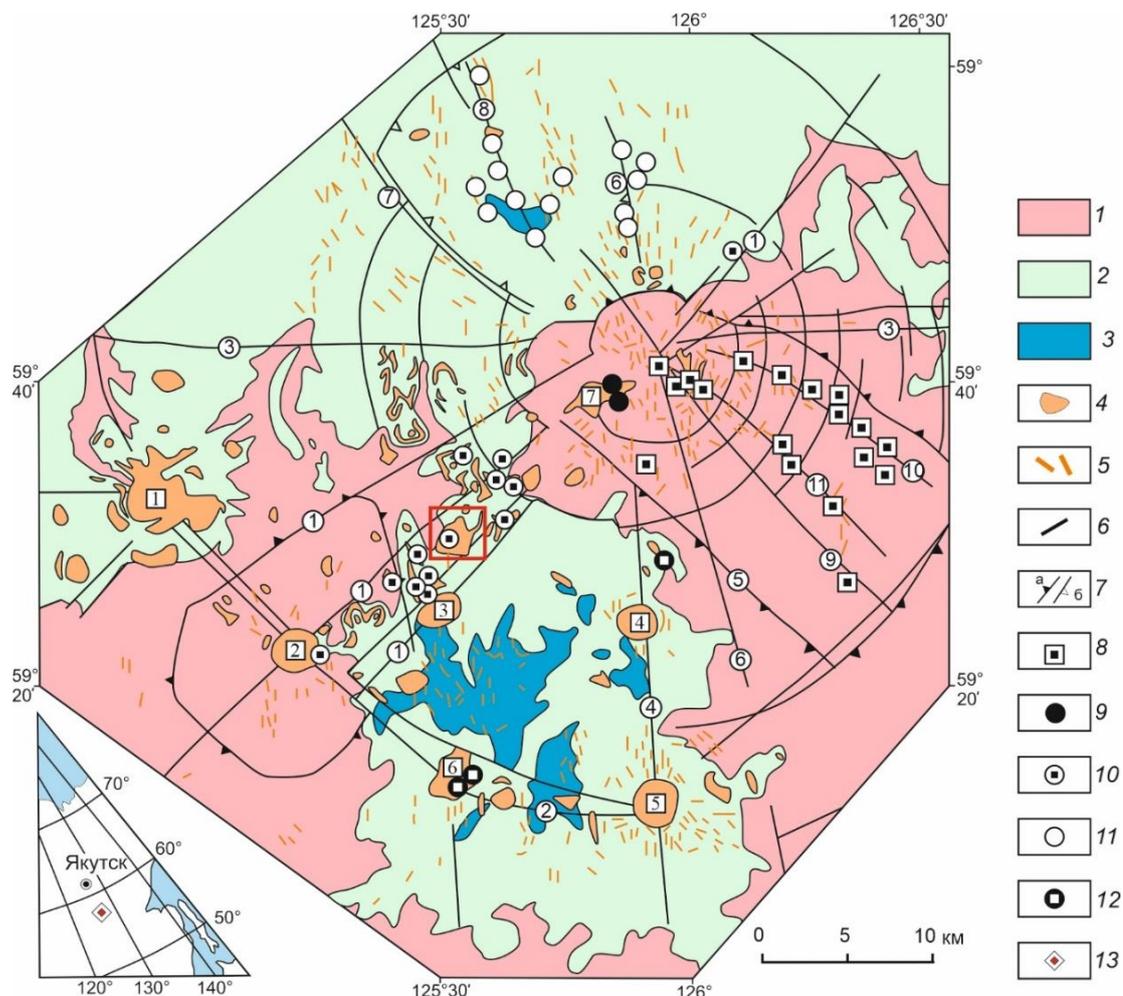


Рис. 1.2 Геолого-структурная схема Центрально-Алданского рудного района (Максимов и др., 2010). 1 – раннедокембрийский кристаллический фундамент; 2 – венд-нижнекембрийский платформенный чехол; 3 – терригенные отложения нижней и средней юры; 4, 5 – мезозойские магмопроявления: интрузии (4) и дайки (5); 6 – разломы; 7 – границы блоков: а – поднятий, б – впадин; 8-12 – геолого-промышленные типы месторождений: Au-U (эльконский) (8), Au-Cu порфировый (рябиновый) (9), Au-сульфидный (лебединский) (10), куранахский (Au) (11), самолазовский (Au) (12); 13 – положение Центрально-Алданского рудного района на врезке. Наиболее крупные интрузивные массивы (цифры в квадратах): 1 – Инаглинский, 2 – Томмотский, 3 – Якокутский, 4 – Джекондинский, 5 – Ыллымахский, 6 – Юхтинский, 7 – Рябиновый. Наиболее крупные линейные разломы (цифры в кружках): 1 – Томмотский, 2 – Юхтино-Пуриканский, 3 – Северо-Алданский, 4 – Джекондинский, 5 – Юхухтинский, 6 – Байанай-Ыллымахский, 7 – Куранахский, 8 – Центрально-Куранахский, 9 – Юкунгринский, 10 – Южный, 11 – Сох-Солоохский. Красным квадратом отмечена изучаемая территория.

Важным элементом строения Центрально-Алданского рудного района являются долгоживущие разломы и трещинные структуры (докембрийские, мезозойские и

кайнозойские), большинство из которых заложены в докембрии при формировании складчатого фундамента. В период позднемезозойской активизации происходило формирование новых и подновление древних разломов, с образованием радиально-кольцевой структуры Центрально-Алданского рудного района (Максимов и др., 2010). Структура характеризуется центральной симметрией, выраженной тремя расходящимися от Западно-Эльконского магматического ареала системами рудоконтролирующих разломов (Эльконский, Куранахский и Томмотский), в пределах которых локализованы практически все известные месторождения этого района (Ветлужских и др., 2002; Казанский, 2004; Максимов и др., 2010). Возникновение разломов сопровождалось образованием густой сети трещин более высоких порядков. Кайнозойские нарушения относятся к группе пострудных и представляют собой неминерализованные зоны мелких сближенных трещин или зоны тонкоперетертых и дробленых пород.

По вариациям напряженности электрического поля предполагается существование высокоомной стволообразной структуры – «тектоносферной воронки», корни которой располагаются в верхней мантии (Абрамов, 1995). В пределах этой структуры выделяются три однотипные зоны повышенной электропроводности, предположительно совпадающие с главными магмо- и рудоконтролирующими разломами – Эльконским, Куранахским и Томмотским. Томмотская магмо- и рудоконтролирующая зона разломов представляет собой два глубинных вертикальных шва (ширина 5-7 км каждого), которые прослеживаются глубоко в мантию (рис. 1.3) (Абрамов, 1995). Каждый шов рассматривается как обособленная геосистема, состоящая из серии параллельных сближенных разрывов. Швы выполнены породами с рассеянной сульфидной и сульфидно-кварцевой минерализацией. Геофизическая модель в полной мере подтверждает радиально-концентрическое строение Центрально-Алданского рудного района (Максимов и др., 2010).

В гравитационном поле (Абрамов, 1995) району соответствует отрицательная аномалия силы тяжести (рис. 1.4). Предложенная модель интерпретации геофизических полей рассматривает установленные гравитационные аномалии района как отражение крупных трехъярусных глубинных магматических очагов в интервале глубин 15-32, 6-10 и 3-0 км (Абрамов, 1995; Хомич, Борискина, 2010). Повышенные концентрации геофизических аномалий разного порядка могут свидетельствовать о разноглубинном размещении палеомагматических очагов, первичных для тех или иных формаций и серий.

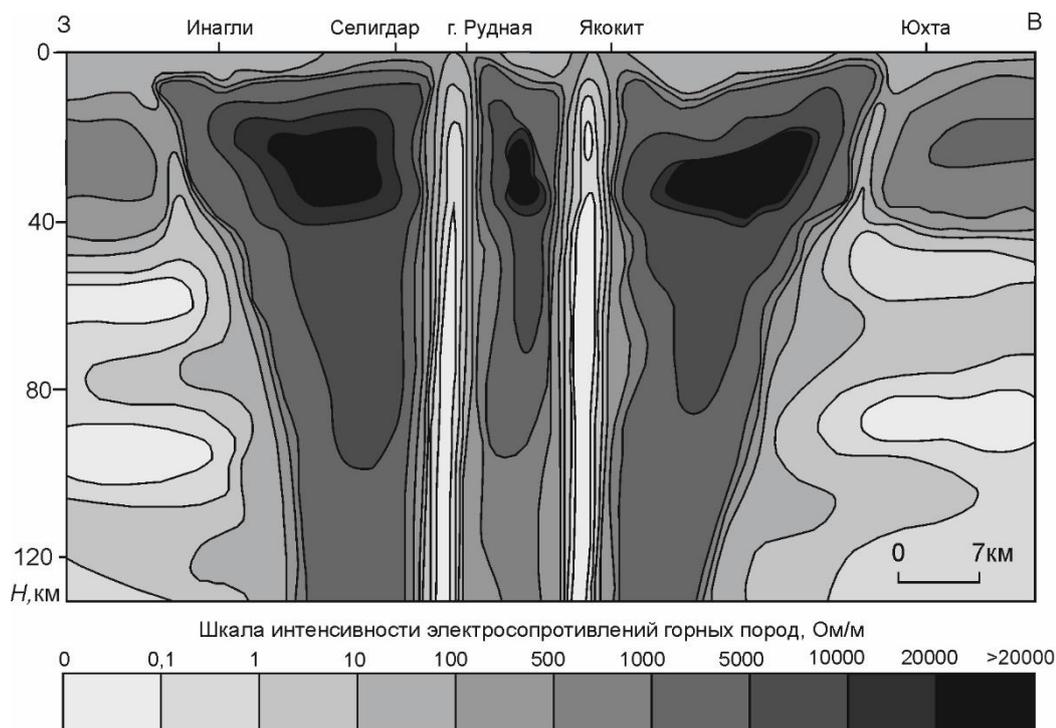


Рис. 1.3 Высокоомная Центрально-Алданская техносферная воронка, пронизанная вертикальными электропроводными вставками (Абрамов, 1995).

На основе данных K-Ar метода возраст магматизма Алданской мезозойской провинции определен в интервале между 175 и 100 млн лет (Кононова и др., 1995; Максимов и др., 2010). В результате комплексных (U-Pb, Rb-Sr и Ar-Ar) изотопно-геохронологических исследований последних лет установлено, что возраст магматизма Алданской магматической провинции соответствует интервалу от 150 до 115 млн лет назад (Полин и др., 2012; Wang et al., 2014; Кукушкин и др., 2015; Кукушкин и др., 2017; Прокопьев и др., 2018; Prokoryev et al., 2019; Гузев и др., 2021б), при этом магматические породы Центрально-Алданского рудного района сформировались в более узком возрастном интервале: от 145 до 125 млн лет (Борисенко и др., 2017; Шатова и др., 2017; Округин и др., 2018; Васюкова и др., 2020; Гузев и др., 2021в). Более поздние проявления магматизма зафиксированы в Кеткапско-Юнском (87-86 млн лет; (Полин и др., 2014)) и Центрально-Алданском рудных районах (83-76 млн лет; (Шатова и др., 2019; Leontev et al., 2020)). С интрузивными породами пространственно и генетически ассоциировано оруденение золота и ряда других полезных ископаемых (Ag, U, Cu) (Ветлужских и др., 2002; Казанский, 2004; Максимов и др., 2010). Возраст рудной минерализации изучаемой территории соответствует диапазону 134-125 млн лет согласно данным U-Pb и Re-Os датирования метасоматитов (Казанский, 2004; Борисенко и др., 2017; Шатова и др., 2019; Гузев и др., 2021в).

Центрально-Алданский рудный район – уникальная территория, характеризующаяся сочленением структур докембрийского кристаллического фундамента с перекрывающим осадочным чехлом. Данные структуры осложнены

интенсивным проявлением мезозойской тектоно-магматической активизации в виде многостадийного магматизма, сопровождавшегося проявлением гидротермально-метасоматических процессов.

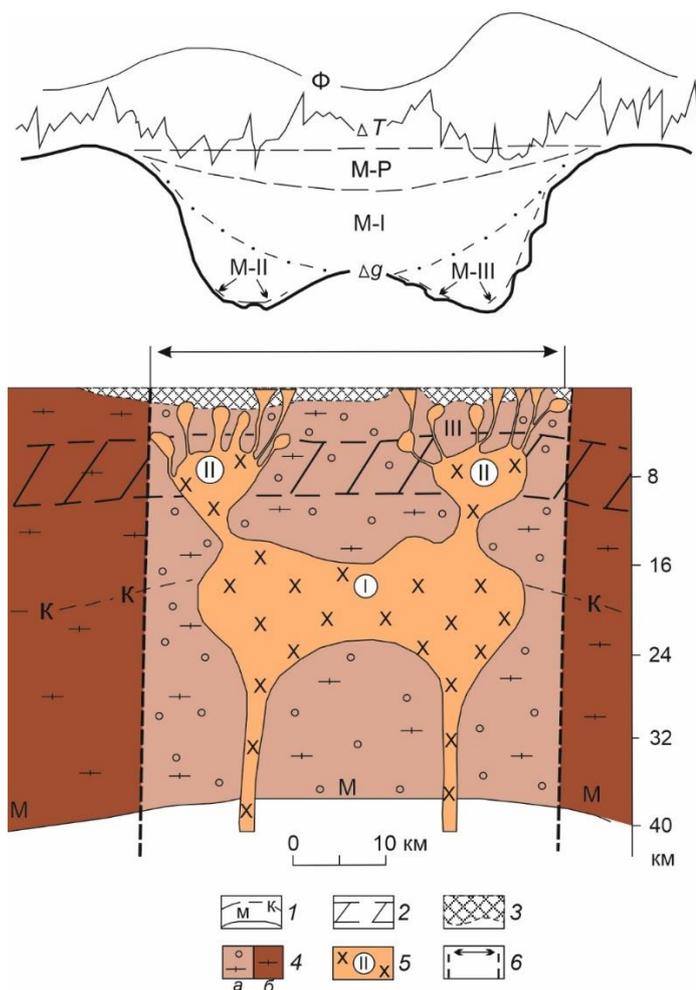


Рис. 1.4 Геолого-геофизический разрез Центрально-Алданского рудного района (Абрамов, 1995). 1 – границы Конрада (К) и Мохо (М); 2 – переходный разуплотненный слой; 3 – платформенный (терригенно-карбонатный) чехол; 4 – консолидированная земная кора в пределах: а – рудоносной площади, б – смежных блоков; 5 – позднемезозойский (алданский) магматический комплекс: ярусная система массивов (I-III порядок) сложного состава; 6 – границы рудного района. Кривые геофизических аномалий: Δg – наблюдаемого и расчетного гравитационного поля (М-Р – минимум от регионального Центрально-Алданского субмеридионального разлома, М-I, М-II, М-III – минимумы от внутрикоровых очагов соответственно I, II, III порядков), ΔT – полного вектора магнитного поля, Φ – повышенного теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$).

1.2 История геологического развития Центрально-Алданского рудного района

Учитывая полученные на сегодняшний день геологические, петрогеохимические и изотопно-геохимические данные, историю геологического развития Центрально-Алданского рудного района можно разделить на 4 периода: 3.3 – 1.7 млрд лет, 1.7 млрд лет – 150 млн лет, 150 – 76 млн лет, 76 млн лет – настоящее время.

3.3 – 1.7 млрд лет. На настоящий момент самыми древними в пределах Западно-Алданского террейна среди датированных пород являются палеоархейские тоналит-трондьемитовые ортогнейсы (около 3.3 млрд лет; (Nutman et al., 1992)), которые претерпели

несколько этапов гранулитового метаморфизма: 3.2, 2.8 и 1.9 млрд лет назад (Nutman et al., 1992; Глебовицкий и др., 2012). Формирование родоначальных для протолитов ортогнейсов западно-алданского комплекса расплавов произошло за счет переработки континентальной коры с возрастом 3.8-3.5 млрд лет (Котов, 2003). Инфракрустальный комплекс тоналит-трондьемитового состава рассматривается в качестве фундамента для палеопротерозойских гранитоидов тимптонского комплекса и палеопротерозойских супракрустальных образований – курумканская и федоровская толщи.

Курумканская толща в пределах изучаемой территории сложена преимущественно высокоглиноземистыми гранат-биотит-кордиеритовыми (с силлиманитом) гнейсами, которые сформировались в субконтинентальных условиях (Котов, 2003). Источниками протолитов метапелитов этой толщи послужили породы, как с неоархейскими (3.1-2.9 млрд лет), так и с палеопротерозойскими (2.4-2.3 млрд лет) величинами Nd модельных возрастов. Следовательно, возрастные границы формирования курумканской толщи оцениваются как 2.3-2.0 млрд лет (Котов, 2003).

Федоровская толща представлена ассоциацией амфиболовых, гиперстен-амфиболовых и двупироксен-амфиболитовых гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями и линзами флогопит-диопсидовых пород и кальцифиров (Котов, 2003; Вовна, 2016). Породы неоднократно подвергались метаморфизму в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций (Великославинский и др., 2003). Источниками протолитов супракрустальных образований метаморфических пород являлись породы палеопротерозойского возраста ($T_{Nd}(DM)=2.2-2.4$ млрд лет) (Котов, 2003). Реконструкция первичной природы протолитов федоровской толщи показало, что кристаллические сланцы соответствуют умереннощелочным и щелочным базальтам, а гиперстеновые гнейсы – андезито-базальтам, андезитам, дацитам и риолитам преимущественно нормального ряда (Великославинский и др., 2003). Возраст кристаллизации пород федоровской толщи по данным датирования циркона составляет около 2.0 млрд лет, а продолжительность их формирования не превышала 25 млн лет (Великославинский и др., 2003). Судя по полученным в последнее время данным, формирование пород этой толщи происходило в рамках геодинамической системы активная окраина Олекма-Алданской континентальной микроплиты – Федоровская островная дуга (Великославинский и др., 2006).

Со становлением Федоровской островной дуги связано формирование биотит-гиперстеновых тоналит-трондьемитовых ортогнейсов тимптонского комплекса (около 2.0 млрд лет; (Котов и др., 1995)), интрузий гранитогнейсов (Великославинский и др., 2011), а также автохтонных и параавтохтонных гранитов и чарнокитов (Глебовицкий и др., 2012). Исходные расплавы протолитов ортогнейсов тимптонского комплекса возникли

посредством плавления «смешанного» источника, состоящего из пород основного состава (около 2.0 млрд лет) и корового источника ($AR_2?$), в надсубдукционной геодинамической обстановке (Котов, 2003). Возрастные соотношения ортогнейсов с окружающими породами (курумканская и федоровская толща) не установлены, что обусловлено интенсивными структурно-метаморфическими преобразованиями (Котов, 2003). Породы подвергались метаморфизму в условиях гранулитовой фации.

Несколько позже произошло формирование интрузий биотитовых и амфибол-биотитовых гранитогнейсов, а также разнообразных по составу гранитоидов. Интрузии занимают не менее 50 % района и обычно картируются в составе единого комплекса, хотя по данным современных геохронологических исследований время формирования этих пород попадает в довольно значительный интервал 2013-1900 млн лет, в котором можно выделить первый этап формирования протолитов гранитогнейсов (2013-1962 млн лет; (Великославинский и др., 2011)) и этап, который соответствует временному интервалу 1960-1900 млн лет, когда в условиях гранулитовой фации формировались автохтонные и параавтохтонные чарнокиты, а в центральной части гранулитового ареала – аллохтонные граниты и чарнокиты (Глебовицкий и др., 2012). Гранитогнейсы по своему химическому составу изменяются от кварцевых диоритов до лейкогранитов. Довольно часто в гранитогнейсах присутствуют включения супракрустальных пород федоровской толщи и тоналит-трондьемитовых ортогнейсов тимптонского комплекса. В некоторых случаях описаны постепенные переходы от лейкократовых гнейсов федоровской толщи к гранитогнейсам (Великославинский и др., 2011). Формирование протолитов гранитогнейсов ($T_{Nd}(DM) = 2.7-2.2$ млрд лет) протекало в разных геодинамических обстановках – субдукционные и коллизионные. Протолиты гранитогнейсов с геохимическими характеристиками субдукционных гранитоидов формировались практически одновременно с вулканическими породами федоровской толщи (2013-2003 млн лет), а гранитогнейсы с геохимическими характеристиками коллизионных гранитоидов в результате аккреции Федоровской островной дуги к Олекмо-Алданской континентальной микроплите (2003-1962 млн лет) за счет переработки пород федоровской толщи и пород более древней континентальной коры (Великославинский и др., 2011). Формирование автохтонных и параавтохтонных гранитоидов происходило на завершающем этапе палеопротерозойского развития, синхронно с коллизией островной дуги и края континента (Глебовицкий и др., 2012). Завершилась палеопротерозойская активизация внедрением карбонатитов селигдарского комплекса (около 1.88 млрд лет; (Prokoryev et al., 2019b)).

Столкновение Олекмо-Алданской континентальной микроплиты и пассивной окраины Учурской континентальной микроплиты привело к формированию крупных

долгоживущих разрывных нарушений (около 1.9 млрд лет) в условиях мощных сжатий с перемещением вещества в вертикальном направлении (Ларин и др., 2004; Котов и др., 2005; Сальникова и др., 2006). Породы в зонах разрывных нарушений претерпели неоднократное дробление, что привело к образованию бластокатаклазитов и бластомилонитов, а также кварц-полевошпатовых и полевошпатовых метасоматитов (Максимов, 2003).

С палеопротерозойским этапом развития рассматриваемой территории связано формирование месторождений флогопита, графита и апатита, а также значительное увеличение концентраций золота и ряда других элементов: U, Th, Ag, Pb, Mo (Ветлужских и др., 2002; Казанский, 2004; Prokoryev et al., 2019b). Повышенное содержание золота по сравнению с более древними комплексами, возможно, связано с перераспределением и накоплением металла в процессе гранитизации из базит-гипербазитовых комплексов (Кравченко и др., 2009).

1.7 млрд лет – 150 млн лет. В палеопротерозойское время в пределах Центрально-Алданского рудного района установился платформенный режим, который продолжался вплоть до позднемезозойской тектоно-магматической активизации (Парфенов, Кузьмин, 2001; Ветлужских и др., 2002). Платформенный чехол на рассматриваемой территории представлен венд-нижнекембрийскими карбонатными породами, которые лежат с резким угловым и стратиграфическим несогласием на размытой поверхности нижнего структурного этажа. Формирование отложений происходило в спокойной тектонической обстановке, предположительно в мелководно-морских условиях. На отдельных участках района сохранились юрские терригенные породы, залегающие несогласно на венд-нижнекембрийских карбонатных отложениях. Магматическая деятельность этого периода проявилась лишь в формировании редких даек долеритов сиваглинского (около 1.2 млрд лет; (Максимов, Угрюмов, 1966)) и чаро-синского (374-364 млн лет; (Polyansky et al., 2017; Гузев и др., 2021г)) комплексов.

150 – 76 млн лет. Основные события, приведшие к формированию структурно-тектонического плана Центрально-Алданского рудного района, наблюдаемого в настоящее время, произошли в период позднемезозойской тектоно-магматической активизации. Мезозойские разрывные дислокации во многом наследуют древние структуры, сформировавшиеся в палеопротерозойское время, и являются основными магмопроводящими и рудовмещающими структурами. Положение района в узле пересечения региональных разломов определяет интенсивную разрывную тектонику и мощный магматизм, с которым генетически связано оруденение золота и ряд других полезных ископаемых (Ag, U, Cu и др.) (Ветлужских и др., 2002; Казанский, 2004; Максимов и др., 2010). Магматические породы характеризуются исключительным

многообразием состава изверженных пород и образуют множество интрузий различной формы (Максимов и др., 2010). Согласно современным представлениям возраст мезозойского магматизма Алданской магматической провинции соответствует диапазону 150-115 млн лет, при этом магматические породы Центрально-Алданского рудного района сформировались в более узком возрастном интервале: от 145 до 125 млн назад.

Проблема существования позднемезозойских магматических пород различного состава среди докембрийских комплексов Алданского щита издавна привлекала внимание исследователей. Существует несколько геодинамических моделей развития территории в позднемезозойское время. В течение длительного времени считалось, что формирование провинции, согласно теории геосинклиналей, произошло вследствие тектоно-магматической активизации региона (Щеглов, 1968). Позже рассматривалась плюмовая геодинамическая модель (Ярмолюк, Коваленко, 2003), согласно которой внедрение расплавов инициировано воздействием на литосферу небольших мантийных плюмов, принадлежащих общему для них «горячему полю мантии», сопровождавшимся интенсивным рифтогенезом и внутриплитной плутоновулканической деятельностью. В последнее время появился целый ряд работ, в которых формирование Алданской мезозойской магматической провинции рассматривается как результат закрытия Монголо-Охотского бассейна (Кононова и др., 1994; Кононова и др., 1995; Первов и др., 1997; Парфенов и др., 2003; Максимов, 2010; Полин и др., 2013; Хомич, Борискина, 2016).

По мнению некоторых исследователей (Хомич, Борискина, 2016), первопричиной позднемезозойской тектоно-магматической активизации стало появление в транзитной зоне мантии стагнированного океанического слэба. Глубинная дегидратация океанического слэба в переходной зоне мантии привела к апвеллингу астеносферного материала, последующим деформациям литосферы, развитию сводово-глыбового тектогенеза в земной коре, реактивации краевых частей кратонов (в том числе и по ранее заложенным тектоническим зонам) и формированию многоэтапного магматизма (Хомич, Борискина, 2016).

С другой стороны, существует представление о том, что источник калиевых щелочных пород является древняя метасоматизированная мантия (возрастом не менее 1.5-2.3 млрд лет), по изотопному составу близкая к модельному геохимическому источнику типа EM I (Кононова и др., 1995). Предполагаемый мантийный метасоматоз палеопротерозойского возраста объясняется поступлением корового материала в мантийные глубины в процессе субдукции (Кононова и др., 1994; Кононова и др., 1995). Сходство изотопных Sm-Nd характеристик мантийных источников мезозойских пород и пород федоровской толщи указывает на единство исходного мантийного субстрата для магм

столь различного состава и возраста. Низкие отрицательные значения ϵ_{Nd} (< -10) в породах свидетельствуют о длительной изоляции источников магм от конвектирующей литосферной мантии и о влиянии коровых субстратов на их формирование (Махоткин, 1992; Первов и др., 1997). Предполагается, формирование калиевых пород шло в два этапа: на первом (докембрийском) этапе формировался протолит в древней метасоматизированной литосферной мантии, на втором (позднемезозойском) этапе происходил интенсивный магматизм, обусловленный закрытием Монголо-Охотского бассейна (Кононова и др., 1995). Источник расплавов был, по-видимому, неоднороден, так как столь широкие вариации начального изотопного состава стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: от 0.70507 до 0.71005) в породах изучаемого региона, исключают возможность образования их в результате процессов дифференциации единой первичной магмы, так и за счет различной степени плавления гомогенного источника (Махоткин, 1992; Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Кононова и др., 1995; Davies et al., 2006; Васюкова и др., 2020). Согласно (Кононова и др., 1995), мезозойские субдукционные процессы не оказали непосредственного влияния на состав протолита магм, а создали благоприятные условия для магнообразования и поступления расплавов к поверхности, так как породы рассматриваемой провинции располагаются на значительном расстоянии (около 500-700 км) от предполагаемого выхода мезозойской зоны субдукции на поверхность. Кроме того, Монголо-Охотский пояс закрылся в средней юре, не позднее 170 млн лет назад, т.е. за 30-40 млн лет до проявления главной фазы магматизма (Ярмолук и др., 2019).

Однако не все исследователи согласны с двухстадийной моделью формирования мезозойских магматических пород, прежде всего щелочных. Так, согласно (Максимов, 2010; Полин и др., 2013; Полин и др., 2016), изотопные характеристики, указывающие на палеопротерозойский возраст источника, являются результатом ассимиляции корового материала флюидизированными мантийными расплавами в процессе их подъема к поверхности. На смешение изотопных характеристик мантийного и корового вещества указывают разнообразные данные: состав и соотношение газов газовой-жидких включений; начальный изотопный состав осмия и стронция; изотопный состав свинца в породах провинции (Полин и др., 2013; Полин и др., 2016; Шатова и др., 2019). С участием корового компонента связаны низкие содержания P, HREE, Ti, Nb, Ta и повышенные концентрации Sr, Rb, Ba и U в мезозойских магматических породах.

В последнее время появились геодинамические модели, которые сочетают различные механизмы магнообразования (Парфенов и др., 2003; Ханчук, 2006). Считается, что тектоно-магматическая активизация региона могла быть следствием закрытия палеозойского Монголо-Охотского океана и коллизии Северо-Китайского и Сибирского

кратонов, сменившейся в раннем мелу обстановкой скольжения литосферных плит калифорнийского типа, что произошло заложение системы грабенов преимущественно субширотного простирания, в пределах которых широко проявился внутриплитный полиформационный магматизм. Подобная трансформация привела к развитию на Становом поднятии известково-щелочного магматизма, а на Алданском щите – умереннощелочных и щелочных субинтрузивных, субвулканических образований. Магматизм контролировался, с одной стороны, процессами субдукции в зоне развития активных континентальных окраин, а с другой – мантийным плюмом в ее континентальной части (Соловьев, 2014; Ярмолюк и др., 2019).

76 млн лет – настоящее время. Данный этап на рассматриваемой территории характеризовался чередованием периодов тектонической активности и относительного покоя. Конец мезозойской эры и начало кайнозойской представлен тектоническим покоем. В конце палеоцена-эоцене Центрально-Алданский рудный район испытал тектоническую активизацию, которая способствовала поднятию территории и формированию узких протяженных грабенов субмеридионального простирания. Возникновение молодых разломов обеспечило водную циркуляцию, которая способствовала карстообразованию в карбонатных породах. На отдельных участках района формировались древние аллювиальные отложения. Во второй половине олигоцена наступил новый цикл тектонической активизации. Происходили смещения блоков с денудацией поднятых участков и аккумуляцией аллювиальных отложений. В начале плиоцена постепенно затухают сводово-блоковые движения территории. Плиоцен характеризовался тектонической стабилизацией, в долинах рек формировались озерно-болотные отложения. В эоплейстоцене начался новый цикл тектонической активизации. Происходило формирование современной гидросети, заложившейся еще в палеогене. В неоплейстоцене и голоцене не происходило каких-либо значительных перестроек территории (Воробьев, Шумбасова, 2013).

1.3 Геолого-промышленные типы золоторудных и комплексных золото-урановых месторождений Центрально-Алданского рудного района

В пределах Центрально-Алданского рудного района сосредоточены крупные и уникальные по масштабам и генезису месторождения золота и урана. Оруденение пространственно и генетически ассоциировано с магматизмом позднемезозойского возраста, сопровождавшегося проявлением гидротермально-метасоматических процессов (Ветлужских и др., 2002; Казанский, 2004; Максимов и др., 2010). Существует несколько способов разделения эндогенных месторождений в пределах рассматриваемой территории (Ветлужских и др., 2002; Казанский, 2004; Бойцов и др., 2006б; Кочетков, 2006а; Максимов

и др., 2010). Автор придерживается взглядов В.Е. Бойцова и Г.Н. Пилипенко, которые по минеральному составу руд и условиям их залегания выделили промышленно значимые геолого-промышленные типы месторождений (Бойцов и др., 2006а; Бойцов и др., 2006б). Каждый тип характеризуется собственными структурно-вещественными обстановками и особенностями руд. Ниже приведена краткая характеристика основных типов месторождений.

Аu-сульфидный (лебединский) тип. Месторождения золото-сульфидного типа локализованы в 50-150 метровом интервале от поверхности фундамента в толще венд-нижнекембрийских карбонатных пород (рис. 1.5), а также приурочены к зонам развития интрузий позднемезозойского возраста (Бойцов и др., 2006б). Важнейшую роль в локализации рудных тел сыграло сочетание крутопадающих разрывных нарушений и горизонтальных зон трещиноватости, широко развитых в карбонатных породах (Петровская, Казаринов, 1951; Ветлужских и др., 2002). Рассматриваемый тип представлен месторождениями Лебединое, Самодумовское, Колтыкон, Межсопочное и др. (Бойцов и др., 2006б).

Морфологически выделяют пять типов руд: 1) крутопадающие жилы, 2) горизонтальные метасоматические залежи, 3) трубообразные тела, 4) неправильные линзообразные тела, 5) зоны и участки вкрапленной сульфидной минерализации (Ветлужских и др., 2002). Мощность горизонтальных залежей изменяется от 0.1 до 5 м (в среднем 0.5-1.5 м), ширина от нескольких метров до 60 м при длине десятки- первые сотни метров (до 1000 м). Мощность крутопадающих тел варьирует от 0.1 до 2 м при длине, достигающей 1200 м (Бойцов и др., 2006б).

Большинство рудных тел частично или полностью окислено. Первичные сульфидные руды сохранились лишь в виде реликтов среди окисленных руд (Добровольская и др., 2016). Золото распределено в рудах неравномерно. Основная часть золота и серебра присутствующих в рудах представлена свободными самородными выделениями неправильной формы (Бойцов и др., 2006б). Значения изотопов серы в сульфидах указывают на существенную роль в рудном процессе серы магматического происхождения, однако нельзя исключать частичную ассимиляцию серы из вмещающих карбонатных пород (Бойцов и др., 2006б; Добровольская и др., 2016). Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатах, а также флюидные включения в кварце и тремолите указывают на гетерогенность рудоносных растворов и связь их с магматизмом (Добровольская и др., 2016). С участками минералообразования золото геохимически тесно связано с Cu, Ag, Bi, Pb, As и Te (Ветлужских и др., 2002).

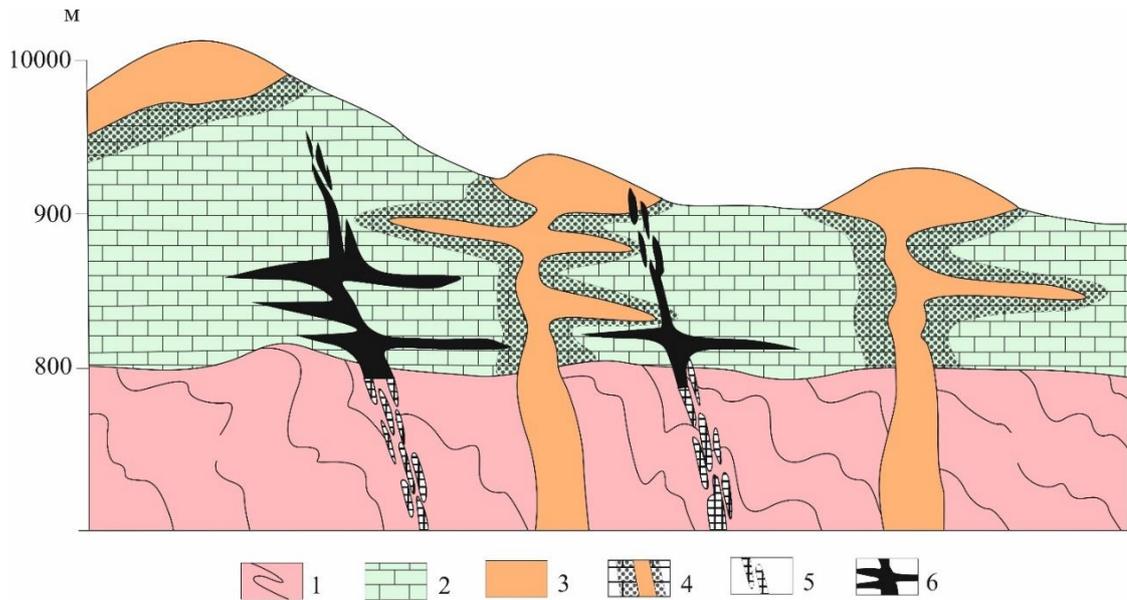


Рис. 1.5 Схематический геологический разрез месторождений Au-сульфидного типа (Бойцов и др., 2006б). 1 – раннедокембрийский кристаллический фундамент, 2 – венд-нижнекембрийские карбонатные породы платформенного чехла, 3 – секущие и послойные интрузии сиенитов, 4 – ореолы скарнированных карбонатных пород, 5 – зоны пиритизированных пород, 6 – золоторудные тела.

Минеральные ассоциации и парагенезисы, а также обобщенная схема последовательности минералообразования и условия формирования руд Au-сульфидного типа неоднократно освещались в ряде публикаций (Петровская, Казаринов, 1951; Ветлужских и др., 2002; Максимов и др., 2010; Дворник, 2012; Добровольская и др., 2016). Одни авторы (Ветлужских и др., 2002) по соотношению главных рудообразующих минералов выделяют 4 типа первичных руд, которые закономерно сменяют друг друга по мере удаления от контакта с интрузиями. В непосредственной близости с интрузией в ореоле мраморизованных и скарнированных доломитов расположены магнетит-пирротин-халькопирит-тремолитового типа руды, которые отличаются высокой золотоносностью и сложным составом. Промежуточная зона представлена пирит-карбонатным типом руд. Содержание золота в этих рудах ниже, чем в рудах первого типа. Фланговую зону месторождений чаще всего слагают руды пирит-гематит-кварцевого и галенит-халькопирит-кварцевого типов. Руды всех перечисленных типов пересекаются поздними прожилками пирит-кварцевого состава (Ветлужских и др., 2002).

Несколько иначе рассмотрена последовательность образования главных рудообразующих минералов в работе Е.П. Максимова с коллегами (Максимов и др., 2010). Наиболее ранними рудными ассоциациями являются сульфидно-карбонатные (вместе с генетически родственными кварцево-сульфидными) и кварцево-гематитовые руды, которые являются элементами единого последовательного ряда рудных парагенезисов. Более поздняя ассоциация представлена тремолит-сульфидными и кварцево-полисульфидными рудными образованиями. Автономность двух ассоциаций выражается в тесной структурной

и пространственной связи первой с дайками и силлами минетт, а второй с интрузиями сиенитов.

С позиции М.Г. Добровольской (2016) формирование руд Au-сульфидного типа происходило многостадийно. В первую стадию (тремолит-кварц-магнетит-сульфидную) последовательно отлагались два парагенезиса: в скарнах тремолит-пирротин-пирит-магнетитовый и в метасоматических залежах тремолит-кварц-пирит-халькопирит-сфалеритовый. Во вторую стадию (кварц-карбонат-золото-висмут-сульфидную) отлагались первичные минералы, и происходила перекристаллизация минералов первой стадии. Выделено три парагенезиса, отличающиеся по минеральному составу и условиям их кристаллизации: кварц-карбонат-магнетит-пиритовый, кварц-кальцит-сфалерит-борнит-халькопиритовый и кварц-кальцит-золото-висмут-теннантит-галенитовый. Завершают гидротермальный процесс прожилки кварца, анкерита и кальцита, которые секут минеральные агрегаты первой и второй стадий (Добровольская и др., 2016).

Куранахский (Au) тип. Месторождения куранахского типа приурочены к стратиграфическому контакту венд-нижнекембрийских карбонатных пород и терригенных отложений нижней и средней юры (рис. 1.6). Важнейшую роль в локализации данных месторождений играют протяженные дайки лампрофиров, которые контролируют рудные залежи и заполняют пространство трещин в пределах зон тектонических нарушений (Ветлужских и др., 2002). Куранахский тип представлен месторождениями Куранахского и Нижнеякобитского рудных полей (Бойцов и др., 2006б).

Морфология рудных тел в значительной мере определяется очертаниями и размерами карстовых полостей, тем не менее, на некоторых месторождениях (Порфиоровое) сохранились тела в ненарушенном залегании, в виде пластообразных залежей (Ветлужских и др., 2002; Максимов и др., 2010). Выделяется три типа форм карстовых полостей: 1) воронкообразный и щелевидный, 2) чашеобразный и блюдцевидный, 3) долинный и котловинный (Ветлужских и др., 2002). Глубина карстовых полостей непостоянна, в среднем 10-20 м (изредка достигает 100-150 м), ширина 10-80 м при протяженности 600-800 м (Бойцов и др., 2006б).

Первичные руды представлены адуляр-кварцевыми, кварц-аргиллизитовыми, пирит-калишпатовыми, пирит-адуляр-кварцевыми и пирит-калишпат-карбонатными образованиями (Максимов и др., 2010). В результате гипергенных процессов первичные руды превращены в глинисто-песчано-обломочную минеральную массу, в которой преобладают новообразованные минералы: лимонит, гидрослюда, каолинит, кварц и адуляр (Ветлужских и др., 2002). Глубина распространения зоны окисления достигает 60 м, при среднем содержании золота 1.36 г/т. Нижняя часть карстовых полостей безрудна и

обогащена глинистым материалом (Бойцов и др., 2006б). Температурный интервал образования руд – 100-200°C. Изотопный состав серы в сульфидах свидетельствует об участии в формировании руд метеорных вод или извлечении серы в битуминозной среде карбонатного чехла (Максимов и др., 2010).

Происхождение руд куранахского типа является предметом дискуссий. Существуют различные взгляды и мнения на способ их формирования (Ветлужских и др., 2002; Бойцов и др., 2006б; Максимов и др., 2010; Rodionov et al., 2014; Минина, 2019), однако автором рассмотрены две наиболее вероятные модели.

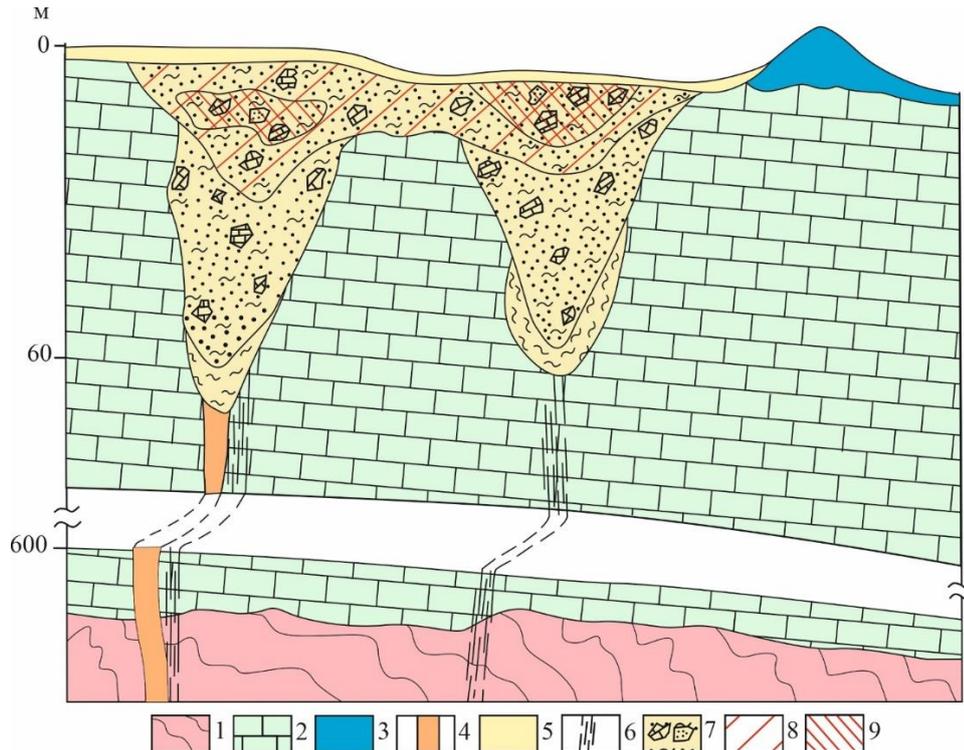


Рис. 1.6 Схематический геологический разрез месторождений куранахского (Au) типа (Бойцов и др., 2006б). 1 – раннедокембрийский кристаллический фундамент, 2 – венд-нижнекембрийские карбонатные породы платформенного чехла, 3 – терригенные отложения нижней и средней юры, 4 – дайки сиенитов и сиенит-порфиров, 5 – делювиально-элювиальные отложения, 6 – зоны пиритизированных пород, 7 – золотосодержащие песчано-глинистые карстовые полости с обломками карбонатных пород и реликтами первичных руд, 8 – контуры бедных руд, 9 – контуры рядовых руд.

По мнению В.Г. Ветлужских с коллегами формирование руд куранахского типа происходило в три разделенных во времени и генетически разнородных этапа (Ветлужских и др., 2002). В первый этап на поверхности венд-нижнекембрийских карбонатных отложений образовались карстовые полости и доюрские коры выветривания с накоплением в них остаточных глин. Во второй (раннеюрский) этап после накопления аркозов внедрились протяженные дайки лампрофиров, с последующим калиевым метасоматозом карбонатных пород платформенного чехла и литифицированных глин доюрских карстовых полостей. В третий (поздненеогеновый-раннечетвертичный) этап произошло последующее развитие карстовых полостей, которое завершилось окислением вмещающих пород и руд с

перераспределением рудных компонентов и формированием современных золотоносных залежей (Ветлужских и др., 2002).

Согласно Е.П. Максимова с коллегами, сохранение доюрской коры выветривания или формирование ее в ранней юре маловероятно, так как в пределах Куранахского и Нижнеякокитского рудных полей не было выявлено никаких растительных остатков (Маслов, 1961; Максимов и др., 2010). Кроме того, сохранение доюрской коры выветривания сомнительно по причине высокой тектонической активности и в складчатых деформациях в позднеюрское-раннемеловое время. С позиции авторов, современный облик месторождений куранахского типа сформировался в два разобобщенных этапа в результате автономных, генетически совершенно независимых процессов. В первый (раннемеловой) этап были сформированы рудные объекты в результате кремне-калиевого и калиевого метасоматоза. Во второй (неоген-четвертичный) этап залежи золоторудных метасоматитов были дезинтегрированы и преобразованы в условиях подземного карста с образованием элювиальных золоторудных залежей коры выветривания (Максимов и др., 2010).

Самолазовский (Au) тип. Данный тип представлен двумя месторождениями (Самолазовское и Гарбузовское) Юхтинского массива и небольшим месторождением Подголецным, которое расположено вблизи Джекондинского массива. Месторождения Самолазовского (Au) типа рассмотрены на примере Юхтинского массива, как наиболее представительной и хорошо изученной интрузии, которая локализована между породами кристаллического фундамента и толщей осадочного чехла. Массив представляет собой многофазовый лополит (рис. 1.7), сложенный породами сиенитового ряда и их экстррузивными аналогами (Ветлужских и др., 2002; Бойцов и др., 2006б; Максимов и др., 2010; Леонтьев и др., 2018).

В пределах массива выделено четыре гидротермально-метасоматических парагенезиса: 1) скарновый – на контакте интрузии и карбонатных пород платформенного чехла; 2) гумбеитовый – наложенный на породы интрузивного массива; 3) фельдшпатолитовый – в породах кристаллического фундамента на их контакте с интрузией; 4) рудоносный – представленный роскоэлитом, флюоритом, адуляром, карбонатами и кварцем, которые наложены на все вышеперечисленные типы пород (Леонтьев и др., 2018).

По структурно-текстурным особенностям и условиям залегания (Ветлужских и др., 2002; Бойцов и др., 2006б; Максимов и др., 2010; Леонтьев и др., 2018) руды разделяются на три типа:

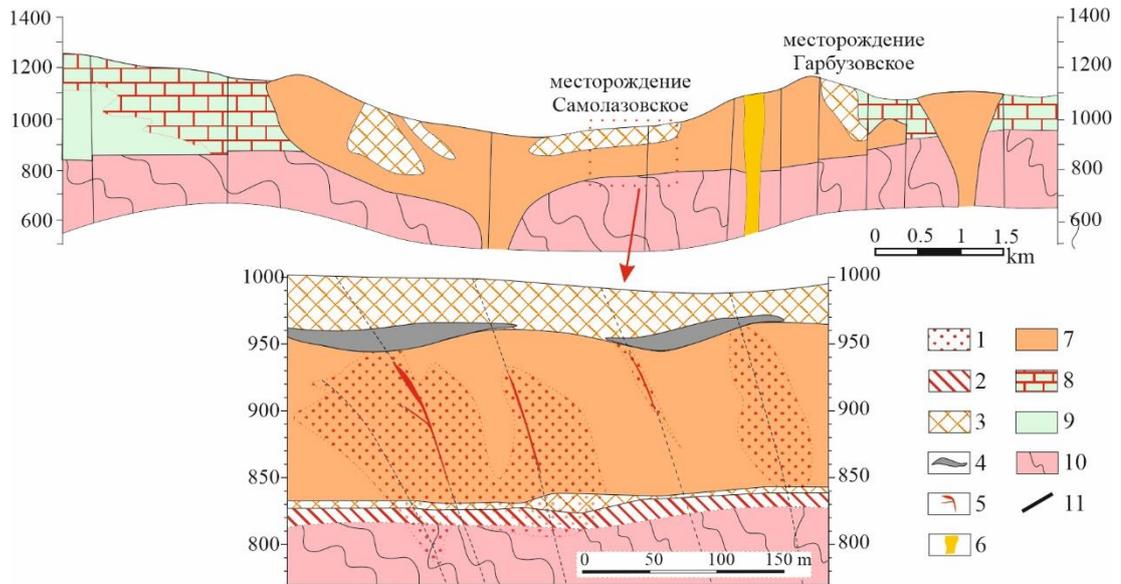


Рис. 1.7 Схематический геологический разрез Юхтинского массива (Леонтьев и др., 2018; Leontev et al., 2020). 1 – прожилково-вкрапленный штокверковый тип руд, 2 – фельдшпатолиты, 3 – скарны и скарнированные карбонатные породы, 4 – прожилково-вкрапленный стратиформный самолазовский (Au) тип руд, 5 – брекчиево-жильный тип руд, 6 – трубка взрывных брекчий сиенитового состава, 7 – мезозойские магматические образования, 8 – мраморы, 9 – венд-нижнекембрийские карбонатные породы платформенного чехла, 10 – кристаллические породы фундамента, 11 – разрывные нарушения.

- прожилково-вкрапленный стратиформный – субгоризонтальные залежи окисленных и дезинтегрированных скарнов с наложенной Ros-FI-Cc-Adl-Qz ассоциацией на контакте интрузий и карбонатных пород. Руды представлены супесчано-обломочными отложениями, сложенные в основном кварцем, гидрогетитом, гидрооксидами железа, халцедоном, магнетитом и калишпатом. Золото в рудах находится в тонкодисперсной и коллоидно-дисперсной формах и представлено преимущественно включениями в гидроокислах железа;

- прожилково-вкрапленный штокверковый – минерализованные зоны внутри интрузий, которые представлены гумбеитизированными сиенитами в различной степени с наложенной Ros-FI-Cc-Adl-Qz ассоциацией. Главным рудным минералом является пирит, менее распространен марказит;

- брекчиево-жильный – крутопадающие минерализованные зоны дробления внутри интрузий и тел фельдшпатолитов, развитых по породам кристаллического фундамента. Брекчии состоят из обломков фельдшпатолитов, скарнов, сиенитов и гумбеитов; цемент брекчий выполнен минералами рудоносной Ros-FI-Cc-Adl-Qz ассоциации. Главные рудные минералы – пирит и марказит, менее распространены галенит и сфалерит. Руды данного типа отличаются высокими (до 731 г/т) содержаниями золота, но в самородном виде оно встречается крайне редко и представлено лишь субмикронными выделениями.

Изотопный состав серы в сульфидах указывает на формирование сульфидной серы за счет процесса сульфат-редукции ($>500-700^{\circ}\text{C}$) (Борисенко и др., 2017). На основе термобарогеохимических исследований установлено, что рудообразующие флюиды в пределах массива характеризуются хлоридно-карбонатно-сульфатным составом и переменными концентрациями основных солевых компонентов (Борисенко и др., 2017).

На данный момент нет единого мнения о генетической принадлежности и условиях формирования руд месторождений Юхтинского массива. В течение длительного времени считалось, что Самолазовское месторождение занимает промежуточное положение между куранахским (Au) типом и древними погребенными россыпями золота (Ветлужских и др., 2002). Разрушение минерализованных пород (скарны и наложенные на них метасоматиты) с рядовым содержанием золота, привело к обогащению продуктов выветривания, и формированию гипергенных руд богатых золотом. В связи с этим долгое время господствовало мнение, что руды сформировались в результате гипергенных процессов и представляют собой площадную кору выветривания (Ветлужских и др., 2002).

В более поздних работах (Максимов и др., 2010), основанных на новых данных разведки, отмечается, что гипергенные процессы не привели к массовому переотложению и концентрированию рудного вещества. Несмотря на высокую степень дезинтеграции и окисленности, рудные тела сохранили в основных чертах их первичные структурные особенности. По мнению Е.П. Максимова с коллегами месторождения Юхтинского массива принадлежат к порфировому типу, связанного с магмопроявлениями ультракалиевых пород сиенитового ряда (Максимов и др., 2010).

В последние годы месторождения Юхтинского массива рассматриваются в качестве представителя эпитермального Au-Te оруденения, ассоциированного с ультракалиевым магматизмом (A-type) (Леонтьев и др., 2018). Предполагается, что формирование руд происходило в несколько последовательных этапов. В первый этап произошло внедрение многофазового интрузивного массива и образование высокотемпературных гидротермально-метасоматических пород (фельдшпатолитов, мраморов и скарнов). Во второй этап в наиболее ослабленных частях массива произошло формирование Cu-Mo штокверка, которое сопровождалось гумбеитизацией. Промышленной ценности данная минерализация не имеет. В заключительный этап проявилась новая тектоническая активизация массива, которая привела к образованию крутопадающих систем трещин и движению по ним рудоносных растворов. Рудоносный раствор Ros-Fl-Cc-Adl-Qz состава, накладывался на сиениты, фельдшпатолиты, скарны и гумбеиты. Завершилось формирование месторождений дезинтеграцией и окислением золотоносных руд с образованием площадной коры выветривания (Леонтьев и др., 2018).

Аu-Си-порфировый (рябиновый) тип. Au-Cu-порфировый тип представлен месторождениями (Мусковитовый и Новый) Рябинового рудного поля (рис. 1.8), которые локализованы в пределах крутопадающих зон дробления преимущественно внутри самих тел мезозойских интрузивов. Породы позднемезозойского возраста прорывают кристаллические породы фундамента, а также скарнируют и мраморизуют в кровле массивов останцы венд-нижнекембрийских карбонатных пород платформенного чехла (Ветлужских и др., 2002; Бойцов и др., 2006б; Максимов и др., 2010). Интрузии сложены большим разнообразием (более 20 разновидностей) ультракалиевых пород сиенитового ряда и их экстрезивными аналогами, которые являются производными единой интрузивной серии при антидромно развивавшемся магматизме (Шатов и др., 2012). Их формирование происходило в две стадии на протяжении длительного периода (не менее 10 млн лет). На первой стадии (144-142 млн лет) внедрилась основная масса лейкократовых сиенитовых пород. Во второй стадии (141-130 млн лет) сформировались разнообразные тела меланократовых пород (Шатов и др., 2012; Шатова и др., 2017).

Рудная минерализация приурочена к участкам проявления многостадийного метасоматоза, сформировавшегося в две стадии: 1) первая (дорудная) – образование высокотемпературных калиево-натриевых метасоматитов (эгириновые фельдшпатиты (143-132 млн лет)); 2) вторая – формирование средне-низкотемпературных околорудных гумбеитов (139-125 млн лет) в виде двух фациальных разновидностей (карбонат-серицит-мусковит-ортоклазовой и кварц-карбонат-барит-адуляровой). При этом установлено, что гумбеиты первой фациальной разновидности маркируют нижнюю и центральную части вертикальной рудно-метасоматической зональности, в то время как гумбеиты второй фациальной разновидности ее верхние горизонты (Шатова и др., 2019). Рудоносные гидротермально-метасоматические образования формировались в интервале температур 100-450°C, при этом продуктивная минеральная ассоциация отлагалась при температуре 120-220°C (Бойцов и др., 2006б; Кочетков, 2006б; Максимов и др., 2010).

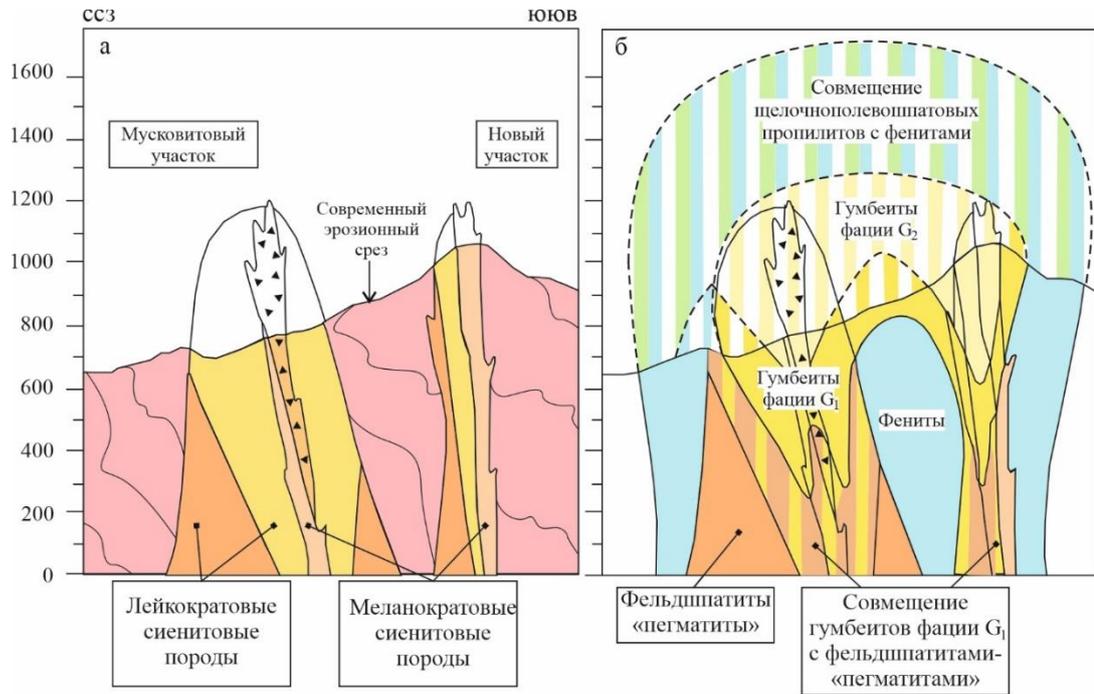


Рис. 1.8 Схематический геологический разрез (а) и вертикальная гидротермально-метасоматическая зональность (б) Рябинового рудного поля (Шатова и др., 2020).

Вопрос о генетической принадлежности месторождений рябинового типа неоднократно обсуждался в целом ряде публикаций (Ветлужских и др., 2002; Бойцов и др., 2006б; Кочетков, 2006б; Максимов и др., 2010; Дворник, 2012; Лукашенко, Пилипенко, 2012; Шатова и др., 2019). По мнению перечисленных выше исследователей, данный тип месторождений следует относить к Au-Cu-порфировому геолого-промышленному типу.

Рудные тела представлены штокверками и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией с содержанием золота в интервале от 1 до 4 г/т (Ветлужских и др., 2002; Шатова и др., 2019). Серебро, медь, молибден и свинец являются попутными полезными компонентами. Главным рудным минералом является пирит, второстепенные минералы представлены халькопиритом, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом и молибденитом (Ветлужских и др., 2002; Кочетков, 2006б; Шатова и др., 2019). Самородное золото отмечается достаточно редко, преимущественно в виде включений в сульфидах и в сростках с микроклином и кварцем. В пределах месторождений развита мощная зона окисления на глубину до 30 м. Гипергенные минералы представлены гетитом, лимонитом, гематитом, гидрогетитом и лепидокрокитом (Кочетков, 2006б; Шатова и др., 2019). Изотопный состав серы в сульфидах указывает на преимущественно магматический источник серы в рудах (Бойцов и др., 2006б; Борисенко и др., 2017).

Au-U тип (месторождения Эльконского горста). В пределах Эльконского горста месторождения приурочены к омоложенным в мезозое палеопротерозойским разломам (Южная, Сох-Солоухская, Северная и др.) северо-западного простирания (рис. 1.9)

(Казанский, 2004; Бойцов и др., 2006а). Разломы маркированы blastомилонитами, blastокатаклазитами, метадiorитами и метагаббродиоритами, а также часто сопровождаются метасоматитами кварц-альбит-микроклиновой и кварц-ортоклаз-плагиоклазовой формаций (Максимов и др., 2010). Перечисленные образования являются так называемой «древней основой» рудоносных зон (Максимов и др., 2010). Золото-урановая минерализация связана с наложенными мезозойскими пирит-карбонат-калишпатовыми (гумбеиты) метасоматитами (Терехов и др., 2014). Считается, что Au-U оруденение ассоциирует с глубинными мантийными магматическими очагами, а формирование золотого оруденения обусловлено влиянием вторичных малоуглубинных магматических очагов (Бойцов и др., 2006а; Максимов и др., 2010). По соотношению основных компонентов и минеральному составу выделяют 4 типа руд (табл. 1.1): золото-браннеритовый (эльконский), золото-уран-молибденовый (минеевский), золото-уранинитовый (интересный) и уран-серебро-золотой (федоровский) (Бойцов и др., 2006а).

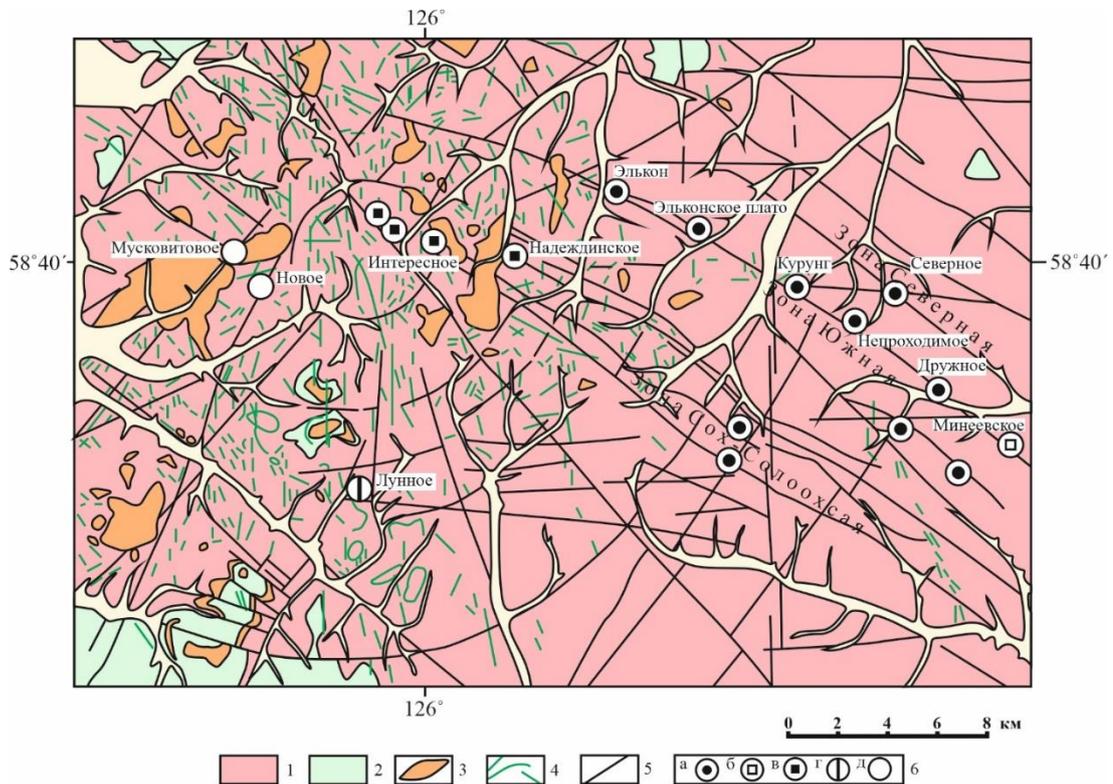


Рис. 1.9 Схема размещения мезозойских магмопроявлений и месторождений в пределах Эльконского горста (Максимов и др., 2010). 1 – кристаллические породы фундамента; 2 – венд-нижнекембрийские карбонатные породы платформенного чехла; 3 – мезозойские магматические образования; 4 – дайки мезозойского возраста; 5 – разрывные нарушения; 6 – месторождения: золото-браннеритовые (эльконский тип) (а), золото-уран-молибденовые (минеевский тип) (б), золото-уранинитовые (интересный тип) (в), уран-серебро-золотые (федоровский тип) (г), Au-Cu-порфировые (д).

Золото-браннеритовый (эльконский) тип представлен золотосодержащим, исходно браннеритовым оруденением, с которым связана основная промышленная ценность Эльконского горста. Для золотоурановых руд данного типа характерны брекчиевидные и

микробрекчиевые текстуры. Главным рудным минералом является пирит, который тесно ассоциирует с пирит-карбонат-калиевошпатовыми метасоматитами. Свободное золото встречается достаточно редко, преимущественно в виде листочковидных округлых выделений размером 30-50 мкм. На пирит-карбонат-калиевошпатовые с тонкодисперсным золотом метасоматиты последовательно наложены минеральные комплексы пирит-браннеритовой, карбонат-кварцевой и кварц-карбонатной стадий (Бойцов и др., 2006а; Бойцов и др., 2006б).

Таблица 1.1

Типы руд и месторождения Эльконского горста (Бойцов и др., 2006а)

Типы руд	Содержание урана (%); состав урановой минерализации	Содержание золота (г/т); молибдена (%); формы их нахождения	Месторождения
<i>Золото-браннеритовый</i> (эльконский)	0.123-0.195 разложенный браннерит, браннерит, коффинит	Au (0.7-1.7) дисперсное в пирите	Элькон, Северное, Плато, Центральное, Агдинское, Невское, Непроходимое, Весеннее
<i>Золото-уран-молибденовый</i> (минеевский)	0.0п разложенный браннерит, коффинит, настуран	Au (0.1) дисперсное в пирите; Mo (0.12-0.18) молибденит, иордизит	Минеевское
<i>Золото-уранитовый</i> (интересный)	0.204-0.354 уранинит	Au (0.4-0.5) свободное	Интересное, Надеждинское
<i>Уран-серебро-золотой</i> (федоровский)	0.021-0.046 разложенный браннерит, браннерит	Au (2.7-9.4) дисперсное в пирите, свободное	Лунное

Золото-уран-молибденовый (минеевский) тип проявлен в юго-восточной части Эльконского горста и характеризуется широким развитием поздних жил и прожилков кварца с молибденитом. Рудная минерализация до глубины 200 м представлена брукит-иордизитовой ассоциацией, ниже распространена молибденит-иордизитовая ассоциация. В пространственном отношении молибденовая минерализация не выходит за пределы зон пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов. В зонах окисления развиты гипергенные минералы молибденита – бетпакдалит и ильземаннит (Бойцов и др., 2006а; Бойцов и др., 2006б).

Золото-уранитовый (интересный) тип локализован преимущественно в северо-западной части Эльконского горста (зона Интересная). Отличительной особенностью зоны Интересная является отсутствие золотоносных пирит-карбонат-калиевошпатовых метасоматитов, развитых в рудоносных структурах других типов. Кроме того, урановые руды данного типа несколько богаче и контрастнее, чем другие типы, но с незначительными запасами. Оруденение тяготеет к интрузивам с ореолом интенсивной фенитизации

вмещающих пород кристаллического фундамента. Несмотря на размещение оруденения в ореоле фенитов, данные метасоматиты являются дорудными, а формирование непосредственно зотола-уранинитового оруденения связано с высокотемпературными растворами вторичного малоглубинного магматического очага. Для зоны Интересной характерно слабое развитие и небольшая глубина зоны окисления (до 50 м) (Бойцов и др., 2006а; Бойцов и др., 2006б; Максимов и др., 2010).

Уран-серебро-золотой (федоровский) *тип* проявлен в юго-западной части Эльконского горста, где широко развиты мезозойские интрузии. Состав рудной минерализации аналогичен основным зонам горста, в пределах которого распространены пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты. Отличительной особенностью руд данного типа является повышенные содержания золота и серебра, что обусловлено наложением на золотоносные метасоматиты послепланнеритовой ассоциации (Бойцов и др., 2006а; Бойцов и др., 2006б; Максимов и др., 2010).

Месторождения Центрально-Алданского рудного района подразделяются на две основные группы: золоторудные (куранахский (Au), Au-сульфидный, самолазовский (Au) и Au-Cu-порфировый) в породах платформенного чехла и в позднемезозойских интрузивах; комплексные Au-U в породах кристаллического фундамента. Каждый тип месторождений характеризуется собственными структурно-вещественными обстановками и особенностями руд.

1.4 Закономерности размещения золотых и комплексных золото-урановых месторождений в структурах Центрально-Алданского рудного района

Золотые и комплексные золото-урановые месторождения в пределах Центрально-Алданского рудного района, как уже было отмечено выше, пространственно и генетически ассоциированы с позднемезозойским магматизмом и сопряженной с ним гидротермально-метасоматической деятельностью. Вмещающие породы оказывают воздействие на размещение рудной минерализации косвенно, через рудовмещающие нарушения и зоны трещиноватости. Тем не менее, в некоторых работах отмечается роль метаморфических пород (федоровская толща) в качестве источников рудного вещества (Кравченко и др., 2009; Терехов и др., 2014). Внедрение магматических тел контролировалось системой глубинных разломов (Эльконский, Куранахский и Томмотский), в пределах которых локализованы практически все известные месторождения. Месторождения обладают присущими только им особенностями геологического и рудногенетического характера, что является отражением специфических условий их формирования (Максимов и др., 2010).

На данный момент многими исследователями признается, что золото-урановое оруденение ассоциирует с глубинными мантийными очагами, а формирование золотого

оруденения обусловлено влиянием вторичных малоглубинных магматических очагов. Кроме того, установлена четкая приуроченность месторождений различных типов к породам определенных структурно-стратиграфических уровней (Бойцов и др., 2006б). Определяющими здесь факторами являлись физико-механические свойства пород и геохимические барьеры, которые выражены в резкой смене алюмосиликатной среды на карбонатную (кристаллические породы фундамента – венд-нижнекембрийские карбонатные породы) и карбонатной на силикатную (венд-нижнекембрийские карбонатные породы – терригенные отложения нижней и средней юры). Тем не менее, необходимым условием локализации месторождений в благоприятном структурно-стратиграфическом горизонте, по-видимому, являлось его приповерхностное положение, которое объясняет размещение месторождений различных типов на одном региональном уровне. Рудные залежи куранахского (Au) типа расположены в пределах абсолютных отметок +400 - +600, Au-сульфидного типа – +700 - +950, Au-Cu-порфирирового типа – +600 - +930, самолазовского (Au) типа – +900 - +1200, Au-U типа до +1200 (Ветлужских и др., 2002; Бойцов и др., 2006б; Дворник, 2012). Учитывая закономерности формирования основных типов месторождений в пределах Центрально-Алданского рудного района, рядом исследователей (Бойцов и др., 2006б) составлена геолого-генетическая модель (рис. 1.10), которая отображает приуроченность месторождений к породам определенных структурно-стратиграфических уровней.

Месторождения *куранахского (Au) типа* в структурном плане размещаются в пределах опущенных блоков, вдоль глубинного разлома (Куранахский). Важнейшую роль в их локализации играют протяженные дайки лампрофиров, которые контролируют рудные залежи и заполняют пространство трещин в пределах зон тектонических нарушений. В структурно-литологическом плане данные месторождения приурочены к стратиграфическому контакту венд-нижнекембрийских карбонатных пород и терригенных отложений нижней и средней юры. Характерной особенностью строения месторождений куранахского типа являются широко распространенные вблизи стратиграфического контакта карстовые полости, возникшие на некоторой глубине от поверхности контакта (Ветлужских и др., 2002; Бойцов и др., 2006б; Максимов и др., 2010).

Au-сульфидный тип размещается в приподнятых блоках кристаллического фундамента с уменьшенной мощностью платформенного чехла, вдоль Томмотской зоны разломов. Месторождения пространственно ассоциированы с зонами развития интрузий мезозойского возраста, которые локализованы в крутопадающих разрывных нарушениях и горизонтальных зонах трещиноватости в толще венд-нижнекембрийских карбонатных

пород вблизи контакта с породами кристаллического фундамента (Ветлужских и др., 2002; Бойцов и др., 2006б; Максимов и др., 2010).

Месторождения *самолазовского (Au) типа* локализованы на контакте интрузий и карбонатных пород, а также, в меньшей мере, внутри интрузий и на контакте пород кристаллического фундамента с интрузиями. Основными рудоконтролирующими факторами данного типа являются магматический, структурный и литолого-петрографический.

Au-Cu-порфировый тип размещается в пределах крутопадающих зон дробления преимущественно внутри самих тел мезозойских интрузивов, редко проникая во вмещающие породы. Интрузии прорывают породы кристаллического фундамента, а также скарнируют и мраморизируют в кровле массивов останцы венд-нижнекембрийских карбонатных пород платформенного чехла (Бойцов и др., 2006б; Шатов и др., 2012).

Au-U тип локализован в положительной блоковой структуре – Эльконском горсте (Бойцов и др., 2006б). Месторождения в пределах горста приурочены к протяженным палеопротерозойским крутопадающим зонам разломов северо-западного простирания, которые маркированы бластомиланитами, бластокатаклазитами, метадиоритами и метагаббродиоритами, а также часто сопровождаются метасоматитами кварц-альбит-микроклиновой и кварц-ортоклаз-плагиоклазовой формаций (Казанский, 2004; Максимов и др., 2010).

Золотые и комплексные золото-урановые месторождения Центрально-Алданского рудного района пространственно и генетически ассоциированы с многостадийным магматизмом, который сопровождался проявлением гидротермально-метасоматических процессов. По минеральному составу руд и условиям их залегания выделяются пять промышленно значимых геолого-промышленных типов месторождений: куранахский (Au), Au-сульфидный, самолазовский (Au), Au-Cu-порфировый и Au-U. Каждый тип обладает присущими только ему особенностями геологического и рудногенетического характера, что является отражением специфических условий формирования месторождений.

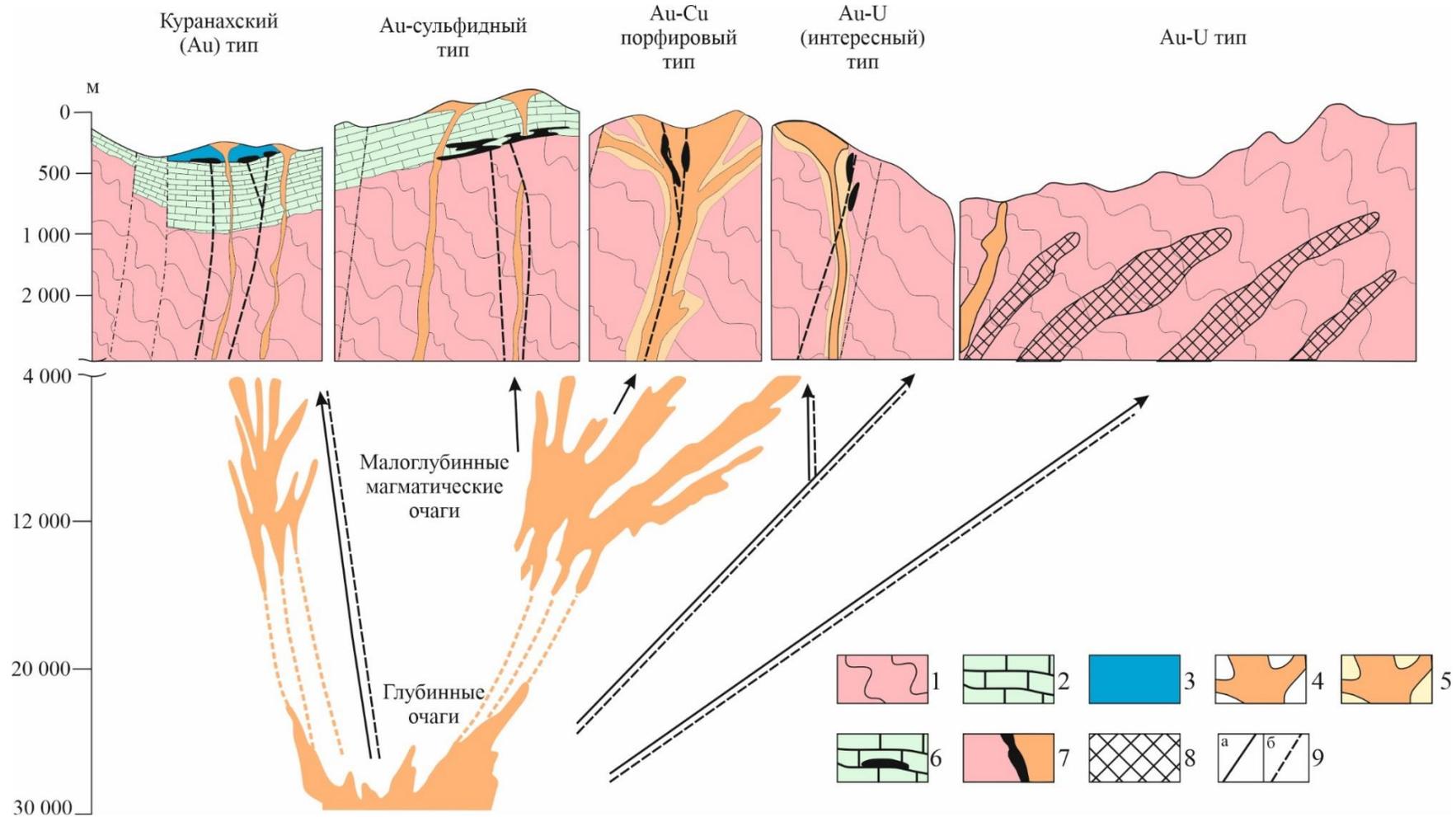


Рис. 1.10 Геолого-генетическая модель формирования основных типов месторождений Центрально-Алданского рудного района (Бойцов и др., 2006б). 1 – кристаллические породы фундамента; 2 – венд-нижнекембрийские карбонатные породы; 3 – терригенные отложения нижней и средней юры; 4 – мезозойские магматические образования и их очаги; 5 – ореолы фенитизации; 6 – золоторудные месторождения куранахского (Au) и Au-сульфидного типов; 7 – месторождения Au-Cu-порфирового и Au-U (интересного) типов; 8 – месторождения Au-U типа; 9 – пути движения рудоносных растворов: золотоносных (а) и ураноносных (б).

ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование каменного материала состояло в комплексном минералого-петрографическом, петрогеохимическом и изотопно-геохимическом изучении вмещающих пород и гидротермально-метасоматических образований. Все аналитические исследования были выполнены в Центральной аналитической лаборатории и Центре изотопных исследований ФГБУ «Институт Карпинского» (г. Санкт-Петербург), за исключением определения содержания REE и других редких элементов в цирконе (Ярославский Филиал Физико-Технологического Института им. К.А. Валиева РАН (ЯФ ФТИАН РАН)).

Минералого-петрографическое изучение вмещающих магматических пород и гидротермально-метасоматических образований проводилось на микроскопе Leica DM 2500 (Омельяненко, 1978; Жариков и др., 1998; Плюшев и др., 2012). Расчет баланса вещества осуществлялся атомно-объемным методом с учетом плотностных характеристик вмещающих пород и замещающих их метасоматитов (Рудник, 1966). Исследование рудной минерализации и типоморфных особенностей золота проводилось методом SEM-EDS на электронном микроскопе CamScan MV 2300 с энергодисперсионным микроанализатором LINK Pentafet (Oxford Instr.).

Химический состав образцов на петрогенные элементы (153 обр.) определен рентгеноспектральным флуоресцентным методом (XRF) на приборе ARL-9800 (Thermo Techno, Швейцария), а содержание редких элементов (167 обр.) – масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборе ELAN-6100 DRC (Perkin Elmer, США).

U-Pb датирование циркона. Локальное (in situ) геохронологическое исследование циркона U-Pb методом (49 определений для 4 обр.) выполнено на ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II по стандартной методике (Williams, 1998). Циркон был выделен с использованием тяжелых жидкостей. Для выбора точек анализа использовались изображения зерен циркона в проходящем свете, в режиме катодолюминесценции (CL) и обратно-отраженных электронов (BSE). Диаметр локального участка определения U-Pb возраста не превышает 20 мкм. Результаты датирования циркона были обработаны с помощью программы К. Людвига Isoplot (Ludwig, 2008).

Содержание редкоземельных и других редких элементов в цирконе (27 определений для 2 обр.) определялось методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) с использованием ионного микрозонда CAMECA IMS-4f. Основные пункты методики изложены в (Hinton, Upton, 1991; Федотова и др., 2008; Гузев и др., 2021a). Измерения проводились в тех же «точках», что и датирование U-Pb методом. Оценка температуры кристаллизации циркона выполнена с помощью «Ti-в цирконе» термометра (Watson et al.,

2006). При построении спектров распределения REE состав циркона нормировался на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995).

Rb-Sr и Sm-Nd изотопно-геохимическое исследование. Анализ Rb-Sr- и Sm-Nd-изотопных систем пород и минералов выполнен методом изотопного разбавления на 9-коллекторном масс-спектрометре Triton (ThermoQuest Finnigan MAT, Германия) в статическом режиме регистрации ионных токов. Коррекция изотопного фракционирования в процессе измерения осуществлялась нормализацией измеренных значений отношений изотопов стронция по величине природного отношения $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 8.37521. Нормализованные изотопные отношения стронция приводились к стандартным условиям на основании измерения изотопного состава международного стандарта NBS-987. Для контроля воспроизводимости аналитической методики одновременно с анализом исследуемых образцов проводился анализ стандартного образца базальта BCR-1 (USA Geological Survey), результаты которого: содержание Rb и Sr 45.9 и 329 мкг/г соответственно, изотопные отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.4027 \pm 0.0009$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705013 \pm 0.000006$ (среднее значение из четырех независимых определений, $\pm 2\sigma$).

Коррекцию фракционирования изотопов неодима в масс-спектрометре производили нормализацией измеренных значений отношений изотопов по величине природного отношения $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Нормализованные отношения приводили к значению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в международном изотопном стандарте La Jolla. Состав стандартного образца базальта BCR-1, используемый для контроля воспроизводимости аналитической процедуры, соответствовал следующим характеристикам: содержание Sm – 6.45 мкг/г, содержание Nd – 28.4 мкг/г, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1382 \pm 3$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512656 \pm 8$ (среднее значение из четырех независимых определений, $\pm 2\sigma$).

Re-Os датирование. Re-Os датирование рудоносных березитов проводилось по монофракциям пирита из двух представительных образцов ГР-1 и ГР-2. Образцы отобраны в 300 м друг от друга из центральной части наиболее крупной и протяженной рудоносной зоны (Крутая-Коллективная) Морозкинского месторождения, где распространена золоторудная минерализация. Образцы представляют собой кварц-серицит-анкеритовые метасоматиты с пиритом и халькопиритом, развитые по брекчированному сиениту. Пирит встречается в сульфидных прожилках в ассоциации с халькопиритом и в рассеяной форме в кварц-анкеритовом агрегате матрицы метасоматита. Из образцов вручную под бинокулярной лупой были отобраны пробы монофракций пирита. При изучении пирита особое внимание уделялось выявлению включений; если они были, сульфиды из монофракции удалялись. Из каждого образца отбиралось по пять навесок сульфида от 190 до 255 мг. Растворение минералов осуществлялось в прямой и обратной царской водке с

последующей сепарацией осмия и рения с использованием бромовой экстракции, микродистилляции и жидкостной экстракции с изоамиловым спиртом (Birck et al., 1997). Определение концентраций Re и Os и отношения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ производилось методом изотопного разбавления с использованием калиброванного изотопного $^{185}\text{Re}-^{190}\text{Os}$ индикатора, который добавлялся к навеске сульфида до разложения пробы. Измерения изотопного состава проводили в динамическом режиме регистрации: осмия – на ионном счетчике масс-спектрометра Triton (Thermo Scientific) в отрицательно заряженных ионах, а рения – из трехпроцентного раствора HNO_3 при низком разрешении на электронном умножителе масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Neptune (Thermo Scientific).

Изотопный состав Pb. Измерения изотопного состава Pb в 4 образцах сиенита и в 3 монофракциях пирита выполнены на масс-спектрометре Triton в статическом многоколлекторном режиме регистрации ионных токов и одноленточном варианте ввода пробы в источник. Каждый анализ изотопного состава свинца состоял из последовательного измерения изотопных отношений ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) 50 блоков по 10 сканов при температуре 1300°C и токе на ленте испарителя 2.2-2.3 А. Измерительная сессия начиналась с измерения стандарта – 50 нг SRM-981 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 16.9374; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 15.4916; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 36.7219), по составу которого осуществлялась последующая коррекция измеренных отношений в пробах на приборное масс-фракционирование. Величина бланка Pb (холостой опыт) во время проведения анализов не превышала 0.2 нг, а его состав был следующим: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 18.120; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 15.542; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – 37.354. Соотношение свинца бланка и пробы не превышало 1/200000, поэтому поправка на состав и содержание холостого свинца для выполненных анализов не вводилась.

Изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$. Определение изотопного состава серы в сульфидах (пирит, арсенопирит и халькопирит) выполнены с использованием процедур, описанных в (Пальянова и др., 2016). Образец сульфида (20-30 мг) смешивали с V_2O_5 и толченым кварцем в пропорции 1:10:10 и помещали в реактор из плавленого кварца. Окисление серы производилось при температуре 850°C . Изотопный состав серы измерялся на масс-спектрометре Thermo Finnigan Delta в режиме двойного напуска. Контроль корректности измерений проводился по стандартным образцам с известным изотопным составом в диапазоне $\delta^{34}\text{S}$ от -15.1 до $+21.8\%$ относительно троилита из Canyon Diablo (CDT) (включая международные стандарты: NBS-123 – $\delta^{34}\text{S} = +17.44$; и NBS-127 – $\delta^{34}\text{S} = +21.8$). Воспроизводимость измеренного изотопного состава серы, включая подготовку образца, не хуже $\pm 0.1 \%$ (2σ) для $\delta^{34}\text{S}$. Величины $\delta^{34}\text{S}$ рассчитаны относительно стандарта CDT.

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И РУДОНОСНОСТЬ МОРОЗКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (МАССИВ ГОРЫ РУДНАЯ)

3.1 Обзор изученности массива горы Рудная

Первые сведения о золотоносности южной Якутии появились в среде золотопромышленников еще в середине XIX века (Ветлужских и др., 2002). Однако, началом промышленной добычи золота считается открытие в 1923 году М.П. Тарабукиным и В.П. Бертиным богатой россыпи руч. Незаметного, на которой впоследствии вырос г. Алдан (Ветлужских и др., 2002). Данное открытие способствовало серьезной корректировке планов золотодобычи в пределах восточной Сибири, поэтому в 1926 году произошло преобразование местного треста в союзное объединение «Алданзолото», во главе которого становится Ю.А. Билибин. Поисково-разведочные работы под его руководством привели к открытию в 1926 году золотоносных жил (Крутая, Рудная и Лебединая) Лебединогорского месторождения (рис. 3.1). Помимо этого, были отмечены и описаны рудные тела (Крутая-Коллективная, Рудная-III) в пределах массива горы Рудная. В начале 30-х годов на левом борту долины руч. Крутой в границах рудной зоны Крутая-Коллективная в небольшом объеме велись добычные работы с применением подземных горных выработок, однако невысокие содержания золота прервали дальнейшее освоение рудной зоны (Петровская, Казаринов, 1951; Билибин, 1958; Петров и др., 2018).

С середины 30-х годов на протяжении многих лет поисково-разведочные работы проводились в пределах месторождения Лебединогорское преимущественно в толще венд-нижнекембрийских карбонатных пород, что препятствовало оценке промышленной значимости оруденения, локализованного в крутопадающих субмеридиональных зонах дробления внутри интрузии. После длительного перерыва в период с 2005 по 2007 гг. силами ГУ ГПП РС (Я) «Якутскгеология» проводились поисково-оценочные работы на рудное золото в пределах рассматриваемой территории, в результате которых в магматических породах массива горы Рудная были вскрыты и оконтурены субвертикальные зоны дробления пород, контролирующие размещение золоторудной минерализации. В период с 2009 по 2012 г. сотрудниками отдела металлогении и геологии месторождений полезных ископаемых ФГБУ «Институт Карпинского» совместно с ГУ ГПП РС (Я) «Якутскгеология» была дана оценка рудоносности данной интрузии (Молчанов и др., 2013; Петров и др., 2018). В этот период был собран фактический материал, послуживший основой для написания данной диссертационной работы. Полученные результаты позволили оконтурить участок недр в качестве самостоятельного рудного объекта с прогнозными ресурсами золота 135 т по категориям P_1+P_2 при бортовом содержании золота

0.6 г/т. В 2016 году рудопроявление массива горы Рудная было переведено в ранг месторождения с запасами 17.3 т золота и названо Морозкинское, в память о разбившемся геологе вблизи пос. Лебединый (Петров и др., 2018).

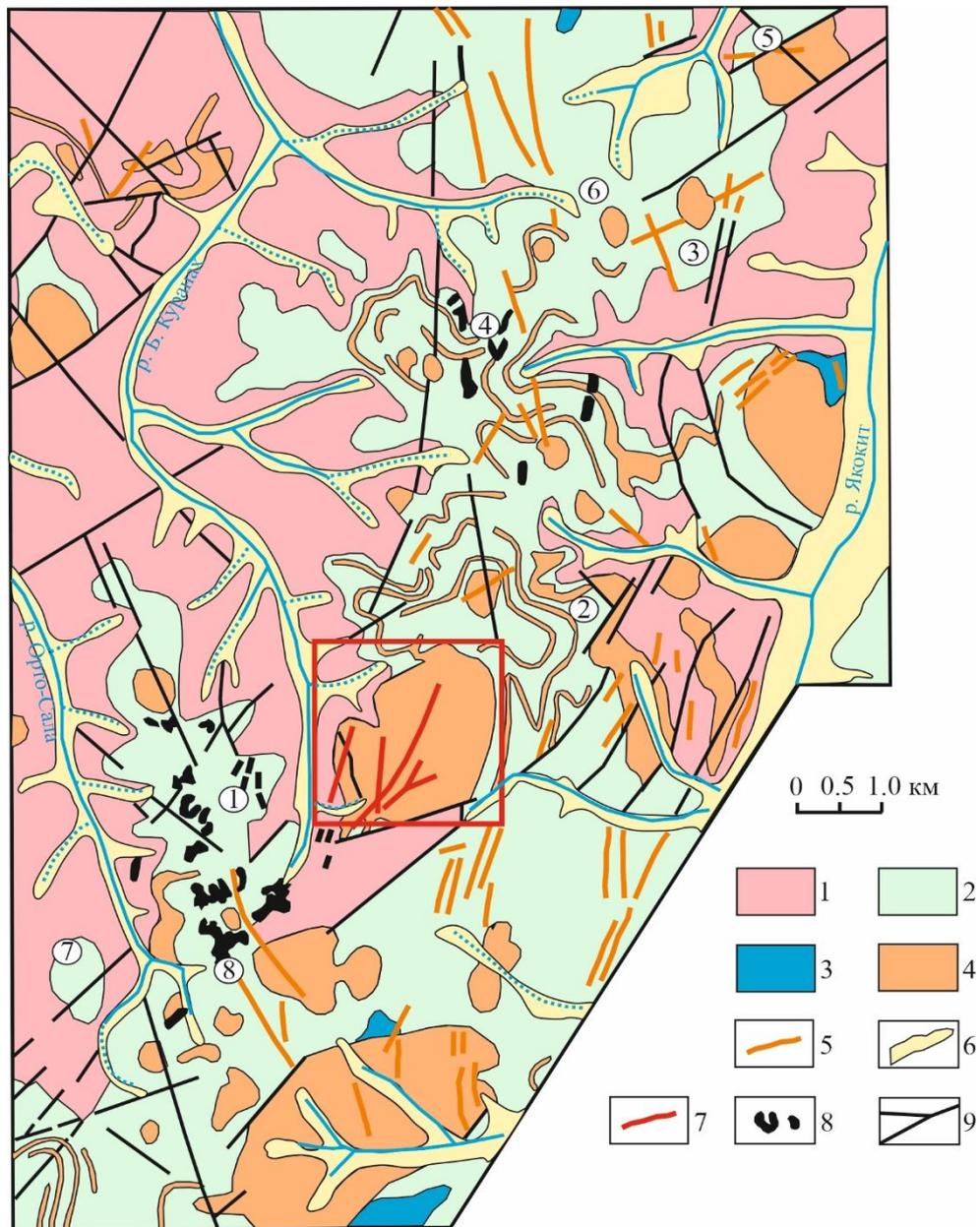


Рис. 3.1 Схема геологического строения Лебединского рудного узла (Ветлужских и др., 2002). 1 – раннедокембрийский кристаллический фундамент; 2 – венд-нижнекембрийский платформенный чехол; 3 – терригенные отложения нижней и средней юры; 4, 5 – щелочные и умереннощелочные магмопроявления: интрузии (4) и дайки (5); 6 – четвертичные и неоген-четвертичные отложения; 7 – золоторудные крутопадающие жилы; 8 – субгоризонтальные лентовидные и пластообразные залежи; 9 – разломы. Месторождения (цифры в кружках): 1 – Лебединое, 2 – Радостное, 3 – Колтыконское, 4 – Самодумовское, 5 – Лопуховское, 6 – Гольцовое, 7 – Зверевское, 8 – Высокое. Красным квадратом отмечена изучаемая территория (массив гора Рудная).

3.2 Геологическое строение массива горы Рудная

Интрузивный массив гора Рудная вместе с недавно открытым Морозкинским золоторудным месторождением (запасы 17.3 т золота, 29.5 т серебра) расположен вблизи п. Лебединый в пределах бассейна правых притоков р. Большой Куранах (Лебединский

рудный узел) (рис. 3.2). Интрузия имеет форму лакколита, максимальная мощность которого в центральной части достигает 180 м (Петров и др., 2018). Сложен массив преимущественно сиенитами при подчиненном распространении порфиридных сиенитов. Отсутствие видимых резких контактов между основными разновидностями пород может указывать на синхронность их образования. Породы массива прорваны дайками и силлами сиенит-порфиров и известково-щелочных лампрофиров (преимущественно вогезитов и минетт), протяженность которых достигает 1 км при мощности в несколько метров. В структурно-тектоническом плане массив локализован в пределах Томмотской магмо- и рудоконтролирующей зоны разломов, которая могла служить подводящим каналом для магматических расплавов в позднемезозойское время. Приуроченность интрузива к Томмотскому разлому, а также опережающих разрывных структур, обусловило интенсивное развитие хрупких деформаций, которые проявились в виде многочисленных зон дробления и брекчирования пород.

Интрузия прорывает породы федоровской толщи (амфиболовые, гиперстен-амфиболовые, двупироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы) и гранитоиды палеопротерозойского возраста, а маломощные пласты венд-нижнекембрийских доломитов (до 10 м) вскрыты скважинами в основании интрузии и частично подстилают массив в северо-восточной части (Приложение 1) (Молчанов и др., 2013; Петров и др., 2018; Гузев и др., 2021a). С севера-запада на юго-восток поверхность фундамента ступенчато, по разломам амплитудой до 30 м, погружается и в этом же направлении возрастает мощность осадочной толщи. Все вышеперечисленные разновозрастные породы перекрыты маломощными элювиальными, делювиальными, техногенными и аллювиальными отложениями четвертичного возраста. В пределах массива выявлены четыре гидротермально-метасоматические формации: фельдшпатолиты, скарны, пропилиты, распространенные локально, и березиты. Промышленное золотое оруденение приурочено к ореолам березитизации на участках интенсивной метасоматической переработки пород вдоль крутопадающих разрывных структур внутри интрузии (Молчанов и др., 2013). Рудные тела представляют собой зоны прожилково-вкрапленной и жильной золотосульфидной минерализации. Главным рудообразующим минералом является пирит, к второстепенным относятся халькопирит и галенит. Гипергенные изменения руд выражены в полном или частичном замещении сульфидов. Пирит замещается новообразованными гидроксидами Fe и Mn; халькопирит – малахитом, азуритом, борнитом, халькозином, ковеллином и купритом; а галенит – церруситом.

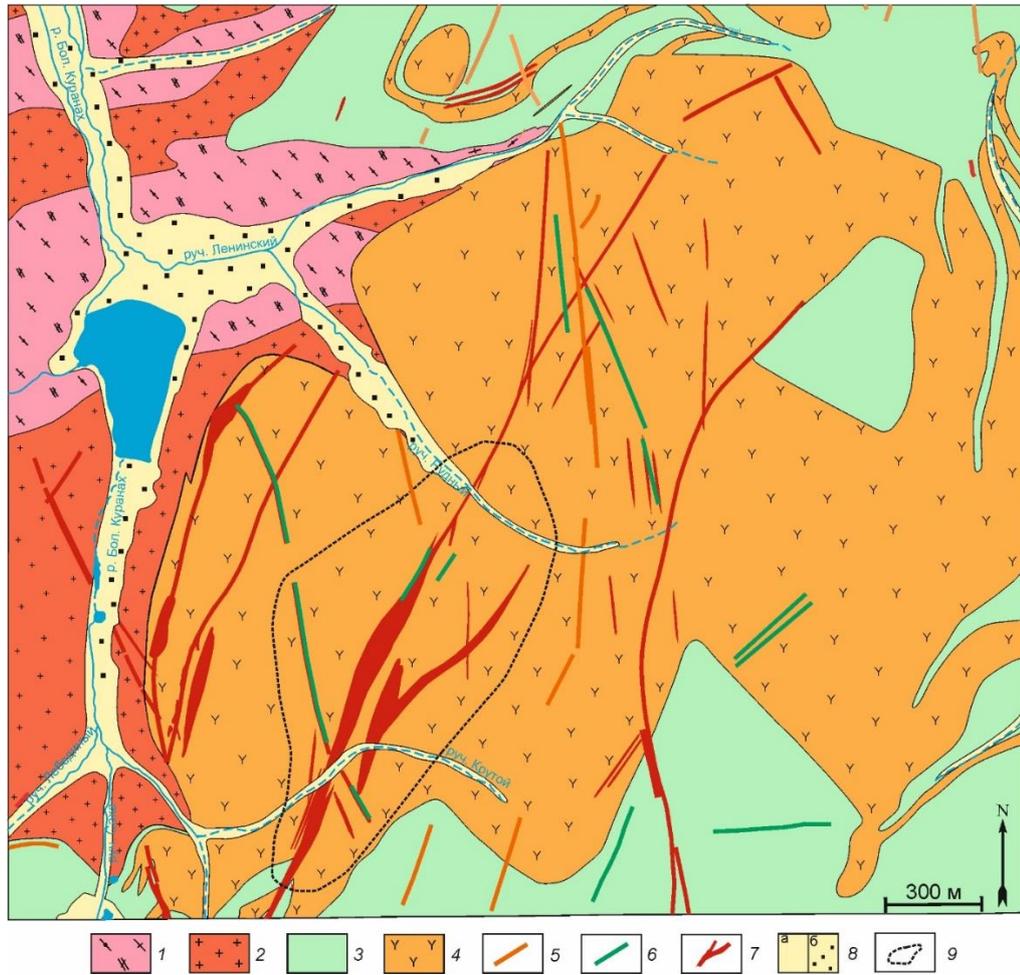


Рис. 3.2 Схема геологического строения массива горы Рудная. 1 – кристаллические сланцы, плагиогнейсы и кальцифиры федоровской толщи; 2 – палеопротерозойские граниты; 3 – венд-нижнекембрийские доломиты; 4 – сиениты и порфиридные сиениты; 5-6 – дайки и силлы: 5 – сиенит-порфиры, 6 – известково-щелочные лампрофиры (преимущественно вогезиты и минетты); 7 – золоторудные крутопадающие жилы и субгоризонтальные лентовидные и пластообразные залежи; 8 – отложения речных долин: а) аллювиальные, б) техногенные; 9 – граница Морозкинского золоторудного месторождения.

3.2.1 Стратиграфия вмещающих стратифицированных образований

Стратифицированные образования, в пределах рассматриваемой территории, представлены палеопротерозойскими метаморфическими породами федоровской толщи, которая со структурным несогласием перекрывается венд-нижнекембрийскими карбонатными породами усть-юдомской свиты. Четвертичные отложения представлены маломощными элювиальными, делювиальными, аллювиальными и техногенными образованиями.

Федоровская толща (PR_{2fd}). Метаморфические породы федоровской толщи выходят на дневную поверхность в северо-западной части изучаемой территории. Граница с подстилающими ортогнейсами западно-алданского комплекса и породами курумканской толщи не установлена. По вещественным и структурно-текстурным особенностям породы

федоровской толщи делятся на две основные разновидности: разнообразные по составу кристаллические сланцы и плагиогнейсы с прослоями и линзами кальцифиров.

Кристаллические сланцы (биотит-плагиоклазовые, биотит-амфибол-плагиоклазовые, клинопироксен-плагиоклазовые и клинопироксен-амфибол-плагиоклазовые) представлены темно-серыми средне-мелкозернистыми гнейсовыми, сланцеватыми породами с гранобластовой микроструктурой (рис. 3.3, а). Породы характеризуются широким, но не равномерным распространением. Главными породообразующими минералами кристаллических сланцев являются: плагиоклаз (преимущественно андезин) – 40-80 %, амфибол (роговая обманка) – 15-40 %, клинопироксен (диопсид-геденбергит) – 5-20 %, биотит – < 10 % и незначительное количество кварца и калиевого полевого шпата – < 3 %. Акцессорные минералы представлены титанитом, магнетитом, апатитом и цирконом. Количественные вариации породообразующих минералов обуславливают постепенные переходы между разновидностями пород.

Плагиогнейсы (биотитовые, амфибол-биотитовые, клинопироксен-биотитовые, клинопироксен-амфибол-биотитовые) – серые, темно-серые средне-мелкозернистые гнейсовые, полосчатые породы с лепидогранобластовой и гранобластовой микроструктурой (рис. 3.3, б). Минеральный состав гнейсов имеет схожий состав с кристаллическими сланцами, за исключением отсутствия калиевого полевого шпата и наличия кварца до 25 %. Акцессорные минералы – титанит, ильменит, апатит, циркон и рутил.

Кальцифиры (оливиновые, флогопитовые, флогопит-оливиновые, клинопироксеновые) представлены светло-серыми, розоватыми средне-мелкозернистыми массивными породами с гранобластовой и пойкилобластовой микроструктурой (рис. 3.3, в). Они образуют прослои и линзы мощностью до 15 м среди кристаллических сланцев и плагиогнейсов. Породы состоят из кальцита – 60-85 %, оливина (преимущественно форстерит) – 2-10 %, флогопита – 2-8 %, клинопироксена (диопсид-геденбергит) – 2-8 %, амфибола (роговая обманка) – < 5 % и скаполита – < 2 %. Акцессорные минералы представлены титанитом, цирконом, апатитом и гранатом.

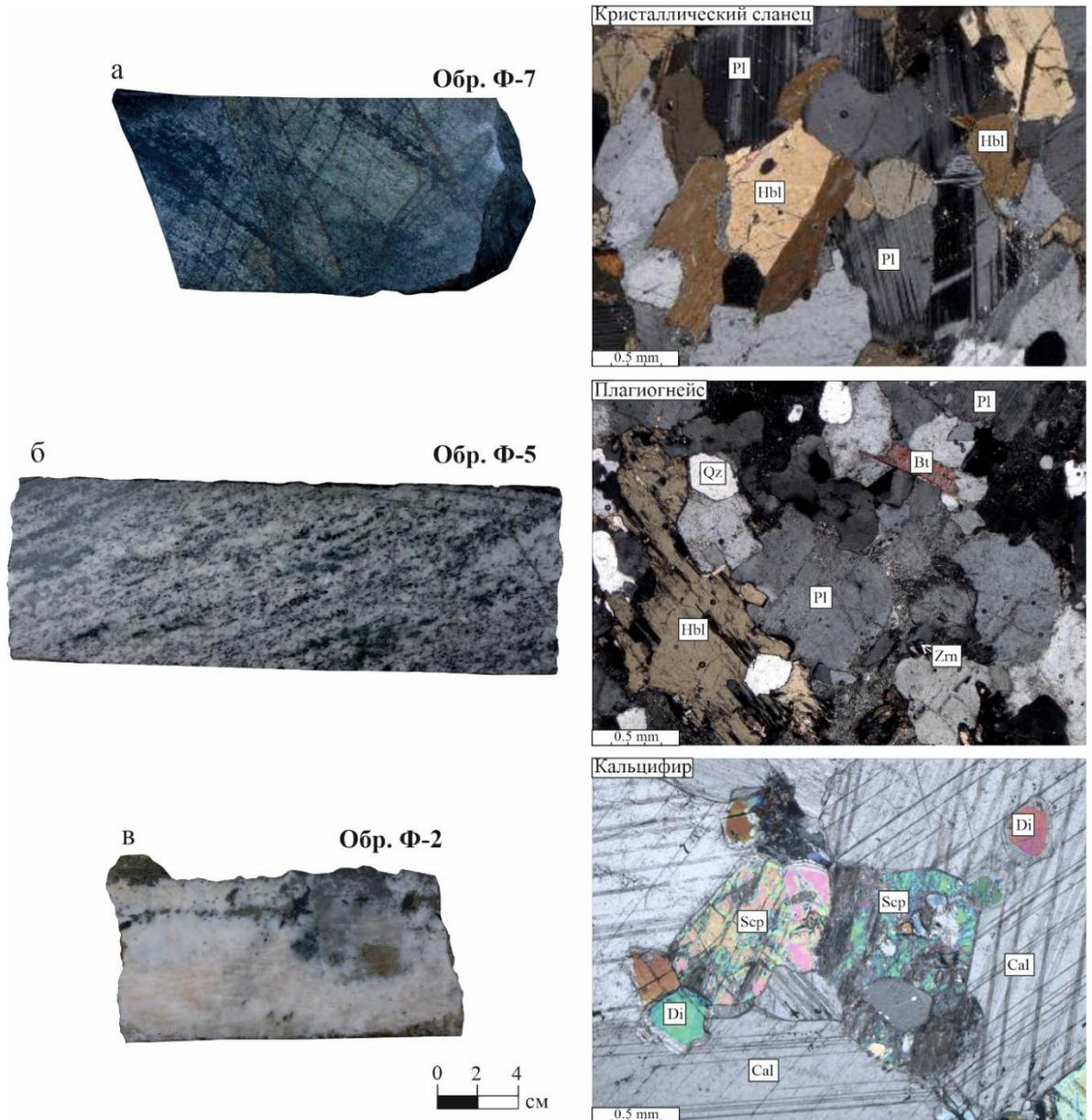


Рис. 3.3 Изображение основных разновидностей метаморфических пород (а – кристаллический сланец, б – плагиогнейс, в – кальцифир) федоровской толщи с микрофотографиями шлифов (кристаллический сланец и плагиогнейс – с анализатором, кальцифир – без анализатора).

Усть-юдомская свита ($V_2 \sim E_{1ujd}$). Породы усть-юдомской свиты залегают горизонтально, перекрывая со структурным несогласием породы кристаллического фундамента. Свита сложена серыми мелко-, тонкозернистыми массивными, реже слоистыми доломитами, содержащими прослой глинистых и битуминозных доломитов (рис. 3.4). В нижней части свиты встречаются маломощные (до 20 см) базальные прослой конгломератов, алевролитов и песчаных доломитов. Мощность свиты в пределах рассматриваемой территории достигает 150 метров.

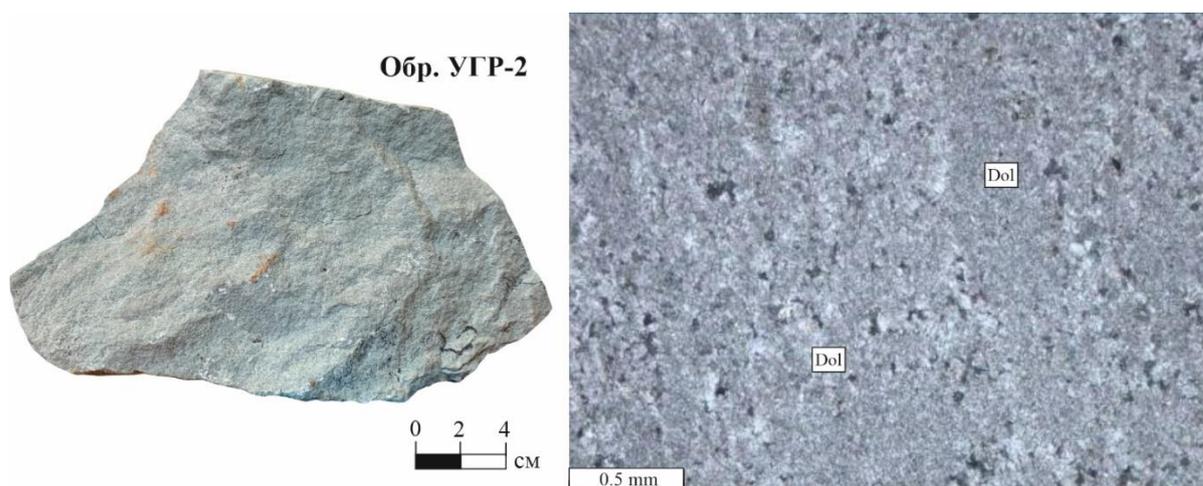


Рис. 3.4 Изображение доломита усть-юдомской свиты с микрофотографией шлифа (без анализатора).

Четвертичные отложения (Q_{III-IV}). Отложения представлены маломощными элювиальными, делювиальными, аллювиальными и техногенными образованиями.

3.2.2 Интрузивный магматизм

Магматическими породами сложена значительная часть изучаемой территории. Формирование интрузивных образований происходило в два этапа. Палеопротерозойский магматизм представлен разнообразными гранитоидами, которые картируются в составе единого комплекса; в позднемезозойское время сформировался алданский интрузивных комплекс, слагающий массив горы Рудная.

Нерасчлененные граниты и гранитогнейсы (γPR_1) рассматриваются в составе единого комплекса и представляют большой объем пород кристаллического фундамента (рис. 3.5, а, б). Комплекс сложен серыми, светло-красными средне-мелкозернистыми гнейсовидными, реже массивными породами с гипидиоморфнозернистой и гранобластовой микроструктурой. Гранитогнейсы близки по составу и облику к гранитам, но отличаются отчетливо выраженной гнейсовидной текстурой и содержат больше темноцветных минералов. По минеральным особенностям преобладают биотит-амфиболовые и амфиболовые разности пород. Главные породообразующие минералы – калиевый полевой шпат – 40-60 %, кварц – 30-40 %, плагиоклаз (альбит-олигоклаз) – 5-10 %, амфибол (роговая обманка) – < 10 % и биотит – < 5 %; акцессорные минералы – апатит, циркон, магнетит и титанит.

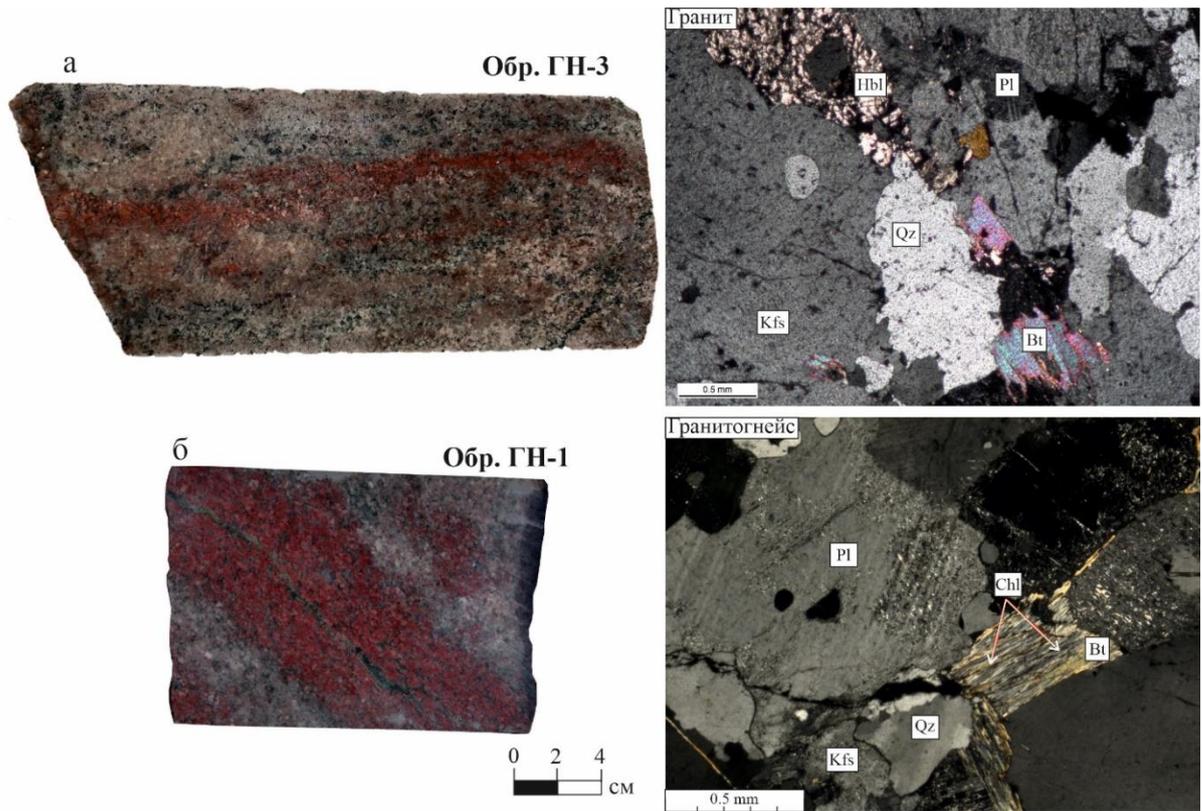


Рис. 3.5 Изображение гранита (а) и гранитогнейса (б) нерасчлененного комплекса с микрофотографиями шлифов (с анализатором).

Алданский интрузивный комплекс (ξК1а). В алданский комплекс объединены интрузивные породы (сиениты и порфиоровидные сиениты) сиенитового ряда, на долю которых приходится до 99 % объема пород, участвующих в строении массива. Отсутствие видимых резких контактов между сиенитами и порфиоровидными сиенитами свидетельствует о сближенном времени их образования. Породы массива прорваны более поздними дайками и силлами сиенит-порфиров и известково-щелочных лампрофиров (преимущественно вогезитов и минетт), протяженность которых достигает 1 км при мощности в несколько метров.

Сиениты представлены светло-, желтовато-, зеленовато-серыми средне-мелкозернистыми массивными породами с гипидиоморфнозернистой микроструктурой (рис. 3.6, а, б). Минеральный состав сиенитов: калиевый полевой шпат – 50-70 %, плагиоклаз (альбит-олигоклаз) – 5-15 %, амфибол (роговая обманка) – 2-10 % и мелкие зерна бурого биотита – 1-5 %. Вторичные минералы представлены карбонатом, хлоритом, эпидотом, серицитом и мусковитом, к которым приурочены скопления сульфидной минерализации (пирит, халькопирит и др.); акцессорные – цирконом, апатитом, титанитом и магнетитом. Калиевый полевой шпат образует кристаллы таблитчатой и неправильной вытянутой формы (до 1.5 см). Плагиоклаз представлен идиоморфными выделениями (до 1.0 см) в виде таблитчатых, короткопризматических форм. Амфибол образует гипидиоморфные

кристаллы (до 1.0 см) с изъеденными, корродированными границами, а пироксен тонкопризматические кристаллы (до 0.5 см) в основной массе породы. Биотит занимает межзерновое пространство в виде ксеноморфных зерен (до 1.0 см). Содержания кварца колеблются от 2 до 15 % и зависят от степени гидротермально-метасоматической проработки пород.

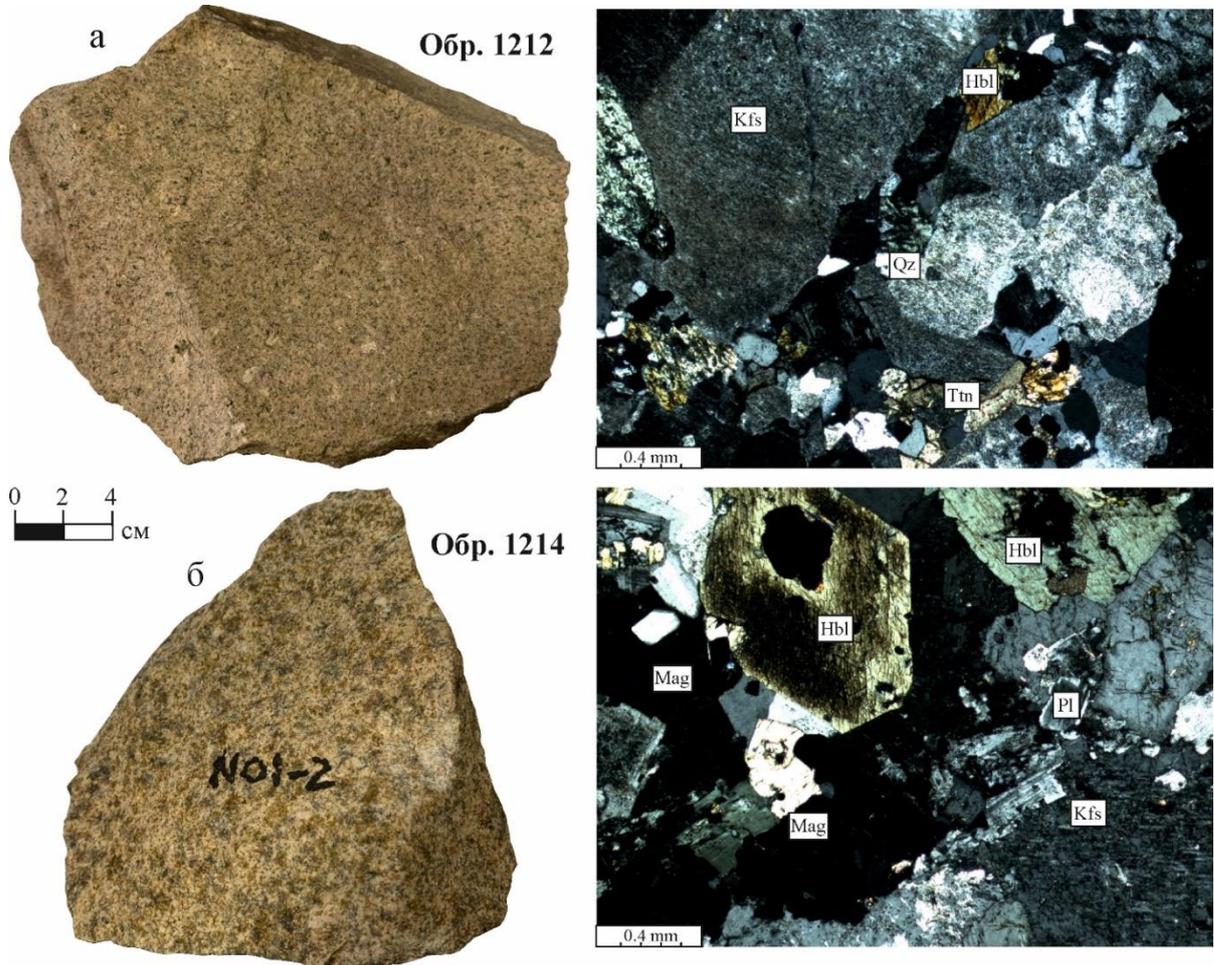


Рис. 3.6 Изображение сиенитов (а, б) с микрофотографиями шлифов (с анализатором).

Порфириовидные сиениты играют подчиненную роль среди сиенитов. Это светло-, желтовато-, зеленовато-серые средне-мелкозернистые массивные породы с порфириовидной микроструктурой, иногда с трахитоидными текстурными рисунками (рис. 3.7). Минеральный состав порфириовидных сиенитов имеет схожий состав с сиенитами. Фенокристаллы слагают до 30 % породы и представлены в основном калиевым полевым шпатом до 1.5 см, реже амфиболом (роговая обманка) и плагиоклазом (альбит-олигоклаз) до 1.0 см.

Обр. Г-4



Рис. 3.7 Изображение порфировидного сиенита с микрофотографией шлифа (с анализатором).

Сиенит-порфиры, слагающие дайки и силлы, состоят из калиевого полевого шпата – до 75 %, плагиоклаза (альбит-олигоклаз) – до 15 %, амфибола (роговая обманка) – 3-6 % и биотита (2-4 %). Структура порфировая, основная масса полнокристаллическая, трахитоидная (рис. 3.8). Вторичные минералы – серицит, мусковит, хлорит; акцессорные – титанит, апатит и магнетит. Вкрапленники составляют 25-30 % породы и представлены калиевым полевым шпатом (до 2.0 см) и амфиболом (до 1.0 см). В основной массе преобладают лейсты ортоклаза (до 0.3 см) вытянутой формы (к.у. 1-5).

Обр. ГП-2

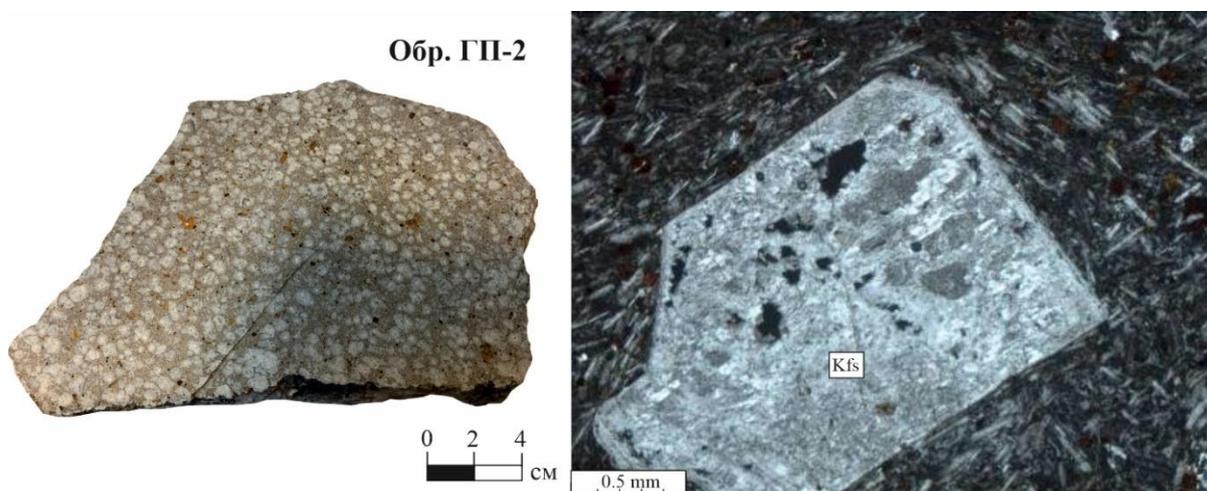


Рис. 3.8 Изображение сиенит-порфира с микрофотографией шлифа (с анализатором).

Вогезиты характеризуются лампрофировой, с элементами порфировой структурой и полнокристаллической тонкозернистой основной массой (рис. 3.9). Породы состоят из калиевого полевого шпата (до 45 %), амфибола (роговая обманка) – 25-40 %, пироксена – < 10 %, плагиоклаза (альбит-олигоклаз) – 5-15 %, биотита и кварца – < 5 %. Вторичные минералы представлены хлоритом и эпидотом; акцессорные минералы – апатитом, титанитом и цирконом. Фенокристаллы слагают до 35 % породы и представлены в основном

амфиболом (до 2.0 см), реже пироксеном (до 1.0 см). В основной массе, как и в сиенит-порфире, преобладают лейсты ортоклаза (до 0.3 см).

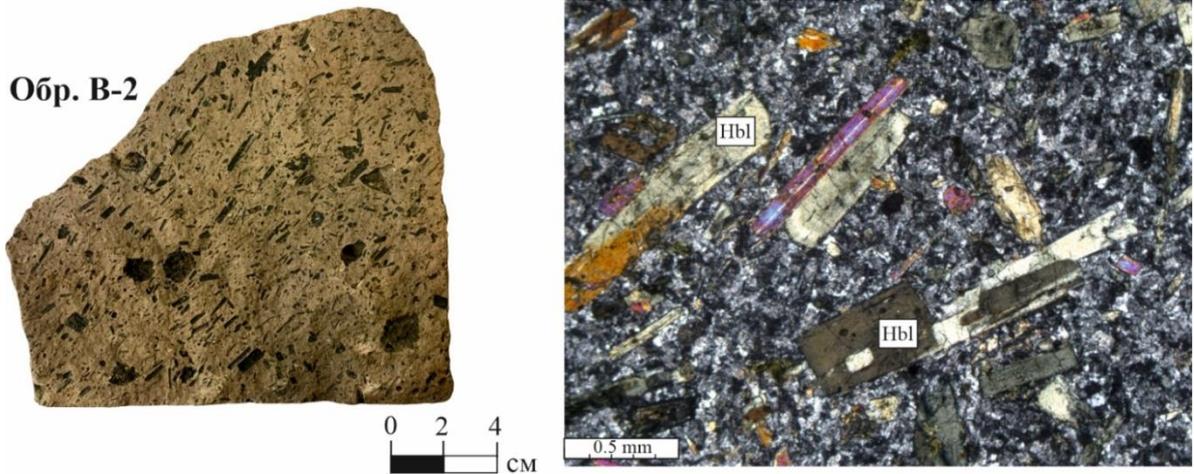


Рис. 3.9 Изображение вогезита с микрофотографией шлифа (с анализатором).

Минетты представляют собой породы темного серо-зеленого цвета с характерной лампрофировой структурой и полнокристаллической тонкозернистой основной массой (рис. 3.10). Минеральный состав: калиевый полевой шпат (до 40 %), плагиоклаз – 10 %, биотит – 20 %, (кальцит Fe/анкерит) – 2-3 %, клинопироксен (авгит) – 10 %, амфибол (роговая обманка) – 5 %, рудный минерал – до 10 %, кварц – 1 %. Вторичные минералы представлены серицитом; акцессорные минералы – апатитом, титанитом и магнетитом. Фенокристаллы (размером до 10 мм) слагают до 35 % и представлены в основном биотитом, реже амфиболом и клинопироксеном. В основной массе преобладает калиевый полевой шпат и амфибол.

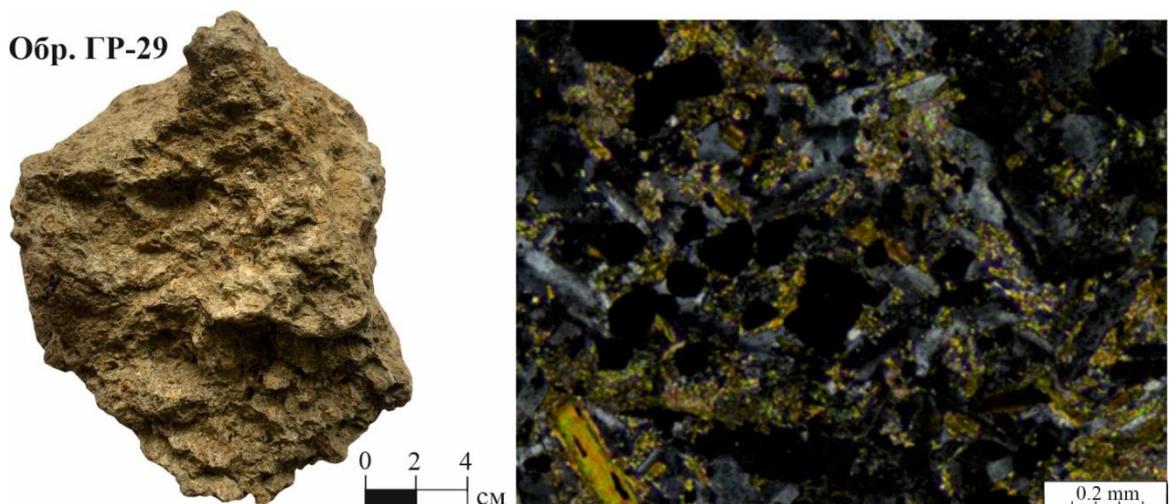


Рис. 3.10 Изображение минетты с микрофотографией шлифа (с анализатором).

3.3 Состав и возраст пород массива горы Рудная

3.3.1 Характеристика состава пород

Петрогеохимические исследования проведены на представительных образцах сиенитов и порфиroidных сиенитов массива горы Рудная, которые практически не затронуты метасоматическими процессами. Отмечено незначительное воздействие метасоматического флюида на породообразующие минералы с образованием вторичных глинистых минералов и карбонатов по серициту и калиевому полевоому шпату. Сиениты и порфиroidные сиениты, участвующие в строении массива горы Рудная, в петрогеохимическом отношении демонстрируют близость состава, как по петрогенным, так и по редким элементам (Приложение 2), поэтому автор не разделяет породы на две группы. Состав пород характеризуется высоким содержанием калия ($K_2O = 6.25-10.0$ мас. %; в среднем 7.76 мас. %) с низким содержанием магния ($MgO=0.14-0.86$ мас. %; в среднем 0.36 мас. %) и титана ($TiO_2 = 0.29-0.89$ мас. %; в среднем 0.50 мас. %). Наблюдается преобладание калия над натрием ($K_2O/Na_2O = 1.27-2.60$), при сумме щелочей от 10.8 до 12.8 мас. %. Содержание Al_2O_3 составляет в среднем 16.8 мас. %; $Fe_2O_{3\text{общ}}$ – в среднем 3.13 мас. %; MnO – в среднем 0.10 мас. %; CaO – в среднем 2.42 мас. %; P_2O_5 – в среднем 0.18 мас. %.

По соотношению суммы щелочей и кремнезема фигуративные точки составов пород на диаграмме TAS локализуются в области сиенитов (рис. 3.11, а). На диаграммах $K_2O+Na_2O-CaO - SiO_2$ и $SiO_2 - K_2O$ магматические породы массива образуют единое поле точек в области шошонитовой серии (рис. 3.11, б, в). На диаграмме в координатах $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) - Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ все изученные образцы попадают в область высокоглиноземистых пород (рис. 3.11, г).

Вариационные диаграммы демонстрируют отчетливую отрицательную зависимость для большинства главных элементов от величины содержания SiO_2 (рис. 3.12). Прямая зависимость от уровня содержания SiO_2 наблюдается только для калия, натрия и глинозема.

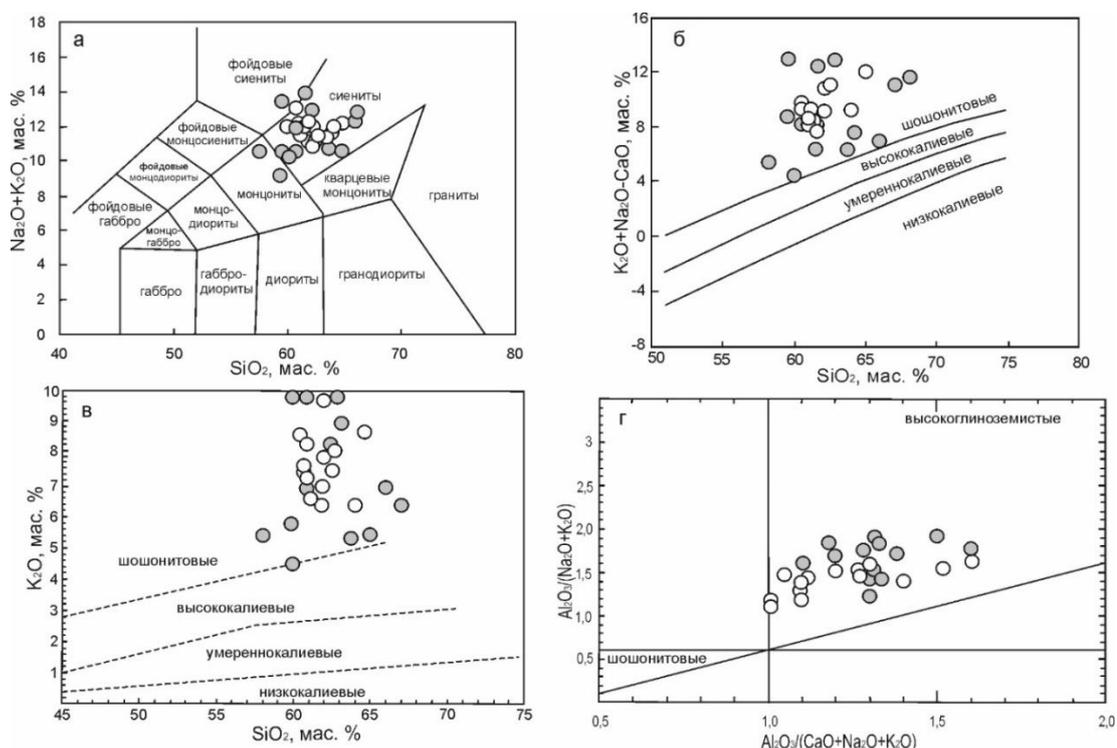


Рис. 3.11 Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (а); диаграмма $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{SiO}_2$ (б); диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (в); диаграмма в координатах $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ (г). Белыми кружками показаны породы массива горы Рудная. Серыми кружками показаны шохонитовые породы Центрально-Алданского рудного района (Кукушкин и др., 2015).

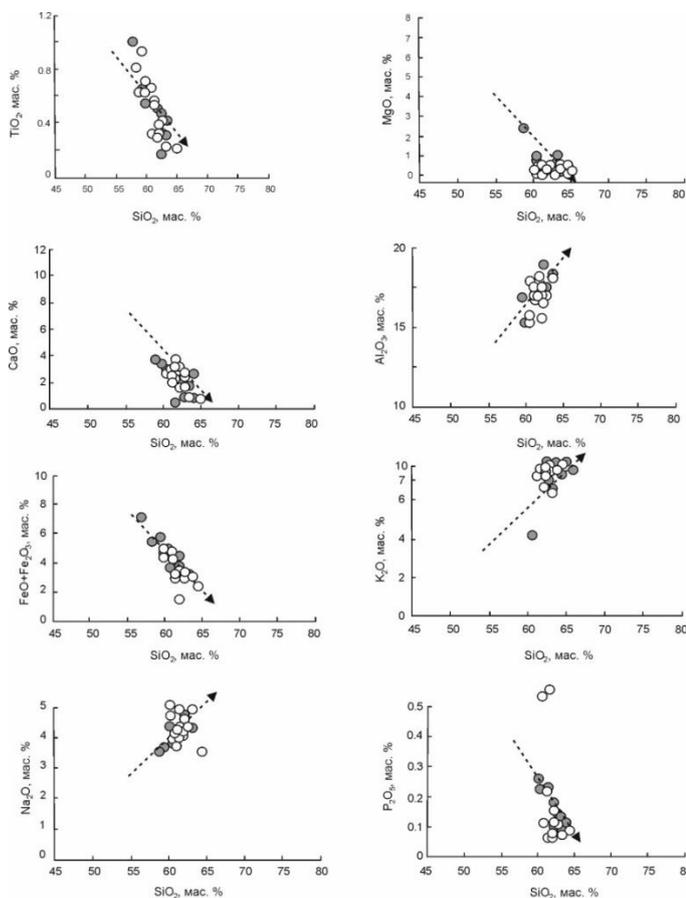


Рис. 3.12 Зависимости TiO_2 , MgO , CaO , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$, K_2O , Na_2O и P_2O_5 от SiO_2 . Белыми кружками показаны породы массива горы Рудная. Серыми кружками показаны шохонитовые породы Центрально-Алданского рудного района (Кукушкин и др., 2015).

Графики распределения редкоземельных (REE) и редких элементов тождественны для всех исследованных образцов и почти полностью повторяют конфигурацию друг друга в узком диапазоне значений (рис. 3.13, а). Так, для всех спектров REE наблюдается преобладание LREE над MREE (La/Sm от 3.7 до 14.8; в среднем 8.90) и значительное преобладание LREE над HREE (La/Yb от 14.7 до 39.6; в среднем 24.0), при суммарном содержании REE от 121.2 до 213.3 г/т (в среднем 147.1 г/т). Европиевая аномалия отсутствует (в среднем $Eu/Eu^* = 1.06$) за исключением некоторых проб, в которых проявлена слабо выраженная отрицательная ($Eu/Eu^* = 0.69$) и положительная ($Eu/Eu^* = 1.43$) Eu-аномалия. Порода характеризуется высоким содержанием крупноионных (Rb, Ba, Sr) и некоторых высокозарядных (Zr, U) элементов с аномально низким содержанием Ti, Nb и Ta. Указанные геохимические особенности пород массива не отличаются от соответствующих характеристик сходных по составу интрузивных пород Алданской мезозойской магматической провинции (рис. 3.13, б, в). Характер распределения редкоземельных и редких элементов мезозойских пород изучаемого региона сходен с таковым для калиевых щелочных пород современных окраинно-континентальных обстановок различных провинций мира (рис. 3.13, г).

Для характеристики возможной геодинамической обстановки образования пород массива горы Рудная и мезозойских магматических пород Алданской мезозойской магматической провинции были использованы дискриминационные диаграммы Д. Мюллера и Д. Гровса (рис. 3.14) (Muller, Groves, 2019). Применение данных диаграмм для анализа геотектонической позиции пород шшонитовых серий более предпочтительно, чем использование диаграмм Дж. Пирса и Н. Харриса (Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986), так как в породах шшонитовой серии содержание и соотношение характеристических элементов заведомо отлично от пород других серий. На дискриминационной диаграмме $Zr/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3$ составы изученных образцов массива горы Рудная и Алданской мезозойской магматической провинции попадают в поле составов магматических производных окраинно-континентальных и постколлизийных обстановок (рис. 3.14, а). В то же время на диаграммах состава $Ce/P_2O_5 - Zr/TiO_2$ и $Zr \times 3 - Ce/P_2O_5 - Nb \times 50$, большая часть фигуративных точек пород рассматриваемого региона находится в поле составов пород окраинно-континентальных обстановок (рис. 3.14, б, в). Не более 30 % изученных образцов попадают в поле составов пород постколлизийных обстановок. Следует отметить, что на базе этих дискриминационных диаграмм не всегда возможно разделить породы окраинно-континентальных и постколлизийных обстановок. Тем не менее, автор полагает, что в первом приближении изученные породы могут быть отнесены к магматическим породам, образовавшимся в окраинно-континентальных условиях.

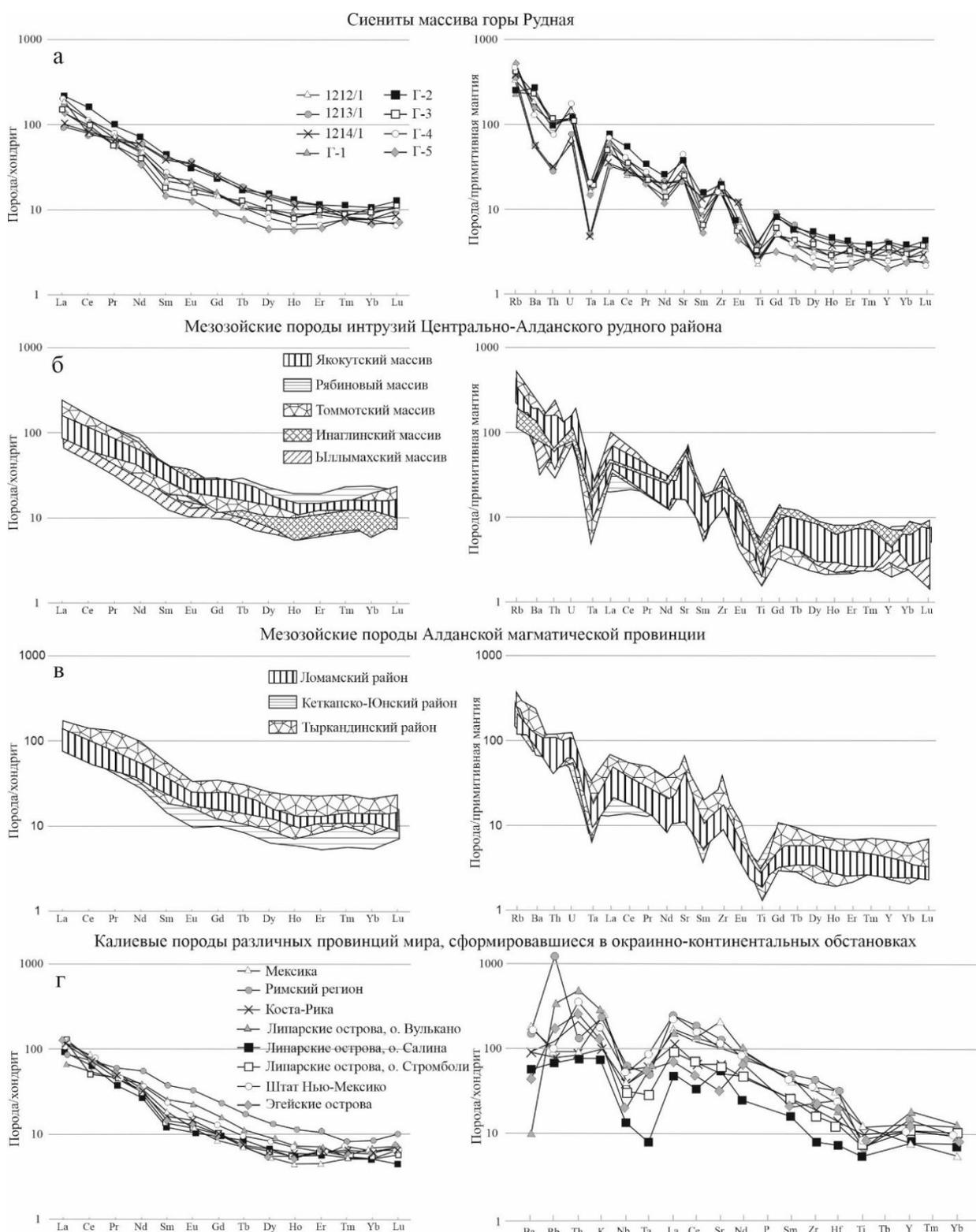


Рис. 3.13 Нормированные распределения редкоземельных и редких элементов в породах: а – сисниты массива горы Рудная, б – мезозойские породы Центрально-Алданского рудного района (Кононова и др., 1994; Шатов и др., 2012; Округин и др., 2018; Васюкова и др., 2020), в – мезозойские породы Алданской магматической провинции (Bogatikov et al., 1994; Davies et al., 2006; Полин и др., 2008; Кравченко и др., 2014), г – калиевые породы различных провинций мира, сформировавшиеся в окраинно-континентальных обстановках (Muller, Groves, 2019). Нормировано по (McDonough, Sun, 1995).

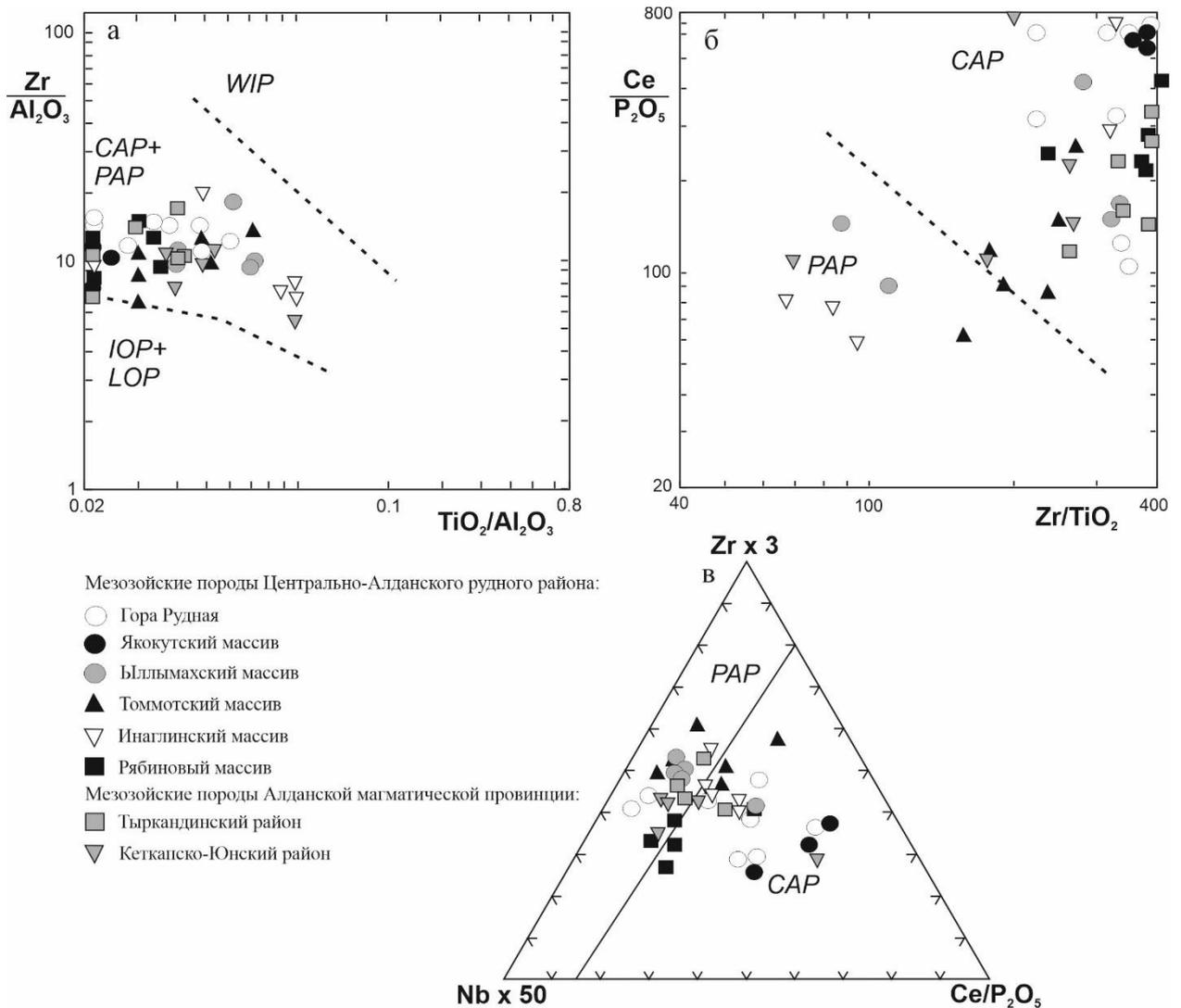


Рис. 3.14 Дискриминационные диаграммы «состав – геодинамическая обстановка» для мезозойских пород Алданской магматической провинции (а) $Zr/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3$, б) $Ce/P_2O_5 - Zr/TiO_2$, в) $Zr \times 3 - Ce/P_2O_5 - Nb \times 50$ (Muller, Groves, 2019), по данным для Центрально-Алданского рудного района: Якутский и Томмотский массивы (Кононова и др., 1994), Ыллымахский массив (Васюкова и др., 2020), Инаглинский массив (Округин и др., 2018), Рябиновый массив (Шатов и др., 2012)); для Тыркандинского района (Кравченко и др., 2014); для Кеткапско-Юнского района (Полин и др., 2008). Поля: *WIP* – области внутриплитного магматизма, *CAP* – окраинно-континентальные магматические дуги, *PAP* – постколлизийные магматические дуги, *IOP* – раннеокеанические магматические дуги, *LOP* – позднеокеанические магматические дуги.

3.3.2 U-Pb возраст и геохимия циркона

Локальному датированию U-Pb методом (SHRIMP-II) подверглось 41 зерно циркона (49 определений для 4 обр.; Приложение 3), в которых отсутствуют участки перекристаллизации или они выражены незначительно. Выделенный из пород циркон в обр. 1212 в основном представлен удлиненными (к. уд. 1:3-4) призматическими кристаллами, достигающими 200-300 мкм по длинной оси; реже зернами изометричной формы с корродированными границами (рис. 3.15, а). В CL-изображении преобладает темная, вплоть до черной, окраска циркона. В большинстве зерен наблюдается ростовая осцилляционная зональность с варьирующей мощностью полос. В обр. 1213 все зерна, за исключением

одного (точки 4.1 и 4.2 на рис. 3.15, б) оказались захваченными из пород фундамента. Единственное зерно, относящееся к сиенитам, характеризуется сложным строением с чередованием темных в CL участков и полос, размер его достигает 200-300 мкм. В обр. 1214, помимо темных призматических зерен, также присутствует другая разновидность циркона – изометричные зерна с секториальной и тонкополосчатой ростовой зональностью, светло-серые в CL-изображении, достигающие в поперечнике 200-300 мкм (рис. 3.15, в). Циркон из обр. GR-1 представлен изометричными зернами, часто с изъеденными границами и с пятнистой окраской в темных тонах в CL-изображении. Размер зерен в поперечнике в основном не превышает 250 мкм (рис. 3.15, г).

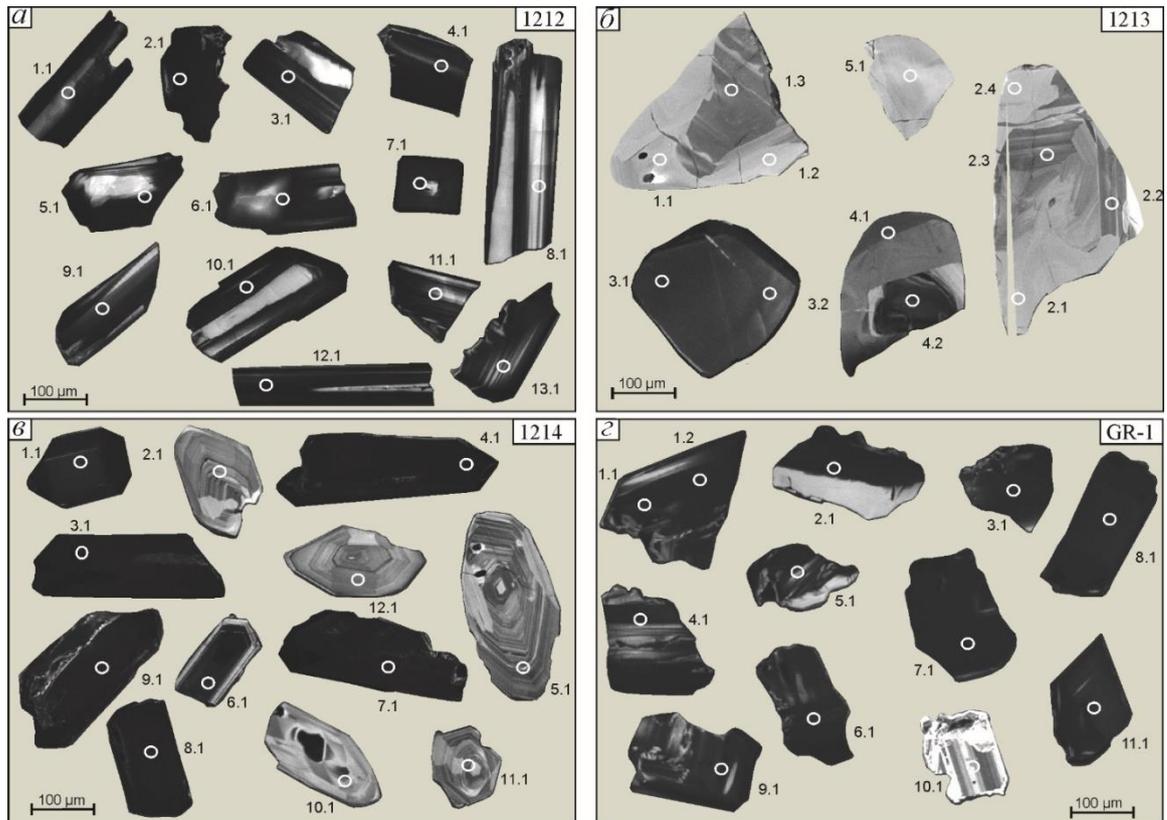


Рис. 3.15 Изображение изученных зерен циркона в режиме CL с местоположением точек анализа. Кружками отмечено положение кратеров (диаметр около 20 мкм) при изотопно-геохимическом исследовании.

По циркону из трех образцов (1212, 1214 и GR-1) U-Pb методом было определено значение возраста сиенитов массива горы Рудная около 130 млн лет (Приложение 3). Для каждого образца по 12-13 точкам, образующим конкордантный кластер, было получено сходящееся конкордантное определение возраста – 130 ± 1 млн лет для обр. 1212 и 1214 (рис. 3.16, а, в); 132 ± 1 млн лет для обр. GR-1 (рис. 3.16, г). Близкое значение возраста 137 ± 2 млн лет было определено по двум точкам в пределах одного зерна циркона из обр. 1213 (рис. 3.16, б), однако это измерение возраста невалидно из-за единичного датированного кристалла. Остальные зерна циркона из этого образца дали конкордантное значение возраста 1949 ± 34 млн лет (по девяти точкам). Палеопротерозойский возраст отвечает

времени формирования интрузий гранитов и чарнокитов, а также сопряженного метаморфизма гранулитовой фации (Глебовицкий и др., 2012). Поэтому есть все основания циркон с палеопротерозойским возрастом считать захваченным из пород фундамента сиенитами в момент их внедрения.

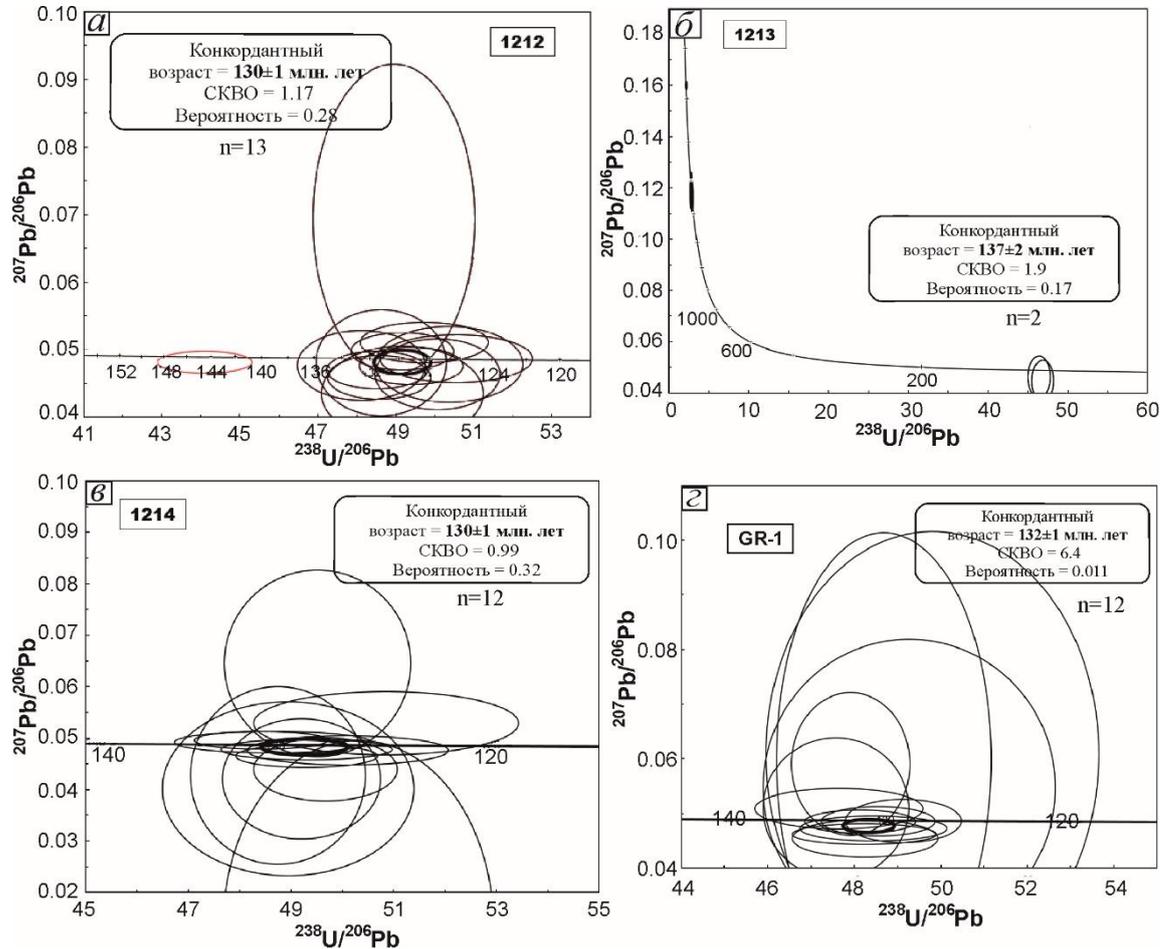


Рис. 3.16 Графики с конкордиями для циркона из сиенитов массива горы Рудная.

Редкие и редкоземельные элементы были проанализированы в цирконе из двух образцов – 1212 и 1214 (Приложение 4). В обр. 1212 аномально высоким содержанием U и Th выделяется зерно (точки 2.1 и 2.2), которое показало завышенное значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста 145 ± 2 млн лет, не вошедшее в расчет конкордантного возраста для образца. В точках 2.1 и 2.2 содержание U достигает 11083 г/т, Th – 21574 г/т, Th/U отношение составляет в среднем 1.83. Кроме того, наблюдается повышенное, по сравнению с зернами из конкордантного кластера с возрастом 130 ± 1 млн лет, содержание Hf (в среднем 9158 г/т), а также ряда неформульных элементов (Ca, Ti, Sr). Содержание REE в этих двух точках также повышенное (в среднем 7444 г/т), в основном за счет легких и средних REE, что приводит в выполаживанию спектров REE (Lu_N/La_N отношение не превышает 742, рис. 3.17, а). Такие особенности состава характерны для циркона гидротермально-метасоматического типа (Hoskin, 2005).

В остальных зернах, вошедших в состав конкордантного кластера, и в точке 2.3 содержание U и Th составляет в среднем 1777 и 2410 г/т, соответственно. Th/U отношение в среднем равняется 1.30. Спектры распределения REE дифференцированы от легких к тяжелым REE (Lu_N/La_N отношение составляет в среднем 3464), проявлены хорошо выраженная положительная Ce-аномалия (Ce/Ce^* в среднем равняется 64) и умеренная отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* в среднем 0.59). Содержание Ca варьирует от 3 до 342 г/т, что указывает на воздействие на циркон метасоматических флюидов (Geisler, Schleicher, 2000). Содержание Ti составляет в среднем 8.3 г/т (за исключением точки 1.1 с аномально высоким содержанием 70 г/т, Приложение 4), что соответствует температуре кристаллизации циркона около 720°C.

Отличающиеся по морфологии и облику в CL-изображении две разновозрастные разновидности циркона из обр. 1214 в значительной степени различаются по редкоэлементному составу (Приложение 4). Темные в CL зерна характеризуются повышенным содержанием U и Th (в среднем 3053 и 5573 г/т, соответственно) и Th/U отношением (в среднем 1.69). В серых зернах циркона с осцилляционной и секториальной зональностью содержание U и Th на порядок меньше (в среднем 291 и 227 г/т, соответственно). Th/U отношение в них становится меньше единицы, составляя в среднем 0.78. Серые в CL зерна циркона отличаются пониженным, по сравнению с темными зернами, содержанием Li, Sr, Ba, Nb, Y, REE. Спектры REE для этих двух разновидностей, отличаясь примерно в семь раз по уровню содержанию, имеют общий характер распределения как по степени дифференцированности, так и по проявлению Ce- и Eu-аномалий (рис. 3.17, б). Содержание таких элементов как P, Ca и Hf в целом сопоставимо для рассматриваемых разновидностей. Содержание Ti в серых цирконах больше, чем в темных (в среднем 12.1 и 7.1 г/т), что выражается в разнице температуры кристаллизации циркона в 50°C (759°C и 709°C).

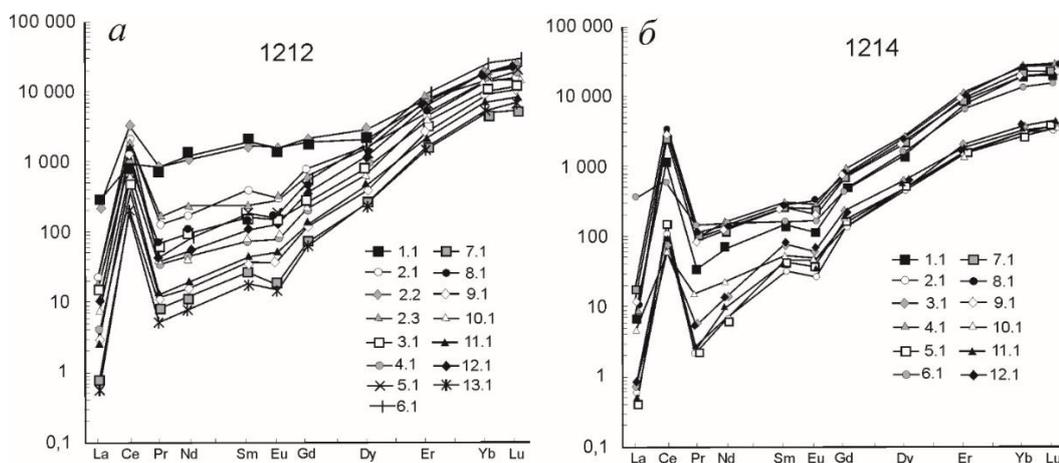


Рис. 3.17 Спектры распределения REE в цирконе, нормированные к хондриту CI (McDonough, Sun, 1995).

На дискриминационных диаграммах с полями составов циркона магматического и гидротермально-метасоматического генезиса циркон из сиенитов массива горы Рудная в основном попадает в область магматического циркона (рис. 3.18). Однако по соотношению содержания La и степени дифференциации LREE ($(Sm/La)_N$ отношение) значительная часть фигуративных точек лежит в области пересечения полей магматического циркона и пористого циркона (рис. 3.18, а), рассматриваемого как результата флюидной переработки магматического циркона (Kirkland et al., 2009). Часть точек выходит за границы поля магматического циркона, находясь в пределах поля пористого циркона, а три точки расположены вплотную у границ поля гидротермального циркона. По соотношению U и Ca в цирконе наблюдается аналогичная ситуация – фигуративные точки, находясь в границах поля магматического циркона, тяготеют к полю пористого циркона или находятся непосредственно в нем (рис. 3.18, б).

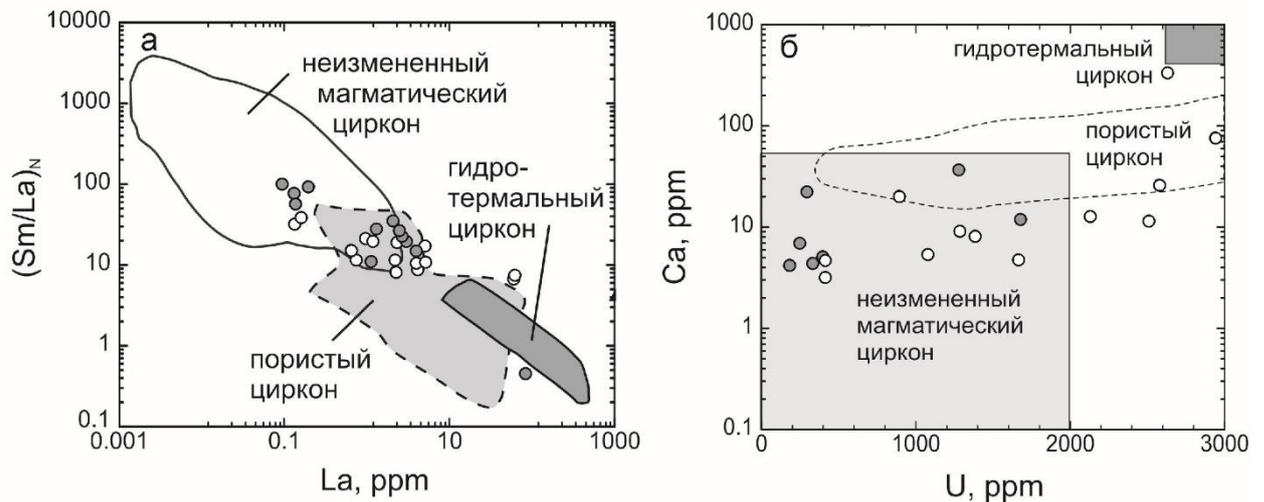


Рис. 3.18 Соотношение La– Sm_N/La_N (а) и Ca–U (б) в цирконе. На диаграммы нанесены поля составов магматического, пористого и гидротермального циркона – для диаграммы La– Sm_N/La_N по данным (Hoskin, 2005; Grimes et al., 2009; Bouvier et al., 2012), для диаграммы Ca–U по данным (Rayner et al., 2005; Bouvier et al., 2012). Белыми кружками показан циркон из обр. 1212, серыми – из обр. 1214.

Появление в обр. 1214 двух контрастных по составу и облику, но одновозрастных разновидностей циркона можно объяснить следующим образом. Тождественность спектров REE указывает на генетическую связь этих разновидностей. Возможно, предположить, серый в CL-изображении циркон является первично магматическим, кристаллизовавшимся непосредственно из сиенитового расплава. Образование темных в CL зерен циркона в рассмотренных образцах происходило при активном участии флюидной фазы, на что указывают геохимические признаки: повышенное содержание U, Th и ряда неформульных элементов (LREE, Ca, Ti, Sr).

Следует отметить, что состав циркона имеет большой потенциал как индикатор Cu±Mo±Au порфировых систем и позволяет отличить продуктивные магматические

формации от непродуктивных. Разбраковка изученных образцов на потенциально рудоносные и «безрудные» проводилась по методике (Lu et al., 2016; Pizarro et al., 2020). По результатам определения концентрации редких и редкоземельных элементов в цирконах высчитывались значения индикаторных геохимических параметров циркона (Ce/Nd, Eu/Eu*, (Ce/Nd)/Y, Dy/Yb, (10000xEu/Eu*)/Y, Th/U, T°C (*Ti-in-zircon thermometer*) для проанализированных образцов (табл. 3.1). Приведенные отношения редких и редкоземельных элементов в цирконе, позволили диагностировать высокую продуктивность магматического комплекса изучаемого массива на золото-медно-порфиговое оруденение.

Таблица 3.1

Индикаторные геохимические параметры циркона PIZ (Porphyry Indicator Zircons), отвечающие за потенциальную рудоносность магматических пород на порфиговое оруденение

№ образца	Индикаторные геохимические параметры циркона - PIZ (Porphyry Indicator Zircons)		Индикаторные геохимические параметры циркона из сиенитов массива горы Рудная
1212, 1214	Ce/Nd	> 1	18.9
	Eu/Eu*	> 0.4	0.56
	(Ce/Nd)/Y	> 0.01	0.004
	Dy/Yb	< 0.3	0.10
	(10000xEu/Eu*)/Y	> 1	1.63
	Th/U	0.1 ÷ 1.0	1.12
	T°C (<i>Ti-in-zircon thermometer</i>)	637 ÷ 738	735±10

Кроме того, были применены ряд вариационных диаграмм (Eu/Eu* – Ce/Nd, Eu/Eu* – Dy/Yb) на которых отчетливо выделяются практически не перекрывающиеся друг с другом поля (рис. 3.19), одни из которых отвечают цирконам из рудоносных магматических пород порфириковых месторождений, а другие – заведомо «безрудным» магматическим комплексам (Lu et al., 2016). На вариационной диаграмме Eu/Eu* – Ce/Nd фигуративные точки состава цирконов дислоцировались в области продуктивной магматической формации (рис. 3.19, а); а график зависимости Eu/Eu* – Dy/Yb (рис. 3.19, б) показал, что состав цирконов соответствует Cu±Mo±Au порфириковой системе (Lu et al., 2016).

Подводя итоги проведенного исследования, можно констатировать, что возраст сиенитов по данным датирования циркона составляет около 130 млн лет (рис. 3.20). Полученные возрастные данные сиенитов массива горы Рудная при сопоставлении с породами Алданской мезозойской магматической провинции (рис. 3.21) отвечают ранее установленному этапу магматизма в интервале 150-115 млн лет назад. Анализ редкоэлементного состава циркона показал наличие двух отличающихся по составу

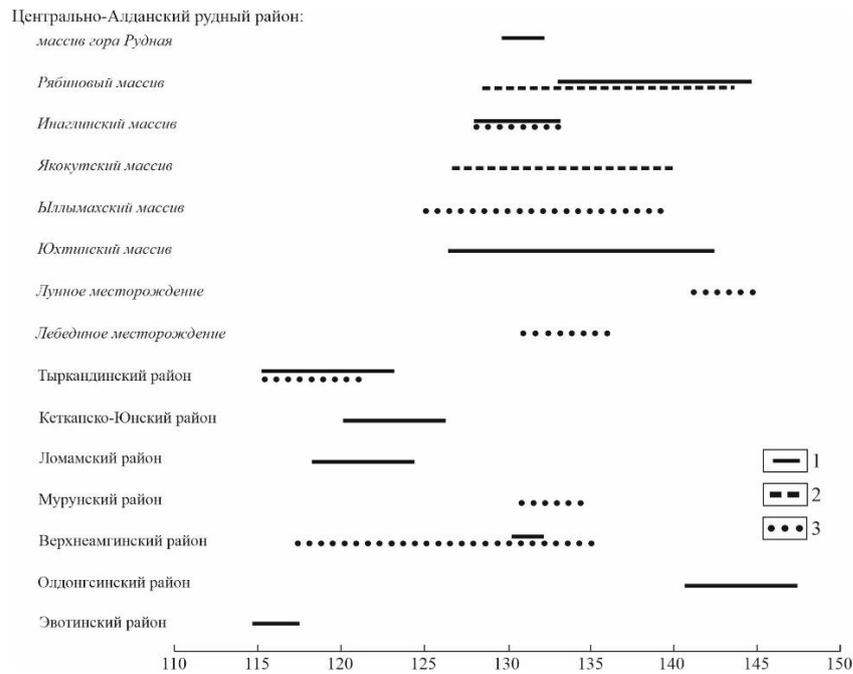


Рис. 3.21 Изотопно-геохронологические данные мезозойских пород Алданской магматической провинции, по материалам: Центрально-Алданский рудный район (массив гора Рудная (Гузев и др., 2021a), Рябиновый массив (Шатов и др., 2012; Шатова и др., 2017), Инаглинский массив (Ибрагимов и др., 2015; Округин и др., 2018), Якутский массив (Кононова и др., 1995), Ыллымахский массив (Васюкова и др., 2020), Юхтинский массив (Борисенко и др., 2017), Лунное месторождение (Гаськов и др., 2023), Лебединое месторождение (Гаськов и др., 2023)), Мурунский район (Wang et al., 2014), Тыркандинский район (Прокопьев и др., 2018; Гузев и др., 2021b), Кеткапско-Юнский район (Полин и др., 2012; Полин и др., 2014; Полин и др., 2022), Ломамский район (Козлов и др., 2018), Верхнеамгинский район (Прокопьев et al., 2019a; Пономарчук и др., 2020), Олдонгсинский район (Кукушкин и др., 2017), Эвотинский район (Ivanov et al., 2022). 1-3 методы датирования: U-Pb (1), Rb-Sr (2), Ar-Ar (3). Все возрасты, изображенные на диаграмме, приведены в млн лет.

3.3.3 Rb-Sr-изотопно-геохимические исследования

Изучение Rb-Sr-изотопной системы рудоносного березита Морозкинского месторождения проводилось по мономинеральным фракциям новообразованного калиевого полевого шпата, серицита и валовой пробы образца 1214/1 (табл. 3.2). Образец отобран из центральной части наиболее крупной и протяженной рудоносной зоны (Крутая-Коллективная) Морозкинского месторождения, где распространена золоторудная минерализация. Образец представляет собой кварц-серицит-анкеритовый метасоматит с пиритом и халькопиритом, развитый по брекчированному сиениту.

На основании полученных результатов была построена трехточечная эрохрона, наклон которой соответствует возрасту 132 ± 1 млн лет с начальным изотопным составом 0.7073 ± 0.0020 при величине СКВО (среднеквадратичное отклонение), равном 129 (рис. 3.22). Это значение идентично конкордантному возрасту образования циркона из сиенитов массива горы Рудная – 130 млн лет (Гузев и др., 2021a).

Тем не менее, высокое значение СКВО свидетельствует о нарушенном изотопном равновесии для изученной системы минералов и валовой пробы. При этом очевидно, что

наклон рассчитанного линейного тренда (и возраст) определяется положением фигуративной точки изотопного состава серицита и незначительно изменяется при пересчете на 2-точечные системы: валовая проба – серицит и калишпат – серицит: 131.9 ± 0.67 и 131.6 ± 0.66 млн лет.

Таблица 3.2

Результаты анализа Rb-Sr-изотопной системы рудоносного березита Морозкинского месторождения

№ анализа	Образец	Минерал/порода	Содержание, г/г		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$
			Rb	Sr		
1	1214/1	Порода	207	228	2.6033	0.71202 ± 6
2		Калишпат	256	330	2.1703	0.71152 ± 6
3		Серицит	308	11	77.983	0.85331 ± 7

Примечание. Аналитическая погрешность определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в минералах не превышает 0.5 % (2σ), а отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – 0.005 % (2σ).

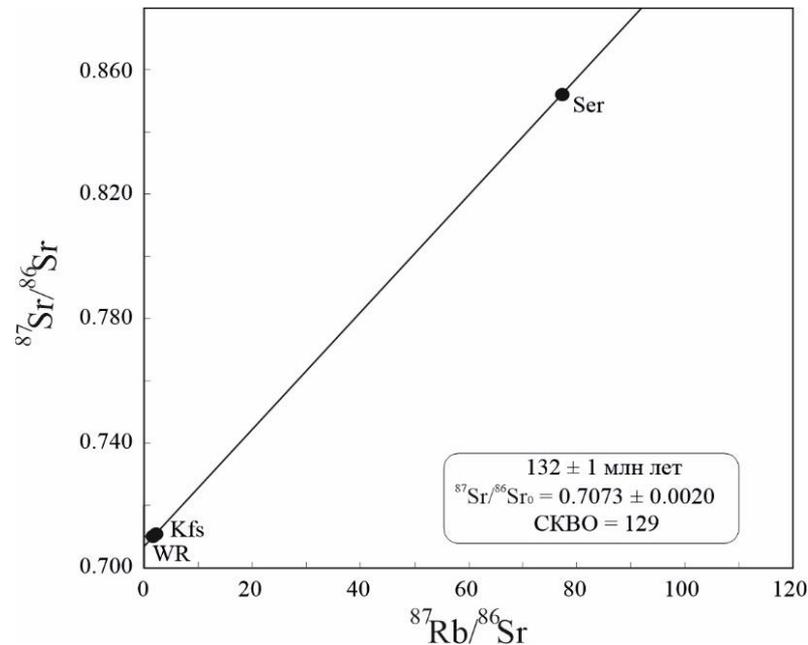


Рис. 3.22 Rb-Sr-изохронная диаграмма для рудоносного березита Морозкинского месторождения. Обозначения: WR – порода в целом, Kfs – калиевый полево шпат, Ser – серицит.

3.3.4 Sm-Nd-изотопно-геохимические исследования

Результаты Sm-Nd-изотопного исследования четырех валовых проб сиенитов массива горы Рудная представлены в табл. 3.3. Изученные образцы характеризуются значительным разбросом измеренных величин отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (от 0.0896 до 0.1257) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (от 0.511457 до 0.511743), что в пересчете на возраст 130 млн лет приводит к вариациям величины начального изотопного состава неодима: от 0.511375 до 0.511636, или в единицах ϵ_{Nd} : от -16.3 до -21.4. Рассчитанные Sm-Nd-модельные возрасты пород относительно модельного резервуара обедненной мантии варьируют от 2.0 до 2.5 млрд лет, указывая на древнее происхождение (возможно, палеопротерозойский возраст) протолита.

На диаграмме в координатах изотопных отношений $\epsilon_{Nd} - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ точки начальных изотопных отношений для сиенитов массива горы Рудная находятся в квадранте, соответствующему составу модельного обогащенного мантийного компонента EM I типа (рис. 3.23). Хорошо видно, что изотопные характеристики сиенитов также сопоставимы с изотопными составами других проявлений магматизма изучаемой провинции (Махоткин, 1992; Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Первов и др., 1997; Davies et al., 2006; Васюкова и др., 2020; Doroshkevich et al., 2020).

Таблица 3.3

Sm-Nd-изотопный состав сиенитов массива горы Рудная

№ образца	Содержание, г/г		${}^{147}Sm/{}^{144}Nd$	${}^{143}Nd/{}^{144}Nd \pm 2\sigma$	$({}^{143}Nd/{}^{144}Nd)_0$	ϵ_{Nd}	T_{DM} млн лет
	Sm	Nd					
1212/1	4.15	22.52	0.1115	0.511480 ± 5	0.511385	-21.2	2480
1213/1	6.18	29.72	0.1257	0.511743 ± 5	0.511636	-16.3	2430
1214/1	1.15	7.76	0.0896	0.511482 ± 8	0.511406	-20.8	2040
Г-3	3.21	20.07	0.0967	0.511457 ± 4	0.511375	-21.4	2200

Примечание. $({}^{143}Nd/{}^{144}Nd)_0$ - начальные отношения изотопов неодима $({}^{143}Nd/{}^{144}Nd)_0$ и величина параметра ϵ_{Nd} вычислены на время кристаллизации сиенитов 130 млн лет назад, параметр ϵ_{Nd} рассчитан относительно состава однородного хондритового резервуара (CHUR) с современными характеристиками состава: ${}^{147}Sm/{}^{144}Nd=0.1967$, ${}^{143}Nd/{}^{144}Nd=0.512638$ (Jacobsen, Wasserburg, 1984); T_{DM} – модельный возраст, рассчитанный относительно резервуара обедненной мантии (Goldstein, Jacobsen, 1988) в предположении линейного развития изотопного состава Nd обедненной мантии, начиная 4.55 млрд лет назад и достигая к сегодняшнему дню величины $\epsilon_{Nd} = +10$ и ${}^{147}Sm/{}^{144}Nd: 0.2136$, ${}^{143}Nd/{}^{144}Nd: 0.513151$.

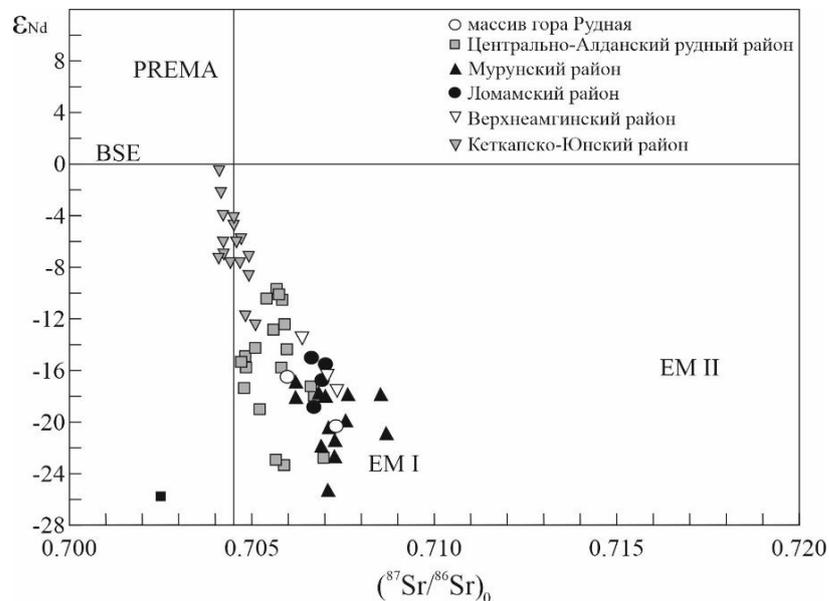


Рис. 3.23 Положение исследуемых сиенитов массива горы Рудная на изотопной диаграмме $\epsilon_{Nd} - ({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_0$. EM I и EM II – обогащенная мантия, BSE – средний силикатный состав Земли, PREMA – преобладающая мантия. Для сравнения показаны мезозойские породы Алданской магматической провинции (Махоткин, 1992; Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Первов и др., 1997; Davies et al., 2006; Полин и др., 2013; Васюкова и др., 2020).

3.3.5 Обсуждение результатов

Полученные петрогеохимические и изотопно-геохимические данные для сиенитов массива горы Рудная дополняют накопленную к настоящему времени информацию о породах массива и сходных по составу интрузий Алданской мезозойской магматической провинции и позволяют качественно оценить источники вещества и процессы, в результате которых произошло их формирование.

Формирование сиенитов массива горы Рудная, являющихся вмещающими породами Морозкинского месторождения, происходило 130 млн лет назад (Гузев и др., 2021в), что соответствует основному этапу магматизма Алданской мезозойской магматической провинции. Время формирования рудоносных березитов на основании данных Rb–Sr-изохронного метода датирования составляет 132 ± 1 млн лет, что говорит о последовательном субсинхронном процессе кристаллизации сиенитов массива горы Рудная и формирования рудоносных метасоматитов.

Установленные геохимические особенности пород массива имеют очевидное сходство с составом мезозойских интрузивных пород Алданской мезозойской магматической провинции и современными калиевыми породами различных провинций мира, развитых в типично окраинно-континентальных обстановках (Липарские о-ва, Эгейские о-ва, штат Нью-Мексико). Кроме того, на дискриминационных диаграммах изученные образцы сиенитов массива горы Рудная также попадают в поле окраинно-континентальных дуг, что не противоречит формированию источников расплавов сиенитов изучаемого массива в окраинно-континентальной геодинамической обстановке (Гузев и др., 2024).

Полученные изотопные данные свидетельствуют о том, что источником расплавов сиенитов было вещество обогащенной мантии (близкое по изотопному составу к мантийному компоненту EM I типа) с отрицательными значениями ϵ_{Nd} : от -16.3 до -21.4. Вариации начального изотопного состава неодима ($^{143}Nd/^{144}Nd)_0$: от 0.511375 до 0.511636) в изученных образцах обусловлены неомогенностью состава источника или значительной контаминацией коровым веществом, которая могла происходить как на уровне промежуточных камер, так и при внедрении расплавов. Рассчитанные Sm-Nd-модельные возраста сиенитов массива горы Рудная относительно деплетированной мантии (T_{DM}) указывают на образование обогащенного мантийного источника не позднее 2.0-2.5 млрд лет назад. Эти результаты также не противоречат Pb-изотопной систематике магматических пород массива, которые свидетельствуют о древнем, палеопротерозойском или даже неархейском возрасте источника (Гузев и др., 2021в). Более вероятным представляется

наличие уже в палеопротерозойское время под изучаемой территорией изолированного обогащенного мантийного источника, вещество которого участвовало и в формировании вулканических пород федоровской толщи (T_{DM} : 2.2-2.4 млрд лет, ϵ_{Nd} : от -11.6 до -26.7; (Великославинский и др., 2003)). Его реактивация в позднемезозойское время, вызванная закрытием Монголо-Охотского бассейна, обусловила появление сиенитов массива горы Рудная.

Альтернативным объяснением может быть формирование Sm-Nd-изотопной системы ~ 130 млн лет назад за счет смешения вещества как минимум из двух источников с различным изотопным составом в процессе кристаллизации пород.

Автор предполагает, что расплавы сиенитов, согласно петрогеохимическим и изотопно-геохимическим данным, являлись продуктами ассимиляции корового материала мантийными расплавами в процессе их подъема к поверхности. Гравитационные аномалии разного порядка в пределах изучаемой территории свидетельствуют о разноглубинном размещении областей концентрации (палеомагматических очагов) магм. Низкие содержания высокочarged элементов, таких как Ti, Nb и Ta, и повышенные содержания Rb, Sr и Ba в изучаемых породах, возможно, связаны с участием корового компонента в магматическом процессе. Изотопный состав свинца указывает на преимущественно мантийную природу свинца при несущественной роли свинца нижней коры (Гузев и др., 2021в). Изотопные характеристики сиенитов массива горы Рудная сходны с аналогичными изотопными метками щелочных массивов как Центрально-Алданского рудного района, так и других районов Алданского щита, за исключением некоторых магматических пород Кеткапско-Юнского рудного района. Отличительной особенностью последних является изотопный состав неодима, свидетельствующий о различном вкладе вещества мантийных источников, обогащенного EM I типа и BSE (примитивной мантии), при формировании соответствующих расплавов и существенной разнице в модельных возрастах с магматитами других районов Алданской мезозойской магматической провинции (Полин и др., 2013). Вся совокупность полученных результатов может быть проинтерпретирована следующим образом: закрытие Монголо-Охотского бассейна в мезозойское время инициировало ассимиляцию корового материала высокотемпературными флюидизированными магмами в процессе их подъема к поверхности. В результате возник промежуточный внутрикоровый магматический очаг сиенитового расплава, внедрение которого 130 млн лет назад привело к образованию сиенитов массива горы Рудная.

3.4 Геологическое строение Морозкинского месторождения

Рудные тела Морозкинского месторождения локализованы в участках интенсивной метасоматической переработки пород, развитых вдоль крутопадающих нарушений

преимущественно внутри массива горы Рудная, реже в породах кристаллического фундамента (рис. 3.24). Помимо зон дробления, рудные тела размещаются в различных структурно-вещественных неоднородностях (вблизи контакта интрузии с карбонатными породами и породами фундамента, горизонтальные зоны трещиноватости в толще карбонатных пород).

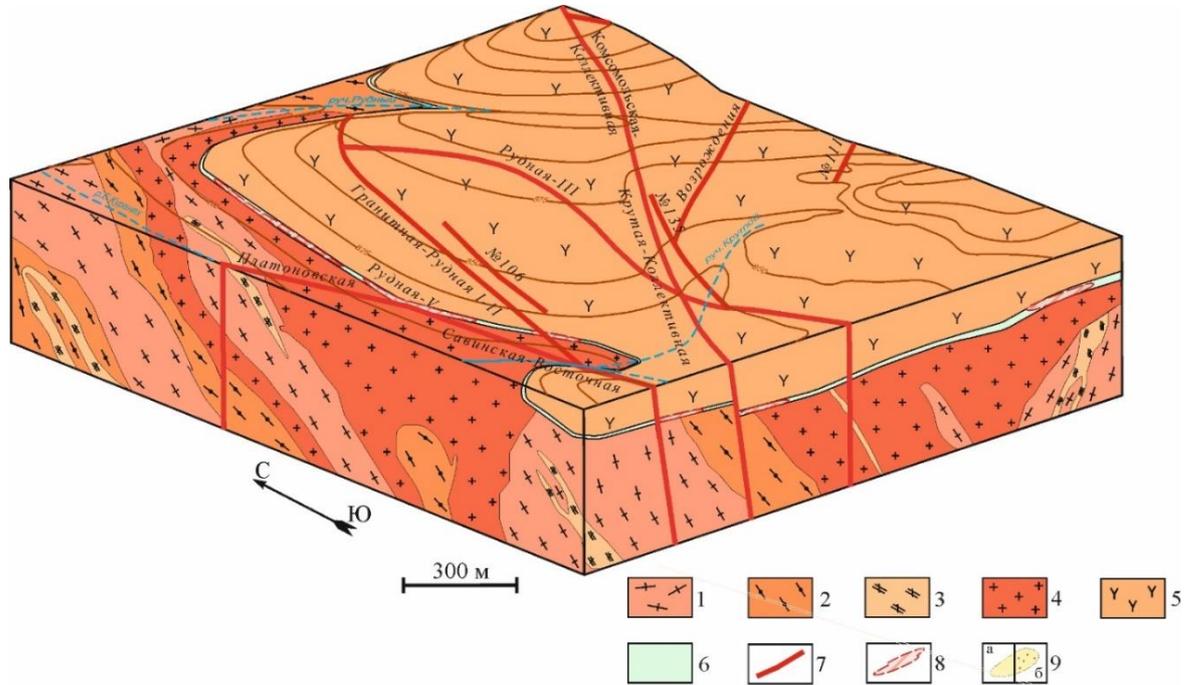


Рис. 3.24 Блок-диаграмма геологического строения месторождения Морозкинское (по материалам (Молчанов и др., 2013; Петров и др., 2018) с дополнениями автора). 1-3 породы федоровской толщи: 1 – кристаллические сланцы, 2 – плагиогнейсы, 3 – кальцифиры; 4 – граниты и гранитогнейсы нерасчлененного комплекса; 5 – сиениты и порфиридные сиениты; 6 – венд-нижнекембрийские доломиты; 7 – золоторудные крутопадающие жилы и субгоризонтальные лентовидные и пластообразные залежи; 8 – субгоризонтальные золоторудные тела Au-сульфидного типа.

Внедрение сиенитового расплава привело к образованию контактово-метасоматических и гидротермально-метасоматических ассоциаций. По минеральным парагенезисам метасоматиты разделены на четыре формации: фельдшпатолиты (в породах раннедокембрийского кристаллического фундамента и в апикальных частях интрузии), скарны (в зоне контактово-метасоматического воздействия интрузии на венд-нижнекембрийские доломиты и раннедокембрийские кристаллические породы фундамента), пропилиты (в породах раннедокембрийского кристаллического фундамента и в околоинтрузивном пространстве массива) и березиты (вдоль крутопадающих нарушений преимущественно внутри интрузии). Промышленное золотое оруденение приурочено к ореолам березитизации и представлено сульфидной прожилково-вкрапленной и жильной минерализацией, с которой генетически связано золото.

В рудах месторождения главным рудообразующим минералом является пирит, к второстепенным относятся халькопирит и галенит; редкие минералы – арсенопирит, золото,

гематит, сфалерит, рутил, титанит, магнетит, ильменит, титаномагнетит, монацит, ферриторит, шеелит, висмутин, галеновисмутин, тетрадимит и теллуоровисмутит (табл. 3.4).

Таблица 3.4

Минеральный состав руд и околорудных метасоматитов Морозкинского месторождения

Минералы	Рудные	Нерудные	Гипергенные
Главные	пирит	кварц, серицит, анкерит, ортоклаз, альбит-олигоклаз	гематит, лимонит, гетит, гидрогетит,
Второстепенные	халькопирит, галенит	хлорит, эпидот, мусковит	малахит, азурит, ярозит, борнит, халькозин, ковеллин
Редкие	арсенопирит, самородное золото, гематит, сфалерит, рутил, титанит, магнетит, ильменит, титаномагнетит, монацит, ферриторит, шеелит, висмутин, галеновисмутин, тетрадимит и теллуоровисмутит	амфибол, клинопироксен, флюорит, апатит, циркон, пренит, флогопит	церуссит, куприт, самородная медь

Примечания. Таблица составлена как по результатам собственных наблюдений, так и по опубликованным материалам других исследователей (Минаков и др., 2012; Молчанов и др., 2013; Петров и др., 2018).

Рудные тела образуют минерализованные зоны и штокверки с варьирующим от 0.5 до 4 г/т (до 150 г/т в единичных пробах) содержанием золота. По химическому составу золото представляет собой золото-серебряный сплав, пробность которого в среднем составляет 870 ‰ (Молчанов и др., 2013). Характерными сопутствующими элементами в рудоносных зонах (от внешних через ореольные к рудным зонам) являются медь, мышьяк и свинец (рис. 3.25). Кроме того, к сопутствующим золоту элементам (но с экстремальным характером поведения) относятся сурьма, молибден, висмут и серебро. Теллур, бериллий и вольфрам ведут себя инертно в процессе рудообразования.

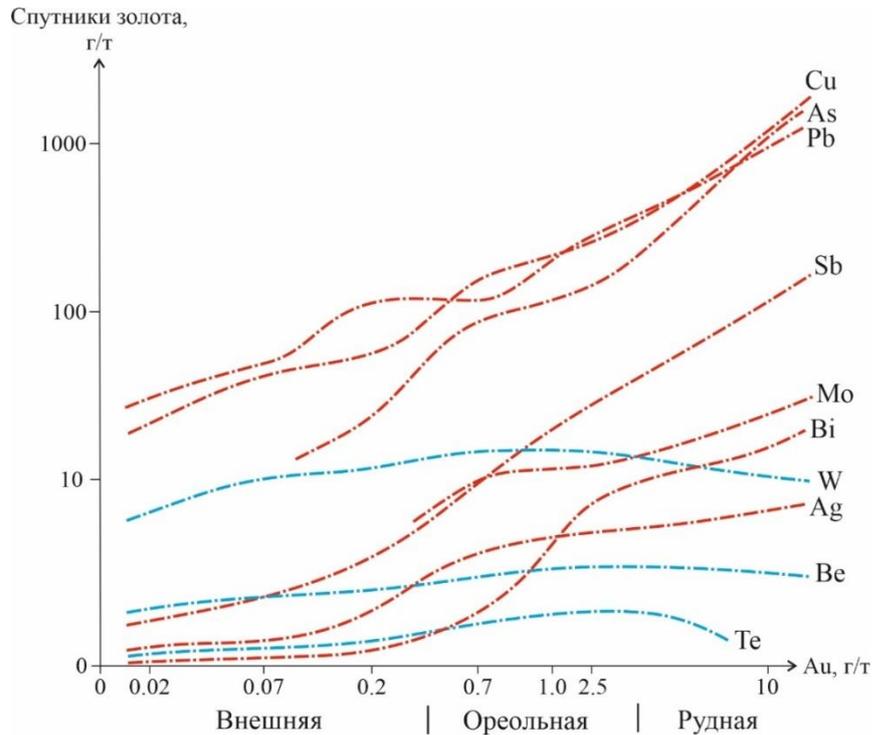


Рис. 3.25 Зависимость содержания элементов от концентрации золота в рудоносных зонах Морозкинского месторождения.

Систематическое опробование керна разведочных скважин и стенок горных выработок на сопутствующие полезные компоненты проведено не было (за исключением рудной зоны Крутая-Коллективная), поэтому их запасы в рудах месторождения остались не оцененными. Au/Ag отношение в рудах обычно варьирует от 1:1 до 1:5, составляя в среднем – 1:2. Содержания меди, свинца и молибдена в пределах рудной зоны Крутая-Коллективная варьируют в широких пределах: меди – от 0.005 до 0.5 % (до 1-2 % в единичных пробах) при среднем содержании 0.14 %; свинца – от 0.002 до 0.4 % (до 1 % в единичных пробах) при среднем содержании 0.3 %; молибдена – от 0.001 до 0.05 % при среднем содержании 0.007 %. Содержания сопутствующих компонентов находятся на уровнях ниже минимально значимых промышленных кондиций.

Рудные тела, как уже было отмечено выше, локализованы в гидротермально-измененных магматических породах вдоль крутопадающих зон дробления. Наиболее протяженные и мощные из них, заключающие около 90 % ресурсов золота на месторождении (табл. 3.5), это зоны: Крутая-Коллективная, Гранитная-Рудная I-II, Возрождение и Комсомольская-Коллективная (рис. 3.26, 3.27) (Молчанов и др., 2013; Петров и др., 2018; Гузев и др., 2021в). Более мелкие рудоносные зоны представлены: № 135, Савинская-Восточная, Платоновская, Рудная-III, Коллективная-Восточная и Неизвестная.

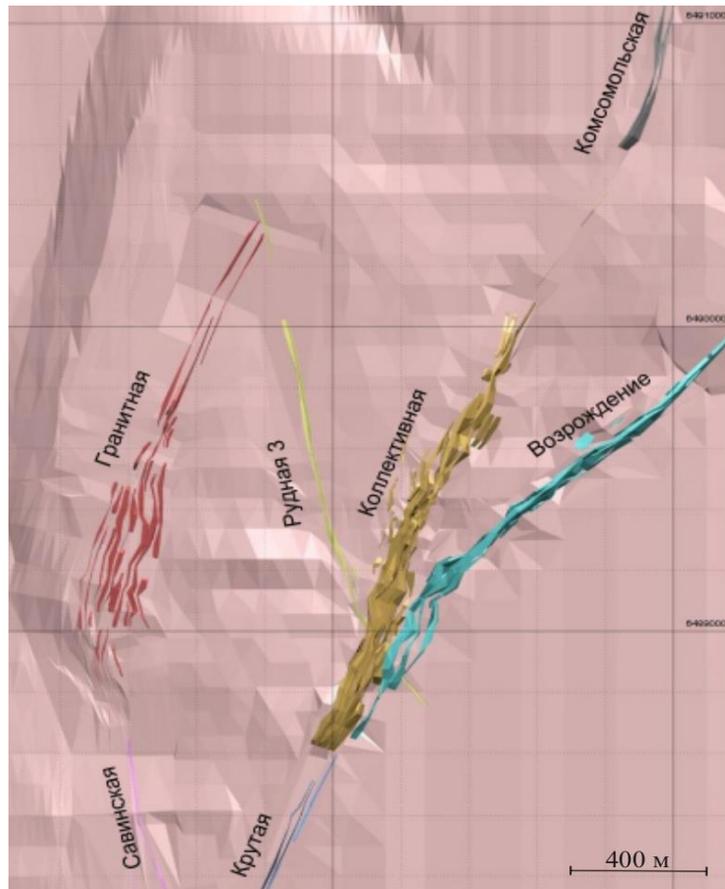


Рис. 3.26 Вид в плане каркасных моделей рудных тел Морозкинского месторождения.

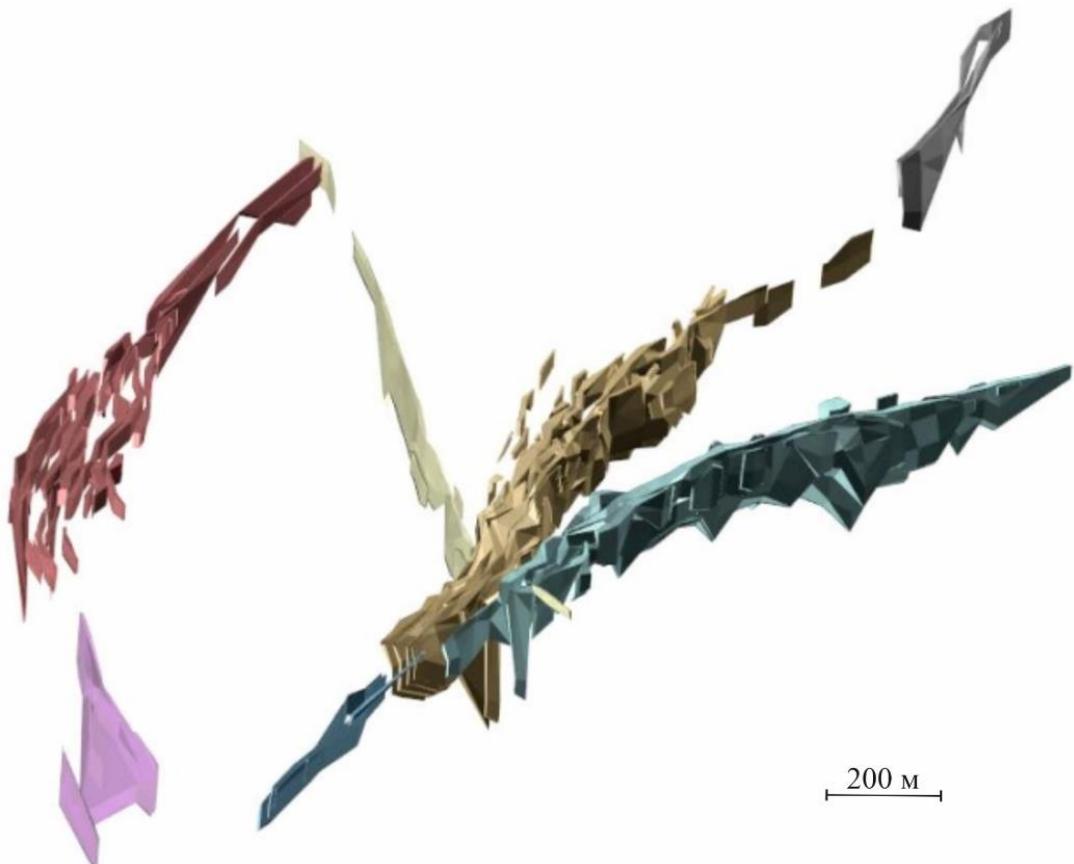


Рис. 3.27 3D-вид каркасных моделей рудных тел Морозкинского месторождения (бортное содержание золота – 0.3 г/т).

Таблица 3.5

Распределение прогнозных ресурсов категории Р₁ золота между различными рудными телами Морозкинского месторождения (Минаков и др., 2012)

Рудоносная зона	Длина, м	Глубина, м	Мощность, м	Содержание, г/т	Ресурсы, т	Доля от общих запасов, %
Крутая-Коллективная	1950	110	49	1.63	28.63	46.2
Гранитная-Рудная I-II	1550	120	16	3.52	17.29	27.9
Возрождение	875	130	17	0.97	4.70	7.6
Комсомольская-Коллективная	780	120	9.0	1.76	3.73	6.0
№ 135	240	110	32	1.13	2.03	3.3
Савинская-Восточная	815	90	4.4	1.56	1.71	2.7
Платоновская	460	105	5.5	2.13	1.53	2.5
Рудная-III	950	35	6.6	2.11	1.16	1.9
Коллективная-Восточная	350	115	7.0	1.50	1.02	1.6
Неизвестная	400	30	4.8	1.08	0.16	0.3

Примечания. Бортовое содержание золота – 0.6 г/т.

Согласно протоколу ГКЗ № 4665-оп от 17.06.2016 суммарные запасы золота на месторождении Морозкинское составляют 17.3 т при среднем содержании 2.0 г/т, а серебра – 29.5 т при среднем содержании 3.4 г/т (табл. 3.6).

Таблица 3.6

Утвержденные ГКЗ Роснедра по состоянию на 17.06.2016 г. запасы золота и серебра Морозкинского месторождения

Элементы подсчета	Единица измерения	Балансовые запасы			Забалансовые запасы
		C ₁	C ₂	C ₁ +C ₂	C ₁
Руда	Запасы, тыс. т	4 091	4 489	8 580	2 481
Золото	Запасы, т	6.5	10.8	17.3	3.5
	Содержание, г/т	1.6	2.4	2.0	1.4
Серебро	Запасы, т	-	29.5	29.5	12.3
	Содержание, г/т	-	3.4	3.4	5.0

Примечания. Бортовое содержание золота – 0.6 г/т

Рудоносные зоны Морозкинского месторождения схожи между собой, поэтому детальное геологическое строение и особенности локализации золоторудной минерализации рассмотрены на примере Крутая-Коллективная, как наиболее представительной и хорошо изученной рудоносной зоны.

Рудоносная зона Крутая-Коллективная наиболее протяженная (около 2 км) и мощная рудовмещающая структура северо-восточного простирания, полностью пересекающая интрузию в ее центральной части (рис. 3.28). Кроме того, она является самой богатой на

месторождении, как по запасам золота, так и серебра. На ее долю приходится около 50 % от всех разведанных запасов. В пределах рудной зоны выделяется 4 рудных тела мощностью от 5 до 11 м. Рудные тела практически субвертикальные, либо наклонены на северо-восток под углом 80-85°. Содержания золота варьируют от 0.5 до 13 г/т при среднем содержании 3.6 г/т. Рудные тела разделяются некондиционными интервалами мощностью 5-10 м, содержание золота в которых колеблется от 0.09 до 0.5 г/т, в единичных случаях превышает 0.6 г/т.

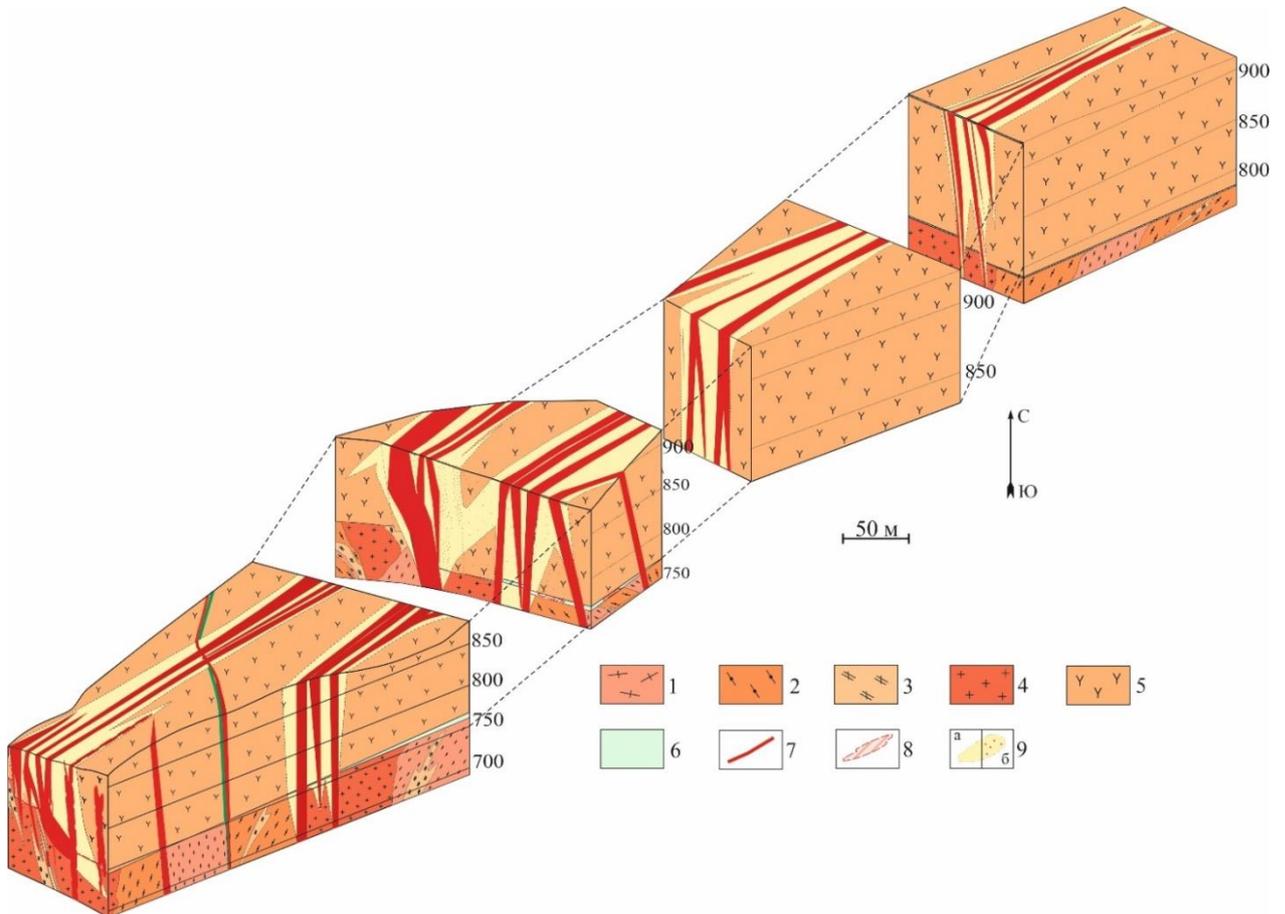


Рис. 3.28 Схема геологического строения рудоносной зоны Крутая-Коллективная (Минаков и др., 2012). 1-3 породы федоровской толщи: 1 – кристаллические сланцы, 2 – плагиогнейсы, 3 – кальцифиры; 4 – граниты и гранитогнейсы нерасчлененного комплекса; 5 – сиениты и порфириовидные сиениты; 6 – венд-нижнекембрийские доломиты; 7 – золоторудные крутопадающие жилы и субгоризонтальные лентовидные и пластообразные залежи; 8 – субгоризонтальные золоторудные тела Au-сульфидного типа; 9 – рудоносные гидротермально-метасоматические образования: а – зоны березитизации, б – зоны интенсивно березитизированных и брекчированных пород.

Рудные тела представлены сближенными прожилками и жилами $Pu-Qz$ состава мощностью от первых мм до 20 см (в отдельных случаях до 0.8 м), реже линейными телами брекчий мощностью 0.2-0.6 м. Содержание пирита обычно составляет 3-10 %, иногда достигает 40 %. Для рудоносных участков жил характерны, в основном, прожилковые, массивные, брекчиевые и кавернозные текстуры. Маломощные прожилки обычно извилистые, прожилки мощностью свыше 0.5-1.0 см характеризуются ровными,

практически прямолинейными контактами с вмещающими породами. Простираение их субмеридиональное, падение субвертикальное. Иногда в зонах сближенных прожилков наблюдаются брекчии, в которых обломки вмещающих пород цементируются жильным веществом $Pu-Qz$ состава, аналогичным по составу и содержанию пирита прожилкам. Наиболее представительные образцы рудоносных сиенитов изображены на рис. 3.29 с составом рудной минерализации в табл. 3.7.

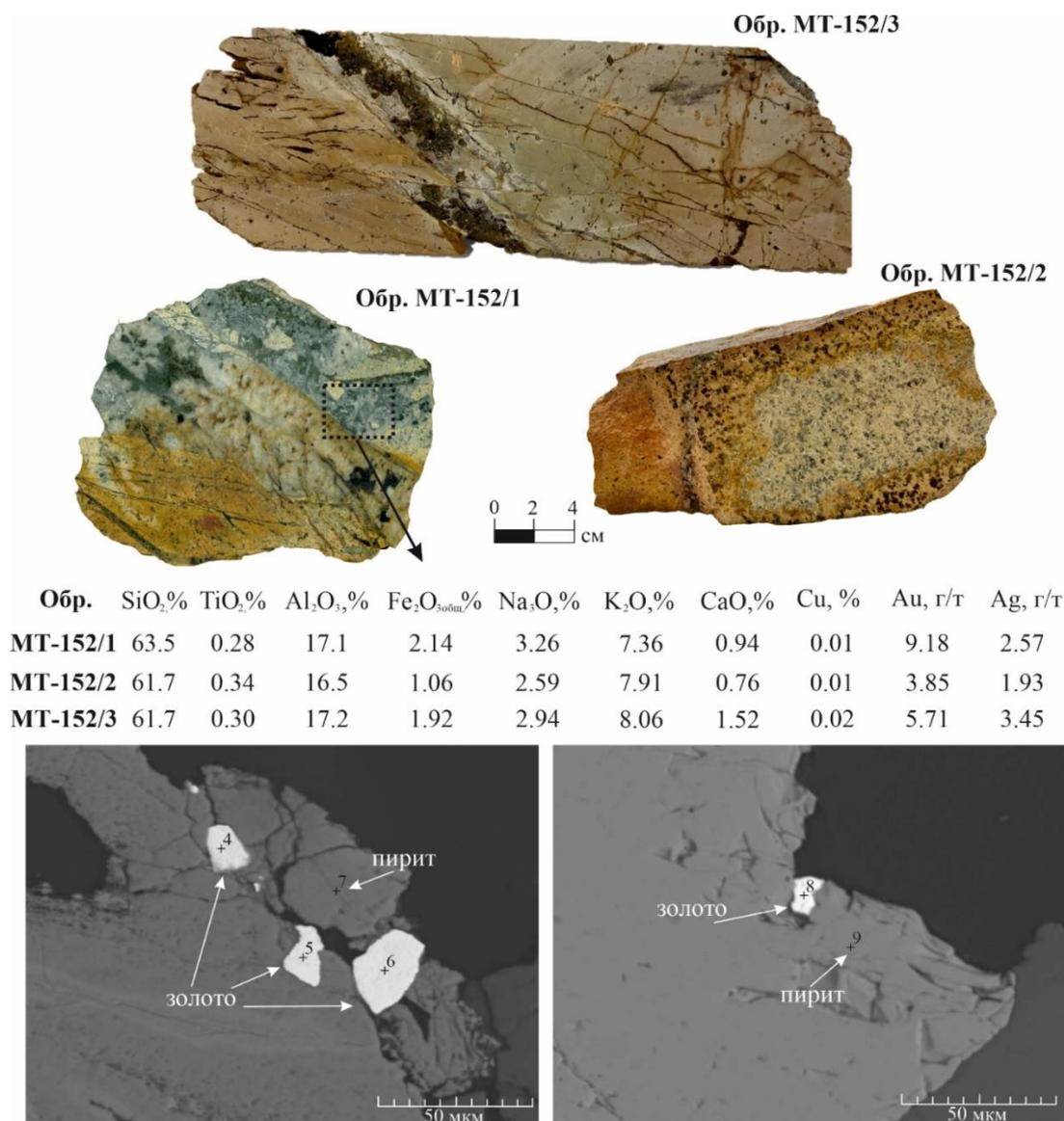


Рис. 3.29 Изображение рудоносных сиенитов с их петрогеохимической характеристикой и микрофотографиями (BSE-изображение) золоторудной минерализации.

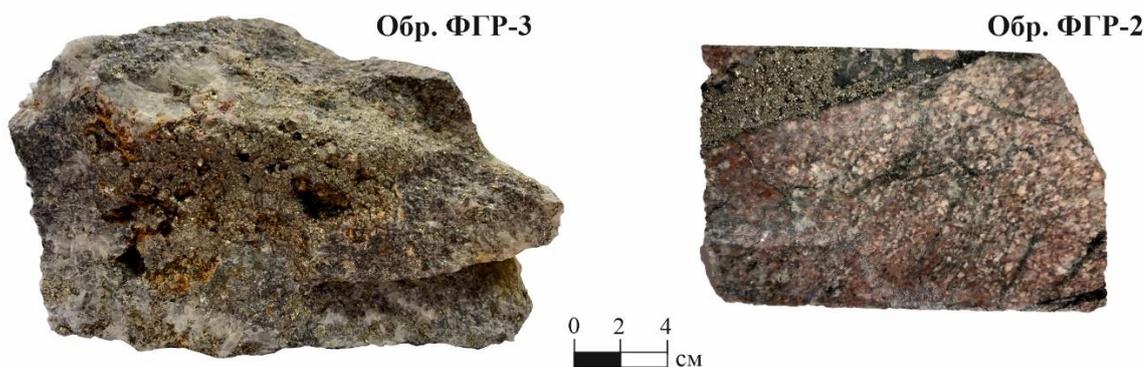
Таблица 3.7

Химический состав рудной минерализации

Анализ	Au	Ag	Fe	S	O	Сумма
	Содержания элементов, мас. %					
1	2	3	4	5	6	7
Пирит						
7	-	-	46.3	53.7	-	100.00
9	-	-	46.8	53.2	-	

1	2	3	4	5	6	7
Гидроксид железа						
2	-	-	63.1	-	36.9	100.00
3	-	-	62.9	-	37.1	
12	-	-	64.3	-	35.7	
Самородное золото						
1	86.2	13.8	-	-	-	100.00
4	89.8	10.2	-	-	-	
5	85.7	14.3	-	-	-	
6	93.1	6.9	-	-	-	
8	83.5	16.5	-	-	-	
10	86.5	13.5	-	-	-	
11	85.0	15.0	-	-	-	

Зональность рудного тела выглядит следующим образом: экзоконтакт – серые, окисленные по трещинам сиениты → зона осветленных (окисленных) сиенитов с рассеянной вкрапленностью сульфидов до 1-2 % → светло-серые с белым оттенком сиениты с вкрапленностью сульфидов до 3-5 % и маломощными зонами брекчий с пирит-кварцевым цементом → оранжево-желтые брекчированные сиениты с сульфидной жильной минерализацией. Согласно зональности рудного тела, изменяется золотоносность пород, которая в большинстве случаев прямо пропорционально зависит от объема сульфидной минерализации. Установленный вертикальный размах оруденения составляет 110 м. В породах кристаллического фундамента мощность жил уменьшается, они интенсивно ветвятся до полного выклинивания (рис. 3.30).



Обр.	SiO ₂ ,%	TiO ₂ ,%	Al ₂ O ₃ ,%	Fe ₂ O ₃ _{общ.} ,%	Na ₂ O,%	K ₂ O,%	CaO,%	Cu, %	Au, г/т	Ag, г/т
КГР-2	66.2	0.23	15.7	5.43	2.75	7.31	0.63	0.08	2.14	1.08
КГР-3	67.3	0.37	16.4	3.71	2.27	8.34	0.27	0.02	1.56	0.72

Рис. 3.30 Изображение сульфидизированных гранитоидов раннедокембрийского кристаллического фундамента с их петрогеохимической характеристикой.

Строение рудоносной зоны характеризуется развитием пологих субгоризонтальных зон трещиноватости преимущественно в доломитах усть-юдомской свиты, которые, в сочетании с крутопадающими нарушениями, являются рудовмещающими и определяют морфологию рудных тел. Золоторудные тела Au-сульфидного типа оруденения

представляют собой сочетания сближенных в пространстве простых и сложных жил, а также одно- и многоярусных залежей (рис. 3.31). Жилы и залежи характеризуются чередованием выдержанных ровных и неровных контактов с раздувами, пережимами, ответвлениями и безрудными интервалами.

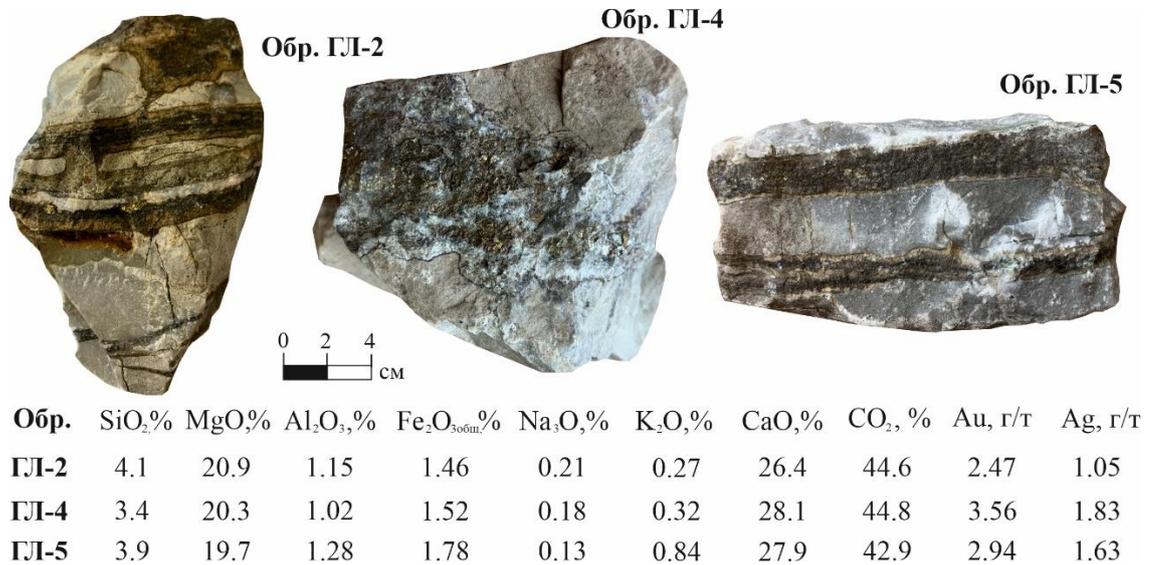


Рис. 3.31 Изображение рудоносных венд-нижнекембрийских доломитов с их петрогеохимической характеристикой.

В пределах Морозкинского месторождения, развита достаточно мощная зона окисления, распространенная на глубину до 30 м (рис. 3.32, а). Состав гипергенных минералов приведен в табл. 3.8. Гипергенные изменения руд выражены в полном или частичном замещении сульфидов. Пирит замещается новообразованными гидроксидами Fe и Mn; халькопирит – малахитом, азуритом, борнитом, халькозином, ковеллином и купритом; а галенит – церруситом. Гипергенные минералы образуют натечные формы, псевдоморфно замещая первичные минералы сульфидов железа (рис. 3.32, б, в, г). Внутри вторичных минералов нередко сохраняются первичные сульфиды. Содержания золота и серебра в зоне окисления резко возрастают, достигая в отдельных образцах до 150 г/т золота и до 200 г/т серебра.

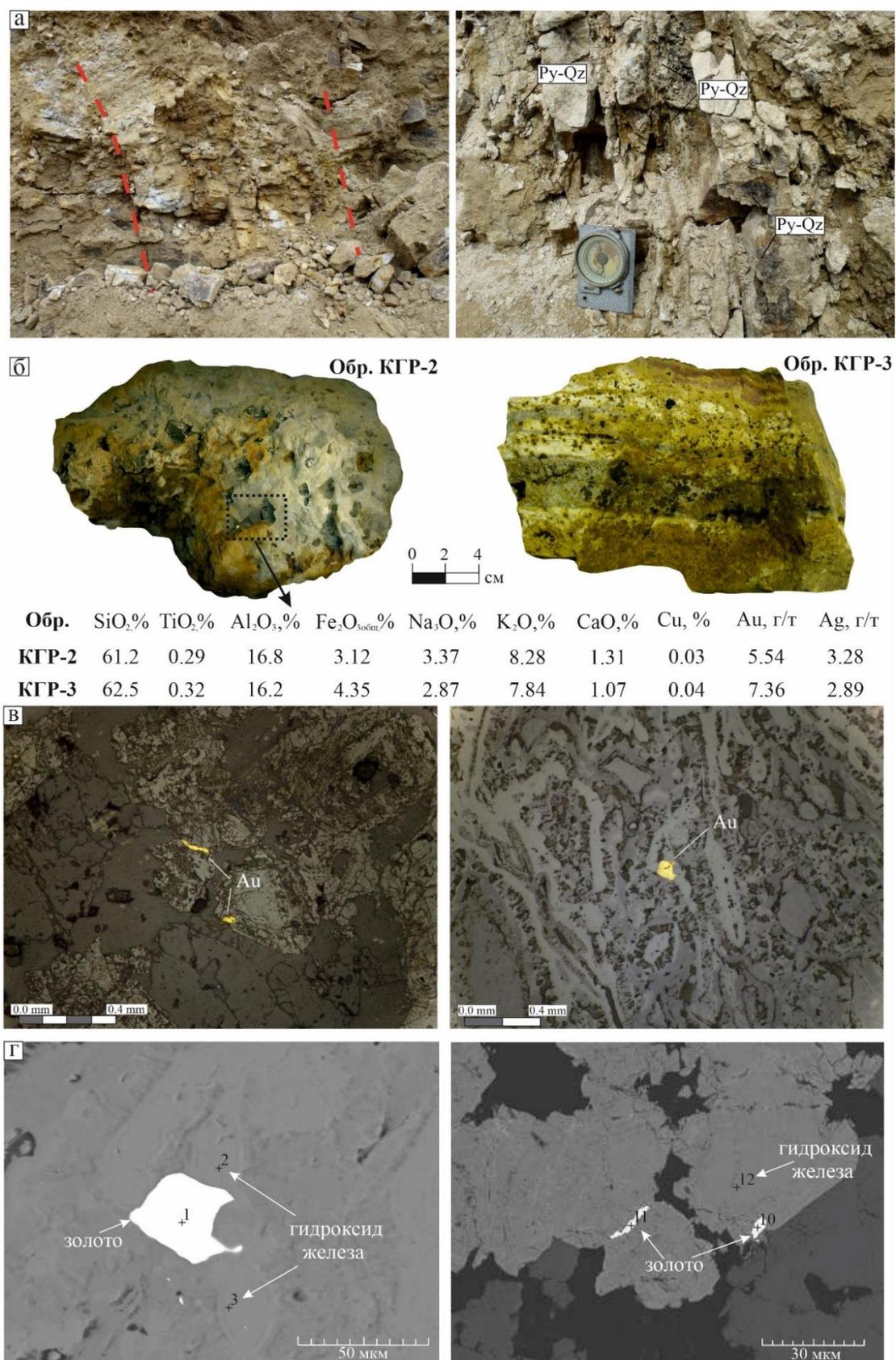


Рис. 3.32 Изображение зон окисления рудных тел с петрогеохимической характеристикой образцов и микрофотографиями золоторудной минерализации. а – зона окисленного рудного тела в сиенитах; б – интенсивно окисленные сиениты с золоторудной минерализацией; в – микрофотографии прозрачно-полированного шлифа (обр. КГР-2) с видимым золотом расположенным в гидроксидах железа; г – BSE-изображения обр. КГР-2 с микровключениями самородного золота в гидроксидах железа.

3.5 Рудная минерализация Морозкинского месторождения

Как отмечалось ранее, промышленное золотое оруденение в пределах Морозкинского месторождения приурочено к ореолам березитизации (Qz-Ser-Ank-Py) и представлено сульфидной прожилково-вкрапленной и жильной минерализацией, с которой генетически связано золото. Количество рудных минералов сильно варьирует в пределах 0.5-20 %. Главным рудообразующим минералом является пирит, к второстепенным относятся халькопирит и галенит; редкие минералы – арсенопирит, сфалерит, золото, монацит, ферриторит, шеелит, рутил, висмутин, галеновисмутин, тетрадимит и теллуrowисмутит. Морфология изученных рудных минералов показана на рис. 3.33, их химический состав приведен в табл. 3.8.

Пирит является ведущим рудным минералом месторождения Морозкинское, который образует как сростания с халькопиритом, галенитом и сфалеритом (рис. 3.33, г), так и самостоятельные зерна (рис. 3.33, а, б) и их агрегаты. Размер отдельных зерен варьирует от первых микрон до 0.5 см. По химическому составу пирит соответствует стехиометрии FeS_2 и в редких случаях содержит незначительную примесь Ni (1.32 мас. %) и Co (до 0.17 мас. %) (табл. 3.8). Эпизодически в пирите встречаются вытянутые ксено- и гипидиоморфные включения (до 150 мкм) рутила (рис. 3.33, в), который содержит незначительную примесь Fe (до 0.94 мас. %) и соответствует стехиометрии $(\text{Ti,Fe})\text{O}_2$ (табл. 3.9). Следует отметить, что в результате исследования фиксируется положительная взаимосвязь между золотом и пиритом. Это наблюдение позволяет сделать вывод о том, что пирит является ведущим минералом-носителем золота в рудоносных березитах.

Халькопирит является второстепенным рудным минералом, который в основном присутствует в виде сростаний и включений (рис. 3.33, а, б), а также образует структуры обрастания (рис. 3.33, г), что указывает на более позднее образование халькопирита по отношению пирита. В отдельных случаях халькопирит образует более крупные самостоятельные зерна (рис. 3.33, в, д). Размеры халькопирита изменяются в широких пределах: от мелких в виде рассеянной вкрапленности до крупных (первые миллиметры), слагающих рудные прожилки, секущие породу. Химический состав отличается от теоретического дефицитом Cu и избытком S (табл. 3.8).

Галенит установлен в виде агрегатов самостоятельных зерен размером до 150 мкм, образует сростания с пиритом и халькопиритом (рис. 3.33, г), а также в виде включений. Химический состав галенита однороден, не содержит примесей и соответствует теоретическому (табл. 3.8). Сфалерит встречается спорадически в виде вытянутых ксеноморфных выделений, локализующихся в межзерновых интерстициях и трещинах сульфидных минералов. Размеры выделений в среднем составляют до первых десятков

микрон, поэтому оптическая диагностика галенита затруднительна. В химическом составе сфалерита присутствует постоянная примесь железа до 2.68 мас. % (табл. 3.8). Для арсенопирита характерны две формы выделения: в виде мелкой (<10 мкм) рассеянной вкрапленности и в виде редких идио- и гипидиоморфных кристаллов до 150 мкм. Арсенопирит обрастает пирит, содержит в себе его реликты, что указывает на более позднее образование арсенопирита. Химический состав арсенопирита отвечает стехиометрии FeAsS (табл. 3.8).

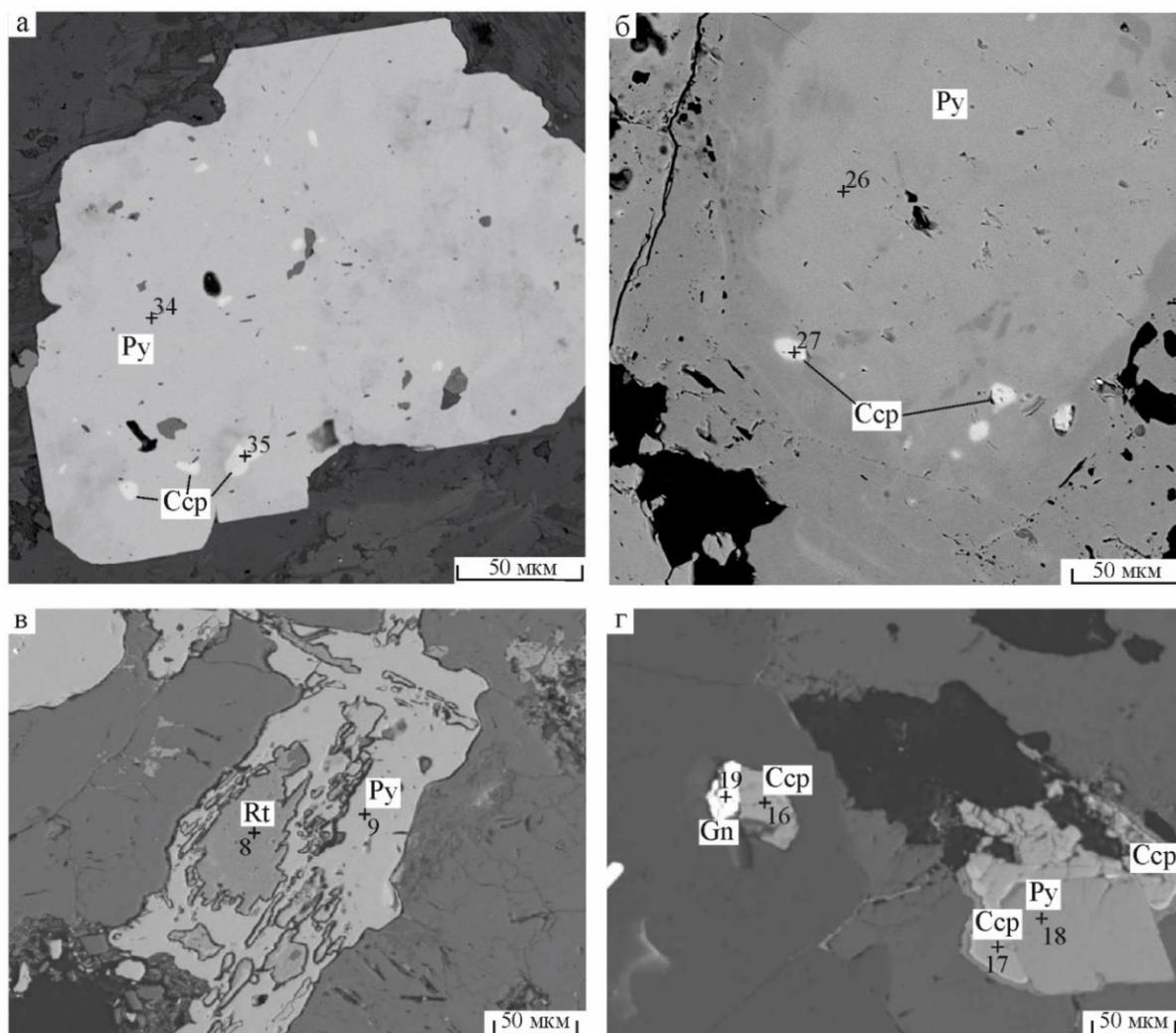


Рис. 3.33 Морфологические особенности основных сульфидов из рудоносных березитов (BSE-изображении): а, б – включения халькопирита (Ccp) в пирите (Py), проба 1118; в – пойкилитовые включения рутила (Rt) в пирите (Py), проба 1107; г – срастание халькопирита (Ccp) с галенитом (Gn) и пиритом (Py), проба 1106.

Таблица 3.8

Химический состав основных сульфидов, мас. %

Номер образца	Анализ	Fe	S	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	As	Сумма
Пирит										
1118	26	44.15	54.36	–	–	–	1.32	0.17	–	100.00
	34	44.26	55.74	–	–	–	–	–	–	
1107	9	45.04	54.96	–	–	–	–	–	–	
1106	18	46.19	53.81	–	–	–	–	–	–	
Халькопирит										
1118	27	29.73	39.23	31.05	–	–	–	–	–	100.00
	35	29.23	39.45	31.32	–	–	–	–	–	
1106	16	30.46	38.54	31.00	–	–	–	–	–	
	17	29.96	37.02	33.02	–	–	–	–	–	
Галенит										
КГР-4	19	–	13.65	–	86.35	–	–	–	–	100.00
КГР-2	52	–	13.22	–	86.78	–	–	–	–	
	53	–	12.27	–	87.73	–	–	–	–	
Сфалерит										
КГР-7	37	2.68	33.90	–	–	63.42	–	–	–	100.00
	39	1.52	34.09	–	–	64.39	–	–	–	
Арсенопирит										
1108	57	34.85	20.49	–	–	–	–	–	44.66	100.00
	58	35.49	21.70	–	–	–	–	–	42.81	

Таблица 3.9

Химический состав рутила, мас. %

Номер образца	Анализ	Ti	O	Fe	Сумма
1107	2	59.42	39.91	0.67	100.00
	8	59.36	39.70	0.94	

Оксиды/гидроксиды железа составляют от долей процента до 80 % относительно общего объема рудных минералов. Развиваются преимущественно по пириту (рис. 3.34), иногда образуя полные псевдоморфозы по нему, сохраняя кубическую форму, также были отмечены в виде каймы обрастания по халькопириту. Оптически идентифицируется по следующим свойствам: оксиды и гидроксиды железа обладают серым с голубоватым оттенком цветом, слабым двуотражением ($R=16-18.5\%$) и сильными ярко-красными кирпичными рефlekсами. В химическом составе оксидов и гидроксидов железа отмечаются примеси оксидов кремния (до 1.76 мас. %), марганца (до 0.53 мас. %), кальция (до 0.46 мас. %), серы (до 0.39 мас. %) и меди (до 1.99 мас. %) (табл. 3.10).

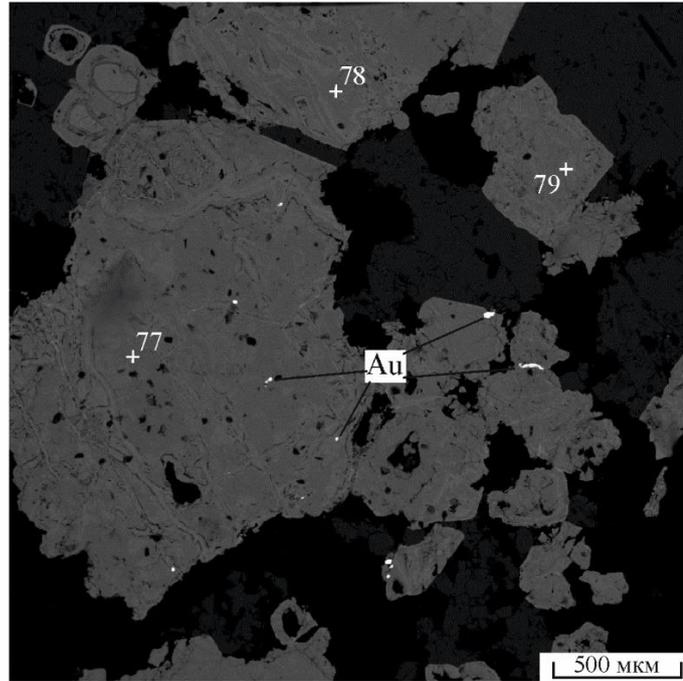


Рис. 3.34 Замещение оксидами и гидроксидами железа пирита (BSE-изображение).

Таблица 3.10

Химический состав оксидов/гидроксидов железа, мас. %

Номер образца	Анализ	Si	Fe	Mn	Ca	O	S	Cu	Сумма
1108	77	1.67	51.06	0.48	0.39	44.02	0.39	1.99	100.00
	78	1.76	52.11	0.53	0.46	43.18	0.23	1.74	
	79	1.00	70.08	–	–	27.46	0.20	1.25	

Редкоземельная минерализация установлена в виде монацита. Монацит встречается спорадически в виде микровключений и вкрапленников неправильной формы в пирите, халькопирите и калиевом полевом шпате (рис. 3.35, а). Размер вкрапленников не превышает 50 мкм. Состав монацитов приведен в таблице 3.11.

Таблица 3.11

Химический состав монацита, мас. %

Номер образца	Анализ	O	P	S	Ca	La	Ce	Pr	Nd	Сумма
1118	29	28.57	13.71	0.57	1.14	12.06	30.19	2.57	11.20	100.00
	30	29.65	13.26	–	1.06	13.29	28.14	1.82	12.78	
	32	29.06	12.68	0.49	1.95	12.72	29.58	1.93	11.59	

Ториевая минерализация связана с ферриторитом. Ферриторит встречается в виде зернистых агрегатов неправильной формы с неровными, корродированными границами в березитизированных породах кристаллического фундамента (рис. 3.35, б). Размер таких агрегатов достигает 300 мкм. В качестве примесей в ферриторите отмечаются Zr (до 4.43 мас. %) и Nd (до 0.96 мас. %) (табл. 3.12).

Химический состав ферриторитов, мас. %

Номер образца	Анализ	Si	Fe	Zr	Nd	Th	O	Сумма
1107	12	6.21	6.89	4.43	0.96	61.31	20.20	100.00
	13	6.08	7.42	3.90	0.71	62.95	18.94	

Благородно-редкометальная минерализация представлена, преимущественно, золотом, изредка встречается шеелит, висмутин, галеновисмутин, тетрадимит и теллуrowисмутит (рис. 3.35).

Шеелит встречается в виде сростаний с пиритом и халькопиритом (рис. 3.35, г), а также содержит его включения (рис. 3.35, д). Кроме того, шеелит обнаружен в виде микровключений в кварце в березитизированных породах кристаллического фундамента. В химическом составе шеелита содержатся незначительные примеси Fe (до 3.14 мас. %) (табл. 3.13). Висмутин, галеновисмутин, тетрадимит и теллуrowисмутит представлены тонкими каплевидными включениями в пирите и халькопирите, иногда выполняют интерстиции и трещины сульфидных минералов и имеют в таком случае вытянутые формы и размеры до 50 мкм (рис. 3.35, в, д, е). В химическом составе висмутина, галеновисмутина и тетрадимита содержатся незначительные примеси Fe (до 1.17 мас. %) (табл. 3.13).

Таблица 3.13

Химический состав благородно-редкометальных минералов, мас. %

Номер образца	Анализ	W	Fe	Ca	O	Bi	S	Pb	Cu	Ag	Te	Сумма
Шеелит												
1217	11	76.74	0.39	10.95	11.92	–	–	–	–	–	–	100.00
	63	74.02	3.14	10.69	12.15	–	–	–	–	–	–	
Висмутин												
1104	6	–	1.13	–	–	79.09	17.40	2.03	0.35	–	–	100.00
	7	–	0.97	–	–	78.92	17.81	1.68	0.62	–	–	
Галеновисмутин												
1205	43	–	0.84	–	–	54.88	16.52	25.63	0.48	1.65	–	100.00
	44	–	1.17	–	–	54.71	16.90	24.47	0.62	2.13	–	
Тетрадимит												
КГР-5	72	–	0.87	–	–	58.30	5.52	–	–	–	35.31	100.00
	75	–	1.08	–	–	55.80	4.86	–	–	–	38.26	
Теллуrowисмутит												
1104	5	–	–	–	–	56.29	–	–	–	–	43.71	100.00
	3	–	–	–	–	57.57	–	–	–	–	42.43	

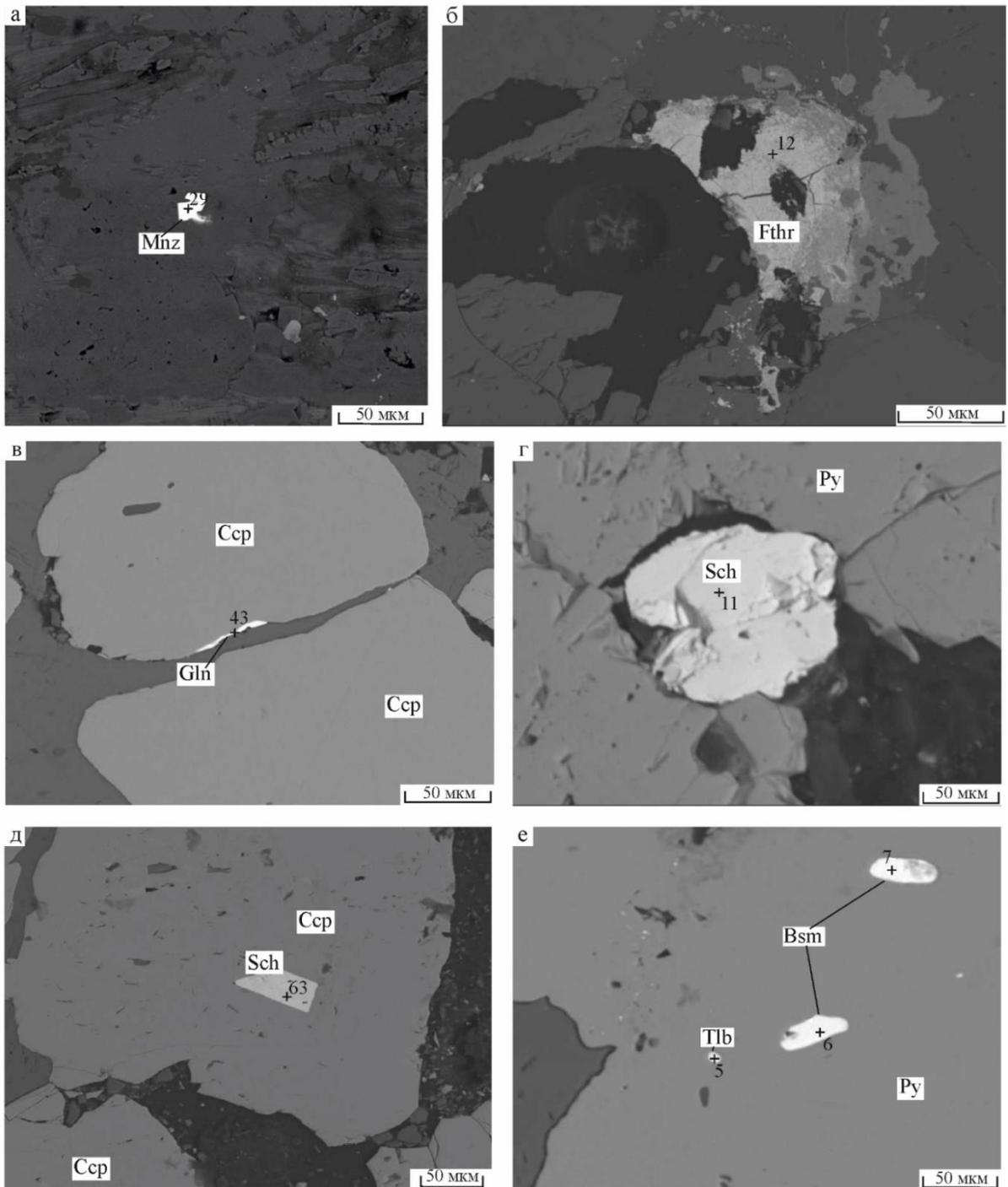


Рис. 3.35 Морфологические особенности благородно-редкометалльных минералов из рудоносных березитов (BSE-изображения): а – включение монацита (Mnz) в калиевом полево шпате, проба 1118; б – ферриторит (Fthr) с неровными, корродированными границами, проба 1107; в – срастание галеновисмутитина (Gln) с халькопиритом (Ccp), проба 1205; г, д – срастание шеелита (Sch) с пиритом (Py) (г) и включение шеелита (Sch) в халькопирите (Ccp) (д), проба 1217; е – включения висмутитина (Bsm) и теллуровисмутита (Tlb) в пирите (Py), проба 1104.

Золото представлено каплевидными включениями в пирите и халькопирите или вытянутыми формами в их трещинах (рис. 3.36, а, б, в, г). Значительно реже встречается в свободной форме в кварцевых прожилках. Золота представляет собой небольшие выделения неправильной формы (очертания границ извилистые), размер которых варьирует от первых микрон до 400 мкм (при среднем 70 мкм). По химическому составу самородное золото

представляет собой золото-серебряный сплав с незначительными примесями Cu (до 0.93 мас. %) (табл. 3.14), пробность которого в среднем составляет 862 ‰. В зоне окисления пробность золота резко возрастает, достигая в отдельных зернах до 992 ‰.

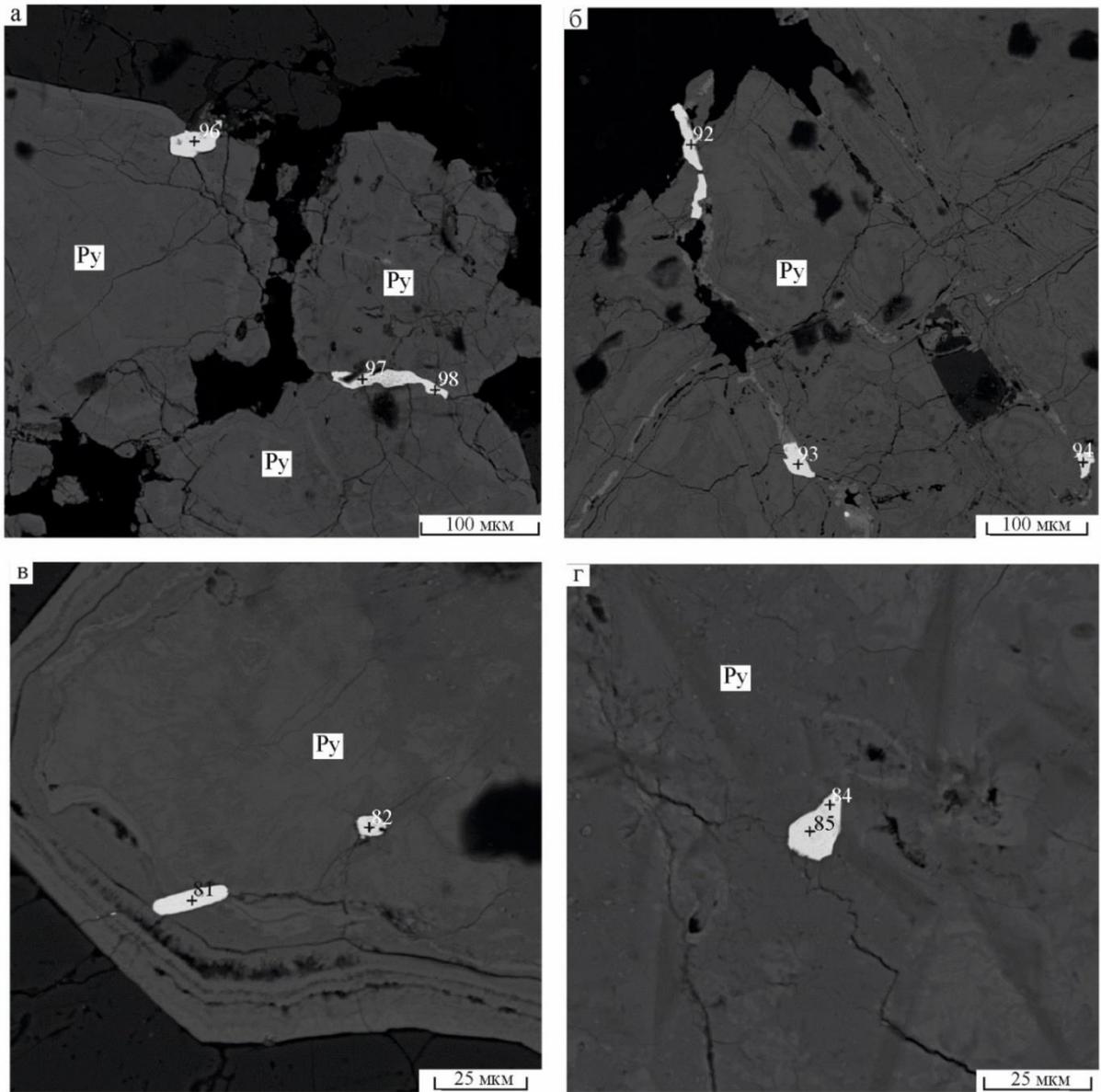


Рис. 3.36 Морфология зерен золота рудоносных березитов (BSE-изображении).

Химический состав и granulometрия золота

Номер образца	Анализ	Химический состав, мас. %			Сумма	Гранулометрия, мкм
		Au	Ag	Cu		
КГР-9	81	94.34	5.66	–	100.00	20
	82	92.84	7.16	–		7
	84	85.01	14.06	0.93		18
	85	85.24	14.16	0.60		18
МТ-152	92	87.45	12.55	–	100.00	150
	93	84.90	15.10	–		35
	94	84.28	15.18	0.54		25
	96	84.10	15.90	–		45
	97	83.97	16.03	–		100
	98	85.70	14.30	–		100

Типоморфные особенности самородного золота. В результате изучения тяжелой фракции, полученной при гравитационной сепарации рудоносных березитов выявлено и изучено 21 знак самородного золота. Размер золотинок не превышает 370 мкм (табл. 3.15), а по результатам granulometрии попадает в классы очень мелкого (50-100 мкм) – 28.6 % и мелкого (100-900 мкм) – 71.4 % (Петровская, 1973). Коэффициент удлинения колеблется в пределах 1:1.2-4. По морфологическим особенностям изученное золото характеризуется цементационной, комковидной, пластинчатой и изредка дендритоидной формой с отпечатками вмещающих минералов (рис. 3.37). Эпизодически встречается золото в лимонитовой рубашке. Морфология золота отражает преимущественно стесненные условия роста золотинок в близповерхностной обстановке (Савва, Прейс, 1990).

Таблица 3.15

Химический состав и granulometрия самородного золота

Номер образца	Химический состав, мас. %				Гранулометрия, мкм
	Au	Ag	Cu	Сумма	
1	2	3	4	5	6
1	83.27	15.82	0.91	100.00	155
2	84.96	14.32	0.72		160
3	85.64	14.36	-		370
4	92.48	6.97	0.55		130
5	83.28	14.51	2.21		189
6	82.67	16.43	0.91		130
7	86.15	13.21	0.64		92
8	98.91	-	1.09		130
9	84.80	12.82	2.38		86
10	82.46	17.05	0.49		116
11	85.14	13.96	0.90		150
12	87.49	11.62	0.89		175
13	86.92	11.89	1.20		167
14	84.54	14.69	0.77		211
15	89.09	9.57	1.34		89

1	2	3	4	5	6
16	83.09	15.96	0.95	100.00	137
17	87.85	10.96	1.19		66
18	83.56	15.86	0.58		87
19	82.89	15.76	1.35		105
20	91.85	6.57	1.58		77
21	83.40	15.09	1.51		109

Примечания. Измерение химического состава золота выполнялось только в одной произвольно выбранной точке зерна.

Химический состав самородного золота из рудоносных березитов характеризуется вариациями пробности от 824 до 989 ‰ в среднем составляя 862 ‰, при следующем ее распределении: весьма высокопробное (998-951 ‰) – 4.8 ‰, высокопробное (950-900 ‰) – 9.5 ‰ и умеренновысокопробное (899-800 ‰) – 85.7 ‰. В качестве элементов-примесей постоянно присутствует Cu до 2.38 мас. ‰. На тройной диаграмме Ag–Au–Cu изученные золотины соответствуют полю медистого высокопробного золота (рис. 3.38). Наличие примесей меди в золоте свидетельствует о повышенной температуре кристаллизации золота, пониженной фугитивности серы в рудообразующем растворе, а также указывает на присутствие этого элемента в гидротермальном растворе и возможную генетическую связь золотого оруденения с месторождениями медного профиля (Гаськов, 2017).

На основании имеющихся данных составлена диаграмма, характеризующая типоморфные признаки самородного золота (рис. 3.39). Таким образом, медистое золото Морозкинского месторождения характеризуется преимущественно мелкой размерностью, средней пробностью и отражает преимущественно стесненные условия роста золотины.

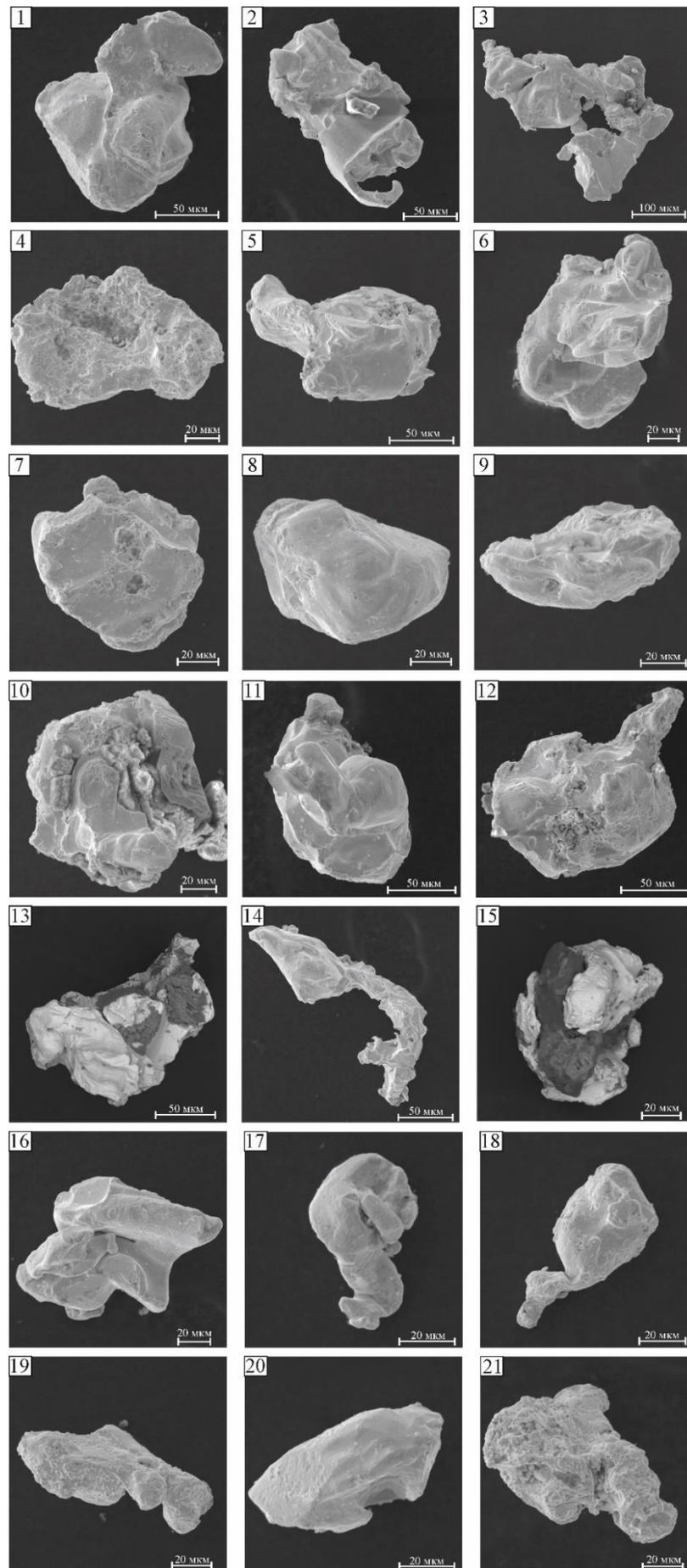


Рис. 3.37 Морфологические особенности самородного золота Морозкинского месторождения (SE-изображения).

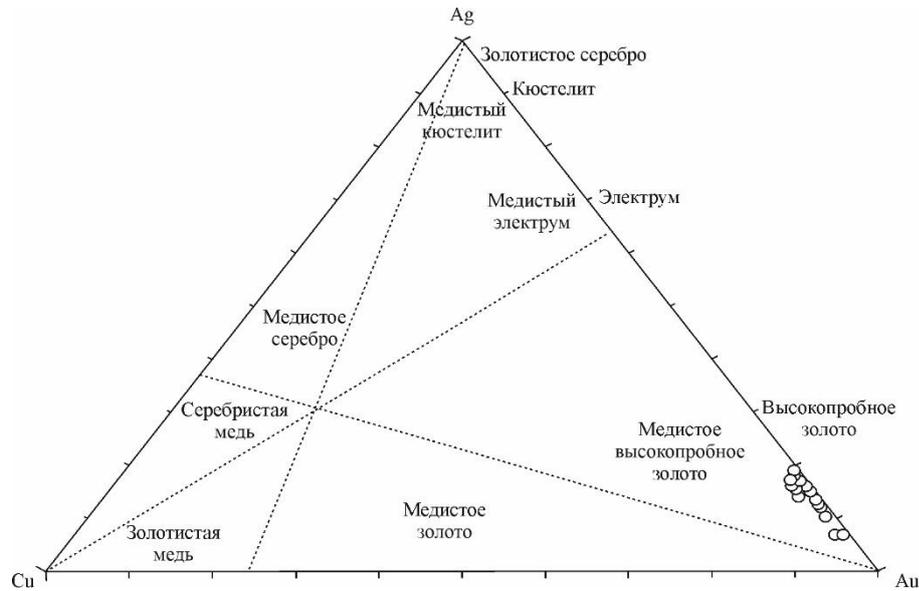


Рис. 3.38 Минералы системы Ag–Au–Cu (Чудненко, Пальянова, 2014).

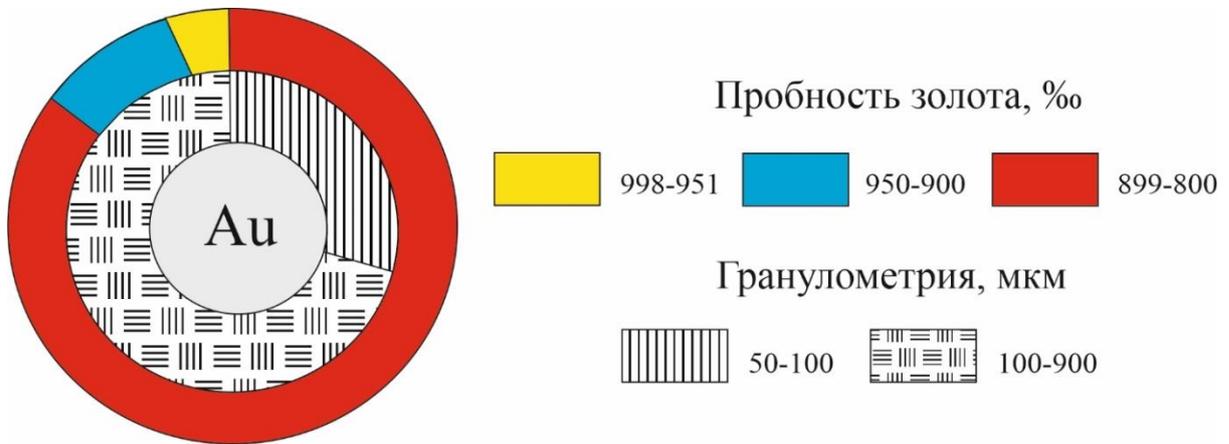


Рис. 3.39 Типоморфные признаки самородного золота (n=21). Пробность золота: весьма высокопробное (998-951 ‰), высокопробное (950-900 ‰), умеренновысокопробное (899-800 ‰) – 85.7%. Гранулометрия: очень мелкое (50-100 мкм), мелкое (100-900 мкм) (Петровская, 1973).

3.6 Изотопно-геохимические исследования рудной минерализации

Морозкинского месторождения

3.6.1 Re-Os датирование

Результаты Re-Os изотопного анализа пирита образцов ГР-1 и ГР-2 рудоносных березитов Морозкинского месторождения приведены в табл. 3.16.

Изученные монофракции пирита двух образцов характеризуются значительными различиями как в содержании рения и осмия, так и в их соотношении. Если содержание рения в пирите ГР-1 изменяется от 0.938 до 1.722 мг/т, а осмия от 0.027 до 0.182 мг/т, то пирит ГР-2 обогащен этими элементами в 2-10 раз больше: содержание рения варьирует от 10.4 до 12.9, а осмия – от 0.236 до 0.379 мг/т. По содержанию осмия изученные пириты сопоставимы с пиритом золоторудных месторождений, ассоциирующих с конгломератами, и отличаются на порядок от пирита гидротермальных сульфидных месторождений золота

(в большую сторону) и месторождений золота в коматиитах (в меньшую сторону) (рис. 3.40).

Таблица 3.16

Результаты Re-Os изотопного анализа монофракций пирита
из рудоносных березитов Морозкинского месторождения

Образец	№ навески	Навеска, мг	Содержание, мг/г		$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$\pm 2\sigma$, %	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$\pm 2\sigma$, %	T_{MA}
			Re	Os					
ГР-1	1	255.5	1.053	0.061	87.035	0.542	0.50550	0.004	261
	2	216.3	1.691	0.053	163.67	0.155	0.67454	0.006	201
	3	202.8	1.722	0.120	71.601	0.514	0.44923	0.007	270
	4	199.2	0.938	0.182	25.453	0.294	0.37038	0.006	573
	5	249.1	1.639	0.027	318.19	0.123	0.99408	0.014	163
ГР-2	6	198.0	11.26	0.236	881.47	0.169	22.0269	0.247	1473
	7	229.1	12.19	0.304	566.06	0.150	15.0660	0.083	1564
	8	234.0	10.41	0.287	422.69	0.134	11.1138	0.038	1540
	9	187.6	12.73	0.379	355.72	0.127	9.40346	0.069	1545
	10	205.3	12.90	0.261	1078.8	0.075	27.3467	0.017	1496

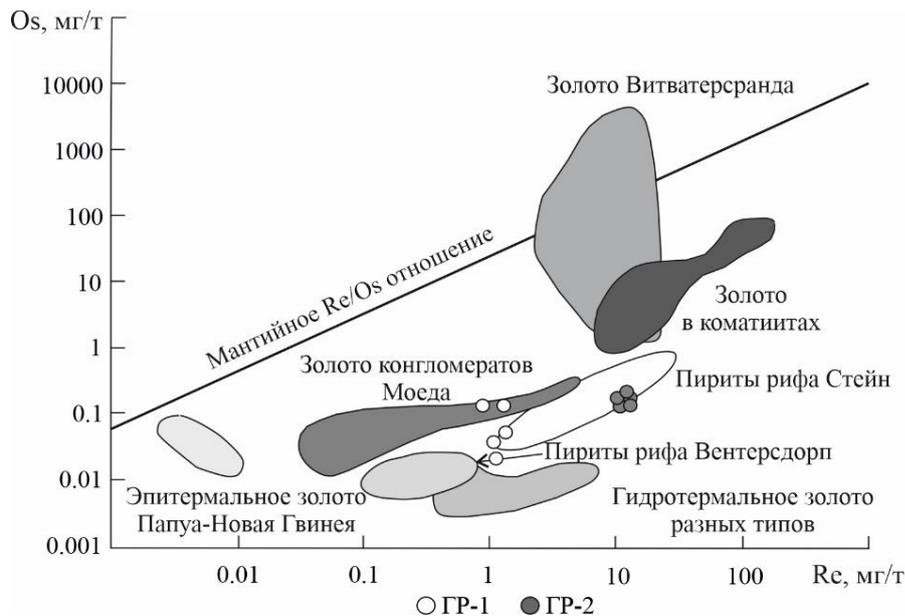


Рис. 3.40 Положение монофракций пирита Морозкинского месторождения на диаграмме распределения содержания рения и осмия в рудных минералах золоторудных месторождений (Hattori, Keith, 2001; Kirk et al., 2002).

Изотопный состав осмия изученных монофракций пирита также значительно различается для двух образцов метасоматитов. Так, если в пирите ГР-1 величина измеренного отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ находится в интервале 0.37-0.99 и отличается как от коровых (>1.0 (Rudnick, Gao, 2014), так и от мантийных (≈ 0.1286 (Harvey et al., 2017; Reisberg, 2021) величин, то для пирита образца ГР-2 оно изменяется от 9.4 до 27.3 и соответствует типично коровым значениям. Высокие величины изотопного отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ являются следствием накопления радиогенного изотопа ^{187}Os за счет радиоактивного распада рения *in situ* в матрице сульфида, а также первично радиогенного

характера изотопного состава осмия источника вещества, за счет которого формировались сульфиды гидротермальных метасоматитов. Соответственно, смешение вещества различных по составу и соотношению изотопов осмия источников (например, коры и мантии) в процессе формирования рудоносных березитов также будет сказываться на величине начального отношения изотопов осмия пирита (Stein, 2014).

На изохронных диаграммах в координатах $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ - $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ изотопные составы пирита образцов ГР-1 и ГР-2 образуют линейные тренды (рис. 3.41). Так, для образца ГР-2 по трем из пяти анализов (рис. 3.41, а) можно рассчитать изохрону, наклон которой соответствует возрасту 1468 ± 4 млн лет при величине СКВО 1.7 и начальном изотопном отношении осмия ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$)₀, равном 0.6320 ± 0.0570 . Рассчитанный возраст значительно отличается от известных результатов датирования рудной минерализации и магматизма в пределах Центрально-Алданского рудного района и не подтверждается прямыми геологическими наблюдениями структурно-текстурных особенностей руд. По составу и содержанию рения и осмия пирит образца ГР-2 относится к группе так называемых высокоррадиогенных с низким содержанием обычного (нерадиогенного) осмия (low-level-high-radiogenic, LLHR (Stein, 2014)) сульфидов. Происхождение таких сульфидов до сих пор не ясно, однако, учитывая высокую величину Re/Os отношения, присущую этим сульфидам, и используя их рений-осмиевую изотопную систематику, часто можно получить очень точные результаты датирования минерализации (аналогично применению рений-осмиевой системы в молибденитах), но при этом, как правило, с высокой неопределенностью начального изотопного состава осмия в момент образования изотопной системы (Stein, 2014).

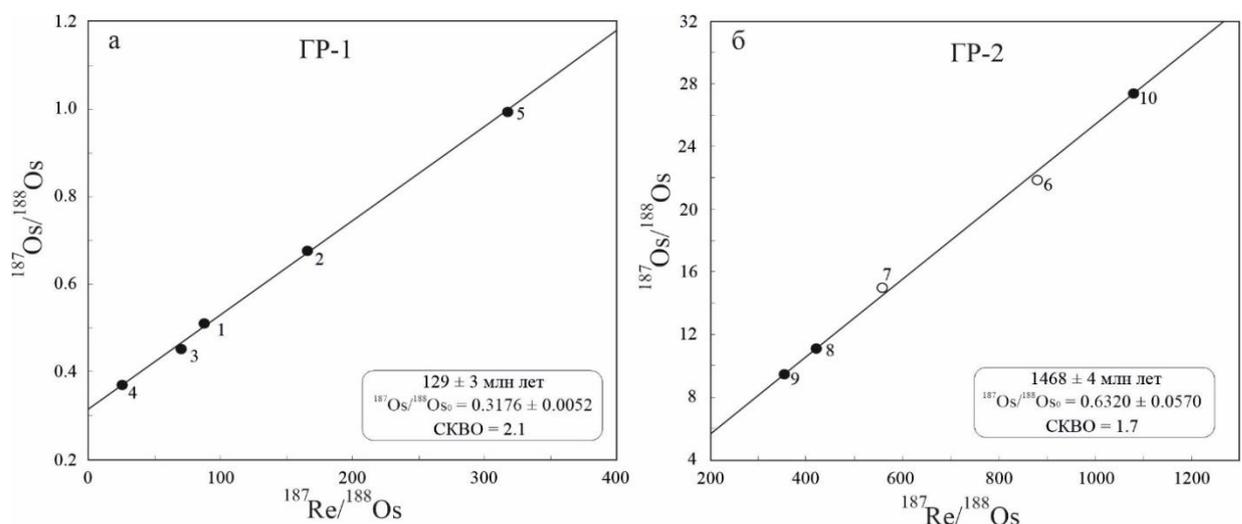


Рис. 3.41 Изохронные Re-Os диаграммы для монофракций пирита Морозкинского месторождения: а – обр. ГР-2, изохрона построена по трем анализам (четыре точки); б – обр. ГР-1.

Для пирита образца ГР-1 Re-Os изохрона построена по всем пяти выполненным анализам, величина среднеквадратичного отклонения (СКВО) равна 2.1, начальное

изотопное отношение осмия ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$)₀ 0.3176 ± 0.0052 , наклон изохроны соответствует возрасту 129 ± 3 млн лет (рис. 3.41, б). Полученная оценка близка возрасту кристаллизации сиенитов массива горы Рудная, который был получен на основе датирования циркона уран-свинцовым локальным методом (SHRIMP-II) (Гузев и др., 2021а). Полученная оценка возраста пирита хорошо согласуется и с возрастом рудоносных гумбеитов Рябинового месторождения (129 ± 1 млн лет), и временем основной рудопродуктивной стадии магматизма в пределах Центрально-Алданского рудного района (Шатова и др., 2019). Таким образом, Re-Os изохронный возраст (129 ± 3 млн лет) пирита образца ГР-1 можно рассматривать как геологически значимый, а магматическую кристаллизацию сиенитов массива горы Рудная и формирование рудной минерализации в березитах – субсинхронными.

3.6.2 Изотопный состав Pb

Изотопный состав свинца был изучен в четырех образцах сиенита и в трех монофракциях пирита из рудоносных березитов Морозкинского месторождения. Результаты измерений изотопного состава свинца, модельный возраст и параметры источника свинца по модели Стейси-Крамерса (Stacey, Kramers, 1975) приведены в табл. 3.17.

Таблица 3.17

Изотопный состав свинца (измеренный) в сиенитах и монофракциях пирита Морозкинского месторождения

№ образца	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	T, млн лет*	μ^*	ω^*	χ^*
Сиениты							
1212	17.3987 ± 6	15.4185 ± 7	37.6861 ± 24	570	9.15	26.0	2.63
1213	17.1965 ± 3	15.4042 ± 3	37.1994 ± 11	700	9.15	15.0	1.51
1214	17.1744 ± 6	15.4443 ± 6	37.3495 ± 20	800	9.36	21.0	2.07
Г-1	16.7748 ± 2	15.3084 ± 2	36.7432 ± 5	850	8.87	31.0	3.52
Сульфиды (пирит)							
ГР-1	17.4171 ± 4	15.5368 ± 5	38.1783 ± 17	790	9.70	–	–
ГР-1/1	17.3688 ± 3	15.4496 ± 3	37.8907 ± 7	650	9.30	–	–
ГР-2	17.5206 ± 3	15.4553 ± 3	37.6802 ± 6	550	9.28	–	–

*Модельный возраст и параметры μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), ω ($^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$), χ ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$) рассчитаны по двухстадийной модели (Stacey, Kramers, 1975) с использованием Isoplot, version 3.70 (Ludwig, 2008).

Измеренные величины изотопных отношений сиенитов варьируют в диапазонах: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 16.775 до 17.399; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – от 15.308 до 15.444; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – от 36.743 до 37.686. Свинец пирита характеризуется существенно меньшими вариациями изотопного состава и более радиогенным составом по сравнению с сиенитами: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – от 17.369 до 17.521; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – от 15.450 до 15.537; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – от 37.680 до 38.178. В координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 3.42) точки изотопного состава свинца изученных образцов

находятся ниже линии эволюции изотопного состава свинца Земли по двухстадийной модели Стейси-Крамерса (Stacey, Kramers, 1975) и левее геохроны, образуя отчетливый линейный тренд (за исключением образца пирита ГР-1), который может иметь как геохронологическое значение (если он образован преимущественно за счет распада урана и накопления радиогенного свинца *in situ*), так и свидетельствовать о смешении вещества как минимум двух источников с различным изотопным составом в процессе кристаллизации пород и формирования сульфидов. Рассчитанные тренды указывают на неоархейский возраст формирования свинцовой изотопной системы сиенитов и пиритов – около 2.6 млрд лет назад (на рис. 3.42 показана эрохрона с возрастом 2589 ± 110 млн лет, рассчитанная по четырем точкам при СКВО = 13). Альтернативным объяснением может быть формирование изотопной системы 130 млн лет назад за счет смешения корового свинца $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18.505, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.619 и ниже-корового-мантийного с возрастом 2400 млн лет и составом 13.88 и 14.82 соответственно (рис. 3.42). При этом очевидно, что доля нижекорового-мантийного свинца должна составлять в смеси не менее 20 % (до 40-60 %), принимая во внимание преимущественное концентрирование свинца в верхнекоровых породах (средняя концентрация в четыре раза выше, чем в мантии (Rudnick, Gao, 2014)) и содержание свинца в изученных образцах (15-20 г/т).

На диаграмме в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 3.43, а) точки начального изотопного состава свинца (с поправкой на накопление радиогенного свинца за 130 млн лет с момента образования) образцов сиенита (обр. 1212, 1213, 1214) образуют компактную группу вблизи кривой эволюции мантии и поля обогащенной мантии типа EM I (Stracke, 2012). Точка, отвечающая изотопному составу свинца образца Г-1, расположена значительно ниже и соответствует кривой эволюции нижней коры. Эти результаты не противоречат выводам, полученным при изучении стронций-неодимовой изотопной систематики Центрально-Алданского рудного района (Васюкова и др., 2020; Davis et al., 2006). Фигуративная точка монофракции пирита ГР-1 сдвинута относительно состава других изученных образцов и расположена непосредственно у кривой развития изотопного состава свинца Стейси-Крамерса или «Ороген» модели плюмботектоники (Halla, 2018) и соответствует составу свинца возраста 790-800 млн лет.

На диаграмме в координатах $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 3.43, б) точки изотопных составов Pb сиенитов и пирита (ГР-2) образуют линейный тренд между трендами эволюции нижней коры (НК) и Стейси-Крамерса (кора С-К). Все точки изотопных составов, за исключением нескольких образцов (1213, Г-1), расположены в поле кратонизированной континентальной коры (Полин и др., 2016). Начальные изотопные характеристики свинца сиенитов массива горы Рудная сходны с аналогичными характеристиками магматических

пород Кет-Капского золоторудного района (расположен в 400 км юго-восточнее Центрально-Алданского района), для которых мантийный источник типа PREMA (преобладающая мантия (Stracke, 2012)), как установлено в работе (Полин и др., 2016), играл важную роль. Отличительной особенностью магматических пород Кет-Капского района является также участие вещества с изотопными характеристиками верхнекорового источника в формировании магматических расплавов, в то время как его роль для генезиса сиенитовых магм массива горы Рудная незначительна.

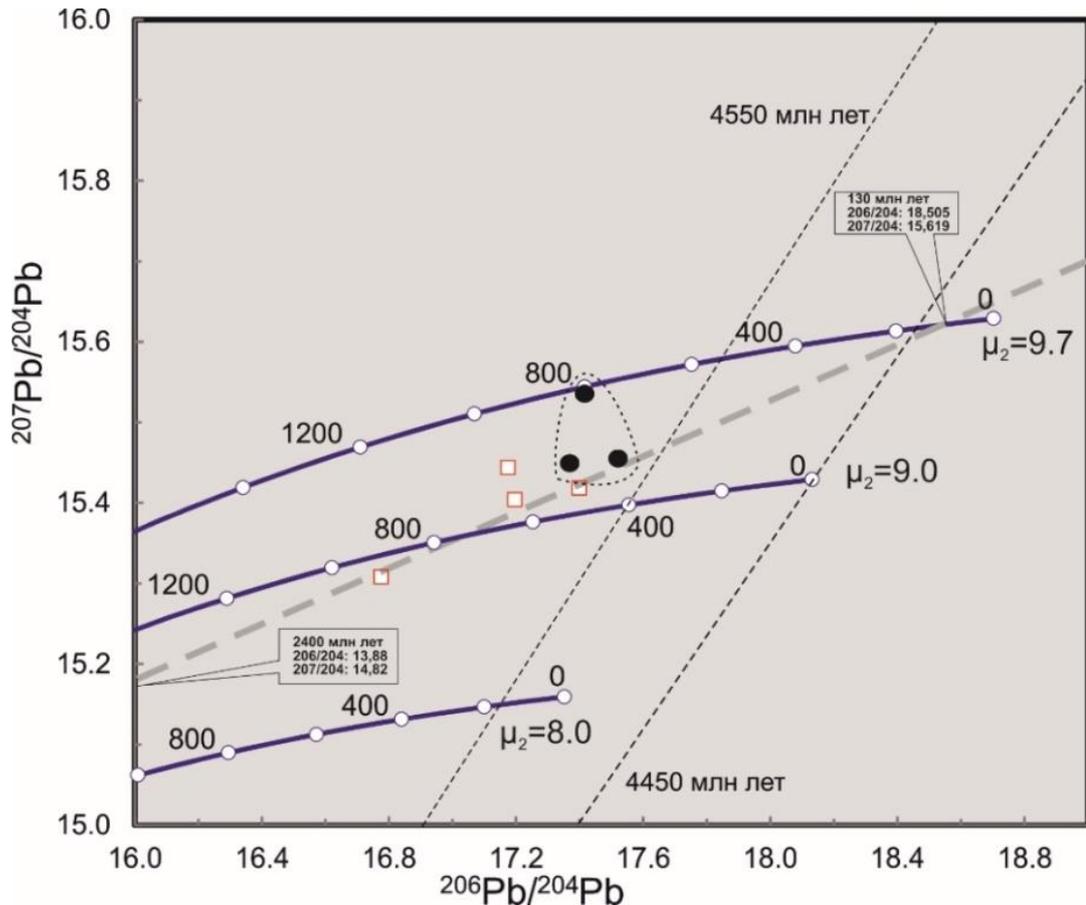


Рис. 3.42 Диаграмма измеренных составов $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для сиенитов и сульфидов (пириты) Морозкинского месторождения. Кривые эволюции изотопного состава Pb рассчитаны при различных соотношениях урана и свинца в источнике (μ_2) согласно модели Стейси-Крамера (Stacey, Kramers, 1975), штриховой линией показана сверочная изохрона с возрастом 2589 ± 110 млн лет по 4 точкам (3 анализа сиенитов, 1 сульфида, СКВО = 13). В прямоугольниках указаны параметры изотопного состава и возраст конечных компонентов смешения вещества при образовании наблюдаемого тренда в изотопных координатах (см. текст). Белыми квадратами показан изотопный состав Pb в сиенитах, черными кружками – в сульфидах. Тонким пунктиром обозначены геохроны с возрастом 4450 и 4550 млн лет.

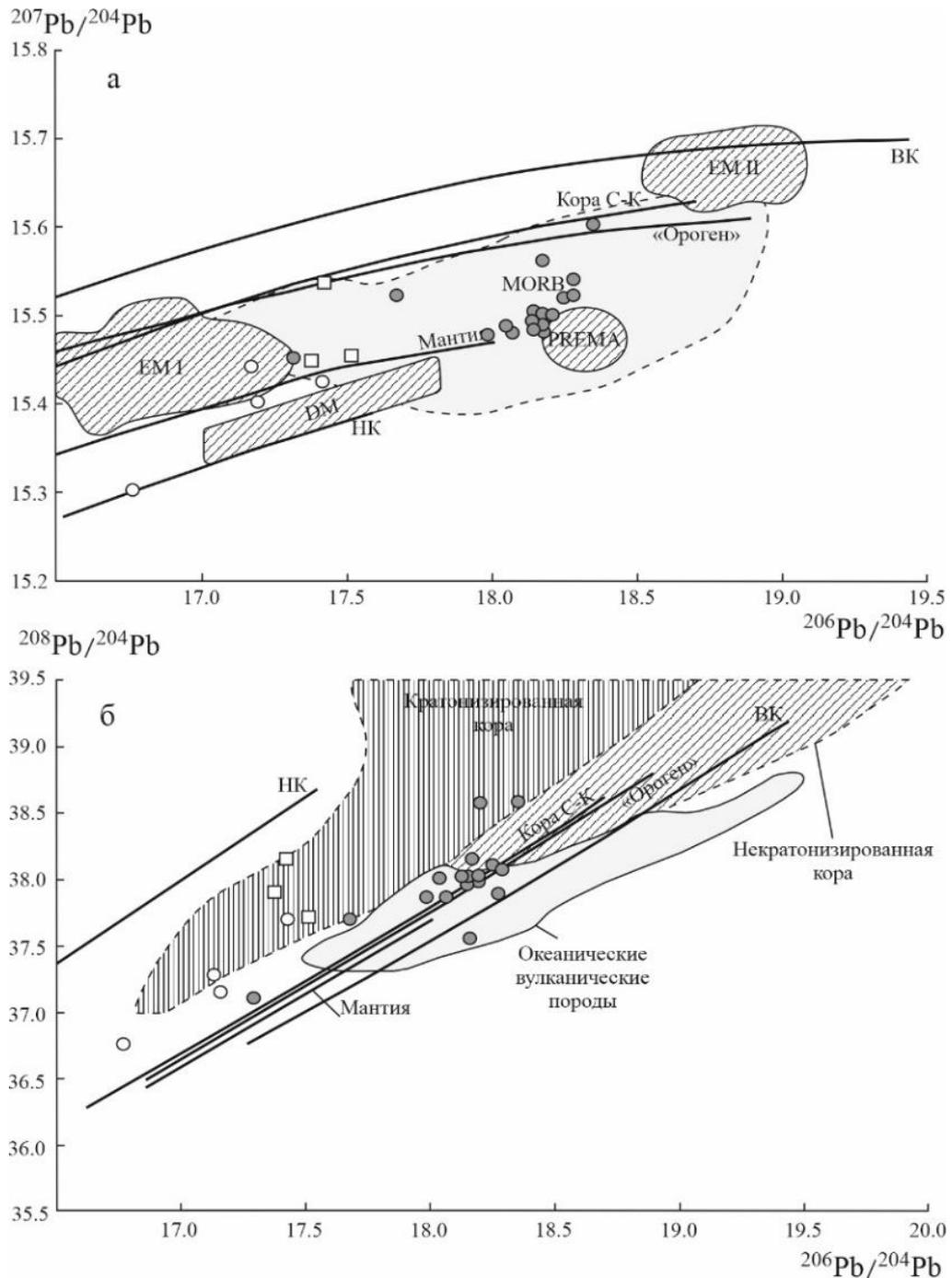


Рис. 3.43 Диаграммы зависимости начальных изотопных составов $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) для сиенитов и сульфидов (пириты) Морозкинского месторождения. Положение полей составов мантийных источников по (White, Klein, 2014; Halla, 2018): DM – деплетированная мантия, PREMA – преобладающая мантия, EM I – обогащенная мантия I типа, EM II – обогащенная мантия II типа, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, а коровых по (Полин и др., 2016). Кривые эволюции изотопного состава Pb в мантии, источнике типа «Ороген», нижней (НК) и верхней (ВК) коры показаны согласно модели «плюмботектоники» (Halla, 2018), а коры С-К – согласно модели Стейси-Краммерса (Stacey, Kramers, 1975). Белыми кружками показан изотопный состав Pb в сиенитах, квадратами – в сульфидах. Для сравнения серыми кружками показан изотопный состав Pb в магматических породах Кет-Капского золоторудного района (Полин и др., 2016).

Таким образом, изучение изотопного состава свинца в сиенитах и монофракциях пирита Морозкинского месторождения позволяет охарактеризовать источник вещества

магматических расплавов и сопутствующих им рудных компонентов. Линейный тренд, показанный на Pb-Pb изотопных диаграммах (рис. 3.43), свидетельствует о гетерогенном изотопном составе свинца и существенной роли в формировании магматических пород свинца мантии и нижней коры. Изотопный состав свинца пирита имеет близкий к сиенитам мантийный источник вещества, что позволяет предполагать доминирующую роль магматических флюидов в формировании оруденения. В тоже время, в составе пирита присутствует свинец, изотопный состав которого, указывает на верхнекоровый источник вещества (или источник типа “Ороген”) при генезисе рудного минерала.

3.6.3 Изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$

Изотопный состав серы изучен в сульфидах Морозкинского месторождения рудоносных березитов, было выполнено 16 анализов: 10 – пирита (Py), 3 – халькопирита (Csp), 3 – арсенопирита (Apy) (табл. 3.18). Несмотря на ограниченное количество определений $\delta^{34}\text{S}$, полученные результаты позволили охарактеризовать условия формирования сульфидной минерализации на изучаемом месторождении.

Таблица 3.18

Изотопный состав серы в сульфидах месторождения Морозкинское

№ п/п	№ образца	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
1	ГР-1	Py	0.2
2	ГР-1/1		0.3
3	ГР-1/2		-0.4
4	ГР-1/3		0.6
5	ГР-1/4		-0.3
6	ГР-1/5		-0.1
7	ГР-2		-1.9
8	ГР-2/1		-1.7
9	МТ-152		-2.3
10	ГР-2/3		-1.2
11	ГР-1/7	Csp	0.3
12	ГР-2/2		-0.7
13	МТ-152/2		-0.9
14	ГР-1/6	Apy	0.5
15	ГР-2/1		-0.3
16	МТ-152/1		-0.4

Значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов изменяются от -2.3 до $+0.6$ ‰, при этом интервал вариаций $\delta^{34}\text{S}$ пирита от -2.3 до $+0.6$ ‰, халькопирита -0.9 до $+0.3$ ‰, и арсенопирита от -0.4 до $+0.5$ ‰ (рис. 3.44). В целом, вариации изотопного состава серы в изученных сульфидах незначительны. И это говорит в пользу гомогенного состава очага рудоносных магм и о магматическом источнике серы в рудах.

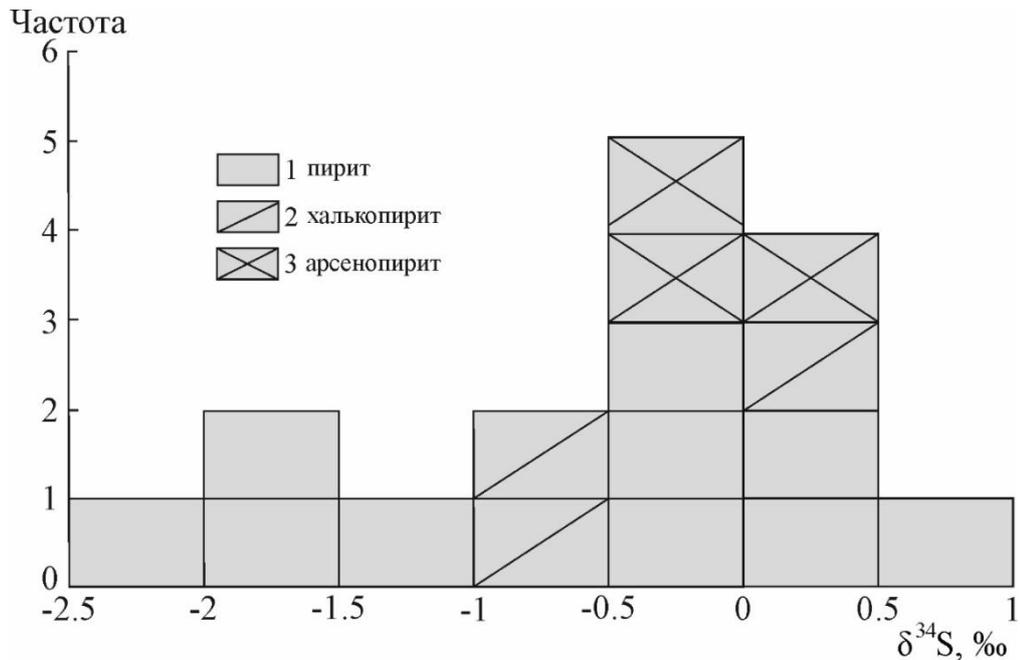


Рис. 3.44 Изотопный состав серы в сульфидах месторождения Морозкинское.

Изотопный состав серы из сульфидов месторождений Центрально-Алданского рудного района ранее неоднократно изучался (Бойцов и др., 2006б; Добровольская и др., 2016; Борисенко и др., 2017). Сравнительный анализ различных объектов в пределах Центрально-Алданского рудного района показал значительные вариации изотопного состава серы в сульфидах (рис. 3.45). Считается, что вариации $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов из гидротермально-метасоматических месторождений являются следствием проявления различных магматических и постмагматических процессов: контаминации магмы веществом вмещающих пород, миграции подвижных компонентов, изменения окислительно-восстановительного потенциала минералообразующего флюида, обменными реакциями в процессе рудообразования и др. Кроме того, в одном и том же магматическом цикле могли принимать участие “специализированные” по изотопному составу серы различные участки магмы, формирующие, собственные гидротермальные растворы (Аникина и др., 2010; Cooke et al., 2014; Shanks, 2014). Несмотря на существенные вариации изотопного состава серы в сульфидах месторождений Центрально-Алданского рудного района, очевидно, что в пределах изучаемой территории сера в значительной степени имеет магматическое происхождение ($\delta^{34}\text{S} \pm 5 \text{‰}$, рис. 3.45). Однако, геологическая обстановка и структурно-текстурная особенность руд указывают, что формирование золоторудных месторождений происходило в приповерхностных условиях с вовлечением в процесс минералообразования и серы осадочного происхождения. Так, изотопный состав серы сульфидов из руд Куранахского месторождения ($\delta^{34}\text{S}$ от +11 до +30 ‰) подтверждает преимущественное перераспределение серы рудоносными растворами из терригенных и карбонатных пород. По условиям формирования рудной минерализации (прожилково-

вкрапленные оруденелые березиты зон дробления сиенитов) Морозкинское месторождение занимает промежуточное положение среди золоторудных объектов Центрально-Алданского рудного района, что определяет и состав участвующей в процессе минералообразования серы, и преимущественно магматический характер ее источника.

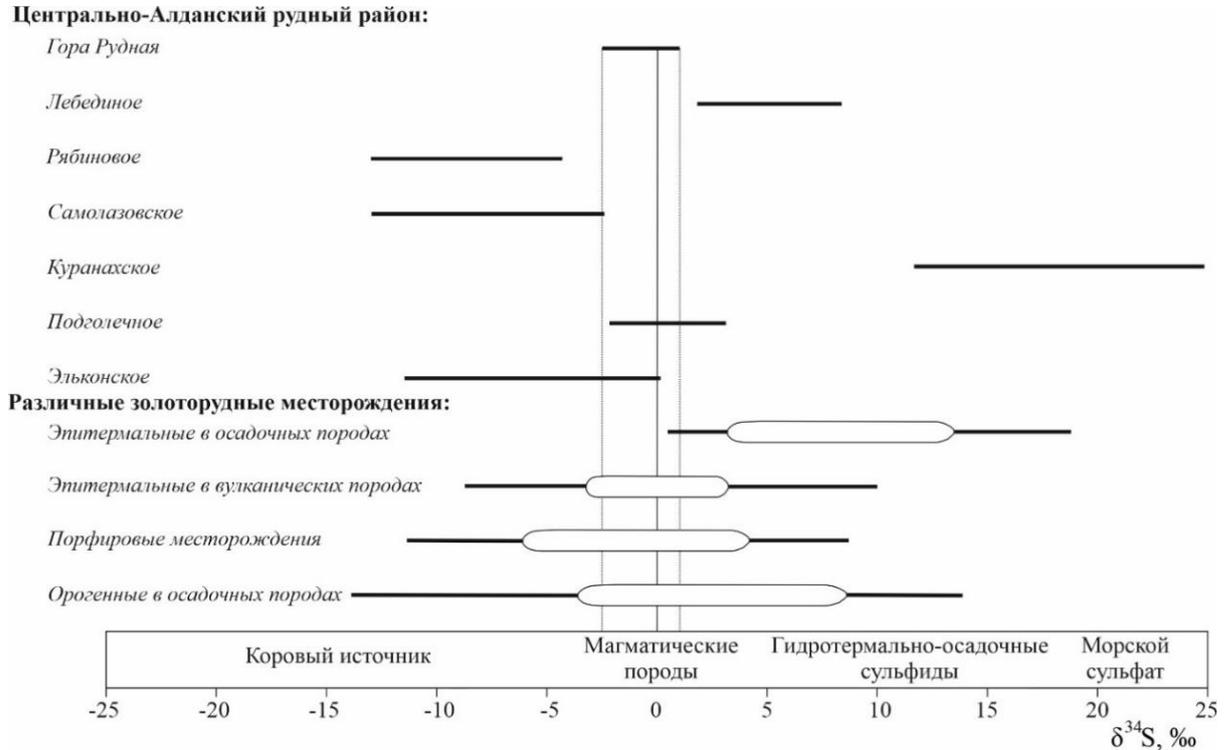


Рис. 3.45 Изотопный состав серы в сульфидах из месторождений Центрально-Алданского рудного района (Бойцов и др., 2006б; Борисенко и др., 2017; Добровольская и др., 2016) и месторождений различных генетических типов золота (Аникина и др., 2010; Chang et al., 2008; Hattori, Keith, 2001).

Таким образом, основываясь на результатах исследований массива горы Рудная можно сформулировать **первое защищаемое положение – Формирование сиенитов массива горы Рудная, являющихся вмещающими породами Морозкинского месторождения, происходило около 130 млн лет назад. Близкие значения возраста сульфидной минерализации (129 ± 3 млн лет) свидетельствуют о последовательном субсинхронном процессе кристаллизации сиенитов и формирования золотого оруденения.**

Анализ и обобщение изотопно-геохимических характеристик (Re-Os, Pb и $\delta^{34}\text{S}$) сульфидной минерализации и вмещающих пород Морозкинского месторождения позволяет сформулировать **второе защищаемое положение – Отчетливые пространственно-временные взаимоотношения и совокупность изотопно-геохимических характеристик оруденения месторождения Морозкинское и магматических пород массива горы Рудная свидетельствуют об их структурно-парагенетической связи.**

ГЛАВА 4. ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ МАССИВА ГОРЫ РУДНАЯ И ИХ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

При комплексном петрографо-геохимическом исследовании в пределах массива горы Рудная выделяется хорошо проявленная гидротермально-метасоматическая зональность, представленная широким спектром разностадийных и разнофациальных (ГМ-фаций) гидротермально-метасоматических образований (ГМ-ассоциаций), сформированных в различных физико-химических обстановках проявления гидротермальной деятельности и связанных с процессами становления одноименного интрузивного массива.

В ходе петрографических исследований гидротермально-метасоматических образований измененных пород установлено более 25 новообразованных минералов (в порядке убывания количества): кварц, серицит-мусковит, карбонат (анкерит, кальцит), калиевый полевой шпат, альбит, эгирин (эгирин-авгит), хлорит, амфибол (тремолит, актинолит), эпидот (цоизит), биотит (флогопит), клинопироксен, флюорит, гранат, скаполит, серпентин, везувиан, пренит, тальк, апатит, а из рудных минералов – пирит, халькопирит, гематит. Перечисленные минералы проявлены в коренных породах рассматриваемой территории, образуя устойчивые минеральные парагенезисы, которые подразделяются на четыре гидротермально-метасоматические ассоциации: фельдшпатолиты (фации F₁, F₂), скарны (S₁, S₂), пропилиты (P₁, P₂, P₃) и березиты (B₁, B₂, B₃, B₄) (табл. 4.1).

Таблица 4.1

Распространенность ГМ-ассоциаций и ГМ-фаций в пределах массива горы Рудная

ГМ-ассоциация	Индекс ГМ-фаций	Состав ГМ-фаций	Распространенность ГМ-ассоциаций
Березиты	B ₁	qz+ser+ms ± hem,cb,py	61 %
	B ₂	qz+ser(ms)+ank(cb)+py ± hem,chl	
	B ₃	qz+chl+cb(ank)+ser(ms) ± py,ap	
	B ₄	chl+ank(cb)+ser+qz ± py, bt,ep,prh	
Пропилиты	P ₁	ep+chl+cb+qz ± ab,ser	17 %
	P ₂	act+ep+chl+cb+qz ± ab,ser,tr,tlc	
	P ₃	tr+tlc+srp+phl ± cb	
Скарны	S ₁	cpx+ep+amp	2 %
	S ₂	cpx+scp+ves+grt ± phl,cb,ep	
Фельдшпатолиты	F ₁	ab/kfs+qz ± chl	16 %
	F ₂	kfs/ab+qz ± chl	

Примечание. Распространенность приводится в виде количества случаев фиксации той или иной ГМ-ассоциации при микроскопическом изучении 193 прозрачно-полированных шлифов.

4.1 Фельдшпатолиты

Фельдшпатолиты массива горы Рудная являются производными высокотемпературного щелочно-кремниевое (KNa+Si) метасоматоза, которые фиксируются во внешней зоне приконтактовых изменений со стороны интрузивных пород

массива и пород раннедокембрийского кристаллического фундамента (развиваясь по последним). Слагают линзовидные и пластообразные тела мощностью не более 12 м. Фельдшпатолиты представлены серыми, серовато-розовыми, зеленовато-серыми гидротермальными породами с массивной и неравномерно-пятнистой текстурой. Согласно результатам петрографо-минералогических исследований, фельдшпатолиты представлены двумя фациальными разновидностями: альбит-кварцевой ($ab/kfs+qz\pm chl$) и ортоклаз-микроклин-кварцевой ($kfs/ab+qz\pm chl$). Их формирование происходило на докристаллизационной стадии становления массива и завершилось на ранней посткристаллизационной стадии (Молчанов и др., 2013). Основными пороодообразующими минералами фельдшпатолитов рассмотренных фаций являются альбит, калиевый полевой шпат и кварц. В качестве акцессорных минералов присутствуют флюорит, хлорит и пирит.

Редкие образования фельдшпатолитов в своем «первозданном» виде сохранились исключительно в периферийной части изучаемой площади, на некотором удалении от массива горы Рудная (среди раннедокембрийских кристаллических пород фундамента), а в околоинтрузивном пространстве они во многом затушевывались за счет наложения на них более поздних пропилитовых новообразований (рис. 4.1).

4.2 Скарны

Скарны широко распространены в пределах выходов на дневную поверхность Центрально-Алданского рудного района карбонатных пород венд-нижнекембрийского возраста в местах их активного контактово-метасоматического преобразования со стороны магматических тел позднемезозойского возраста. Основной объем скарновых изменений в строении гидротермально-метасоматической зональности района приходится на известковые клинопироксеновые амфибол (тремолит)-, флогопит-, гранат- и скаполит-содержащие разности. По данным ряда авторов (Петровская, Казаринов, 1951; Ким, 1981; Ветлужских и др., 2002; Максимов и др., 2010; Дворник, 2012; Добровольская и др., 2016; Шатова, 2019), карбонатные породы венд-нижнекембрийского возраста наиболее благоприятны к замещению скарновыми парагенезисами, в то время как кристаллические сланцы и гранитогнейсы палеопротерозойского возраста менее склонны к развитию в них скарновых парагенезисов.

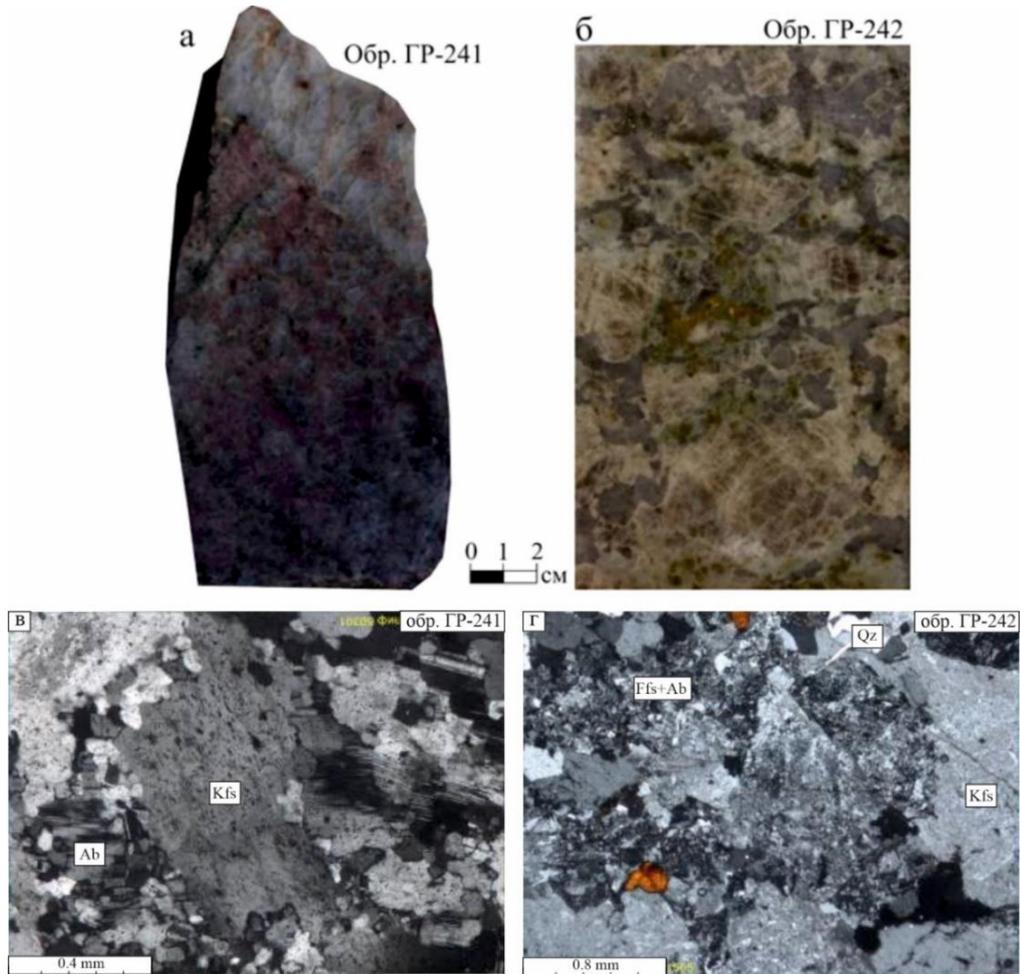


Рис. 4.1 Характер проявления околоинтрузивной фельдшпатолитизации (а, б) по гранитогнейсам раннедокембрийского возраста с микрофотографиями шлифов (с анализатором): в – образование мелкозернистых ксенобластических агрегатов альбита вдоль зон катаклаза в гранитогнейсе (фация F₄); г – ортоклаз-микроклин-кварцевый метасоматит (фация F₄) по гранитогнейсу.

По мнению А.А. Кима типовая метасоматическая колонка скарнирования карбонатных пород для территории исследования, сохранившаяся на современном уровне эрозионного среза, представлена следующим образом: неизменные эгириновые сиениты → околоскарновые породы (эгиринизированные и альбитизированные сиениты с новообразованным биотитом, апатитом и титанитом) и эндоскарны (эгирин-авгитовые и амфиболовые породы с диопсидом, гранатом, флогопитом, карбонатом, магнетитом и реликтами сиенитов) → скарны (гранат-диопсидовые, флогопит-диопсидовые, диопсидовые, тремолитовые) (Ким, 1981). В то время как типовая метасоматическая колонка скарнирования гранитогнейсов для рассматриваемой территории имеет следующий вид (от внешних зон к внутренним) (Шатова, 2019):

0	qz+pl+kfs+hbl+bt	Исходный гранитогнейс
1	qz+kfs+hbl+bt+phl	Внешняя зона флогопитизации
2	qz+hbl+срх+phl	Промежуточные зоны скарнирования
3	hbl+срх+phl	
4	срх+phl	Флогопит-диопсидовый скарн по гранитогнейсу

Во внешних зонах скарнирования по гранитогнейсам амфибол (роговая обманка) представлен «стабильным» минералом исходной породы, так как его химический состав был равновесен химизму воздействующих скарнирующих гидротермальных растворов. Плагноклаз является наименее устойчивым минералом, который повсеместно испытывает растворение и замещение агрегатами новообразованного флогопита. В промежуточной зоне метасоматической колонки кварц замещается новообразованным диопсидом и флогопитом, свидетельствуя о повышенной щелочности гидротермальных растворов. Во внутренних зонах скарнирования наблюдается проявление более поздних низкотемпературных минеральных парагенезисов апоскарновых пропилитов, несущих сульфидную прожилково-вкрапленную минерализацию. Процесс замещения пород при скарнировании гранитогнейсов сопровождался привнесением в среду минералообразования Ca, Fe²⁺, Fe³⁺, Mg, Mn, H₂O+CO₂ и выносом Ti, P, Al, Si, Na и K. Так как процесс преобразования пород сопровождался значительным преобладанием привноса вещества над его выносом, то плотность конечных продуктов замещения существенно увеличилась (Шатова, 2019).

В структуре ореолов гидротермально-метасоматической зональности массива горы Рудная скарны занимают резко подчиненное положение (~ 2 % от общего числа наблюдений) и встречаются крайне ограниченно в зоне контактово-метасоматического воздействия интрузии на венд-нижнекембрийские доломиты (наследуя геометрию и морфологию слагаемых ими геологических тел) и раннедокембрийские кристаллические породы фундамента. Согласно результатам петрографо-минералогических исследований, скарны представлены двумя фаціальными разновидностями: клинопироксен-эпидот-амфиболитовой (cpx+ep+amp) и клинопироксен-скаполит-везувиан-гранатовой с флогопитом, карбонатом и эпидотом (cpx+scp+ves+grt ± phl,cb,ep) (рис. 4.2) (Молчанов и др., 2013). Скарны имеют зеленовато-серую окраску, средне- крупнокристаллическое строение с автоморфными формами выделения, структура порфиробластовая, гранобластовая. Границы зон скарнирования с вмещающими породами достаточно четкие (десятки сантиметров – первые метры), однако нередко вышеописанные скарновые парагенезисы встречаются в виде маломощных разноориентированных прожилков или рассеянной вкрапленности. В целом характер проявления скарновых процессов в пределах области внедрения интрузивных пород массива горы Рудная имеет схожие свойства проявления характерные для подобного процесса на смежных с изучаемой территориях.

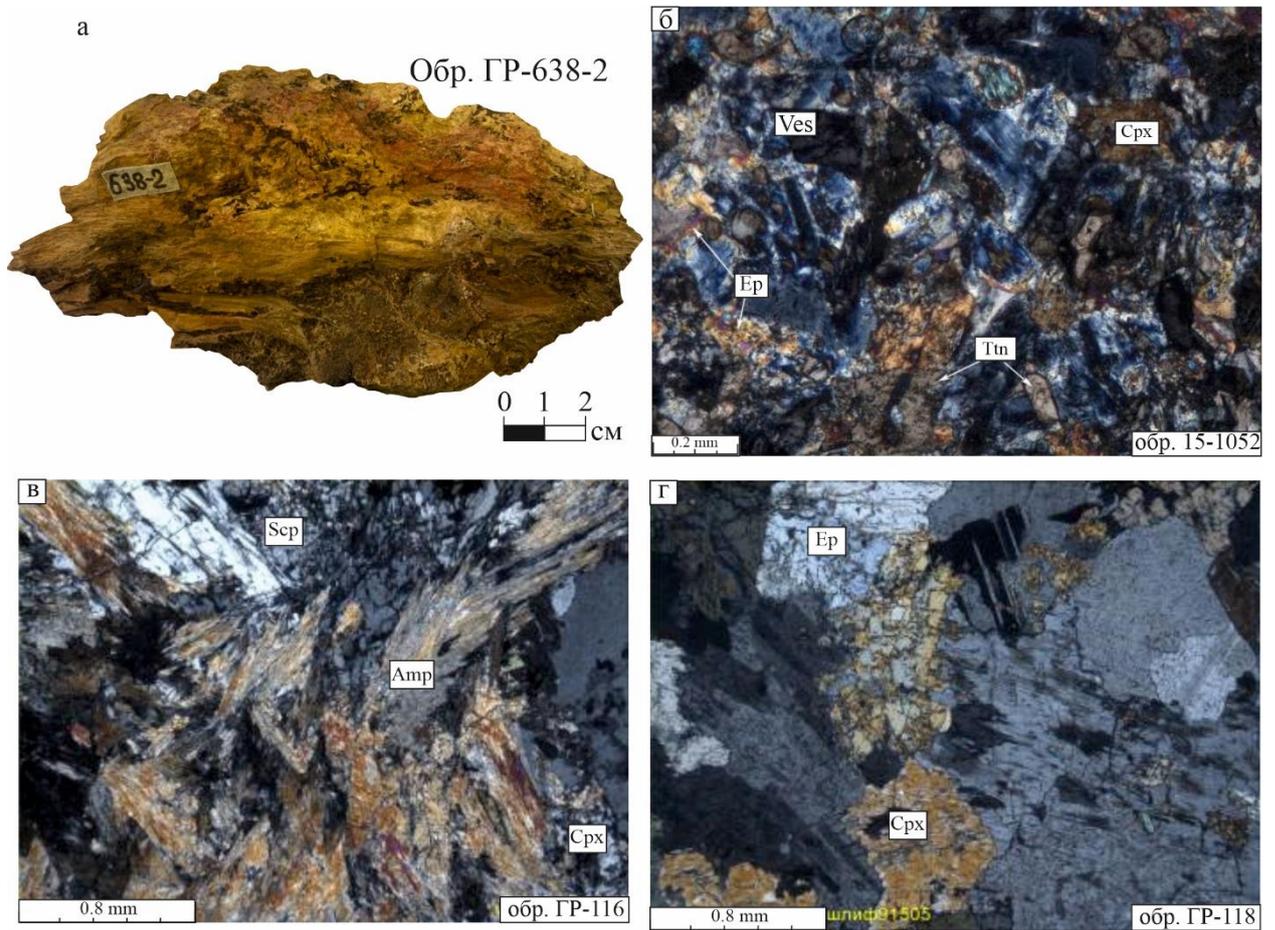


Рис. 4.2 Характер проявления процесса скарнирования в венд-нижнекембрийских доломитах (а) с микрофотографиями шлифов (с анализатором): б – эпидот-везувиан-клинопироксеновый метасоматит (фашия S_1) по плагиогнейсу; в – амфибол-клинопироксен-скаполитовый метасоматит (фашия S_2); г – эпидот-клинопироксеновый метасоматит (фашия S_1) по плагиогнейсу.

4.3 Пропилиты

Пропилиты приурочены к зонам пересечения глубинных разломов в породах раннедокембрийского кристаллического фундамента Центрально-Алданского рудного района, а также образуют внешнюю зону приконтактных изменений со стороны магматических тел позднемезозойского возраста. Согласно результатам петрографо-минералогических исследований Н.В. Шатовой, типовая метасоматическая колонка пропилитизации гранитогнейсов палеопротерозойского возраста для территории исследования выглядит следующим образом (от внешних зон к внутренним) (Шатова, 2019):

0	qz+pl+kfs+hbl+bt	Исходный гранитогнейс
1	qz+hbl+bt+ser+chl+ep	Внешняя зона хлоритизации и эпидотизации
2	qz+hbl+chl+ep+ser	Промежуточные зоны эпидот-хлоритового
3	qz+hbl+chl+ep	изменения
4	ep+chl ± cb	Внутренняя зона хлорит-эпидотового состава
5	ep ± ap, ttn	Пропилит фашии P_1

Во внешних зонах метасоматической колонки пропилитизации гранитогнейсов амфибол (роговая обманка), в аналогии со скарнами, является «стабильным» минералом исходной породы, так как его химический состав был равновесен химизму воздействующих пропилитизирующих гидротермальных растворов. В то время как плагиоклаз и калиевый полевой шпат являются неустойчивыми минералами, которые испытывают растворение и замещение агрегатами серицита, альбита и эпидота. Во внутренних зонах пропилитизации наблюдается замещение кварца эпидотом и хлоритом, свидетельствуя о повышенной щелочности пропилитизирующих растворов (Шатова, 2019).

Пропилиты в структуре ореолов гидротермально-метасоматической зональности массива горы Рудная, развиваясь по фельдшпатолитам, образуют внешнюю наиболее удаленную от контакта с породами интрузии зону приконтактовых гидротермально-метасоматических изменений (~ 17 % от общего числа наблюдений), обусловленных процессом внедрения и длительного становления пород массива. Пропилиты представлены тремя фаціальными разновидностями: P_1 (ep+chl+cb+qz \pm ab,ser), P_2 (act+ep+chl+cb+qz \pm ab,ser,tr,tlk) и P_3 (tr+tlc+srp+phl \pm cb) (рис. 4.3). Основными породообразующими минералами пропилитов рассмотренных фаций являются эпидот, хлорит, кальцит, кварц, актинолит, тремолит, тальк; второстепенные – серпентин, серицит, альбит и флогопит. Пропилиты фаций P_1 и P_2 преимущественно проявлены в породах раннедокембрийского кристаллического фундамента, в то время как фация P_3 развита в околоинтрузивном пространстве массива. При этом для пропилитов фации P_1 характерны псевдоморфные выделения породообразующих минералов, тогда как для фаций P_2 и P_3 помимо псевдоморфных структур характерны и автоморфные, к которым приурочены линзовидные и прожилковые агрегаты. Интенсивность пропилитизации закономерно увеличивается от внешних (фронтальных) зон к внутренним (тыловым) зонам, достигая максимума на границе с интенсивно проявленной зоной приконтактовой фельдшпатолитизации. В целом характер проявления процесса пропилитизации во внешней зоне приконтактовых изменений со стороны интрузивных пород массива горы Рудная, как и в случае скарновых процессов, имеет схожие свойства проявления характерные для подобного процесса на смежных с изучаемой территориях.

Согласно результатам расчет баланса вещества (Шатова, 2019), процесс замещения пород при пропилитизации сопровождался привносом в среду минералообразования Ca, Fe²⁺, Fe³⁺, Mg, Mn, Ti, Al₂O₃, P и выносом SiO₂, K и Na. Процесс преобразования пород сопровождался преобладанием привноса вещества над его выносом, что приводило к увеличению плотности конечных продуктов замещения.

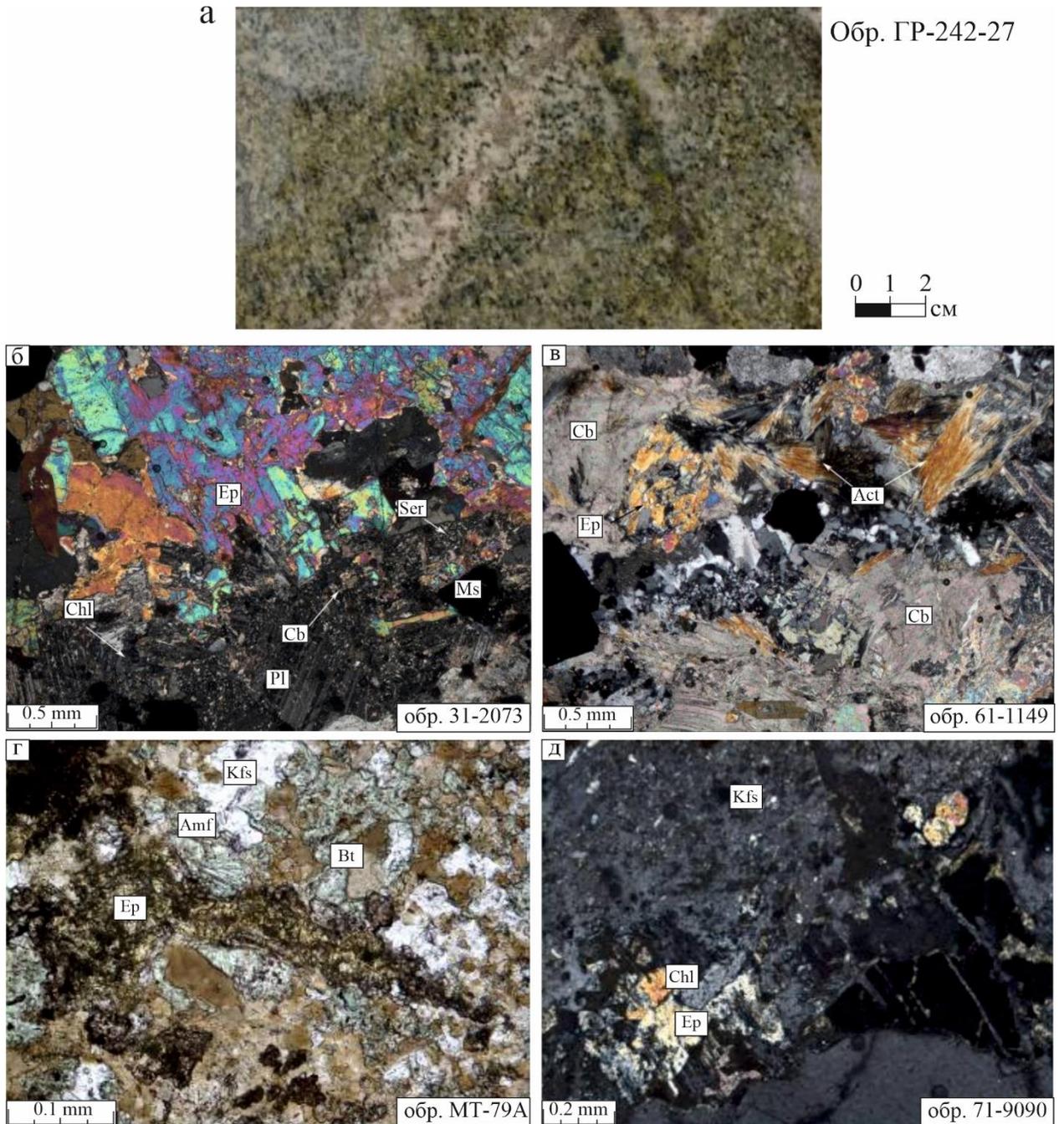


Рис. 4.3 Характер проявления процесса пропилитизации (а) в гранитогнейсах раннедокембрийского возраста с микрофотографиями шлифов (б, в, д – с анализатором; г – без анализатора): б – хлорит-кальцит-эпидотовые ксенобластические агрегаты (фация P₁) в гранитогнейсе; в – ксенобластические агрегаты эпидота, кальцита, актинолита с прожилками хлорит-кварц-кальцитового состава (фация P₂) в гранитогнейсе; г – эпидот-амфибол-биотитовые ксенобластические агрегаты (фация P₂) в гранитогнейсе; д – хлорит-эпидотовые ксенобластические агрегаты (фация P₂) в гранитогнейсе.

4.4 Березиты

Березиты или гидротермально-метасоматические образования кварц-серицит-анкерит-пиритового состава являются наиболее поздней ассоциацией в гидротермальной системе массива горы Рудная, которая наиболее приближена во времени к процессу рудообразования. Березиты являются самыми распространенными гидротермально-метасоматическими образованиями на изученной территории. Их физико-химические

параметры образования неоднократно освещались в ряде публикаций (Омельяненко, 1978; Жариков и др., 1998; Плющев и др., 2012), согласно которым березиты являются производными слабо кислотного метасоматоза, протекающего в средне-низкотемпературных условиях при высокой активности в гидротермальных растворах углекислоты и серы. Гидротермально-метасоматические образования кварц-серицит-анкерит-пиритового состава получили широкое распространение на участках интенсивной метасоматической переработки пород вдоль крутопадающих разрывных структур внутри интрузии и занимают резко подчиненное положение в породах раннедокембрийского кристаллического фундамента. Форма метасоматических ореолов отличается крайней неоднородностью и обусловлена в основном анизотропией поля проницаемости пород, участвующих в строении массива. Березиты представлены четырьмя фаціальными разновидностями: B_1 (qz+ser(ms) \pm hem,cb,py), B_2 (qz+ser(ms)+ank(cb)+py \pm hem,chl,tur), B_3 (qz+chl+cb(ank)+ser(ms) \pm py,tur,ap) и B_4 (chl+ank(cb)+ser+qz \pm py,bt,ep,prh) (рис. 4.4) (Молчанов и др., 2013). Минеральный состав березитов представлен преимущественно мелкокристаллическим кварцем, серицитом-мусковитом, анкеритом, хлоритом, реже эпидотом и пренитом, с примесью рудных минералов: пиритом, халькопиритом и гематитом.

По мнению А.В. Терехова типовая метасоматическая колонка березитизации гранитогнейсов палеопротерозойского возраста для территории исследования (от внешних зон к внутренним) выглядит следующим образом (Терехов, 2012):

0	qz+pl+kfs+hbl+bt	Исходный гранитогнейс
1	qz+kfs+ab+bt+ser+chl	Внешняя зона серицитизации и хлоритизации
2	qz+kfs+ab+bt+ser+chl	Промежуточные зоны кварц-серицит-хлорит
3	qz+ser/ms+ank+(chl)	карбонатного изменения
4	qz+ser/ms	Внутренняя зона кварц-серицитового изменения
5	qz+ser/ms \pm chl, ank, py	Кварц- серицитовый пирит-содержащий березит

Во внешних зонах березитизации по гранитогнейсам амфибол (роговая обманка) замещается полиминеральными агрегатными псевдоморфозами кварц-серицит-анкерит-хлоритового состава, так как его химизм (насыщенность Ca, Mg, Fe и Na) отличается от химизма воздействующих кремнекислотных гидротермальных растворов, обогащенных Si и Al. Одновременно с этим кристаллы плагиоклаза серицитизируются, раскисляясь до альбита. В промежуточной зоне метасоматической колонки альбит растворяется и замещается новообразованным кварцем и серицитом. Во внутренних зонах березитизации гранитогнейсов кварц-серицитовая ассоциация является наиболее устойчивым парагенезисом, который несет основную массу вкрапленности и микропрожилков сульфидных минералов (Шатова, 2019).

В структуре ореолов гидротермально-метасоматической зональности массива горы Рудная по визуальным признакам характер проявления березитизации развивающейся вдоль крутопадающих разрывных структур внутри интрузии выглядит следующим образом:

внешняя зона – сохраняется текстура, структура и лейкократовые минералы эдукта, отчетливо проявлено осветление пород за счет замещения темноцветных минералов светлоокрашенными;

промежуточная зона – характеризуется развитием прожилково-вкрапленных, брекчеевидных с пирит-кварцевым цементом, реже массивных текстур и светло-серой окраской;

внутренняя зона – проявлена прожилково-вкрапленная, реже сульфидная жильная и брекчеевидная с пирит-кварцевым цементом минерализация оранжево-желтой окраской, обусловленной процессами окисления.

Гидротермально-метасоматическая зональность березитов, развивающихся по сиенитам массива горы Рудная (от внешних зон к внутренним):

0	$kfs+ab+hbl+bt+qz$	Исходный сиенит
1	$kfs+ab+bt+qz+ser+ank(cb)$	Внешняя зона серицитизации и карбонатизации
2	$kfs+ab+bt+qz+ser+ank(cb)$	Промежуточная зона кварц-серицит-карбонатного изменения
3	$qz+ser+ank(cb)$	
4	$qz+ser$	Внутренняя зона кварц-серицитового изменения
5	$qz+ser \pm py, ank(cb)$	Кварц-серицитовый пирит-содержащий березит

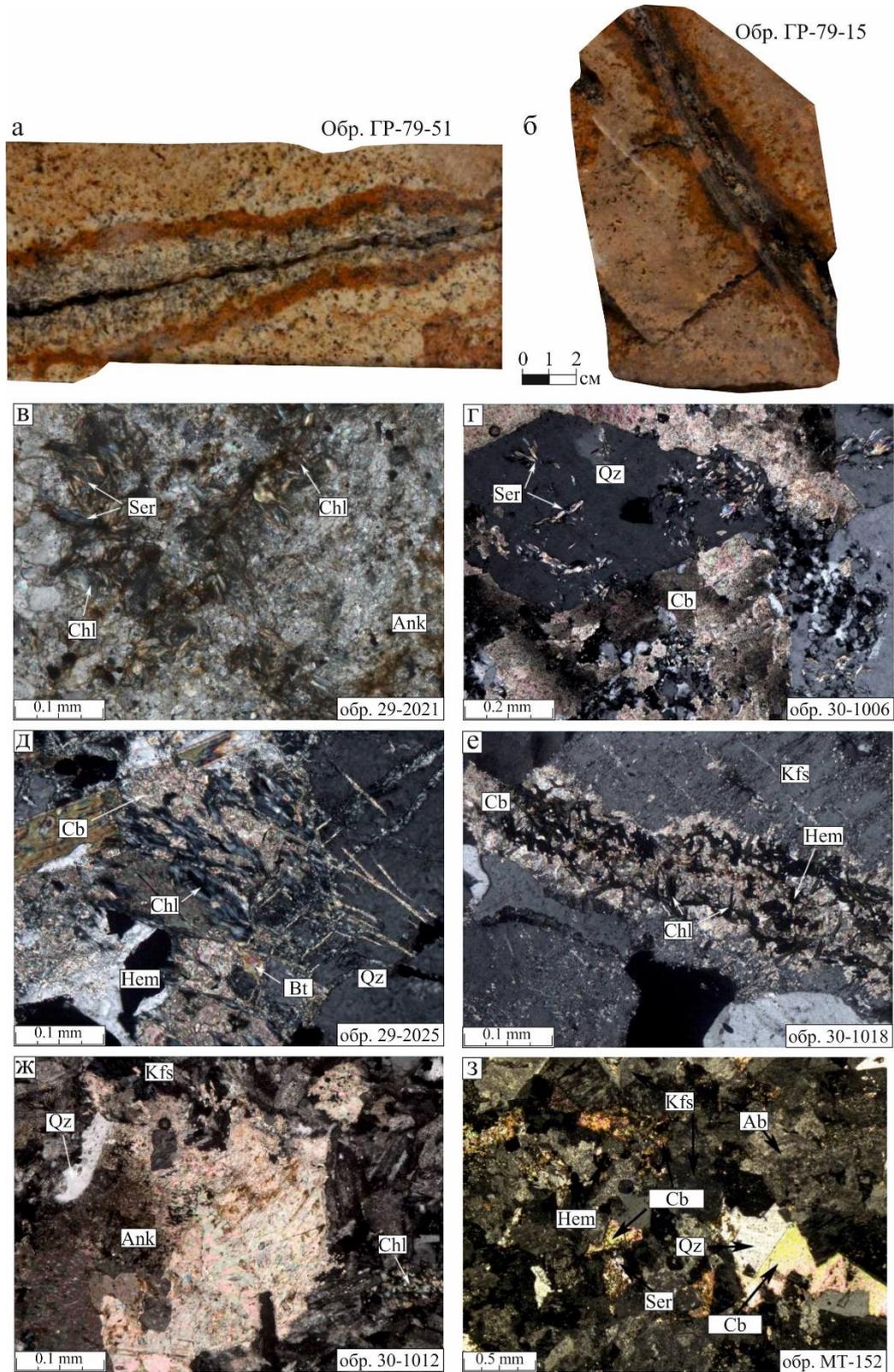


Рис. 4.4 Характер проявления процесса березитизации (а, б) по сиенитам массива горы Рудная с микрофотографиями шлифов (с анализатором): в – серицит-хлорит-анкеритовый березит (фашия В₃) в доломите; г – интенсивно проявленная березитизация (фашия В₂) в катаклазированном доломите; д – псевдоморфозы хлорита и кальцита (фашия В₃) по биотиту в плагиогнейсе; е – гематит-кальцитовые прожилки (фашия В₃) в гранитогнейсе; ж – кварц-анкеритовые ксенобластические агрегаты (фашия В₃) в порфиroidном сиените; з – полнопроявленный кварц-анкерит-серицитовый березит с пиритом и гематитом в сиените.

В условиях березитизации сиенитов, во внешних зонах амфибол (роговая обманка) замещается полиминеральными агрегатными псевдоморфозами кварц-серицит-анкеритового состава. Одновременно с этим кристаллы альбита и биотита серицитизируются. В промежуточной зоне метасоматической колонки, по мере нарастания интенсивности преобразования пород, альбит замещается новообразованным кварцем и серицитом. Во внутренних зонах березитизации наиболее устойчивым минеральным парагенезисом становится кварц-серицитовый, максимально отражающий состав воздействовавших на породы гидротермальных растворов. Зоны 4-5 характеризуются максимальной рудоносностью, так как их парагенезисы несут основную массу микропрожилков и вкрапленности сульфидных минералов.

Типовой химический состав исходных пород (сиениты) и березитов массива горы Рудная приведен в таблице 4.2. Незначительные вариации в содержании главных (петрогенных) элементов и микроэлементов в измененных породах по сравнению с исходными связаны не только с гидротермально-метасоматическим процессом, но и с первичной неоднородностью пород. Следовательно, для характеристики привнос-выноса упоминаются только те компоненты, изменения в содержании которых проявляются достаточно контрастно.

Таблица 4.2

Химический состав исходных пород (сиениты) и березитов
массива горы Рудная

Элементы	Исходная порода	Березиты		
		Внешняя зона	Промежуточная зона	Внутренняя зона
1	2	3	4	5
Содержание петрогенных оксидов, % мас.				
SiO ₂	64.72	65.82	65.72	65.78
TiO ₂	0.32	0.29	0.24	0.08
Al ₂ O ₃	17.50	18.02	15.40	5.17
Fe ₂ O ₃	2.37	2.33	5.58	18.45
FeO	0.54	0.12	0.17	0.36
MnO	0.10	0.02	0.01	0.01
MgO	0.33	0.21	0.20	0.44
CaO	1.17	0.19	0.10	0.10
Na ₂ O	4.87	2.24	0.94	0.50
K ₂ O	6.42	8.83	9.55	3.34
P ₂ O ₅	0.06	0.14	0.20	0.25
LOI	1.25	1.56	2.18	6.73
Сумма	99.77	99.78	99.92	100
Содержание элементов-примесей, г/т				
Sc	3.07	3.15	2.32	0.83
V	37.9	37.2	37.9	26.2
Cr	8.97	6.76	7.44	9.40
Co	2.69	1.04	1.41	8.28

1	2	3	4	5
Ni	2.02	1.17	0.84	1.53
Rb	138	238	271	88.1
Sr	403	142	72.9	21.7
Be	3.40	2.73	2.57	2.04
Zr	193	218	169	68.0
Bi	0.05	0.77	6.02	75.9
Nb	9.75	10.2	9.32	4.03
As	1.47	11.6	46.0	191
Li	8.09	8.82	7.89	12.7
Cu	6.45	105	244	1795
Mo	1.15	1.75	13.0	66.8
Pb	25.7	499	326	1003
Zn	28.4	517	1044	2487
Sb	0.63	0.62	0.79	0.81
W	1.93	9.72	13.0	6.01
Ag	0.05	0.50	3.60	21.7
Au	0.02	0.83	1.21	18.3
La	36.5	35.9	24.2	12.5
Ce	64.2	61.3	37.8	20.3
Pr	6.61	6.31	3.76	2.09
Nd	22.4	21.1	12.4	6.86
Sm	3.38	3.43	1.89	0.97
Eu	1.11	0.97	0.59	0.24
Gd	3.17	2.93	1.71	0.75
Tb	0.46	0.43	0.26	0.10
Dy	2.69	2.35	1.54	0.53
Ho	0.48	0.43	0.30	0.09
Er	1.39	1.24	0.92	0.27
Tm	0.22	0.20	0.15	0.04
Yb	1.46	1.30	1.05	0.32
Lu	0.23	0.22	0.16	0.06
Ta	0.06	0.64	0.54	0.19
Th	6.70	6.98	6.06	3.49
U	1.62	2.09	1.86	1.93
N	6	5	6	6

Примечание. N – количество проб в выборке.

Результаты расчета баланса вещества в процессе березитизации сиенитов массива горы Рудная приведены в Приложении 5 и табл. 4.3. На рисунке 4.5 показаны химические преобразования сиенитов в ходе гидротермально-метасоматического процесса.

Таблица 4.3

Привнос-вынос элементов в процессе березитизации сиенитов
массива горы Рудная (%)

Элементы	Березиты		
	Внешняя зона	Промежуточная зона	Внутренняя зона
1	2	3	4
Si	-0.84	1.52	13.7
Ti	-11.6	-15.9	-62.1
Al	0.29	-13.0	-61.9

1	2	3	4
Fe	-4.14	143	275
Fe ⁺²	-78.3	44.0	140
Mn	-80.5	-49.2	13.6
Mg	-37.9	-3.17	150
Ca	-84.2	-46.5	13.6
Na	-55.1	-57.3	-39.6
K	34.1	9.96	-60.3
P	127	45.2	42.0
Sc	2.60	-24.4	-73.0
V	-1.70	0.10	-30.9
Cr	-24.6	-17.1	4.80
Co	-61.3	-47.6	208
Ni	-42.1	-58.4	-24.3
Rb	71.7	95.7	-36.4
Sr	-64.8	-81.9	-94.6
Be	-19.7	-24.4	-40.0
Zr	13.0	-12.4	-64.8
Bi	1440	11900	151700
Nb	4.30	-4.40	-59.0
As	692	3029	12893
Li	9.00	-2.50	57.0
Cu	1528	3683	27729
Mo	52.2	1030	5709
Pb	1842	1168	3803
Zn	1720	3576	8657
Sb	-1.59	25.4	28.6
W	404	574	211
Ag	900	7100	43300
Au	4050	5950	91400
La	-1.60	-33.6	-65.7
Ce	-4.60	-41.1	-68.5
Pr	-4.50	-43.1	-68.4
Nd	-6.20	-44.5	-69.4
Sm	1.50	-44.1	-71.3
Eu	-12.6	-46.8	-78.4
Gd	-7.60	-46.1	-76.3
Tb	-6.50	-43.5	-78.3
Dy	-12.6	-42.8	-80.3
Ho	-10.4	-37.5	-81.3
Er	-10.8	-33.8	-80.6
Tm	-9.10	-31.8	-81.8
Yb	-11.0	-28.1	-78.1
Lu	-4.30	-30.4	-73.9
Ta	967	800	217
Th	4.20	-9.60	-47.9
U	29.0	14.8	19.1
N	5	6	6

Примечание. Коэффициент привноса-выноса элементов (ΔC) приведен в процентах и рассчитывался по формуле: $\Delta C = (C_i - C) / C * 100 \%$, где C_i – содержание элемента в интенсивно/полностью измененной породе, C – содержание элемента в минимально измененной породе. Для главных компонентов расчет баланса вещества осуществлялся атомно-объемным методом с учетом плотностных характеристик исходных пород и замещающих их метасоматитов (Рудник, 1966). N – количество проб в сравниваемых выборках.

Во внешней зоне, в связи с раскислением плагиоклаза, замещением амфибола (роговая обманка) и биотита карбонат-серицитовая минеральная ассоциацией происходит вынос Na, Mg, Fe и Ca (рис. 4.5). Привнесенный K фиксируется в сериците, а P в апатите. В промежуточной зоне в связи с неустойчивостью альбита и биотита происходит вынос Na, Mg, Ca и Al. Привнос K, Fe и Si связан с развитием кварц-серицит-карбонатной пирит-содержащей ассоциацией. Во внутренней зоне привнос Si, вероятно, связан с развитием кварцевых прожилков, наложенных на более ранние метасоматические ассоциации, а привнос Fe, Ca, Mg и Mn с сульфидной минерализацией в карбонат-серицитовых минеральных ассоциациях.

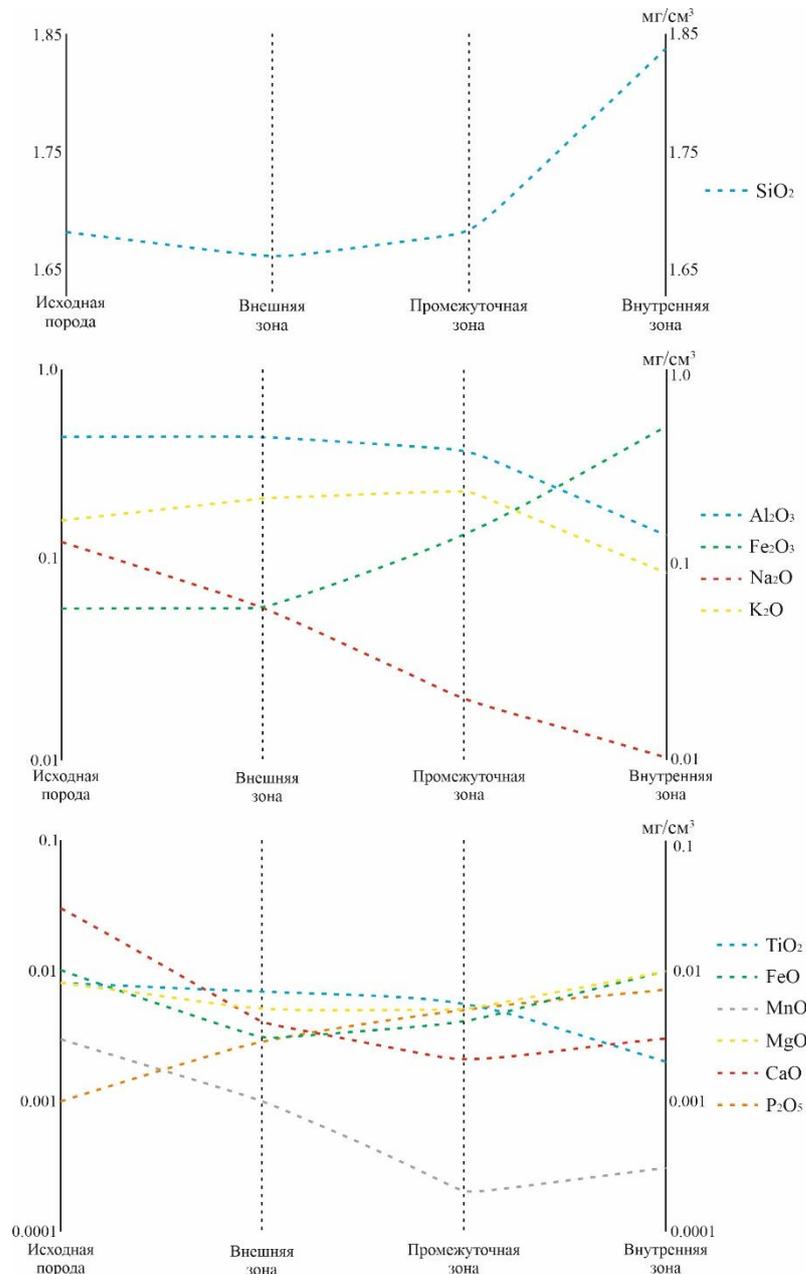


Рис. 4.5 Химические преобразования сиенитов массива горы Рудная в процессе березитизации.

Полученные геохимические данные демонстрируют, что внедрение интрузивного тела привело к перераспределению в породах массива целого ряда химических элементов, и, как результат, к формированию положительных и отрицательных геохимических ореолов. В табл. 4.4 приводится сводная информация о привнос-выносе микроэлементов в процессе березитизации сиенитов массива горы Рудная. Березиты, как околорудные метасоматиты, характеризуются концентрированием, прежде всего, Au, Ag, Pb, Cu, Zn, Mo, As, Bi и в меньшей степени Ta, W и Co при деконцентрации Nb, Zr, Sr, Sc, Th, Be, Rb, Ni, V и всех трех групп редкоземельных элементов (LREE, MREE, HREE) (рис. 4.6).

Таблица 4.4

Привнос-вынос микроэлементов в процессе березитизации сиенитов
массива горы Рудная

Гидротермально-метасоматические образования	Привнос			Вынос	
	> +500 %	+500 – +100	+100 – +10	-10 – -50	< -50 %
Березиты	<i>Au, Ag, Pb, Cu, Zn, Mo, As, Bi</i>	<i>Ta, W, Co</i>	<i>Sb, Li, U</i>	<i>Th, Be, Rb, Ni, V</i>	<i>Nb, Zr, Sr, Sc, REE</i>

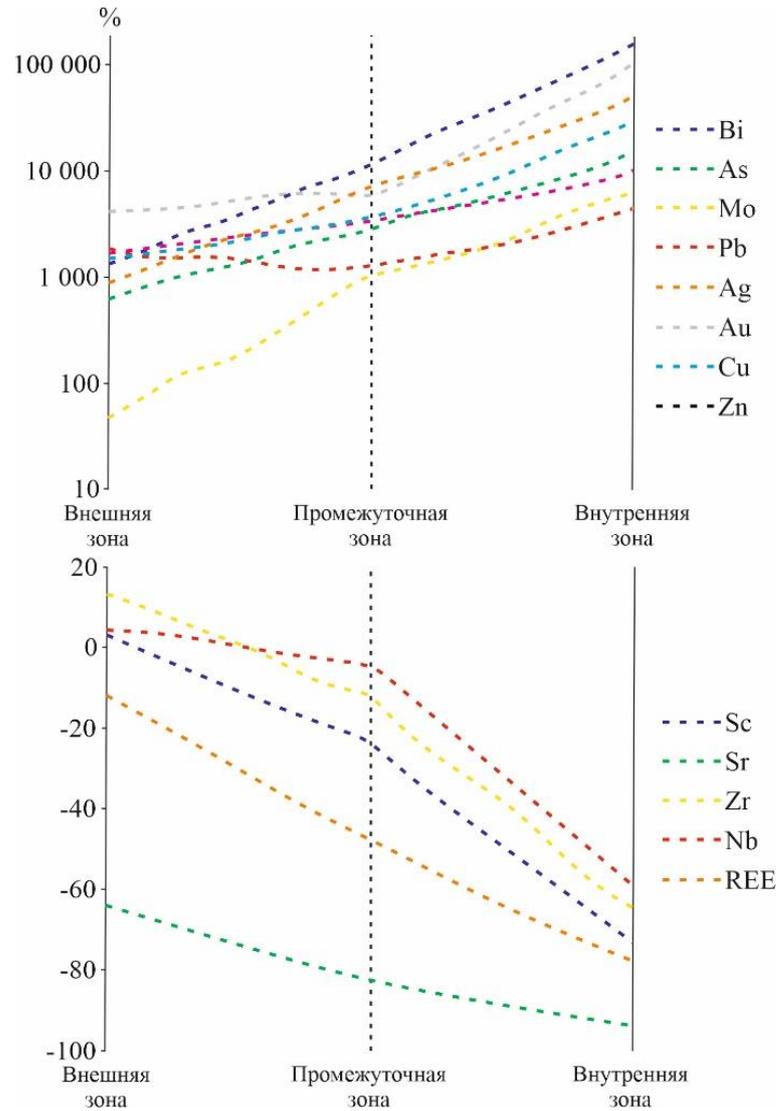


Рис. 4.6 Графики, отражающие привнос-вынос микроэлементов в процессе березитизации сиенитов массива горы Рудная.

Вышесказанное позволяет сформулировать **третье защищаемое положение** – **В** пределах массива горы Рудная проявлены четыре гидротермально-метасоматические формации: фельдшпатолиты, скарны, пропилиты, распространенные локально, и березиты. Ореолы фельдшпатолитов и пропилитов маркируют экзоконтакт массива с силикатными породами, в то время как скарны приурочены к контакту сиенитов и вмещающих их карбонатных пород. Березиты, которые являются наиболее распространенным типом метасоматитов, рудоносны и формируют приуроченные к крутопадающим разрывным структурам интрузива ореолы, характеризующиеся концентрированием Au, Ag, Pb, Cu, Zn, Mo, As, Bi.

ГЛАВА 5. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОРОЗКИНСКОЕ И ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ВЫЯВЛЕНИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИИ

Au-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

5.1 Геолого-генетическая принадлежность оруденения

Морозкинского месторождения

На данный момент не существует общепризнанной классификации геологических типов месторождений золота. Имеющиеся классификации основаны на разделении золоторудных месторождений по различным признакам: глубине формирования, генезису, составу, типоморфным особенностям руд, связи с интрузивным магматизмом. Однако, важнейшим критерием их разделения, на котором построена современная зарубежная систематика золоторудных и золотосодержащих месторождений, является геодинамический режим формирования оруденения (Groves et al., 1998; Lang, Baker, 2001; Сафонов и др., 2007; Robert et al., 2007; Сафонов, 2010). Очевидно, что типизация месторождений золота, основанная на геодинамических-геотектонических обстановках формирования оруденения, не является универсальной, применительно к рассматриваемой территории. Тем не менее, предложенная классификация учитывает мировой опыт зарубежных исследователей и охватывает основные типы золоторудных и золотосодержащих месторождений.

По своим геолого-структурным и минералого-петрографическим параметрам оруденение Морозкинского месторождения имеет множественные черты сходства с группой золоторудных месторождений – IRGS (intrusion-related gold system). Месторождения «intrusion-related gold systems», являются одним из важнейших источников золота. Термин «intrusion-related deposit» (с англ. – месторождение, связанное с интрузивом) появился в конце XX века (Sillitoe, 1991). Соответственно, месторождения, связанные с интрузиями, формируются в связи со становлением рудоносных массивов преимущественно гранитоидного состава в диапазоне глубин 2-15 км в различных геодинамических обстановках (Lang, Baker, 2001; Hart, 2007). Распределение гидротермально-метасоматических образований в пространстве контролируется до- и син-интрузивными структурами. Промышленное оруденение локализуется как в самих интрузивах (в участках интенсивной метасоматической переработки пород), так и в их над- и околоинтрузивных зонах (Hart, 2007). Рудные тела представлены жилами мощностью 0.1-2 м при протяженности от первых метров до нескольких сот метров, штокверковыми ареалами площадью до 1-2 км², а также зонами дробления мощностью 0.2-3 м и протяженностью до 300 м (Волков и др., 2007). Золото и сопутствующие металлы парагенетически связаны с

поздними метасоматитами серицитового, карбонатного, силицитового составов, минеральным парагенезисам скарнового и грейзонового типов (Robert et al., 2007).

Месторождения золота, связанные с интрузивами, по характеристикам окислительно-восстановительного режима формирования рудогенерирующего магматического тела, независимо от их состава и глубины кристаллизации, подразделяются на месторождения, связанные с «окисленными» (Oxidized Intrusion Related Group) и «восстановленными» (Reduced Intrusion Related Group) интрузиями (Sillitoe, Thompson, 1998; Hart, 2007; Robert et al., 2007). Их также называют магнетитовой (МС-окисленная) и ильменитовой (ИС-восстановленная) сериями (Ishihara, 1981; Кига́й, 2011). Границей разделения интрузий на «окисленные» и «восстановленные» служит состав флюидной фазы, P-T условия, и, главным образом, фугитивность кислорода. Как известно из опубликованной литературы (Ishihara, 1981; Кига́й, 2011; Мишин и др., 2020), от степени фугитивности кислорода зависит валентность поливалентных элементов. Различные валентные формы характеризуются разной активностью в геохимических процессах и в зависимости от окислительно-восстановительных условий создают определенную специализацию на те или иные элементы (Мишин и др., 2020). Таким образом, с магматическими образованиями ильменитовой серии чаще связано вольфрамовое и оловянное оруденение, с магнетитовой – золото-медно-молибденовое (Кига́й, 2011; Мишин и др., 2020).

В своей работе R.H. Sillitoe (Sillitoe, Thompson, 1998), основываясь на определяющей роли f_{O_2} рудоносных магм в их металлогенической специализации, разделил месторождения, связанные с интрузивами, на 5 типов, отличающихся геохимической специализацией руд: Sn, W, Mo, Cu-Mo и Cu-Au. Для каждого типа руд выделены характерные золотосодержащие ассоциации. Магматические породы Морозкинского месторождения на графике $Fe_2O_3/FeO - Rb/Sr$ (рис. 5.1, а) попадают в область Cu-Au ассоциации, а на графике $Fe_2O_3/FeO - SiO_2$ (рис. 5.1, б) фигуративные точки образуют единое поле в области магнетитовой (окисленной) серии. Месторождения Cu-Au типа являются крайним членом ряда месторождений, связанных с интрузивами, которые приурочены к интенсивно окисленным интрузиям магнетитовой серии и характеризуются Au-Cu-Mo-Zn, Au-Fe-Cu и Au-Te-Cu-Pb-Zn ассоциациями (Sillitoe, Thompson, 1998). Полученные данные позволяют отнести магматические породы алданского комплекса, проявленные на Морозкинском месторождении, к магнетитовой (окисленной) серии, что характерно для золото-медно-порфировых месторождений, которые пространственно и генетически связаны с «окисленными» интрузиями (Кига́й, 2011; Мишин и др., 2020).

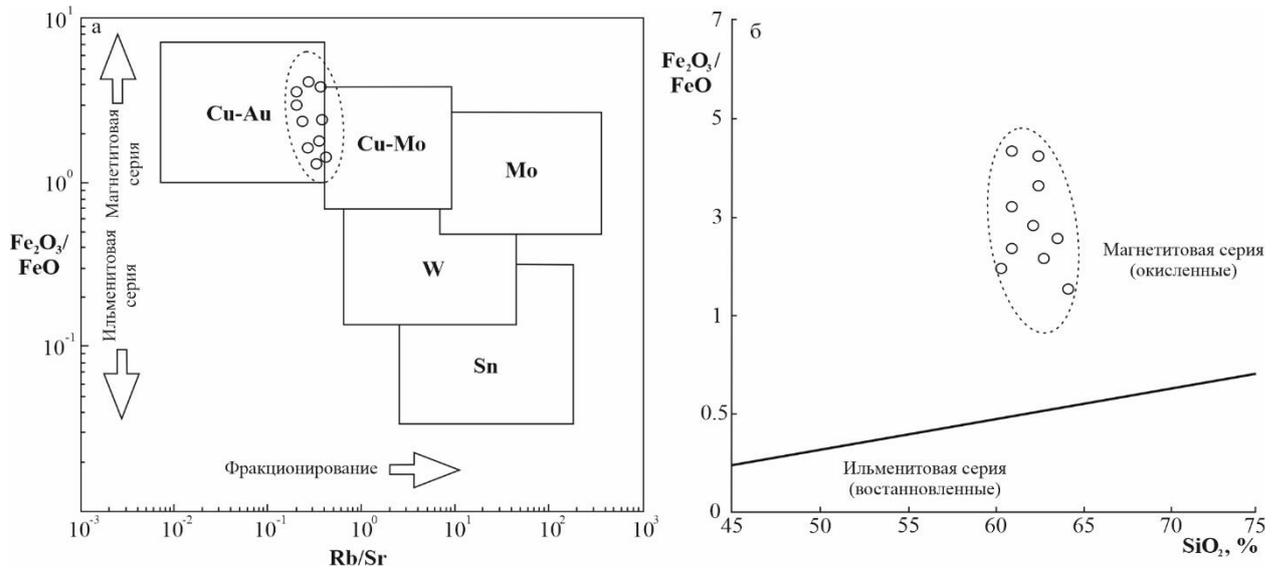


Рис. 5.1 Графики (а, б), отражающие зависимость состава рудно-минеральной ассоциации месторождений, связанных с интрузивами, от геохимических характеристик материнских интрузивных пород по (Ishihara, 1981; Thompson et al., 1999). Белыми кружками показаны магматические породы Морозкинского месторождения.

Сопоставление полученных данных по Морозкинскому месторождению с другими порфировыми объектами (табл. 5.1), связанными с «окисленным» магматизмом, показало конвергентность главных параметров с месторождениями Oxidized Intrusion Related Group (золото-медно-порфировый тип) по ряду признаков:

- Морозкинское месторождение, так же как «типичные» порфировые объекты, тесно связано с близповерхностными порфировыми интрузиями;
- геодинамический режим формирования позднемезозойских магматических пород различного состава среди докембрийских комплексов Алданского щита дискусионен. Тем не менее, диссертант полагает, что в первом приближении изученные породы могут быть отнесены к магматическим породам, образовавшимся в окраинно-континентальных условиях;
- в структурно-тектоническом плане месторождение локализовано в пределах Томмотской магмо- и рудоконтролирующей зоны разломов, которая, вероятно, служила подводящим каналом для магматических расплавов в позднемезозойское время;
- развитие оруденения в зонах широко проявленных гидротермальных изменений (окварцевание, серицитизация, скарнирование);
- магматическая кристаллизация сиенитов (около 130 млн лет) Морозкинского месторождения и гидротермальный рудный процесс в рудоносных метасоматитах (129 ± 3 млн лет) происходили сближено во времени.
- вся совокупность полученных изотопно-геохимических характеристик сульфидных минералов рудных метасоматитов указывает на близкий состав источника сиенитового расплава Морозкинского месторождения и рудоносных флюидов;

- оруденение представлено преимущественно прожилково-вкрапленным (штокверковым), реже жильным типом в пределах массива, реже во вмещающих породах. В его составе присутствуют кварц, серицит, анкерит, ортоклаз, альбит-олигоклаз, а также сульфиды;

- руды представлены простой ассоциацией рудных минералов (основные – пирит; второстепенные – халькопирит и галенит);

- геохимическая специализация руд Морозкинского месторождения: промышленным компонентом служит Au (от 0.5 до 4 г/т (до 150 г/т в единичных пробах)) и Ag (от 0.5 до 8 г/т (до 200 г/т в единичных пробах)), кроме того отмечаются повышенные концентрации: Cu (от 0.005 до 0.5 % (до 1-2 % в единичных пробах)), при среднем содержании 0.14 %; Pb – от 0.002 до 0.4 % (до 1 % в единичных пробах) при среднем содержании 0.3 %; Mo – от 0.001 до 0.05 % при среднем содержании 0.007 %;

- наличие примесей Cu в самородном золоте является надежным индикатором возможной генетической связи золотого оруденения с месторождениями медно-порфиrowого профиля (Гаськов, 2017);

- приведенные отношения редких и редкоземельных элементов в цирконе из сиенитов Морозкинского месторождения позволили диагностировать возможную принадлежность данного объекта к рудоносной порфиrowой системе.

Тем не менее, не смотря на сходство между собой многих характеристик Морозкинского месторождения, которые являются типичными для медно-порфиrowых систем, оно не является образцовым порфиrowым объектом. Месторождение является однокомпонентным (единственным промышленным компонентом руд служит золото (с серебром)), содержания молибдена и меди в рудных телах не превышают первых сотых долей процента. В пределах рудоносного массива отсутствуют эруптивные брекчии, однако встречаются дайки и силлы сиенит-порфиrowов и известково-щелочных лампрофиrowов (вогезиты и минетты). Промышленное золотое оруденение приурочено к ореолам березитизации, локализованной в участках интенсивной метасоматической переработки пород, развитых вдоль крутопадающих нарушений внутри интрузии, вмещающие породы преимущественно безрудны.

Подводя итоги проведенного сравнения, можно констатировать, что Морозкинское месторождение принадлежит к порфиrowому семейству, но из-за низкого содержания меди в рудах, оно не может быть отнесено к золото-медно-порфиrowому типу, а является представителем собственно Au-порфиrowым. Наиболее близким аналогом месторождения Морозкинского являются: Рябиновое (южная Якутия) (Лукашенко, Пилипенко, 2012),

Лоррейн и Галор Крик (провинция Британская Колумбия, Канада) (Bath et al., 2014; Byrne, Tosdal, 2014; Devine et al., 2014).

Таблица 5.1

Сравнительная характеристика диагностических признаков Морозкинского месторождения с месторождениями Oxidized Intrusion Related Group (золото-медно-порфиривого типа)

Характеристики	Oxidized Intrusion Related Group (золото-медно-порфиристый тип)	Морозкинское месторождение
Эталонные объекты	Grasberg (Индонезия), Far Southeast (Филиппины), Cerro Casale (Чили), Batu Hijau (Сумбава, Индонезия)	Морозкинское месторождение (южная Якутия)
Геодинамическая обстановка формирования	Месторождения широко распространены в орогенах - в зонах интрузивного магматизма и известны в пределах всех древних зеленокаменных поясов мира	Окраино-континентальная обстановка
Магматизм	Породы гранитной, андезитовой, диоритовой и монцонит-сиенитовой формации	Породы монцонит-сиенитовой формации
Геологическая (структурная) позиция	Зоны пересечения глубинных разломов	К узлу пересечения региональных глубинных разломов (Томмотская зона)
Структурно-морфологический тип оруденения	Прожилково-вкрапленная, штокверковая сульфидная минерализация, реже жилы разлистования в пределах массива	Прожилково-вкрапленная (штокверковая), реже жильная сульфидная минерализация в пределах массива
Рудные минералы	Пирит, халькопирит, арсенопирит, магнетит, молибденит, борнит, пирротин, галенит, гематит, сфалерит, ковеллин, блеклые руды, халькозин	Пирит, халькопирит, арсенопирит, гематит, галенит, сфалерит, магнетит
Жильные минералы	Кварц, серицит, анкерит, калиевый полевой шпат, биотит, хлорит, кальцит, каолинит, смектиты, эпидот	Кварц, серицит, анкерит, ортоклаз, альбит-олигоклаз, хлорит, эпидот
Геохимия	Основные компоненты Au, Ag, Cu; второстепенные Mo, Pb, Zn, W	Единственным промышленным компонентом руд является Au (с Ag); содержания Cu и Mo не превышают первых 0.0n %
Время формирования	От Архея до Кайнозоя, но большинство экономически привлекательных объектов моложе юры	Мезозой (нижний мел)
Форма нахождения самородного золота	В пирите, халькопирите, арсенопирите, борните, пирротине, магнетите, галените	Преимущественно в пирите, реже в халькопирите, арсенопирите, галените
Пробность золота	730-990	820-990
Изотопный состав серы сульфидов ($\delta^{34}\text{S}$)	Обычно от -7 до +5 ‰	От -2.3 до +0.6 ‰
Другие признаки	Наличие эруптивных брекчий	дайки и силлы сиенит-порфиров и известково-щелочных лампрофиров (вогезиты и минетты)

5.2 Условия формирования месторождения Морозкинское

Комплексное изучение минералого-петрографических, петрогеохимических и изотопно-геохимических характеристик вмещающих пород и гидротермально-метасоматических образований Морозкинского месторождения, а также геологической позиции, истории геологического развития и геолого-структурных условий локализации золотого оруденения позволило охарактеризовать условия его формирования.

В позднемезозойское время рассматриваемая территория испытала тектономагматическую активизацию, связанную с многостадийным магматизмом, сопровождавшимся интенсивной гидротермально-метасоматической деятельностью. Сложен рассматриваемый объект преимущественно сиенитами с подчиненным количеством порфировидных сиенитов, которые прорваны более поздними дайками и силлами сиенит-порфиров и известково-щелочных лампрофиров. В структурно-тектоническом плане месторождение локализовано в пределах Томмотской магмо- и рудоконтролирующей зоны разломов, которая, вероятно, служила подводным каналом для магматических расплавов в позднемезозойское время. Формирование сиенитов Морозкинского месторождения согласно результатам U-Pb датирования циркона (SHRIMP-II) происходило ~ 130 млн лет назад, что соответствует времени проявления основной стадии магматизма Алданской мезозойской магматической провинции (150-115 млн лет назад). Геодинамический режим формирования позднемезозойских сиенитов остается дискуссионным, тем не менее автор полагает, что в первом приближении изученные породы могут быть отнесены к магматическим породам, образовавшимся в окраинно-континентальных условиях. Изотопные данные свидетельствуют, что источником расплавов сиенитов был обогащенный мантийный источник, который образовался не позднее 2.0-2.5 млрд лет. Весьма вероятным представляется наличие уже в палеопротерозойское время под изучаемой территорией обогащенного мантийного источника, реактивация которого в позднемезозойское время, вызванная закрытием Монголо-Охотского бассейна, обусловила появление магматических пород Морозкинского месторождения. С другой стороны, существует представление о том, что образование мантийного источника расплавов высококалийных пород произошло в процессе ассимиляции корового материала высокотемпературными флюидизированными магмами при подъеме их к поверхности, который был инициирован закрытием Монголо-Охотского бассейна в мезозойское время. В результате возник промежуточный внутрикоровый магматический очаг сиенитового расплава, внедрение которого 130 млн лет назад привело к образованию сиенитов массива горы Рудная.

После внедрения интрузивного тела, произошло формирование контактово-метасоматических и гидротермально-метасоматических ассоциаций, которые сформировались в различных физико-химических обстановках (рис. 5.2). В пределах массива горы Рудная проявлено четыре гидротермально-метасоматические формации: фельдшпатолиты, скарны, пропилиты и березиты. Крайне важным обстоятельством для формирования гидротермально-метасоматических образований послужило наличие перекрывающей толщи осадочного чехла, которая препятствовала удалению из раствора летучих компонентов и обеспечивала концентрирование рудной минерализации.

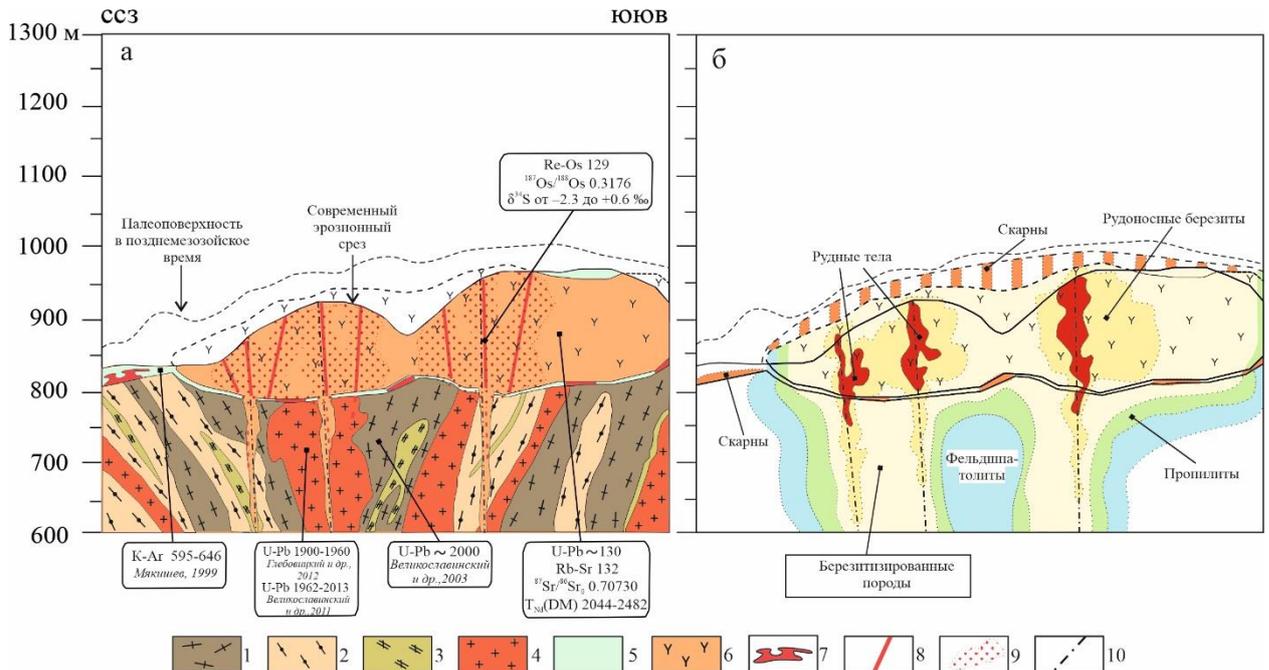


Рис. 5.2 Схематический геологический разрез (а) и вертикальная гидротермально-метасоматическая зональность (б) массива горы Рудная. 1–3 породы федоровской толщи: 1 – кристаллические сланцы, 2 – гнейсы, 3 – плагиогнейсы; 4 – граниты и гранитогнейсы нерасчлененного комплекса; 5 – доломиты; 6 – сиениты и порфиоровидные сиениты; 7 – субгоризонтальные золоторудные тела Ау-сульфидного типа; 8 – золоторудные крутопадающие жилы и субгоризонтальные лентовидные и пластообразные залежи; 9 – ореолы интенсивно березитизированных и брекчированных пород с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией; 10 – разломы.

Вначале, после внедрения интрузивного тела, температура и давление флюидов в области контактового воздействия интрузива интенсивно возрастали. Это способствовало образованию в ближайшем околоинтрузивном пространстве ореолов фельдшпатолитов и локальных тел скарнов. Фельдшпатолиты фиксируются во внешней зоне приконтактных изменений со стороны интрузивных пород массива и пород раннедокембрийского кристаллического фундамента (развиваясь по последним). Скарновые тела, в свою очередь, встречаются крайне ограниченно в зоне контактово-метасоматического воздействия интрузии на венд-нижнекембрийские доломиты (наследуя геометрию и морфологию слагаемых ими геологических тел) и раннедокембрийские кристаллические породы фундамента. Вслед за высокотемпературными гидротермально-метасоматическими

образованиями формировались пропилиты, которые проявились в более поздних и низкотемпературных условиях во внешней зоне приконтактовых изменений со стороны интрузивного тела. Наиболее поздней ассоциацией в структуре гидротермально-метасоматической зональности массива являются березиты, которые наиболее приближены во времени к процессу рудообразования на участках интенсивной метасоматической переработки пород. Березиты формируют ореолы вдоль крутопадающих разрывных структур внутри интрузии и занимают резко подчиненное положение в породах раннедокембрийского кристаллического фундамента. При этом форма метасоматических ореолов отличается крайней неоднородностью и обусловлена в основном анизотропией поля проницаемости пород, участвующих в строении массива.

Внедрение интрузивного тела привело к перераспределению в породах массива целого ряда химических элементов, и, как результат, к формированию положительных и отрицательных геохимических ореолов. Березиты, как околорудные метасоматиты, отличаются ярко выраженной склонностью к концентрированию, прежде всего, Au, Ag, Pb, Cu, As, Zn, Mo, Bi. Ведущим и имеющим промышленный интерес полезным компонентом Морозкинского месторождения служит золото (с серебром). Содержания сопутствующих компонентов находятся на уровнях ниже минимально значимых промышленных кондиций. Морозкинское месторождение принадлежит к порфировому семейству, но из-за низкого содержания меди в рудах, оно не может быть отнесено к золото-медно-порфировому типу, а является представителем собственно Au-порфировым. Оруденение представлено преимущественно сульфидной (пирит, халькопирит, галенит, арсенопирит) прожилково-вкрапленной (штокверковой), реже жильной минерализацией, с которой генетически связано золото. По химическому составу золото представляет собой золото-серебряный сплав, пробность которого в среднем составляет 870 ‰. Наличие примесей Cu в золоте свидетельствует о повышенной температуре кристаллизации золота, пониженной фугитивности серы, а также указывает на присутствие этого элемента в рудообразующем растворе (Гаськов, 2017). Морфология золота отражает преимущественно стесненные условия роста золотин в близповерхностной обстановке (Савва, Прейс, 1990).

Время формирования рудоносных березитов на основании данных Rb–Sr-изохронного метода датирования составило 132 ± 1 млн лет. Согласно Re-Os изотопному датированию сульфидной минерализации золоторудного месторождения получена надежная оценка возраста собственно оруденения – 129 ± 3 млн лет. Полученные близкие значения возраста метасоматитов и сульфидной минерализации свидетельствуют о последовательном субсинхронном процессе кристаллизации сиенитов массива горы Рудная, формирования околорудных метасоматитов и золотого оруденения месторождения

Морозкинское. На данный факт также указывает анализ редкоэлементного состава циркона из сиенитов массива горы Рудная, который продемонстрировал присутствие двух контрастных по составу и облику (магматический и гидротермально-метасоматический), но одновозрастных типа циркона.

Начальный изотопный состав осмия изученных сульфидов свидетельствует о смешанном, мантийно-коровом, источнике вещества сульфидной минерализации. Изотопный состав свинца пирита указывает на близкий по составу мантийный источник, но с участием верхнекорового вещества при генезисе рудного минерала. Изотопный состав серы сульфидов (от -2.3 до $+0.6$ ‰), в свою очередь, имеет отчетливо магматогенный характер. Таким образом, вся совокупность полученных изотопно-геохимических характеристик сульфидных минералов рудных метасоматитов указывает на близкий состав источника сиенитовых расплавов Морозкинского месторождения и рудоносных флюидов.

На поздних этапах геологического развития рассматриваемая территория неоднократно испытывала тектоническую активизацию, которая способствовала ее поднятию с постепенной денудацией перекрывающей толщи осадочного чехла и апикальной части интрузии. На современном уровне эрозионного среза массив имеет овальную форму, несколько вытянутую в северо-восточном направлении на 3.4 км при ширине 2.3 км. Перекрывающая толща венд-нижнекембрийских доломитов сохранилась лишь в северо-восточной части массива в виде небольшого останца мощностью до 5 м. Установленная вертикальная зональность в распределении выше рассмотренных гидротермально-метасоматических образований свидетельствует о незначительном эрозионном срезе современной поверхности массива. Поднятие интрузии также привело к развитию достаточно мощной зоны окисления, которая в пределах Морозкинского месторождения распространена на глубину до 30 м. Содержания золота и серебра в зоне окисления резко возрастают, достигая в отдельных образцах до 150 г/т золота и до 200 г/т серебра.

Принимая во внимание приведенный выше анализ результатов исследований, на рисунке 5.3 схематически проиллюстрировано изображение формирования рудоносной порфировой гидротермально-метасоматической системы Морозкинского месторождения.

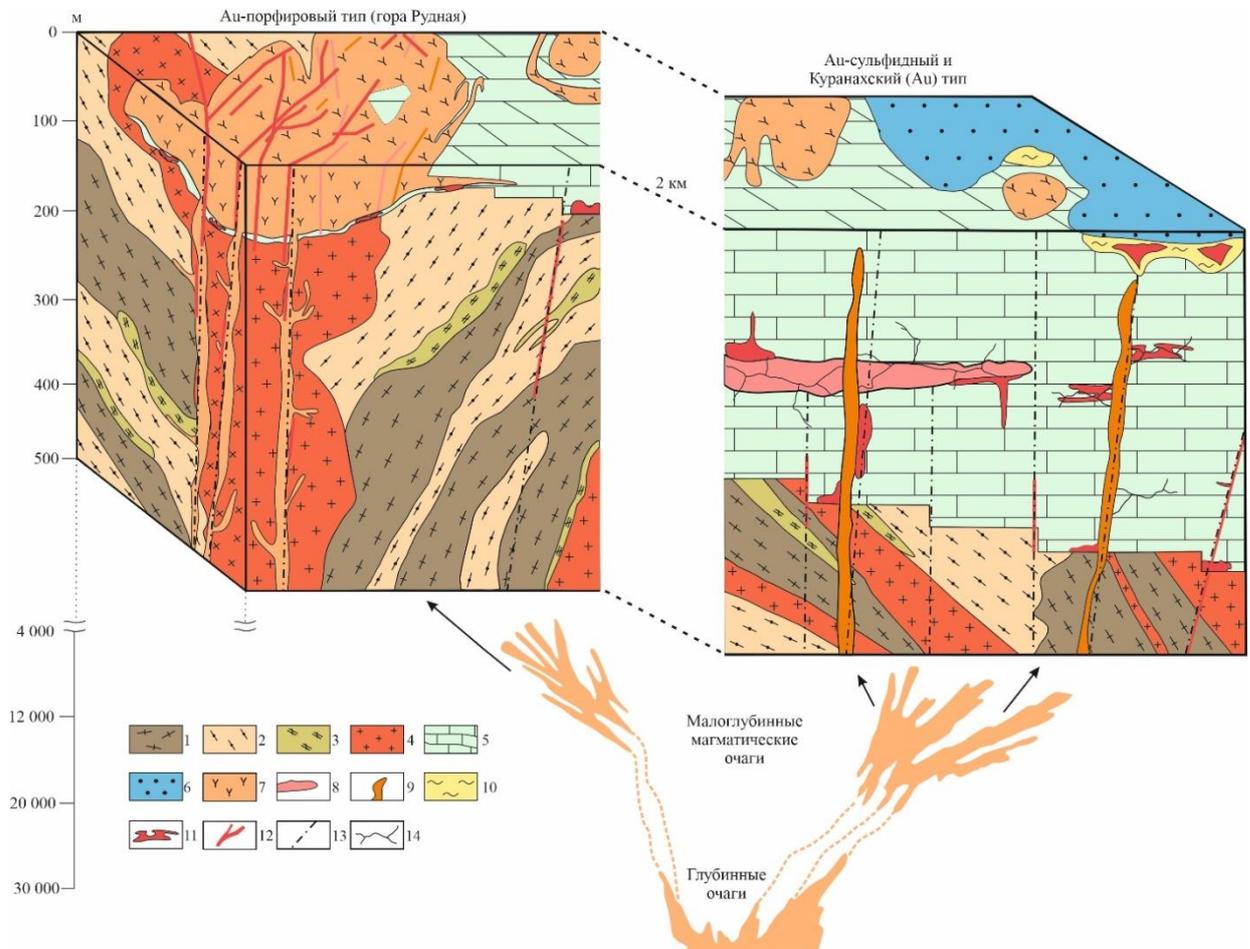


Рис. 5.3 Схематическое изображение формирования Морозкинского месторождения. 1–3 породы фedorовской толщи: 1 – кристаллические сланцы, 2 – гнейсы, 3 – плаггиогнейсы; 4 – граниты и гранитогнейсы нерасчлененного комплекса; 5 – доломиты; 6 – терригенные отложения нижней и средней юры; 7 – сиениты и порфировидные сиениты; 8–9 дайки и силлы: 8 – сиенит-порфиры, 9 – известково-щелочные лампрофиры (преимущественно вогезиты и минетты); 10 – делювиально-элювиальные отложения; 11 – субгоризонтальные золоторудные тела Ау-сульфидного типа и золотосодержащие песчано-глинистые карстовые полости с обломками карбонатных пород и реликтами первичных руд; 12 – золоторудные крутопадающие жилы и субгоризонтальные лентовидные и пластообразные залежи; 13 – разломы; 14 – трещинные структуры.

5.3 Прогнозно-поисковые критерии выявления и локализации Ау-порфирового оруденения в Центрально-Алданском рудном районе

Резюмируя комплексное изучение вмещающих пород и гидротермально-метасоматических образований Морозкинского месторождения, а также геологической позиции, истории геологического развития и геолого-структурных условий локализации оруденения предложена совокупность прогнозно-поисковых критериев выявления и локализации Ау-порфирового оруденения в регионе изучения (табл. 5.2).

В структурно-тектоническом плане месторождение Морозкинское локализовано в пределах Томмотской магмо- и рудоконтролирующей зоны разломов, которая служила подводящим каналом для магматических расплавов в позднемезозойское время. Как было показано в Главе 4, рудные тела рассматриваемого объекта локализованы в участках интенсивной метасоматической переработки пород, развитых вдоль крутопадающих

нарушений преимущественно внутри массива горы Рудная, реже в породах кристаллического фундамента. Помимо зон дробления, рудные тела размещаются в различных структурно-вещественных неоднородностях (вблизи контакта интрузии с карбонатными породами и породами фундамента, горизонтальные зоны трещиноватости в толще карбонатных породах).

Процесс рудообразования на месторождении Морозкинское шел на фоне слабо кислотного метасоматоза, протекающего в средне-низкотемпературных условиях при высокой активности в гидротермальных растворах углекислоты и серы. На рисунке 62 изображена вертикальная гидротермально-метасоматическая зональность массива горы Рудная совмещенная с геологическим разрезом. Березиты являются наиболее поздней ассоциацией в гидротермальной системе массива горы Рудная, которая контролирует размещение Au-порфировой прожилково-вкрапленной и жильной рудной минерализации. Минеральный состав березитов представлен преимущественно мелкокристаллическим кварцем, серицитом-мусковитом, анкеритом и хлоритом с примесью рудных минералов: пиритом, халькопиритом и гематитом. Березиты получили широкое распространение на участках интенсивной метасоматической переработки пород вдоль крутопадающих разрывных структур внутри интрузии и занимают резко подчиненное положение в породах раннедокембрийского кристаллического фундамента. Форма метасоматических ореолов отличается крайней неоднородностью и обусловлена в основном анизотропией поля проницаемости пород, участвующих в строении массива.

Полученные геохимические данные демонстрируют, что внедрение интрузивного тела привело к перераспределению в породах массива целого ряда химических элементов, и, как результат, к формированию положительных и отрицательных геохимических ореолов. Околорудные метасоматиты, отличаются ярко выраженной склонностью к концентрированию, прежде всего, Au, Ag, Pb, Cu, Zn, Mo, As, Bi.

Рудные тела представлены сближенными прожилками и жилами Ру-Qz состава мощностью до 20 см, реже линейными телами брекчий мощностью до 60 см. Руды представлены простой ассоциацией рудных минералов (основные – пирит; второстепенные – халькопирит и галенит). Текстуры в основном прожилковые, реже – массивные, брекчиевые и кавернозные. Изотопный состав серы сульфидов имеет отчетливо магматогенный характер. Золото представлено каплевидными включениями в пирите и халькопирите или вытянутыми формами в их трещинах. Значительно реже встречается в свободной форме в кварцевых прожилках. Средний размер золотинок – 70 мкм. В качестве элементов-примесей постоянно присутствует Cu. Гипергенные изменения руд выражены в полном или частичном замещении сульфидов. Пирит замещается новообразованными

гидроксидами Fe и Mn; халькопирит – малахитом, азуритом, борнитом, халькозином, ковеллином и купритом; а галенит – церруситом.

Таблица 5.2

Прогнозно-поисковые критерии Au-порфирового (морозкинского) типа
в пределах Центрально-Алданского рудного района

Критерии	Au-порфиновый (морозкинский) тип оруденения
1. Формационно-петрологические 1.1 Продуктивная формация	Мезозойские интрузии монцит-сиенитовой формации
1.2 Рудовмещающие формации	Крутопадающие разрывные структуры внутри мезозойских интрузивных массивов, реже в породах кристаллического фундамента
2. Структурные	Мезозойские магматические тела контролируются системой глубинных разломов (Эльконский, Куранахский и Томмотский). Золотое оруденение локализовано вдоль крутопадающих нарушений внутри мезозойских интрузий и занимает резко подчиненное положение в породах раннедокембрийского кристаллического фундамента
3. Гидротермально-метасоматические	Широкое развитие ореолов березитов кварц-серицит-анкерит-пиритового состава
4. Геохимические	Высококонтрастные аномалии Au, Ag, Pb, Cu, Zn, Mo, As, Bi и в меньшей степени Ta, W и Co в первичных и вторичных ореолах рассеяния
5. Минералогические 5.1 Типоморфные минералы руд	Пирит, халькопирит, арсенопирит, гематит, галенит, сфалерит, магнетит, кварц, серицит, анкерит
5.2 Типоморфизм золота	Золото в первичных рудах представлено каплевидными (в среднем 70 мкм) включениями в пирите и халькопирите или вытянутыми формами в их трещинах. По химическому составу самородное золото представляет собой золото-серебряный сплав с незначительными примесями Cu (до 2.0 мас. %), пробность которого в среднем составляет 862 ‰
5.3 Текстуры руд	Прожилковые, массивные, брекчиевые и кавернозные текстуры
6. Изотопно-геохимические	Изотопный состав серы сульфидов имеет отчетливо магматогенный характер

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований диссертантом дана комплексная минералого-петрографическая, петрогеохимическая и изотопно-геохимическая характеристика вмещающих магматических пород и гидротермально-метасоматических образований Морозкинского месторождения, а также охарактеризована геологическая позиция, история геологического развития и геолого-структурные условия локализации золотого оруденения.

Установлено, что интрузивный массив горы Рудная сложен преимущественно сиенитами с подчиненным количеством порфиридных сиенитов, которые прорваны более поздними дайками и силлами сиенит-порфириров и известково-щелочных лампрофириров. Формирование сиенитов массива горы Рудная, являющихся вмещающими породами Морозкинского месторождения, происходило ~ 130 млн лет назад, что соответствует времени проявления основной стадии магматизма (150-115 млн лет назад) Алданской мезозойской магматической провинции. По петрогеохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам изученные породы не отличаются от пород аналогичного состава из других массивов Алданской мезозойской магматической провинции, что свидетельствует о широком латеральном распространении обогащенной мантии EM I типа под изучаемым регионом. Геодинамический режим формирования позднемезозойских сиенитов дискусионен, тем не менее в первом приближении рассматриваемые породы могут быть отнесены к магматическим породам, образовавшимся в окраинно-континентальных условиях.

После внедрения интрузивного тела, произошло формирование контактово-метасоматических и гидротермально-метасоматических ассоциаций, которые сформировались в различных физико-химических обстановках. В пределах массива горы Рудная проявлено четыре гидротермально-метасоматические формации: фельдшпатолиты, скарны, пропилиты и березиты. Ореолы фельдшпатолитов и пропилитов маркируют экзоконтакт массива с силикатными породами, в то время как скарны приурочены к контакту сиенитов и вмещающих их карбонатных пород. Березиты, которые являются наиболее распространенным типом метасоматитов, рудоносны и формируют приуроченные к крутопадающим разрывным структурам интрузива ореолы, характеризующиеся концентрированием Au, Ag, Pb, Cu, Zn, Mo, As, Bi. Вся совокупность полученных изотопно-геохимических характеристик сульфидных минералов руд указывает на структурно-парагенетическую связь сиенитовых расплавов массива горы Рудная и рудоносных флюидов, сформировавших золотое оруденение Морозкинского месторождения. Близкие значения возраста околорудных метасоматитов (132 ± 1 млн лет) и сульфидной

минерализации (129 ± 3 млн лет) свидетельствуют о последовательном субсинхронном процессе кристаллизации сиенитов массива горы Рудная, а также формирования околорудных метасоматитов и золотого оруденения Морозкинского месторождения.

Принимая во внимание приведенный выше анализ результатов исследований автором охарактеризованы условия формирования месторождения Морозкинское и предложены прогнозно-поисковые критерии выявления и локализации схожего оруденения в регионе изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**Изданная литература**

1. Абрамов В.А. Глубинное строение Центрально-Алданского района / В.А. Абрамов. – В.: Дальнаука. – 1995. – 180 с.
2. Аникина Е.Ю. Изотопный состав серы сульфидов сереброрудного месторождения Мангазейское (восточная Якутия, Россия) / Е.Ю. Аникина, Г.Н. Гамянин, Н.С. Бортников // Геология рудных месторождений. – 2010. – Т. 52. – № 6. – С.534–552.
3. Билибин Ю.А. Избранные труды / Ю.А. Билибин. – М.: Изд-во АН СССР. – 1958. – Т. 1. – 432 с.
4. Бойцов В.Е. Золоторудные и золото-урановые месторождения Центрального Алдана / В.Е. Бойцов, Г.Н. Пилипенко, Л.А. Дорожкина // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 2: Стратегические виды рудного сырья. – М.: ИГЕМ РАН. – 2006а. – С. 215–240.
5. Бойцов В.Е. Модель формирования комплексных золотоурановых месторождений Центрально-Алданского рудного района / В.Е. Бойцов, Г.Н. Пилипенко, Л.А. Дорожкина // Известия вузов. Геология и разведка. – М.: Изд-во РГГУ. – 2006б. – № 2. – С. 23–31.
6. Борисенко И.Д. Физико-химические условия формирования руд Самолазовского месторождения золота (Центральный Алдан) / И.Д. Борисенко, А.А. Боровиков, А.С. Борисенко [и др.] // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 12. – С. 1915–1927.
7. Васюкова Е.А. Петролого-геохимическая характеристика и возраст пород Ыллымахского массива (Алданский щит, южная Якутия) / Е.А. Васюкова, А.В. Пономарчук, А.Г. Дорошкевич // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 61. – № 4. – С. 489–507.
8. Великославинский С.Д. U-Pb-возраст Федоровской толщи Алданского гранулитогнейсового мегакомплекса (Алданский щит) / С.Д. Великославинский, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова [и др.] // Докл. АН. – 2003. – Т. 393. – № 1. – С. 91–96.
9. Великославинский С.Д. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит / С.Д. Великославинский, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова [и др.] // Петрология. – 2006. – Т. 14. – № 1. – С. 25–43.
10. Великославинский С.Д. Раннедокембрийские гранитогнейсовые комплексы центральной части Алданского щита / С.Д. Великославинский, А.Б. Котов, Е.В. Толмачева [и др.] // Петрология. – 2011. – Т. 19. – № 4. – С. 399–416.
11. Ветлужских В.Г. Золоторудные месторождения Центрального Алдана / В.Г. Ветлужских, В.И. Казанский, А.Я. Кочетков [и др.] // Геология рудных месторождений. – 2002. – Т. 44. – № 6. – С. 467–499.

12. Вовна Г.М. Геохимия, происхождение и возраст метамагматических пород ранней сиалической коры Алданского щита: дисс. д.г.-м.н. – Владивосток. – 2016. – 219 с.
13. Волков А.В. О плутоногенных месторождениях тонкодисперсного золота северо-востока России / А.В. Волков, Н.Е. Савва, А.А. Сидоров // Докл. АН. – 2007. – Т. 412. – № 1. – С. 76–80.
14. Воробьев К.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (второе поколение). Серия Алданская. Лист О-51-ХVIII. Объяснительная записка / К.А. Воробьев, Г.А. Шумбасова. – М.: МФ ВСЕГЕИ. – 2013. – 370 с.
15. Гаськов И.В. Главные элементы-примеси самородного золота и связь их с условиями его образования на примере месторождений складчатых поясов Азии / И.В. Гаськов // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 9. – С. 1359–1376.
16. Гаськов И.В. Хронология щелочного магматизма и золотого оруденения Центрально-Алданского рудного района (южная Якутия) / И.В. Гаськов, А.С. Борисенко, И.Д. Борисенко [и др.] // Геология и геофизика. – 2023. – Т. 64. – № 2. – С. 212–232.
17. Глебовицкий В.А. U-Pb возраст автохтонных палеопротерозойских чарнокитов Алданского щита / В.А. Глебовицкий, И.С. Седова, Н.Г. Бережная [и др.] // Докл. АН. – 2012. – Т. 443. – № 6. – С. 700–706.
18. Глуховский М.З. Sm-Nd- и U-Pb-возраст даек метабазитов гранулитогнейсовой области Алданского щита (к проблеме длительности процессов палеопротерозойского термотектогенеза) / М.З. Глуховский, М.И. Кузьмин, Т.Б. Баянова [и др.] // Докл. АН. – 2007. – Т. 412. – № 6. – С. 788–793.
19. Гузев В.Е. Первые данные о U-Pb возрасте и составе циркона из рудоносных сиенитов горы Рудная (южная Якутия) / В.Е. Гузев, А.В. Терехов, С.Г. Скублов [и др.] // Тихоокеанская геология. – 2021а. – Т. 40. – № 6. – С. 85–99.
20. Гузев В.Е. U-Pb возраст Джелтулинского щелочного массива (южная Якутия) по результатам датирования циркона и бадделеита / В.Е. Гузев, А.В. Терехов, А.В. Молчанов [и др.] // Записки РМО. – 2021б. – № 4. – С. 115–134.
21. Гузев В.Е. Морозкинское золоторудное месторождение (южная Якутия): возраст и источники рудного вещества / В.Е. Гузев, А.В. Терехов, Р.Ш. Крымский [и др.] // Записки Горного института. – 2021в. – Т. 252. – С. 801–813.
22. Гузев В.Е. Чаро-Синский дайковый пояс (среднее течение р. Лена): локальный U-Pb возраст циркона и петролого-геохимические особенности / В.Е. Гузев, Г.А. Козлов, А.В. Терехов [и др.] // Регион. геология и металлогения. – 2021г. – № 87. – С. 28–41.

23. Гузев В.Е. Геохимические и изотопные характеристики магматических пород массива Гора Рудная (Южная Якутия): источники и условия формирования / В.Е. Гузев, В.И. Леонтьев, Б.В. Беляцкий [и др.] // Георесурсы. – 2024. – Т. 26. – № 2. – С. 22–35.
24. Дворник Г.П. Золоторудные метасоматические формации Центрально-Алданского района / Г.П. Дворник // Литосфера. – 2012. – № 2. – С. 90–105.
25. Добровольская М.Г. Золоторудное месторождение Лебедино (Центральный Алдан): минеральные парагенезисы, стадии и условия образования / М.Г. Добровольская, М.В. Разин, В.Ю. Прокофьев // Геология рудных месторождений. – 2016. – Т. 58. – № 4. – С. 346–366.
26. Донская Т.В. Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона: дисс. д.г.-м.н. – Иркутск. – 2019. – 410 с.
27. Жариков В.А. Метасоматизм и метасоматические породы / В.А. Жариков, В.Л. Русинов, А.А. Маракушев [и др.]. – М.: Научный мир. – 1998. – 492 с.
28. Ибрагимова Э.К. Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования цирконов из дунитов массива Инагли (Алданский щит) и проблема генезиса концентрически-зональных комплексов / Э.К. Ибрагимова, А.В. Радьков, А.В. Молчанов [и др.] // Регион. геология и металлогения. – 2015. – № 62. – С. 64–78.
29. Казанский В.И. Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район / В.И. Казанский // Геология рудных месторождений. – 2004. – Т. 46. – № 3. – С. 195–211.
30. Кига́й И.Н. Редокс-проблемы «металлогенической специализации» магматитов и гидротермального рудообразования / И.Н. Кига́й // Петрология. – 2011. – Т. 19. – № 3. – С. 316–334.
31. Ким А.А. Минералого-геохимические особенности оруденения одного из щелочных массивов Центрального Алдана / А.А. Ким // Минералого-геохимические особенности рудных месторождений Восточной и Южной Якутии. – Я: ЯФ СО АН СССР. – 1981. – С. 93–108.
32. Козлов Д.С. Особенности геологического строения и рудоносность Ломамского потенциального золоторудного района / Д.С. Козлов, Д.С. Артемьев, А.В. Молчанов [и др.] // Разведка и охрана недр. – 2018. – № 3. – С. 11–19.
33. Кононова В.А. Геохимия и условия формирования калиевых магматических пород Центрального Алдана / В.А. Кононова, О.А. Богатиков, В.А. Первов [и др.] // Геохимия. – 1994. – № 7. – С. 937–954.

34. Кононова В.А. Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис / В.А. Кононова, В.А. Первов, О.А. Богатиков [и др.] // Геотектоника. – 1995. – № 3. – С. 35–45.
35. Котов А.Б. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам / А.Б. Котов, В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова [и др.] // Петрология. – 1995. – Т. 3. – № 1. – С. 99–110.
36. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: автореф. дисс. д.г.-м.н. – Санкт-Петербург. – 2003. – 78 с.
37. Котов А.Б. Возрастные границы формирования главных структурных элементов центральной части Алданского щита / А.Б. Котов, В.А. Глебовицкий, В.И. Казанский [и др.] // Докл. АН. – 2005. – Т. 404. – № 6. – С. 798–801.
38. Котов А.Б. Sm-Nd-изотопные провинции Алданского щита / А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, В.А. Глебовицкий [и др.] // Докл. АН. – 2006. – Т. 410. – № 1. – С. 91–94.
39. Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана / А.Я. Кочетков // Геология и геофизика. – 2006а. – Т. 47. – № 7. – С. 850–864.
40. Кочетков А.Я. Рудоносность щелочных массивов Алданского щита. Рябиновское медно-золото-порфировое месторождение / А.Я. Кочетков // Тихоокеанская геология. – 2006б. – Т. 25. – № 1. – С. 62–73.
41. Кравченко А.А. Влияние процессов взаимодействия магм на состав и рудоносность метабазитов медведевского комплекса (Алдано-Становой щит) / А.А. Кравченко, А.П. Смелов, В.И. Березкин [и др.] // Отечественная геология. – 2009. – № 5. – С. 56–65.
42. Кравченко А.А. Особенности состава и возраст формирования мезозойских интрузий Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита / А.А. Кравченко, А.И. Иванов, И.Р. Прокопьев [и др.] // Отечественная геология. – 2014. – № 5. – С. 43–52.
43. Кукушкин К.А. О расчленении мезозойских интрузивных пород Центрально-Алданского района (Южная Якутия) / К.А. Кукушкин, А.В. Молчанов, А.В. Радьков [и др.] // Регион. геология и металлогения. – 2015. – № 64. – С. 48–58.
44. Кукушкин К.А. Геологическое строение и рудоносность Олдонгсинской и Угуйской грабен-синклиналей / К.А. Кукушкин, А.В. Терехов, А.В. Молчанов [и др.] // Регион. геология и металлогения. – 2017. – № 72. – С. 91–102.

45. Ларин А.М. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии / А.М. Ларин, Е.Б. Сальникова, А.Б. Котов [и др.] // *Петрология*. – 2004. – Т. 12. – № 3. – С. 245–263.
46. Леонтьев В.И. Самолазовское золоторудное месторождение (Центрально-Алданский рудный район): геологическое строение и особенности оруденения глубоких горизонтов / В.И. Леонтьев, Я.Ю. Бушуев, К.А. Черниговцев // *Регион. геология и металлогения*. – 2018. – № 75. – С. 90–103.
47. Лукашенко С.В. Новый геолого-промышленный тип золото-порфировых месторождений (на примере Рябиновского месторождения) / С.В. Лукашенко, Г.Н. Пилипенко // *Разведка и охрана недр*. – 2012. – № 2. – С. 35–38.
48. Максимов Е.П. Геологическое строение центральной части Алданского щита / Е.П. Максимов, А.Н. Угрюмов // *Геология и петрология докембрия Алданского щита*. – М.: Наука. – 1966. – С. 51–58.
49. Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита / Е.П. Максимов // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* – 1975. – № 4. – С. 16–32.
50. Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита: дисс. д.г.-м.н. – Якутск. – 2003. – 385 с.
51. Максимов Е.П. Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) / Е.П. Максимов, В.И. Уютов, В.М. Никитин // *Тихоокеанская геология*. – 2010. – Т. 29. – № 2. – С. 3–26.
52. Маслов Ю.С. Основные черты строения, морфологии и условий образования золоторудных месторождений коры выветривания Южной Якутии / Ю.С. Маслов // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, Якутск*. – 1961. – Вып. VI. – С. 93–100.
53. Махоткин И.Л. Изотопный состав Sr и Nd в лампроитах Алдана / И.Л. Махоткин // *Докл. АН*. – 1992. – Т. 325. – № 3. – С. 576–580.
54. Минина О.В. Роль палеокарста в локализации золоторудных тел Лебединского рудного узла, Якутия / О.В. Минина // *Руды и металлы*. – 2019. – № 4. – С. 58–74.
55. Мишин Л.Ф. Окислительные условия и связанные с ними геохимическая и металлогеническая зональности магматических образований Сихотэ-Алиньского орогенного пояса / Л.Ф. Мишин, Е.А. Коновалова, Ю.В. Талтыкин [и др.] // *Тихоокеанская геология*. – 2020. – Т. 39. – № 3. – С. 51–67.

56. Молчанов А.В. Лебединский золоторудный узел (особенности геологического строения, метасоматиты и оруденение) / А.В. Молчанов, А.В. Терехов, В.В. Шатов [и др.] // Регион. геология и металлогения. – 2013. – № 55. – С.99–110.
57. Округин А.В. Минералого-геохимические и возрастные характеристики пород Инаглинского массива дунит-клинопироксенит-шонкинитов с платина-хромитовой и хромдиопсидовой минерализацией / А.В. Округин, А.С. Борисенко, И.Р. Прокопьев [и др.] // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – № 10. – С. 1623–1642.
58. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород / Б.И. Омеляненко. – М.: Недра. – 1978. – 215 с.
59. Пальянова Г.А. Пиритизированные двустворчатые моллюски из верхнего триаса орогенного золото-сурьмяного месторождения Сентачан (восточная Якутия): минеральный состав и изотопный состав серы / Г.А. Пальянова, Е.С. Соболев, В.Н. Реутский [и др.] // Геология рудных месторождений. – 2016. – Т. 58. – № 6. – С. 513–521.
60. Парфенов Л.М. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». – 2001. – 571 с.
61. Парфенов Л.М. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии / Л.М. Парфенов, Н.А. Берзин, А.И. Ханчук [и др.] // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22. – № 6. – С. 7–41.
62. Первов В.А. Калиевый магматизм Алданского щита – индикатор многоэтапной эволюции литосферной мантии / В.А. Первов, В.А. Кононова, П. Саддеби [и др.] // Петрология. – 1997. – Т. 5. – № 5. – С. 467–484.
63. Петров О.В. Морозкинское золоторудное месторождение (особенности геологического строения и краткая история открытия) / О.В. Петров, А.В. Молчанов, А.В. Терехов [и др.] // Регион. геология и металлогения. – 2018. – № 75. – С. 112–116.
64. Петровская Н.В. Золоторудные месторождения Центрального Алдана / Н.В. Петровская, А.И. Казаринов. – М.: ЦНИГРИ. – 1951. – 156 с.
65. Петровская Н.В. Самородное золото / Н.В. Петровская. – М.: Наука. – 1973. – 349 с.
66. Плющев Е.В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований / Е.В. Плющев, В.В. Шатов, С.В. Кашин. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. – 2012. – 560 с.
67. Полин В.Ф. Петрология мезозойского монзонит-сиенитового магматизма Кет-Капско-Юнской магматической провинции Алданского щита / В.Ф. Полин, В.Г. Сахно, Г.П. Сандиминова [и др.] // Докл. АН. – 2008. – Т. 418. – № 1. – С. 74–80.

68. Полин В.Ф. Геохронологические рубежи субщелочного магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита / В.Ф. Полин, В.В. Мицук, А.И. Ханчук [и др.] // Докл. АН. – 2012. – Т. 442. – № 1. – С. 83–89.
69. Полин В.Ф. Источники мезозойского полиформационного магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана: изотопные данные / В.Ф. Полин, А.И. Ханчук, В.В. Мицук [и др.] // Докл. АН. – 2013. – Т. 448. – № 2. – С. 181–187.
70. Полин В.Ф. Двухэтапность становления щелочной вулканоплутонической формации в Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита: новые данные изотопной периодизации / В.Ф. Полин, В.А. Глебовицкий, В.В. Мицук [и др.] // Докл. АН. – 2014. – Т. 459. – № 1. – С. 67–72.
71. Полин В.Ф. Вариации изотопного состава свинца в полиформационных магматитах Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита как свидетельство мантийно-корового взаимодействия / В.Ф. Полин, С.И. Дриль, А.И. Ханчук [и др.] // Докл. АН. – 2016. – Т. 468. – № 5. – С. 566–571.
72. Полин В.Ф. Возраст золотого оруденения Кеткапско-Юнской магматической провинции, формационная принадлежность золотоносных комплексов и одновременность позднемезозойского магматизма в разных частях Алданского щита / В.Ф. Полин, Н.М. Зверева, А.В. Травин [и др.] // Тихоокеанская геология. – 2022. – Т. 41. – № 5. – С. 3–19.
73. Пономарчук А.В. Геохронология мезозойского щелочного магматизма для Тыркандинской и Амгинской тектонических зон (Алданский щит): новые U-Pb и Ar-Ar данные / А.В. Пономарчук, И.Р. Прокопьев, А.Г. Дорошкевич [и др.] // Геосферные исследования. – 2020. – № 4. – С. 6–24.
74. Прокопьев И.Р. Геохронология и рудоносность Джелтулинского щелочного массива (Алданский щит, южная Якутия) / И.Р. Прокопьев, А.А. Кравченко, А.И. Иванов [и др.] // Тихоокеанская геология. – 2018. – Т. 37. – № 1. – С. 37–50.
75. Рудник В.А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и пороодообразованию / В.А. Рудник. – Л.: Недра. – 1966. – 122 с.
76. Рундквист Д.В. Докембрийская геология СССР / Д.В. Рундквист, Ф.П. Митрофанов. – Л.: Наука. – 1988. – 442 с.
77. Савва Н.Е. Атлас самородного золота Северо-Востока СССР / Н.Е. Савва, В.К. Прейс. – М.: Наука. – 1990. – 292 с.
78. Сальникова Е.Б. Раннепротерозойский возраст Тыркандинской зоны разрывных нарушений Алданского щита: результаты U-Pb-датирования фрагментов единичных зерен циркона / Е.Б. Сальникова, А.Б. Котов, В.И. Казанский [и др.] // Докл. АН. – 2006. – Т. 408. – № 4. – С. 503–507.

79. Сафонов Ю.Г. Актуальные проблемы металлогении золота / Ю.Г. Сафонов, В.В. Попов, А.В. Волков [и др.] // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 12. – С. 1257–1275.
80. Сафонов Ю.Г. Актуальные вопросы теории образования золоторудных месторождений / Ю.Г. Сафонов // Геология рудных месторождений. – 2010. – Т. 52. – № 6. – С. 487–511.
81. Соловьев С.Г. Металлогения шошонитового магматизма / С.Г. Соловьев. – М.: Научный мир. – 2014. – 472 с.
82. Терехов А.В. Рудоносность гидротермально-метасоматических образований Эльконского золото-урановорудного узла (южная Якутия): дисс. к.г.-м.н. Санкт-Петербург. – 2012. – 220 с.
83. Терехов А.В. Два типа рудоносных гумбеитов Эльконского золото-урановорудного узла (южная Якутия) / А.В. Терехов, А.В. Молчанов, Н.В. Шатова [и др.] // Регион. геология и металлогения. – 2014. – № 60. – С. 71–86.
84. Федотова А.А. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях / А.А. Федотова, Е.В. Бибикова, С.Г. Симакин // Геохимия. – 2008. – № 9. – С. 980–997.
85. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / А.И. Ханчук. – В.: Дальнаука. – 2006. – 981 с.
86. Хомич В.Г. Структурная позиция крупных золоторудных районов Центрально-Алданского (Якутия) и Аргунского (Забайкалье) супертеррейнов / В.Г. Хомич, Н.Г. Борискина // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 6. – С. 849–862.
87. Хомич В.Г. Природа позднемезозойских рудномагматических систем Алданского щита / В.Г. Хомич, Н.Г. Борискина // Литосфера. – 2016. – № 2. – С. 70–90.
88. Чудненко К.В. Термодинамические свойства твердых растворов в системе Ag–Au–Cu / К.В. Чудненко, Г.А. Пальянова // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 3. – С. 449–463.
89. Шатов В.В. Петрография, геохимия и изотопное (U-Pb и Rb-Sr) датирование щелочных магматических пород Рябинового массива (южная Якутия) / В.В. Шатов, А.В. Молчанов, Н.В. Шатова [и др.] // Регион. геология и металлогения. – 2012. – № 51. – С. 62–78.
90. Шатова Н.В. Рудоносность гидротермально-метасоматических образований рябинового рудного поля (южная Якутия): дисс. к.г.-м.н. – Санкт-Петербург. – 2016. – 181 с.
91. Шатова Н.В. Геохронология щелочных магматических пород и метасоматитов Рябинового массива (южная Якутия) на основе изотопно-геохимического (U-Pb, REE)

исследования циркона / Н.В. Шатова, С.Г. Скублов, А.Е. Мельник [и др.] // Регион. геология и металлогения. – 2017. – № 69. – С. 33–48.

92. Шатова Н.В. Рябиновое медно-золото-порфировое месторождение (Южная Якутия): геологическое строение, геохимия изотопов благородных газов и изотопное (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os) датирование околорудных метасоматитов и оруденения / Н.В. Шатова, А.В. Молчанов, А.В. Терехов [и др.] // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 75–97.

93. Шатова Н.В. Геохимия и петрография гидротермально измененных пород Рябинового рудного поля (Южная Якутия) как основа прогноза золото-медно-порфирового оруденения / Н.В. Шатова, В.В. Шатов, А.В. Молчанов [и др.] // Регион. геология и металлогения. – 2020. – № 84. – С. 71–96.

94. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации / А.Д. Щеглов. – Л.: Недра. – 1968. – 180 с.

95. Ярмолюк В.В. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса / В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко // Петрология. – 2003 – № 6. – С. 556–586.

96. Ярмолюк В.В. Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования / В.В. Ярмолюк, А.В. Никифоров, А.М. Козловский [и др.] // Геотектоника. – 2019. – № 4. – С. 60–77.

97. Bath A.B. Mineralization, U-Pb geochronology, and stable isotope geochemistry of the Lower Main Zone of the Lorraine deposit, North-Central British Columbia: A replacement-style alkalic Cu-Au porphyry / A.B. Bath, D.R. Cooke, R.M. Friedman [et al.] // Econ. Geology. – 2014. – V. 109. – P. 979–1004.

98. Birck J.L. Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples / J.L. Birck, M.R. Barman, F. Campas // Geostandards Newsletter. – 1997. – V. 20. – № 1. – P. 19–27.

99. Bogatkov O. Petrogenesis of Mesozoic potassic magmatism of the Central Aldan: A Sr-Nd isotopic and geodynamic model / O. Bogatkov, V. Kononova, V. Pervov [et al.] // International Geology Review. – 1994. – V. 36. – P. 629–644.

100. Bouvier A.S. Li isotopes and trace elements as a petrogenetic tracer in zircon: insights from Archean TTGs and sanukitoids / A.S. Bouvier, T. Ushikubo, N.T. Kita [et al.] // Contrib. Mineral. Petrol. – 2012. – V. 163. – P. 745–768.

101. Byrne K. Genesis of the Late Triassic Southwest zone breccia-hosted alkalic porphyry Cu-Au deposit, Galore Creek, British Columbia, Canada / K. Byrne, R.M. Tosdal // Econ. Geology. – 2014. – V. 109. – P. 915–938.

102. Chang Z. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source / Z. Chang, R.R. Large, V. Maslennikov // *Geology*. – 2008. – V. 36. – № 12. – P. 971–974.
103. Cooke D.R. Geochemistry of porphyry deposits / D.R. Cooke, P. Hollings, J.J. Wilkinson [et al.] // *Treatise on Geochemistry*. 2nd edition. Elsevier. – 2014. – V. 13. – P. 357–281.
104. Davis G.R. Trace element and Sr-Pb-Nd-Hf isotope evidence for ancient, fluid-dominated enrichment of the source of Aldan Shield lamproites / G.R. Davis, A.J. Stolz, I.L. Mahotkin [et al.] // *Journal of Petrology*. – 2006. – V. 47. – №. 6. – P. 1119–1146.
105. Devine F.A.M. Geology and district-scale setting of Tilted alkalic porphyry Cu-Au mineralization at the Lorraine deposit, British Columbia / F.A.M. Devine, C.M. Chamberlain, A.G.S. Davies [et al.] // *Econ. Geology*. – 2014. – V. 109. – P. 939–977.
106. Doroshkevich A.G. Petrology and geochemistry of the late Mesozoic Dzheltula alkaline igneous complex, Aldan-Stanovoy Shield, Russia: constraints on derivation from the ancient enriched mantle source / A.G. Doroshkevich, I.R. Prokopyev, A. Ponomarchuk [et al.] // *International Journal of Earth Sciences*. – 2020. – V. 109. – P. 2407–2423.
107. Geisler T. Improved U–Th–total Pb dating of zircons by electron microprobe using a simple new background modeling procedure and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U–Th–Pb discordance in zircon / T. Geisler, H. Schleicher // *Chem. Geol.* – 2000. – V. 163. – P. 269–285.
108. Goldstein S.J. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution / S.J. Goldstein, S.B. Jacobsen // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1988. – V. 87. – P. 249–265.
109. Grimes C.B. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere / C.B. Grimes, B.E. John, M.J. Cheadle [et al.] // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2009. – V. 158. – P. 757–783.
110. Groves D.I. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types / D.I. Groves, R.J. Goldfarb, M. Gebre-Mariam [et al.] // *Ore Geology Reviews*. – 1998. – V. 13. – P. 7–27.
111. Halla J. Pb isotopes – a multi-function tool for assessing tectonothermal events and crust-mantle recycling at late Archaean convergent margins / J. Halla // *Lithos*. – 2018. – V. 320–321. – P. 207–221.
112. Harris N.B.W. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism / N.B.W. Harris, J.A. Pearce, A.G. Tindle // *Geological Society Special Publications*. – 1986. – V. 19. – P. 67–81.

113. Hart C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems / C.J.R. Hart // Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5. – 2007. – P. 95–112.

114. Harvey J. Mantle sulfides and their role in Re-Os and Pb isotope geochronology / J. Harvey, J.M. Warren, S.B. Shirey // Re-views in Mineralogy & Geochemistry. – 2017. – V. 81. – № 1. – P. 579–649.

115. Hattori K.H. Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: evidence from Mount Pinatudo, Philippines and Bingham Canyon, Utah, USA / K.H. Hattori, J.D. Keith // Mineralium Deposita. – 2001. – V. 36. – № 8. – P.799–806.

116. Hinton R.W. The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths / R.W. Hinton, B.G.J. Upton // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1991. – V. 55. – № 11. – P. 3287–3302.

117. Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia / P.W.O. Hoskin // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2005. – V. 69. – P. 637–648.

118. Ishihara S. The granitoid series and mineralization / S. Ishihara // Economic Geology 75th Anniversary Volume. – 1981. – P. 458–484.

119. Ivanov A. Petrography, geochemical features and absolute dating of the Mesozoic Igneous Rocks of Medvedev and Tazhniy massifs (southeast Russia, Aldan Shield) / A. Ivanov, E. Loskutov, M. Ivanov [et al.] // Minerals. – 2022. – V. 12. – № 12. – P. 1516.

120. Jacobsen S.B. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites / S.B. Jacobsen, G.J. Wasserburg // Earth Planet. Sci. Lett. – 1984. – V. 67. – P. 137–150.

121. Kirk J. A major Archean, gold-and crust-forming event in the Kaapvaal Craton, South Africa / J. Kirk, J. Ruiz, J. Chesley [et al.] // Science. – 2002. – V. 297. – № 5588. – P. 1856–1858.

122. Kirkland C.L. Fluid-assisted zircon and monazite growth within a shear zone: a case study from Finnmark, Arctic Norway / C.L. Kirkland, M.J. Whitehouse, T. Slagstad // Contrib. Mineral. Petrol. – 2009. – V. 158. – P. 637–657.

123. Lang J.R. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // Mineralium Deposita / J.R. Lang, T. Baker // Mineralium Deposita. – 2001. – V. 36. – № 6. – P. 477–489.

124. Leontev V.I. Zircon U-Pb Geochronology Recorded Late Cretaceous Fluid Activation in the Central Aldan Gold Ore District, Aldan Shield, Russia: First Data / V.I. Leontev, S.G. Skublov, N.V. Shatova [et al.] // J. Earth Sci. – 2020. – V. 31. – P. 481–491.

125. Lu Y.-J. Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu±Mo±Au deposits / Y.-J. Lu, R.R. Loucks, M. Fiorentini [et al.] // Society of Economic Geologists. – 2016. – V. 19. – P. 329–347.
126. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot, version 3.70 / K.R. Ludwig // A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4. – 2008. – 77 p.
127. McDonough W.F. The composition of the Earth / W.F. McDonough, S.S. Sun // Chem. Geol. – 1995. – V. 120. – P. 223–253.
128. Mitchell R.H. Isotopic composition of strontium and neodymium in potassic rocks of the Little Murun complex, Aldan Shield, Siberia / R.H. Mitchell, C.B. Smith, N.V. Vladykin // Lithos. – 1994. – V. 32. – № 3–4. – P. 243–248.
129. Muller D. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization / D. Muller, D.I. Groves // Mineral Resource Reviews, Springer Nature. – 2019. – P. 31–71.
130. Nutman A.P. The Aldan shield of Siberia, USSR: the age of its archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic / A.P. Nutman, I.P. Chernyshev, H. Baadsgaard [et al.] // Prec. Res. – 1992. – V. 54. – P. 195–210.
131. Pearce J.A. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks / J.A. Pearce, N.B.W. Harris, A.G. Tindle // Journal of Petrology. – 1984. – V. 25. – № 4. – P. 956–983.
132. Pizarro H. Porphyry indicator zircons (PIZs): Application to exploration of porphyry copper deposits / H. Pizarro, E. Campos, F. Bouzari [et al.] // Ore Geology Reviews. – 2020. – V. 126. – P. 1–18.
133. Polyansky O.P. Temporal correlation between dyke swarms and crustal extension in the middle Palaeozoic Vilyui rift basin, Siberian platform / O.P. Polyansky, A.V. Prokopyev, O.V. Koroleva [et al.] // Lithos. – 2017. – V. 282–283. – P. 45–64.
134. Prokopyev I.R. Mineralogy, age and genesis of apatite-dolomite ores at the Seligdar apatite deposit (Central Aldan, Russia) / I.R. Prokopyev, A.G. Doroshkevich, A.V. Ponomarchuk [et al.] // Ore Geology Reviews. – 2017. – V. 81. – P. 296–308.
135. Prokopyev I.R. U-Pb SIMS and Ar-Ar geochronology, petrography, mineralogy and gold mineralization of the late Mesozoic Amga alkaline rocks (Aldan shield, Russia) / I.R. Prokopyev, A.G. Doroshkevich, A.V. Ponomarchuk [et al.] // Ore Geol. Rev. – 2019a. – V. 109. – P. 520–534.
136. Prokopyev I.R. Petrography, mineralogy and SIMS U-Pb geochronology of 1.9–1.8 Ga carbonatites and associated alkaline rocks of the Central-Aldan magnesiocarbonatite province

(South Yakutia, Russia) / I.R. Prokopyev, A.G. Doroshkevich, S.A. Sergeev [et al.] // *Mineralogy and Petrology*. – 2019b. – V. 113. – P. 329–352.

137. Rayner N. Grain-scale variations in trace element composition of fluid-altered zircon, Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada / N. Rayner, R.A. Stern, S.D. Carr // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2005. – V. 148. – P. 721–734.

138. Robert F. Models and Exploration Methods for Major Gold Deposit Types / F. Robert, R. Brommecker, B.T. Bourne [et al.] // "Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration" edited by B. Milkereit. – 2007. – P. 691–711.

139. Rodionov S.M. The Kuranakh epithermal gold deposit (Aldan Shield, East Russia) / S.M. Rodionov, R.S. Fredericksen, N.V. Berdnikov [et al.] // *Ore Geol. Rev.* – 2014. – V. 59. – P. 55–65.

140. Rudnick R.L. Composition of the continental crust / R.L. Rudnick, S. Gao // *Treatise on Geochemistry*. 2nd edition. Elsevier – 2014. – V. 4. – P. 1–51.

141. Shanks W.C.P. Stable isotope geochemistry of mineral deposits / W.C.P. Shanks // *Treatise on Geochemistry*. 2nd edition. Elsevier. – 2014. – V. 13. – P. 59–85.

142. Sillitoe R.H. Intrusion-related gold deposits / R.H. Sillitoe // In: *Gold metallogeny and exploration*. Springer, Boston, MA. – 1991. – P. 165–209.

143. Sillitoe R.H. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits / R.H. Sillitoe, J.F.H. Thompson // *Resource Geology*. – 1998. – V. 48. – № 2. – P. 237–250.

144. Stacey J.S. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model / J.S. Stacey, I.D. Kramers // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1975. – V. 26. – № 2. – P. 207–221.

145. Stein H.J. Dating and tracing the history of ore formation / H.J. Stein // *Treatise on Geochemistry*. 2nd edition. Elsevier. – 2014. – V. 13. – P. 87–118.

146. Stracke A. Earth's heterogeneous mantle: a product of convection-driven interaction between crust and mantle / A. Stracke // *Chemical Geology*. – 2012. – V. 330–331. – P. 274–299.

147. Thompson J.F.H. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces / J.F.H. Thompson, R.H. Sillitoe, T. Baker [et al.] // *Mineralium Deposita*. – 1999. – V. 34. – № 4. – P. 323–334.

148. Wang Y. Age and Origin of Charoitite, Malyy Murun Massif, Siberia, Russia / Y. Wang, H. He, A.V. Ivanov [et al.] // *Int. Geol. Rev.* – 2014. – V. 56. – № 8. – P. 1007–1019.

149. Watson E.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile / E.B. Watson, D.A. Wark, J.B. Thomas // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2006. – V. 151. – P. 413–433.

150. White W.M. Composition of the oceanic crust / W.M. White, E.M. Klein // *Treatise on Geochemistry*. 2nd edition. Elsevier. – 2014. – V. 4. – P. 457–498.

151. Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion Microprobe / I.S. Williams // *Reviews of Economic Geology*. – 1998. – V. 7. – P. 1–35.

Фондовая литература

152. Минаков А.В. Поисковые работы на рудное золото в центральной части Томмот-Эльконской зоны рудоносных разломов (Республика Саха (Якутия)) / А.В. Минаков. – ГУГПП РС (Я) «Якутскгеология» – Якутск. – 2012. – 1236 с.

ТЕКСТОВЫЕ ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1

Химический состав пород массива горы Рудная

Элементы	Стратифицированные образования			Магматические породы					
	Федоровская толща		Усть-юдомская свита	Нерасчлененные граниты и гранитогнейсы	Алданский интрузивный комплекс				
	Кристаллические сланцы	Плагиогнейсы	Доломиты		Сиениты	Порфиroidные сиениты	Сиенит-порфиры	Вогезиты	Минетты
Содержание петрогенных оксидов, % мас.									
SiO ₂	46.88	68.02	6.20	70.60	64.72	64.03	54.50	50.90	49.08
TiO ₂	0.69	0.46	0.08	0.18	0.32	0.28	0.94	0.75	1.26
Al ₂ O ₃	13.70	14.79	1.64	13.80	17.52	17.27	18.40	15.04	11.63
Fe ₂ O ₃ общ	16.37	5.02	0.92	5.22	2.98	2.58	7.89	9.87	10.72
MnO	6.04	0.09	0.03	0.03	0.10	0.13	0.12	0.09	0.18
MgO	0.24	1.40	19.84	0.22	0.33	0.38	2.17	6.56	6.29
CaO	9.86	4.17	27.96	0.85	1.18	1.24	0.87	7.74	9.53
Na ₂ O	3.50	3.43	0.04	3.25	4.87	4.69	0.51	3.61	1.96
K ₂ O	1.15	2.02	0.67	4.78	6.42	6.25	11.20	3.99	6.78
P ₂ O ₅	0.18	0.03	0.02	0.07	0.06	0.04	0.68	0.29	0.93
LOI	1.28	0.65	41.95	0.98	1.25	2.89	1.78	1.13	1.09
Сумма	99.89	100.08	99.35	99.98	99.77	99.78	99.10	99.97	99.45
Na ₂ O+K ₂ O	4.65	5.45	0.71	8.03	11.29	10.94	11.71	6.60	8.74
K ₂ O/Na ₂ O	0.33	0.59	16.75	1.47	1.32	1.33	21.96	0.83	3.46
Содержание элементов-примесей, г/т									
Sc	5.25	8.36	8.54	5.48	3.28	4.16	7.53	18.7	15.2

V	21.0	34.9	6.62	16.4	71.1	36.2	213	180	261
Cr	21.8	35.8	10.2	57.1	4.28	6.75	14.4	49.7	19.4
Co	13.0	15.2	3.87	7.63	2.35	5.83	15.0	23.9	18.8
Ni	10.1	13.0	8.38	9.15	4.19	3.92	12.9	29.1	20.6
Rb	26.6	62.8	6.45	128	159	203	219	117	249
Sr	298	276	120	276	592	496	613	827	928
Y	10.9	11.8	2.36	5.05	11.4	11.8	9.84	19.7	20.4
Zr	85.1	130	11.0	88.4	173	184	159	147	128
Nb	2.79	8.60	1.05	3.92	5.38	8.52	8.35	5.87	6.74
Ba	737	696	239	876	695	780	5900	2000	1600
La	38.1	44.3	1.71	36.5	30.7	48.3	42.1	29.8	46.1
Ce	75.6	96.3	2.51	71.3	68.2	64.2	63.3	55.9	76.2
Pr	13.9	10.4	0.31	9.08	4.97	6.54	7.77	6.79	13.7
Nd	32.2	38.5	1.12	31.9	17.6	24.3	28.1	27.3	36.2
Sm	5.13	6.08	0.23	4.58	4.39	4.65	4.66	6.02	10.4
Eu	1.09	1.26	0.05	1.46	1.46	1.37	1.71	2.02	2.84
Gd	4.86	5.13	0.21	3.83	3.72	4.08	4.06	5.09	7.26
Tb	0.54	0.67	0.03	0.41	0.64	0.49	0.55	0.70	1.02
Dy	2.98	3.65	0.18	2.94	2.66	2.91	2.93	3.96	4.39
Ho	0.67	0.74	0.03	0.51	0.49	0.46	0.51	0.74	0.87
Er	1.74	2.08	0.11	1.84	1.24	1.69	1.21	1.93	1.83
Tm	0.24	0.32	0.02	0.37	0.31	0.22	0.19	0.28	0.35
Yb	1.05	1.57	0.04	1.06	1.24	1.59	1.21	1.78	1.96
Lu	0.28	0.34	0.006	0.26	0.31	0.27	0.16	0.25	0.32
Th	3.43	1.25	0.41	1.64	4.69	6.62	6.50	4.72	5.28
U	4.57	0.78	1.37	0.94	2.24	3.02	1.44	1.09	1.37
ΣREE	178.4	211.3	6.56	166.0	137.9	161.1	158.5	142.6	203.4
Eu/Eu*	0.68	0.69	0.69	1.06	1.10	0.96	1.20	1.11	0.99
La/Sm	7.43	7.29	7.43	7.97	6.99	10.4	9.03	4.95	4.43
La/Yb	36.3	28.2	42.7	34.4	24.5	30.4	34.8	16.7	23.5
n	12	13	22	19	54	16	8	5	4

Химический состав сиенитов и порфиroidных сиенитов массива горы Рудная

Элементы	Алданский интрузивный комплекс														
	Сиениты									Порфиroidные сиениты					
	1212	1213	1214	GR-1	1212/1	1213/1	1214/1	Г-1	Г-2	Г-3	Г-4	Г-5	Г-6	Г-7	Г-8
Содержание петрогенных оксидов, % мас.															
SiO ₂	65.50	61.10	62.20	63.90	60.50	61.10	62.20	61.90	61.00	62.00	60.70	61.30	62.70	62.90	63.60
TiO ₂	0.30	0.35	0.34	0.29	0.50	0.84	0.89	0.67	0.65	0.54	0.53	0.61	0.31	0.42	0.33
Al ₂ O ₃	18.10	16.70	18.00	16.90	18.10	16.70	15.16	16.90	16.50	16.30	14.70	15.60	17.09	17.45	17.83
Fe ₂ O ₃ общ	1.92	2.86	1.24	2.76	3.97	4.33	4.51	2.76	2.86	3.37	4.12	4.46	2.97	2.35	2.46
MnO	<0.01	0.09	<0.01	0.08	0.11	0.09	0.08	0.08	0.14	0.09	0.15	0.12	0.08	0.10	0.09
MgO	0.14	0.22	0.16	0.37	0.34	0.49	0.16	0.37	0.86	0.41	0.72	0.24	0.35	0.24	0.32
CaO	0.16	2.63	0.09	2.29	3.16	2.63	3.59	2.79	3.43	3.32	3.63	3.38	2.10	2.41	0.75
Na ₂ O	3.46	5.51	3.85	4.94	3.46	4.67	3.85	4.94	4.33	3.94	3.59	4.05	4.58	3.82	3.96
K ₂ O	8.57	7.34	10.00	6.28	8.57	7.41	7.78	6.25	7.34	7.02	8.26	8.14	6.64	7.29	8.07
P ₂ O ₅	0.07	0.06	<0.05	0.09	0.06	0.07	0.15	0.11	0.74	0.09	0.71	0.18	0.08	0.11	0.07
LOI	1.45	1.63	3.63	1.70	1.41	1.60	1.63	3.19	2.13	2.87	2.78	2.12	2.72	2.54	1.98
Сумма	99.67	98.49	99.51	99.60	99.98	99.93	100.00	99.58	99.98	99.75	99.89	100.00	99.62	99.63	99.46
Na ₂ O+K ₂ O	12.03	12.85	10.85	11.22	12.03	12.08	11.63	11.19	11.67	10.96	11.85	12.19	11.22	11.11	12.03
K ₂ O/Na ₂ O	2.48	1.33	2.60	1.27	2.48	1.59	2.02	1.27	1.70	1.78	2.30	2.01	1.45	1.91	2.04
Содержание элементов-примесей, г/т															
Sc	3.76	5.31	2.83	6.12	4.40	2.50	2.51	4.08	4.04	4.17	2.10	3.28	2.76	4.42	4.09
V	72.1	62.4	59.1	105	45.9	220	188	48.0	44.2	61.1	27.1	43.8	167	74.6	88.2
Cr	5.26	8.25	4.77	12.53	5.78	6.33	6.90	23.1	10.7	2.71	21.6	9.82	4.59	6.42	7.96
Co	2.21	3.64	2.31	3.05	1.04	24.4	24.7	3.65	3.58	1.04	8.09	5.11	17.3	5.18	10.7
Ni	7.14	2.27	4.52	3.92	1.15	11.8	11.7	4.55	3.76	7.12	3.85	2.79	2.70	2.83	3.69
Rb	173	226	161	152	214	224	245	153	154	269	321	330	208	169	173
Sr	643	602	585	467	482	455	487	638	787	511	896	485	621	507	475
Y	12.6	18.3	15.9	17.1	14.7	18.9	18.8	14.6	22.1	17.3	12.4	11.1	13.7	19.3	15.4
Zr	184	192	198	179	196	176	187	243	223	184	189	204	202	195	201
Nb	6.36	6.53	12.6	7.99	13.3	5.24	5.32	11.4	14.2	14.3	14.9	10.5	7.14	9.82	11.3
Ba	770	810	720	840	1300	400	410	1600	1900	1600	910	1100	880	630	1050
La	31.2	29.7	36.3	35.1	44.4	22.9	24.7	41.1	50.7	33.3	48.3	33.3	37.8	28.1	29.4

Ce	70.8	88.1	59.7	76.7	45.6	48.4	51.3	68.0	96.6	60.0	69.0	56.6	68.5	59.6	62.6
Pr	5.57	7.81	6.57	5.83	6.72	5.99	6.44	6.54	9.4	5.54	7.55	5.44	5.62	7.45	8.07
Nd	18.7	25.8	27.6	23.6	22.7	27.8	27.7	22.2	33.5	18.6	24.6	16.3	18.7	23.2	19.4
Sm	4.37	3.08	4.42	5.76	3.34	6.18	6.05	3.82	6.75	2.83	4.15	2.25	3.13	5.22	3.91
Eu	1.31	1.08	1.59	1.02	1.13	1.99	2.00	1.27	1.82	0.94	1.04	0.74	1.32	1.80	1.52
Gd	3.97	4.05	3.02	3.56	2.99	5.18	5.05	3.17	4.93	3.01	3.10	1.91	2.55	4.81	3.79
Tb	0.57	0.42	0.54	0.47	0.42	0.68	0.64	0.41	0.65	0.47	0.40	0.29	0.52	0.37	0.46
Dy	2.52	1.93	2.42	2.86	2.48	3.70	3.51	2.58	3.87	2.62	2.04	1.53	3.15	2.65	2.23
Ho	0.42	0.47	0.59	0.38	0.46	0.71	0.62	0.52	0.73	0.46	0.38	0.33	0.49	0.61	0.54
Er	1.29	1.43	1.52	1.82	1.62	1.83	1.79	1.44	1.90	1.62	1.12	1.01	1.35	1.71	1.86
Tm	0.24	0.23	0.21	0.25	0.22	0.22	0.20	0.20	0.29	0.25	0.20	0.20	0.26	0.23	0.21
Yb	1.43	1.35	1.63	1.23	1.81	1.56	1.32	1.33	1.81	1.56	1.31	1.17	1.43	1.58	1.60
Lu	0.26	0.20	0.19	0.24	0.26	0.27	0.22	0.25	0.32	0.28	0.17	0.18	0.28	0.23	0.27
Ta	0.45	0.32	0.54	0.26	0.71	0.20	0.20	0.65	0.81	0.74	0.63	0.58	0.32	0.45	0.34
Th	4.59	2.62	4.75	4.33	7.93	2.42	2.65	8.73	8.88	9.44	6.30	8.95	4.11	8.38	7.71
U	2.21	2.27	2.53	1.78	3.01	1.60	1.28	2.48	2.52	2.46	3.53	2.41	2.41	3.02	2.07
ΣREE	142.6	165.6	146.3	158.8	134.1	127.4	131.5	152.8	213.3	131.5	163.4	121.2	145.1	137.6	135.9
Eu/Eu*	0,96	0,94	1,33	0,69	1,10	1,08	1,11	1,12	0,97	0,99	0,89	1,09	1,43	1,10	1,21
La/Sm	7.14	9.64	8.21	6.09	13.3	3.71	4.08	10.7	7.51	11.77	11.6	14.8	12.1	5.38	7.52
La/Yb	21.8	22.0	22.3	28.5	24.5	14.7	18.7	30.9	28.0	21.3	36.9	28.5	26.4	17.8	18.4

Данные U-Pb датирования сиенитов массива горы Рудная по циркону

Точка измерения	$^{206}\text{Pb}_e$ %	Содержание, г/г			$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет		Изотопные отношения						Rho		
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%			
Обр. 1212																
1.1	0.11	963	3288	16.6	3.53	128	±2	50	1.4	0.0510	2.4	0.14	2.8	0.020	1.4	0.48
2.1	0.07	6347	15578	124	2.54	145	±2	44	1.1	0.0481	1.4	0.15	1.8	0.023	1.1	0.63
3.1	0.40	979	1915	16.8	2.02	127	±2	50	1.3	0.0464	4.6	0.13	4.8	0.020	1.3	0.27
4.1	0.15	1073	2043	18.3	1.97	127	±2	50	1.6	0.0479	4.8	0.13	5.0	0.020	1.6	0.31
5.1	0.60	1739	3485	30.7	2.07	131	±1	49	1.1	0.0459	2.9	0.13	3.1	0.021	1.1	0.36
6.1	0.28	1365	3795	24.2	2.87	132	±1	49	1.1	0.0470	2.5	0.13	2.7	0.021	1.1	0.41
7.1	-	97.0	73.1	1.69	0.78	130	±2	49	1.7	0.0693	13	0.20	14	0.020	1.7	0.13
8.1	1.00	614	1336	10.7	2.25	130	±2	49	1.7	0.0435	6.6	0.12	6.8	0.020	1.7	0.25
9.1	0.05	628	1346	10.7	2.21	126	±2	51	1.6	0.0486	3.0	0.13	3.4	0.020	1.6	0.47
10.1	0.28	1524	2281	26.5	1.55	129	±1	49	1.1	0.0476	2.4	0.13	2.6	0.020	1.1	0.42
11.1	0.36	497	563	8.88	1.17	133	±2	48	1.4	0.0477	4.5	0.14	4.7	0.021	1.4	0.30
12.1	0.27	1549	3438	27.1	2.29	130	±1	49	1.1	0.0498	2.2	0.14	2.5	0.020	1.1	0.44
13.1	0.55	293	342	5.18	1.20	131	±2	49	1.4	0.0481	6.6	0.14	6.8	0.021	1.4	0.21
Обр. 1213																
1.1	0.25	45.9	37.6	13.8	0.85	1931	±26	3	1.5	0.1178	1.9	5.67	2.5	0.349	1.5	0.62
1.2	0.11	53.2	58.7	16.0	1.14	1931	±24	3	1.5	0.1187	1.6	5.72	2.2	0.349	1.5	0.66
1.3	0.09	128	256	38.9	2.07	1957	±21	3	1.3	0.1196	1.0	5.85	1.6	0.355	1.3	0.77
2.1	0.27	47.9	52.7	14.0	1.14	1890	±25	3	1.5	0.1160	1.9	5.45	2.4	0.341	1.5	0.61
2.2	0.03	124	242	37.3	2.01	1929	±22	3	1.3	0.1197	1.0	5.76	1.7	0.349	1.3	0.79
2.3	0.12	96.2	137	29.3	1.48	1958	±22	3	1.3	0.1195	1.2	5.85	1.8	0.355	1.3	0.73
2.4	0.20	43.3	40.6	13.4	0.97	1987	±29	3	1.7	0.1185	2.2	5.90	2.8	0.361	1.7	0.61
3.1	1.02	408	231	7.49	0.58	136	±2	47	1.2	0.0447	7.5	0.13	7.6	0.021	1.2	0.16
3.2	0.68	321	215	5.95	0.69	137	±2	46	1.2	0.0463	7.1	0.14	7.2	0.022	1.2	0.17
4.1	0.01	428	188	169	0.45	2437	±34	2	1.7	0.1599	0.4	10.1	1.7	0.459	1.7	0.97
4.2	0.06	233	79.6	66.8	0.35	1858	±19	3	1.2	0.1170	0.8	5.39	1.4	0.334	1.2	0.83
5.1	-	51.2	53.1	15.6	1.07	1962	±26	3	1.6	0.1215	1.6	5.96	2.2	0.356	1.6	0.71
Обр. 1214																
1.1	1.37	945	1687	16.3	1.84	129	±1	50	1.1	0.0440	5.7	0.12	5.8	0.020	1.1	0.20

2.1	2.18	194	259	-	1.38	131	±2	49	1.4	0.0427	16	0.12	17	0.021	1.4	0.08
3.1	0.21	2388	6294	42.2	2.72	131	±2	49	1.6	0.0492	1.7	0.14	2.4	0.021	1.6	0.70
4.1	-	2252	6613	40.0	3.03	132	±1	48	1.1	0.0496	1.4	0.14	1.8	0.021	1.1	0.60
5.1	1.46	279	306	4.86	1.13	130	±2	49	1.3	0.0421	11	0.12	11	0.020	1.3	0.11
6.1	-	713	793	12.0	1.15	126	±3	51	2.1	0.0529	4.8	0.14	5.2	0.020	2.1	0.40
7.1	0.13	2110	5016	36.8	2.46	129	±2	49	1.4	0.0477	1.7	0.13	2.2	0.020	1.4	0.62
8.1	0.26	2309	6251	40.2	2.80	129	±1	49	1.1	0.0465	1.9	0.13	2.2	0.020	1.1	0.51
9.1	0.42	1850	4818	31.7	2.69	127	±2	50	1.6	0.0476	2.4	0.13	2.9	0.020	1.6	0.55
10.1	2.78	216	222	3.74	1.06	129	±2	50	1.5	0.0645	11	0.18	12	0.020	1.5	0.13
11.1	1.54	137	142	2.41	1.07	130	±3	49	2.0	0.0401	17	0.11	17	0.020	2.0	0.12
12.1	4.88	104	104	1.77	1.04	127	±3	50	2.1	0.0133	6.6	0.04	6.8	0.020	2.1	0.02
Обр. GR-1																
1.1	0.84	1664	3942	30.0	2.45	134	±2	48	1.7	0.0509	3.0	0.15	3.4	0.021	1.7	0.49
1.2	0.26	2003	5592	35.5	2.88	132	±2	48	1.4	0.0472	2.0	0.13	2.5	0.021	1.4	0.58
2.1	0.23	1428	3148	25.3	2.28	131	±1	49	1.1	0.0485	2.2	0.14	2.5	0.021	1.1	0.44
3.1	0.12	1833	4345	32.7	2.45	133	±1	48	1.1	0.0485	1.8	0.14	2.1	0.021	1.1	0.53
4.1	1.72	633	1208	11.3	1.97	133	±2	48	1.2	0.0590	9.1	0.17	9.1	0.021	1.2	0.13
5.1	6.93	528	903	9.10	1.77	128	±4	50	3.2	0.0609	27	0.17	27	0.020	3.2	0.11
6.1	2.47	2033	5981	36.7	3.04	134	±2	48	1.4	0.0510	10	0.15	10	0.021	1.4	0.14
7.1	0.31	3377	9856	60.2	3.01	132	±2	48	1.4	0.0462	1.7	0.13	2.2	0.021	1.4	0.65
8.1	0.65	1670	5370	29.7	3.32	132	±2	48	1.4	0.0454	3.0	0.13	3.4	0.021	1.4	0.42
9.1	44.6	1594	4415	28.1	2.86	131	±3	49	2.1	0.0597	28	0.17	28	0.021	2.1	0.07
10.1	14.8	1106	2040	19.3	1.91	130	±4	49	2.8	0.0547	20	0.15	20	0.020	2.8	0.14
11.1	0.32	805	1518	14.1	1.95	130	±1	49	1.1	0.0486	3.4	0.14	3.5	0.020	1.1	0.31

Примечания. Pb_c и Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец. Ошибки при калибровке стандарта 0.30 % (обр. 1212, 1213, 1214, GR-1) не включены в указанные выше ошибки, но требуются при сравнении данных из разных источников. Коррекция на обыкновенный свинец при расчете возраста по измеренному ²⁰⁴Pb. Rho – коэффициент корреляции ошибок.

Содержание редких и редкоземельных элементов (г/т) в цирконе из сиенитов массива горы Рудная

Компонент	Обр. 1212														
	1.1	2.1	2.2	2.3	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	10.1	11.1	12.1	13.1
La	60.4	5.07	60.2	5.16	1.18	0.98	4.01	2.32	0.16	4.11	0.75	2.25	0.65	2.21	0.13
Ce	585	1236	2264	1158	537	554	991	1116	139	415	246	542	328	867	117
Pr	79.9	11.7	83.2	14.9	2.54	2.62	6.32	4.13	0.72	6.56	1.15	3.57	1.21	3.52	0.48
Nd	547	74.0	520	104	22.3	19.4	46.5	37.1	5.07	43.9	7.60	21.8	9.07	25.6	3.57
Sm	271	55.1	256	35.2	14.9	13.1	26.8	28.0	3.95	22.7	5.49	11.5	6.31	16.1	2.71
Eu	86.7	16.8	94.7	16.8	4.02	3.71	10.1	8.30	0.95	8.24	1.99	4.90	2.80	6.61	0.90
Gd	403	150	425	119	49.3	48.2	89.5	108	14.2	53.6	23.5	44.0	24.8	69.9	12.4
Dy	516	384	753	372	241	240	350	463	62.3	192	102	174	110	297	62.4
Er	429	818	1204	1206	865	860	1005	1506	240	583	418	737	340	1012	257
Yb	778	2392	3172	3152	2578	2679	2808	4085	758	1616	1396	2418	1078	3030	861
Lu	144	390	522	614	453	473	499	738	132	281	247	421	198	562	171
Li	3.40	1.07	2.39	1.01	0.18	0.28	0.33	0.41	0.07	0.19	0.12	0.18	0.11	0.34	0.06
P	653	92.3	409	271	77.4	77.2	48.5	161	105	50.8	0.52	40.1	87.7	30.9	36.2
Ca	342	152	568	77.3	8.20	4.76	15.7	12.7	4.69	20.3	5.33	26.3	9.13	11.5	3.16
Ti	70.0	12.5	45.2	21.2	8.58	7.15	9.12	8.19	5.42	10.8	5.79	6.11	5.06	6.66	5.06
Sr	19.8	7.35	262	17.7	1.06	1.23	1.61	2.41	0.44	2.04	0.79	3.28	0.77	2.19	0.66
Y	3606	5383	9093	9023	5029	5147	6982	8713	1429	3530	2441	4161	2200	5262	1459
Nb	144	68.3	108	122	18.0	26.1	28.1	28.7	8.15	23.7	17.4	18.1	16.6	21.8	13.7
Ba	152	11.7	87.6	20.1	4.62	4.26	7.98	7.26	1.64	10.4	3.37	5.79	4.41	8.86	1.87
Hf	7682	9560	8756	7449	6280	6814	6872	6711	7059	6399	6523	7259	6386	6680	6496
Th	2932	16041	21574	4008	1912	2281	4634	4278	468	1337	1008	2869	1375	3855	370
U	2628	9345	11083	2940	1386	1664	3186	2128	413	893	1078	2578	1285	2508	414
Th/U	1.12	1.72	1.95	1.36	1.38	1.37	1.45	2.01	1.13	1.50	0.94	1.11	1.07	1.54	0.89
Eu/Eu*	0.80	0.56	0.88	0.79	0.45	0.45	0.63	0.46	0.39	0.72	0.54	0.66	0.68	0.60	0.47
Ce/Ce*	2.04	38.8	7.74	31.9	74.9	83.5	47.6	87.2	98.7	19.3	64.0	46.2	89.7	75.2	112
ΣREE	3901	5534	9354	6798	4767	4896	5836	8098	1356	3227	2450	4381	2099	5892	1489
ΣLREE	1272	1326	2927	1282	563	577	1048	1160	144	470	255	569	339	898	121
ΣHREE	2270	4135	6077	5464	4187	4302	4751	6901	1207	2726	2187	3795	1751	4971	1364
Lu _N /La _N	23.0	741.5	83.6	1147	3693	4646	1198	3066	7910	660	3163	1800	2929	2452	12351

Lu _N /Gd _N	2.89	21.0	9.94	41.6	74.3	79.3	45.1	55.2	75.2	42.4	84.9	77.3	64.4	65.1	111.4
T(Ti),°C	950	763	896	814	730	714	735	726	692	750	697	701	686	708	686
Компонент	Обр. 1214														
	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	10.1	11.1	12.1			
La	1.31	0.14	3.02	2.08	0.09	83.4	3.95	2.47	2.69	1.12	0.13	0.19			
Ce	703	60.8	2078	2171	96.8	367	1738	2038	1666	34.7	54.7	42.3			
Pr	3.30	0.24	8.54	9.43	0.20	13.4	8.73	10.1	7.59	1.44	0.26	0.52			
Nd	30.3	2.82	63.0	72.3	2.77	69.9	56.4	67.7	55.9	9.63	4.31	6.55			
Sm	23.1	4.94	37.7	45.7	5.98	24.0	37.4	41.6	38.2	7.81	6.38	11.5			
Eu	6.77	1.54	14.6	16.5	2.57	9.82	13.9	17.9	11.4	2.18	2.04	3.40			
Gd	87.0	26.8	147	177	28.9	90.9	143	160	148	30.3	36.3	46.3			
Dy	353	119	546	678	117	389	512	651	528	114	137	155			
Er	1146	271	1398	1851	274	1131	1317	1744	1534	244	308	308			
Yb	2915	526	3400	4489	569	2377	3381	4551	3580	468	591	562			
Lu	510	92.5	538	721	104	415	529	733	565	86.3	101	91.3			
Li	0.13	0.08	0.40	0.65	0.09	0.26	0.59	0.61	0.86	0.07	0.05	0,03			
P	120	131	86.0	98.5	66.5	319	195	226	127	251	128	104			
Ca	11.9	4.37	9.41	10.9	5.02	37.1	7.27	4.03	12.6	22.3	6.91	4.21			
Ti	4.92	14.7	5.59	5.17	9.10	14.8	5.30	6.65	7.51	14.4	12.0	10.2			
Sr	1.71	0.45	1.93	2.68	0.41	74.4	1.70	2.11	2.22	0.69	0.38	0.33			
Y	6197	1498	10006	12325	1535	6199	9226	12376	9042	1408	1542	1703			
Nb	14.9	17.4	33.6	38.1	20.6	104	58.5	40.1	62.7	27.0	10.8	53.7			
Ba	4.52	1.47	10.7	10.6	1.81	132	7.91	9.50	8.15	2.30	2.27	1.71			
Hf	8451	8967	8409	7928	8414	8768	8350	9527	8147	10220	9301	9738			
Th	2139	339	7075	7676	282	1104	5980	9105	5930	182	196	135			
U	1679	331	3675	3545	396	1276	3522	4632	3039	295	247	183			
Th/U	1.27	1.02	1.92	2.17	0.71	0.87	1.70	1.97	1.95	0.62	0.79	0.74			
Eu/Eu*	0.46	0.41	0.60	0.56	0.60	0.64	0.58	0.67	0.46	0.43	0.41	0.45			
Ce/Ce*	81.8	81.5	98.9	118	168	2.66	71.6	98.6	89.2	6.58	71.7	32.2			
ΣREE	5779	1106	8235	10234	1203	4970	7741	10016	8137	1001	1242	1228			
ΣLREE	737	64.0	2152	2255	100	534	1807	2118	1732	46.9	59.4	49.6			
ΣHREE	5012	1036	6030	7917	1094	4403	5882	7839	6355	944	1174	1163			
Lu _N /La _N	3762	6493	1716	3337	10577	48.0	1290	2856	2022	740	7443	4503			
Lu _N /Gd _N	47.5	27.9	29.5	33.0	29.2	37.0	29.9	37.0	30.8	23.1	22.6	15.9			
T(Ti),°C	684	778	694	688	735	779	690	708	718	776	759	745			

Расчет баланса вещества в процессе березитизации сиенитов массива горы Рудная

Компоненты	Массовое содержание, %				Элементы	Объемный вес		Переходный коэффициент	Содержание катионов в объеме 10000 Å ³		Привнос – вынос	
	Результаты анализа		Приведённые к 100 %			Исходная порода	Зона 1		Исходная порода	Зона 1	в атомах на объём 10000 Å ³	в относительных процентах
	Исходная порода	Зона 1	Исходная порода	Зона 1								
SiO ₂	64.72	65.82	65.77	67.03	Si	2.59	2.52	1.002	170.69	169.26	-1.43	-0.84
TiO ₂	0.32	0.29	0.33	0.30	Ti			0.754	0.64	0.56	-0.07	-11.64
Al ₂ O ₃	17.50	18.0	17.78	18.33	Al			1.182	54.45	54.60	0.16	0.29
Fe ₂ O ₃	2.37	2.33	2.41	2.37	Fe ⁺²			0.754	4.70	4.51	-0.19	-4.14
FeO	0.54	0.12	0.55	0.12	Fe			0.838	1.19	0.26	-0.93	-78.33
MnO	0.10	0.02	0.10	0.02	Mn			0.849	0.22	0.04	-0.18	-80.50
MgO	0.33	0.21	0.34	0.21	Mg			1.494	1.30	0.81	-0.49	-37.95
CaO	1.17	0.19	1.19	0.19	Ca			1.074	3.31	0.52	-2.78	-84.17
Na ₂ O	4.87	2.24	4.95	2.28	Na			1.944	24.92	11.18	-13.74	-55.15
K ₂ O	6.42	8.83	6.52	8.99	K			1.279	21.61	28.98	7.37	34.11
P ₂ O ₅	0.06	0.14	0.06	0.14	P			0.849	0.13	0.31	0.17	127.51
Сумма	98.40	98.19	100	100								
Компоненты	Массовое содержание, %				Элементы	Объемный вес		Переходный коэффициент	Содержание катионов в объеме 10000 Å ³		Привнос – вынос	
	Результаты анализа		Приведённые к 100 %			Зона 1	Зона 2		Зона 1	Зона 2	в атомах на объём 10000 Å ³	в относительных процентах
	Зона 1	Зона 2	Зона 1	Зона 2								
SiO ₂	65.82	65.72	67.03	66.99	Si	2.52	2.56	1.002	169.3	171.8	2.57	1.52
TiO ₂	0.29	0.24	0.30	0.24	Ti			0.754	0.56	0.47	-0.09	-15.86
Al ₂ O ₃	18.00	15.40	18.33	15.70	Al			1.182	54.60	47.50	-7.11	-13.02
Fe ₂ O ₃	2.33	5.58	2.37	5.69	Fe ⁺²			0.754	4.51	10.98	6.47	143.5
FeO	0.12	0.17	0.12	0.17	Fe			0.838	0.26	0.37	0.11	44.03
MnO	0.02	0.01	0.02	0.01	Mn			0.849	0.04	0.02	-0.02	-49.16
MgO	0.21	0.20	0.21	0.20	Mg			1.494	0.81	0.78	-0.03	-3.17

