

V Всероссийская научно-практическая конференция
Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии

Путеводитель геологической экскурсии

Ермаковское фтор-бериллиевое и Озерное колчеданно-полиметаллическое месторождения



V Всероссийская
научно-практическая конференция
Геодинамика и минерагения
Северной и Центральной Азии



ГИН СО РАН

г. Улан-Удэ, 27-31 августа 2018 г

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

**УНИКАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ
ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЯ
(Озёрное и Ермаковское месторождения)**

**Краткий обзор полевой экскурсии в рамках V Всероссийской
научно-практической конференции "Геодинамика и минерагения
Северной и Центральной Азии"
1-3 сентября, 2018 г.**

Улан-Удэ, 2018

Авторы-составители: д.г.-м.н. О. Р. Минина, к.г.-м.н.

Р.А.Бадмацыренова, к.г.-м.н. Л. Б. Дамдинова

Редактор: к.г.-м.н. Б.Б.Дамдинов

ПРОГРАММА ЭКСКУРСИИ

1 сентября		
8-00		отъезд из Улан-Удэ
10-00	10-30	Остановка на Шанатском перевале
12-00	13-00	Обед в с. Хоринск
15-00	16-00	Экскурсия по Эгитуйскому дацану
18-00		Прибытие в с. Сосново-Озёрское. Заселение в гостиницу
19-00		Ужин в кафе
2 сентября		
8-00		отъезд из с. Сосново-Озёрское на месторождение
10-00	12-00	Экскурсия по Озёрному месторождению
12-00	13-00	Полевой обед
13-00	16-00	Самостоятельный осмотр месторождения
18-00		Прибытие в с. Сосново-Озёрское
19-00		Ужин в кафе
		Ночевка в гостинице
3 сентября		
8-00		отъезд из с. Сосново-Озёрское
10-00	10-20	Остановка в с. Хоринск
12-00	13-00	Экскурсия по Ермаковскому месторождению
13-00	14-00	Полевой обед на Ермаковском месторождении
14-00	17-00	Самостоятельный осмотр месторождения
	21-00	Прибытие в Улан-Удэ. Ужин в кафе

ВВЕДЕНИЕ

Район уникальных и интереснейших геологических объектов – Озёрного свинцово-цинкового и Ермаковского фтор-бериллиевого месторождений, находится в Западном Забайкалье, входящем в состав южного складчатого обрамления Сибирской платформы. Территориально Озёрное месторождение расположено в Еравнинском, а Ермаковское месторождение – в Кижингинском районах Республики Бурятия (рис. 1). Озёрное месторождение располагается в пределах Еравнинской вулcano-тектонической структуры островодужного типа, представляющей собой фрагмент раннепалеозойской Удино-Витимской островодужной системы. Ермаковское месторождение находится в прибортовой части Кижингинской мезозойской рифтогенной впадины и связано с киммерийским этапом геодинамического развития территории Забайкалья (Гордиенко, Нефедьев, 2015; Гордиенко, Цыганков, 2017).

Маршрут экскурсии включает в себя более 800 километров по районам Бурятии, вдоль рек Уда и Худан, Еравнинских озёр. По пути будет возможность увидеть буддийские и шаманские культовые объекты – обо, субурганы, дацаны, в том числе одну из величайших святынь буддистов – скульптуру Зандан Жуу (Сандалового Владыки) – прижизненную статую Будды, хранящуюся в Эгитуйском дацане; познакомиться с геоморфологическими, водными и археологическими памятниками региона, пройти по следам академических экспедиций XVIII века.

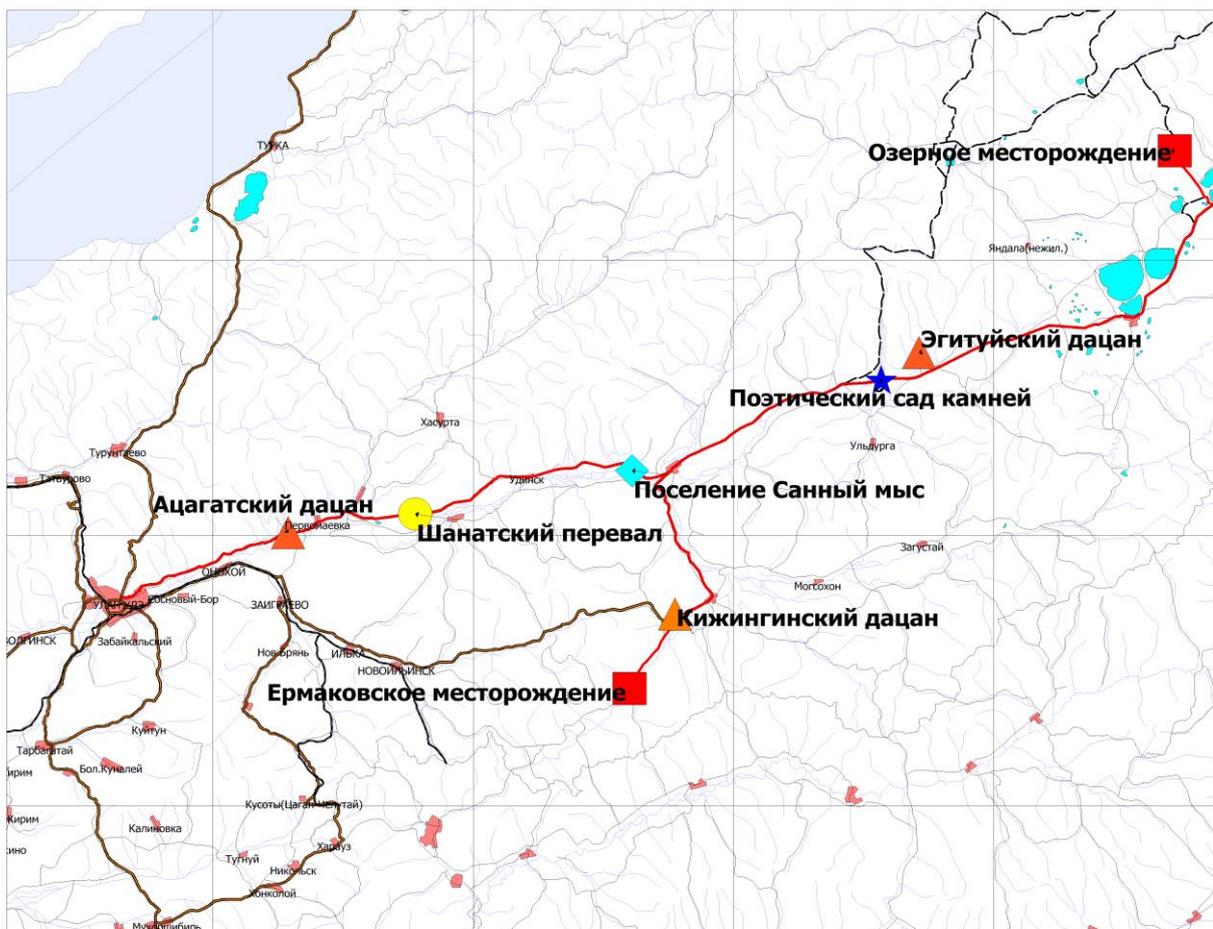


Рис. 1. Маршрут экскурсии и местоположение Озёрного и Ермаковского месторождений.

ОЗЁРНОЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Уникальное Озёрное свинцово-цинковое месторождение расположено в Еравнинском районе в 60 км от административного центра района с. Сосново-Озёрское (рис. 2), находящегося в 307 км от г. Улан-Удэ.

Еравнинский район расположен в межгорной лесостепной котловине на южной окраине Витимского плоскогорья и занимает территорию хребта Байсыхан и восточной части хребта Улан-Бургасы (Кыджимит – Заза – Холойское междуречье).



Рис. 2. Космоснимок Озёрного свинцово-цинкового месторождения.

Еравнинский район, а в особенности Озёрнинский рудный узел, характеризуются высокой степенью геологической, геохимической и геофизической изученности.

В тектоническом плане территория рудного узла, по разным авторам, находится в пределах Удино-Витимской зоны каледонид (Беличенко, 1962, 1977), Еравнинского островодужного террейна (Зорин и др., 2009), Удино-Витимской островодужной системы (Гордиенко и др., 2010), Удино-Витимской зоны палеозоид Байкало-Витимской складчатой системы (Руженцев и др., 2012), Еравнинского прогиба Джиды-Витимской системы синклиналиев и вулканотектонических структур (Платов и др., 2011). Геологическое и геофизическое строение района, стратиграфия и палеонтологическая характеристика стратифицированных образований, минералогия, генезис и состав руд, описаны во многих публикациях и производственных отчетах (Беличенко и др., 1962, Беличенко, 1969, 1977, Дистанов и др., 1972; Язмир и др., 1975; Васильев, 1977; Царев, 1988, Постников и др., 1997, Платов и др., 2013ф, Руженцев и др., 2012, Минина и др., 2016 и др.).

Современные представления о геологическом строении Еравнинского рудного района

Традиционно считалось, что Еравнинский рудный район (зона) образован вулканитами андезит-дацит-риолитового ряда, перемежающимися с вулканокластитами и биогермными известняками олдындинской свиты нижнего кембрия (мощность до 2000 м), терригенными отложениями ниже-среднекембрийской химгильдинской и верхнекембрийско-ордовикской иташинской свитами (Беличенко, 1977; Васильев, 1977; Гордиенко и др., 2010 и др.).

В настоящее время Еравнинский район рассматривается в качестве подзоны в составе Удино-Витимской зоны палеозой Байкало-Витимской складчатой системы (Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2009, 2012; Минина, 2014; Минина и др., 2016) и характеризуется циклическим развитием, объединяя вещественные комплексы каледонского (S_1), раннегерцинского ($S_2-C_2^1$) и позднегерцинского (PZ_3) структурных этажей. Становление последних происходило в определенных геодинамических обстановках, отвечающих соответственно каледонскому, ранне- и позднегерцинскому этапам развития. Еравнинская подзона представляет собой крупную дивергентную синформу, в пределах которой тектонически перетасованы разновозрастные отложения палеозоя.

Каледонский вещественный комплекс. В каледонский этап в зоне активного взаимодействия Сибирского кратона и Палеоазиатского океана формировалась Удино-Витимская островодужная система (УВОС) (Гордиенко и др., 2010) (рис. 3), в состав которой входит крупная раннепалеозойская Еравнинская вулcano-тектоническая структура (Еравнинская ВТС).

К каледонскому комплексу Еравнинской ВТС отнесены дифференцированные вулканиты ассоциирующие с археоциато-водорослевыми известняками олдындинской свиты и озёрный (олдындинский) субвулканический комплекс Еравнинского надсубдукционного комплекса (Гордиенко и др., 2010) (см.рис. 12).

В настоящее время в составе свиты выделено две подсвиты.

Нижняя подсвита – туфово-тефроидная толща дацитов и андезитов с прослоями вулканогенно-терригенных пород и биогермными известняками (рис. 4). Вулканиты имеют возраст 529 ± 3 и 530.8 ± 2.6 млн. лет и соответствуют нижней части кембрия (стадия 2 эпохи 1) (Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012). Известняки слагают линзообразные, удлиненные по простиранию вмещающих пород, или изометричные тела, размером до первой сотни метров. Эти тела сложены археоциато-водорослевыми известняками, содержащими обильную фауну археоциат, реже трилобитов и многочисленные водоросли раннего кембрия. Видовой состав археоциат, трилобитов и водорослей соответствует атдабанскому, ботомскому и отчасти тойонскому ярусам нижнего кембрия (Язмир и др., 1972, 1975, Постников и др., 1997 и др.). Следует заметить, что основная масса тел с хорошо сохранившимися биогермами и кубками археоциат находится в виде олистолитов в микститовой верхнедевонско-раннекаменноугольной ульзутуйской толще.

Верхняя подсвита сложена вулканитами андезит-дацит-риолитового ряда, смешанными с вулканомиктами (рис. 5), известняки практически отсутствуют. Возраст вулканитов определен в 517 ± 4.4 и 466 ± 4.8 млн лет и соответствует интервалу эпоха 2 кембрия (тойонский ярус) – средний ордовик (Руженцев и др., 2012; Минина, 2014). Возраст кварцевых порфиров, фельзитов, гранит-порфиров, гранитов олдындинского субвулканического комплекса определен в 517–510 млн. лет. Они рассматриваются как комагматы олдындинских вулканитов. По петрографическим, петро- и геохимическим критериям вулканиты свиты относятся к высокоглиноземистым, низкотитанистым породам, подразделяются на высококалийную известково-щелочную и шошонит-латитовую серии (Гордиенко и др., 2010; Ланцева, 2014). Им присущи низкая

магнезиальность, высокая глиноземистость и выдержанный калинатовый состав ($Na_2O/K_2O=1-1.3$).

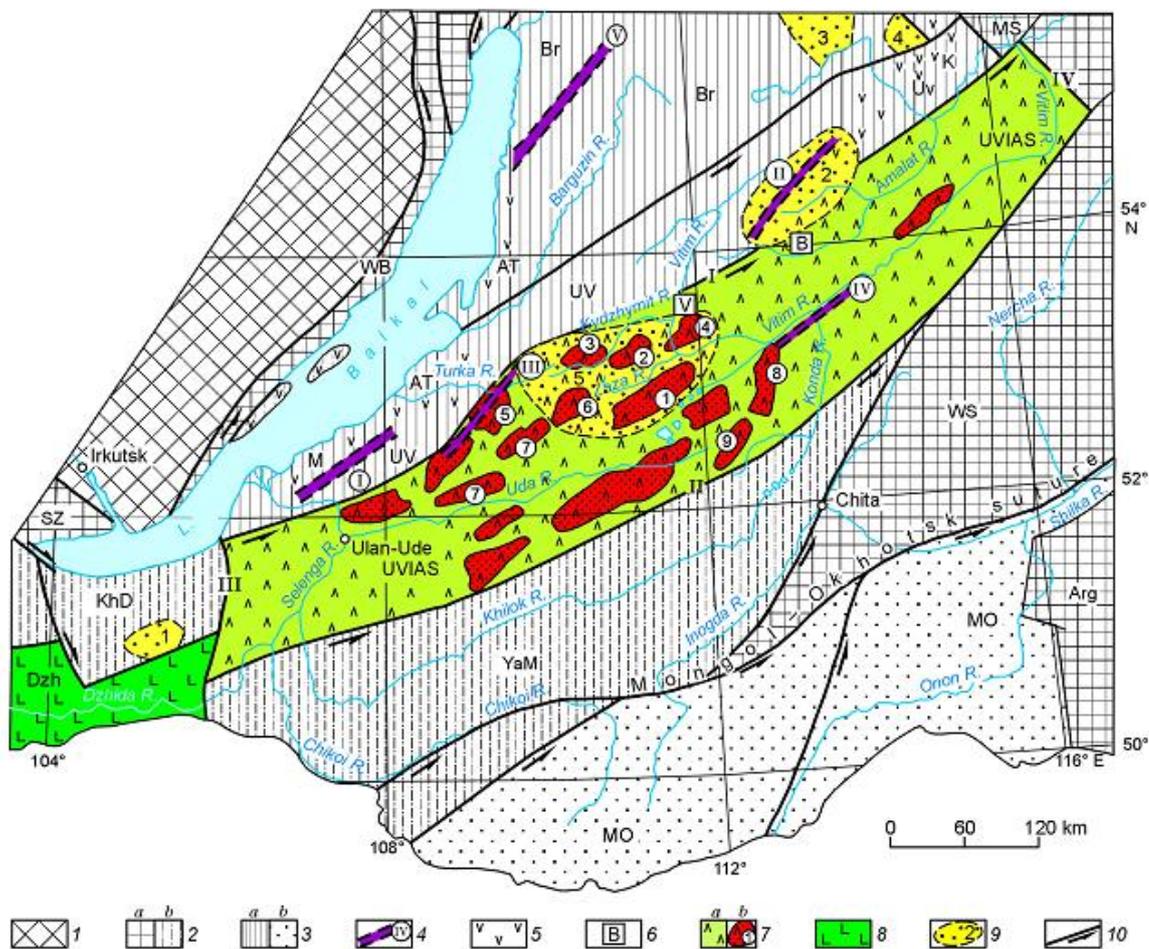


Рис. 3. Современное тектоническое положение Удино-Витимской островодужной системы среди докембрийских и палеозойских структур Забайкалья (по Гордиенко и др., 2010).

1 – Сибирский кратон; 2 – террейны: а) кратонные (AR-PR₁): Западно-Прибайкальский – WB, Шарыжалгайский – SZ, Западно-Становой – WS, Аргунский – Arg, Муйско-Становой – MS; б) метаморфические задуговых бассейнов (PZ): Хамардабанский – KhD, Яблоново-Малханский – YaM; 3 – турбидитовые террейны: а – R₂₋₃: Баргузинский – Br, Верхневитимский - UV, б – PZ₂₋₃: Монголо-Охотский – MO; 4 – средне-верхнерифейские спрединговые зоны с фрагментами офиолитов (римские цифры в кружках): I – Бурлинская, II – Шаманская (Усой-Точерская), III – Абага-Оланская, IV – Юмурченская, V – Бирамьинская; 5 – фрагменты верхнерифейских и венд-кембрийских островных дуг в пределах Верхневитимского турбидитового террейна: Метешихинская – М, Ангино-Таланчанская – АТ, Келянская – К; 6 – участки широкого развития силлов метадолеритов в верхнерифейских метаморфических толщах Верхневитимского турбидитового террейна: Витимский – V, Байсинский - B; 7 – Удино-Витимская островодужная система (UVIAS) (а), с сохранившимися фрагментами венд-кембрийских вулканотектонических структур (б, арабские цифры в кружках): 1 – Еравнинская, 2 – Олдындинская, 3 – Кыджимитская, 4 – Бейсыханская, 5 – Абагинская, 6 – Мылдыгенская, 7 – Курбино-Онинская, 8 – Джидотойская, 9 – Верхнекондинская; 8 – венд-нижнепалеозойская Джидинская островодужная система (Dzh); 9 – фрагменты наложенных герцинских прогибов (арабские цифры внутри контура): 1 – Урминский, 2 – Багдаринский, 3 – Уакитский, 4 – Бамбуйско-Олингдинский, 5 – Ульдзугуйско-Химгильдинский; 10 – крупные тектонические разломы с элементами сдвигов, ограничивающие УВОС: I – Селенгино-Витимский, II – Тугнуй-Кондинский, III – Боргой-Большереченский, IV – Калакан-Каларский. Гранитоиды, мезозойские и кайнозойские структуры не детализированы (сняты с карты).

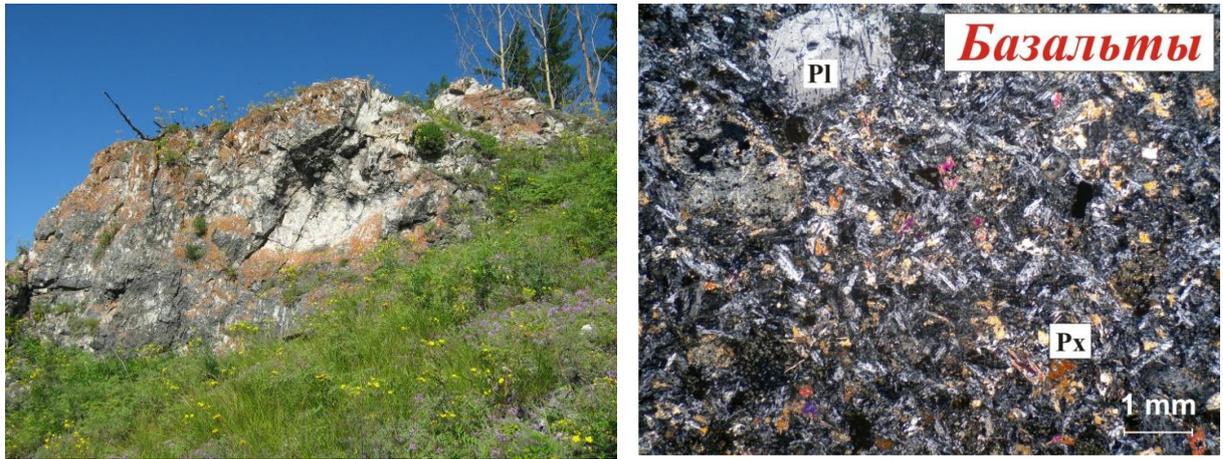


Рис. 4. Вулканиды первого типа разреза олдындинской свиты

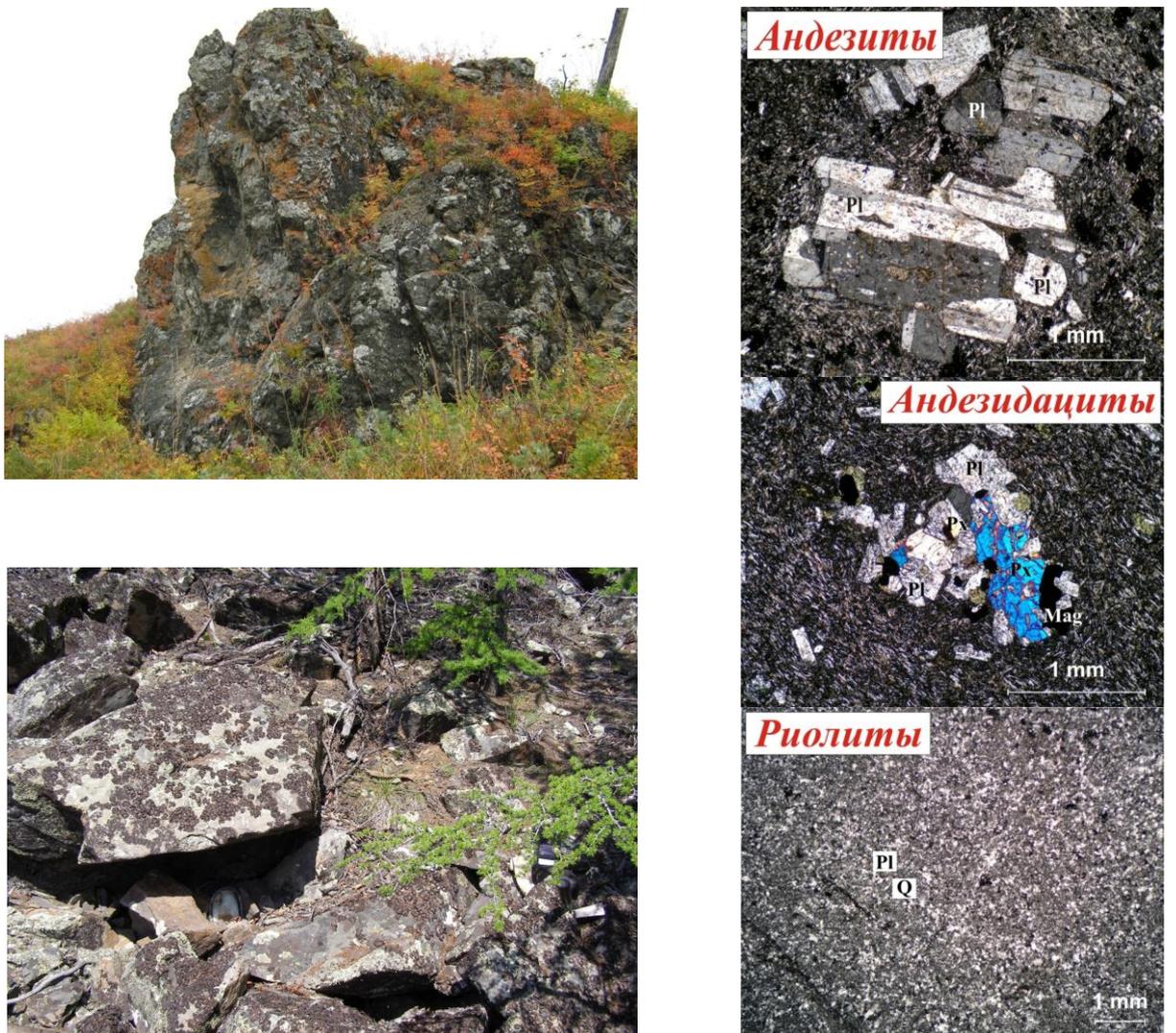


Рис. 5. Вулканиды второго типа разреза олдындинской свиты

Петролого-геохимические особенности исследованных вулканитов (высокий уровень накопления РЗЭ, высокая степень дифференциации легкой части спектра, обогащенность крупноионными литофильными элементами, наличие Nb-минимума, иногда Sr-максимума) позволили сделать вывод о том, что их формирование происходило в условиях зрелой (энсиалической) островной дуги, современным аналогом которой

является Курило-Камчатская островодужная система (Гордиенко и др., 2010; Ланцева, 2014).

Установлено прорывание вулканитов монцонитами с возрастом в 303.8 млн лет (Платов и др., 2013, Минина, 2014). Возраст олдындинской свиты в настоящее время определен в интервале ранний кембрий – средний ордовик (Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2013; Минина, 2014). Все породы разреза свиты Озёрного месторождения в разной мере насыщены сульфидами, главным образом пиритом.

Раннегерцинский комплекс Еравнинской зоны образован верхнесилурийско-нижнекаменноугольными озёрнинской, кыджимитской и ульзугуйской толщами, выделенными из состава олдындинской свиты, и химгильдинской и иташинской свитами (Руженцев и др., 2012; Ланцева, 2014; Минина и др., 2014, 2016) (рис. 6).

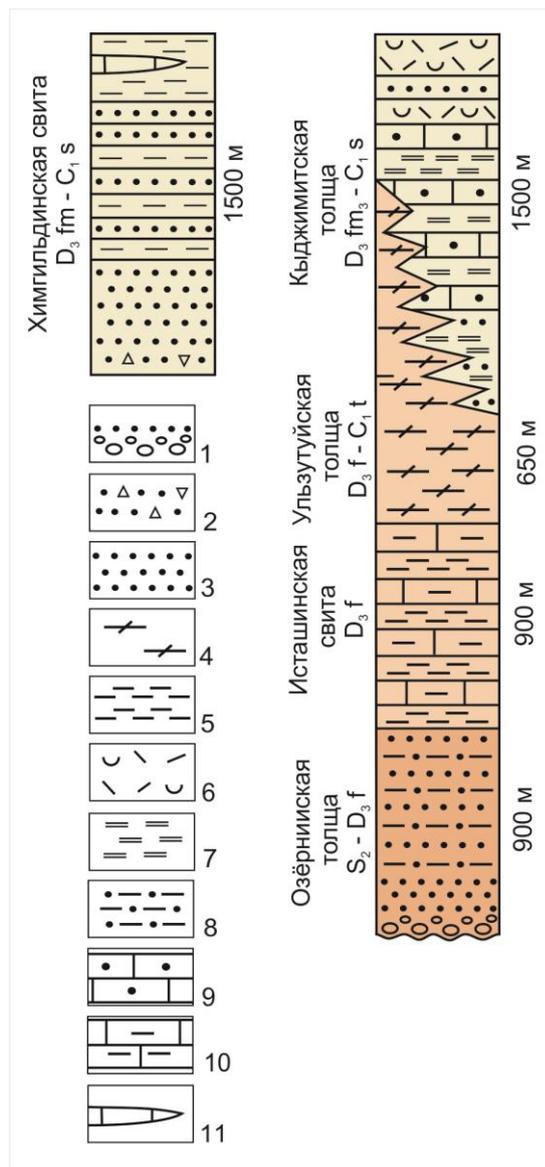


Рис. 6. Геологические разрезы верхнесилурийско – нижнекаменноугольных отложений Еравнинской подзоны

1 – кварц-полевошпатовые песчаники с прослоями гравелитов, конгломератов; 2 – полимиктовые гравийные песчаники; 3 – полимиктовые песчаники; 4 – пестроцветные полимиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты, туффиты, глинистые сланцы, прослои известняков, горизонты конглобрекций, линзы нижнекембрийских известняков и андезитов (вне масштаба); 5 – тонкое переслаивание песчаников, алевролитов, известковистых алевролитов; 6 – туффиты и туфы кислого состава; 7 – глинистые сланцы, туффиты, туфоалевролиты; 8 – алевролиты; 9 – переслаивание органогенно-обломочных известняков, известковистых алевролитов; 10 – переслаивание алевритистых известняков, алевролитов, аргиллитов; 11 – песчанистые известняки

Раннегерцинский возраст отложений определен по комплексам органических остатков (Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2014, 2016)

Карбонатно-терригенная **озёрнинская толща** ($S_2-D_3f\ oz$) (мощностью 900 м) является основанием разреза и трансгрессивно налегает на нижнепалеозойские вулканы (529 млн. лет) и гранодиориты (471,1 млн лет) (водораздел Ульзутуй-Известковый). Толща сложена кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями полимиктовых конгломератов и гравелитов, кремнисто-углисто-глинистыми сланцами, известняками, алевролитами и песчаниками. Озёрнинская толща по комплексу органических остатков (конодонты, водоросли, мшанки, строматопороидеи, миоспоры) датирована поздним силуrom - поздним девоном (ранним франом).

Истаинская свита ($D_3f\ is$), мощностью 900 м, представлена переслаиванием алевролитистых и органогенно-обломочных известняков, песчаников, алевролитов и железисто-глинисто-карбонатных сланцев. Позднедевонский, раннефранский, возраст ее устанавливается по данным определения конодонтов (D_3f), миоспор (D_3f_1), мшанок (O-D), сифоновых водорослей (D).

Кыджимитская толща ($D_3fm-C_1s\ kd$) (1500 м) включает две подтолщи. *Нижнекыджимитская подтолща* представлена ритмичнослоистыми туфопесчаниками, алевролитами, туффитами, туфами с прослоями конгломератов и конглобрекций. *Верхнекыджимитская подтолща* сложена тефротурбидитами кислого и смешанного составов, туфами кислого состава с горизонтами туфоконгломератов, туфогравелитов, и ритмичным чередованием туффитов, туфоаргиллитов, пепловых туфов с линзами пелитоморфных и биокластовых известняков. Содержит прослои и субвулканические тела базальтов, андезитов, дацитов и риолитов. Возраст кыджимитской толщи определенный по комплексам органических остатков (брахиоподы, криноидеи, водоросли, тентакулиты, строматопороидеи, миоспоры) устанавливается как позднедевонско-раннекаменноугольный (фаменско – серпуховский).

Химгильдинская свита ($D_3fm-C_1t\ hm$) (более 1600 м) сложена разнообразными терригенными породами. Включает две подсвиты: нижняя – конгломерато-песчаниковая и верхняя – песчаниково-алевролитовая. Позднедевонско-раннекаменноугольный возраст свиты выявлен по присутствию девонских конодонтов, водорослей, строматопороидей, миоспор.

Ульзутуйская микститовая толща ($D_3f-C_1v-s\ ul$) занимает особое место в строении раннегерцинского комплекса. Она имеет двучленное строение и мощность более 650 м.

Нижнеульзутуйская подтолща представлена переслаиванием пестроцветных алевролитистых, биокластовых известняков, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, известковистых туффитов, псаммитовых туфов смешанного состава, с прослоями алевросланцев, известняков и вулкаников (дацитов, андезибазальтов, базальтов).

Верхнеульзутуйская подтолща представляет собой микститовый комплекс и отличается от нижней подтолщи присутствием многочисленных прослоев и линз разнообломочных конглобрекций, крупных олистолитов (протяженностью до 150 м, мощностью до 50-70 м) известняков и вулкаников (кембрий, ордовик) кислого и среднего составов. В линзах и олистолитах известняков и находятся хорошей сохранности фрагменты биогермов и скопления кубков археоциат. Известняки слагают или линзообразные, удлиненные по простиранию вмещающих пород, или изометричные тела размером до первых сотен метров. Эти тела сложены обломочными известняками и мелкими археоциато-водорослевыми иловыми холмами, часто окруженными карбонатными брекчиями. Контакты всех известняковых тел четкие, часто с бухтообразными заливами (рис. 7). Известняки содержат обильную фауну археоциат, реже трилобитов и многочисленные водоросли раннего кембрия (рис. 8).

Палеонтологическая характеристика ульзутуйской толщи определяет ее стратиграфическую принадлежность верхнему девону – турнейскому ярусу нижнего карбона. В отложениях нижеульзутуйской подтолщи, кроме зоогенного детрита (археоциаты, трилобиты, хиолиты), установлены конодонты (D_{3f}), тентакулиты (S-D), строматопороидеи (D_{3fm}), водоросли (D, C₁), мшанки (D₂-C₁) и комплекс миоспор (D₃-C_{1t}). В прослоях туфоалевролитов найдены остатки высших растений, описанных С.В. Наугольных (ГИН РАН, Москва) как новый род и вид девонского сциадофитоподобного наземного растения – *Baikalophyton ruzhentsevii* Naugolnykh et Minina, gen. et sp. nov. (Наугольных, Минина, 2012).

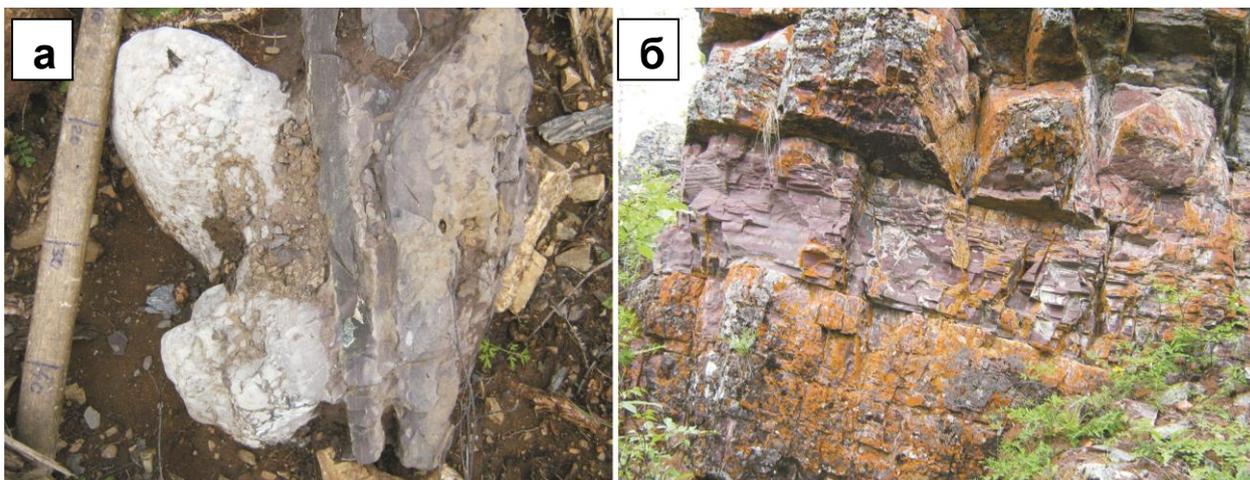


Рис. 7. Линза известняка с остатками археоциат среди пестроцветных пород ульзутуйской толщи (а), слоистая туфотерригенная пачка ульзутуйской толщи (б).

Породы озёрнинской и ульзутуйской толщ повсеместно содержат сульфидные прожилки и вкрапленность.

Позднерцинский комплекс представлен вулканитами сурхэбтинской толщи и тамирской свиты, а также магматическими комплексами позднего палеозоя.

Сурхэбтинская толща (C₂₋₃ sb), мощностью не менее 800 м, сложена породами среднего (трахиандезиты и их туфы) и основного (преимущественно базальты и андезибазальты, при подчиненном развитии андезитов). Определен Ag-Ag изотопный возраст андезибазальтов в 310 млн. лет и трахибазальтов – 306.6 млн.лет (Гордиенко и др., 2010).

Тамирская свита (P₂ tm), мощностью 1500 м, сложена туфами и лавами трахириолитов, риолитов и трахириодацитов с редкими маломощными прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов. U-Pb возраст по цирконам из трахириолитов составляет 290,8 млн лет. Ar-Ag возраст риолитов Озёрного колчеданно-полиметаллического месторождения составляет 290 млн. лет (Гордиенко и др., 2010; Платов и др., 2013).



Рис. 8. Кубки археозият, вымерших раннекембрийских морских одиночных и колониальных прикрепленных организмов губкоподобного облика.

Геодинамическая эволюция Еравнинской подзоны Удино-Витимской зоны

В каледонский этап на рифейском основании в пределах южной периферии (современные координаты) Сибирского байкальского континента существовала Удино-Витимская островодужная система (УВОС) энсиалического типа (Гордиенко, 2006, Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012). Петролого-геохимические особенности вулканитов (высокий уровень накопления РЗЭ, высокая степень дифференциации легкой части спектра, обогащенность крупноионными литофильными элементами, Nb-минимум, иногда Sr-максимум) свидетельствуют о их формировании в условиях зрелой (энсиалической) островной дуги, современным аналогом которой является Курило-Камчатская островодужная система (Гордиенко, 2006, 2010; Ланцева, 2014). Формирование УВОС происходило в геодинамической связи с Забайкальским океаническим бассейном (Абага-Оланская сутура), который существовал в позднем рифее–венде к северу (современные координаты) от олдындинской островной дуги (Гордиенко и др., 2010). По крупной правосторонней сдвиговой зоне она граничит с Джидинской островодужной системой (Гордиенко и др., 2010). Каледонский этап развития завершился формированием покровно-складчатой структуры в конце ордовика - начале силура (?) (Гордиенко и др., 2006, 2010; Зорин и др., 2009 и др.). Венд-раннепалеозойская Удино-Витимская островодужная система по палеомагнитным данным в начале кембрия имела (в древних координатах) субмеридиональную ориентировку и располагалась в приэкваториальной области $5-10^{\circ}$ с.ш. Палеоазиатского океана (Метелкин и др., 2005; Гордиенко, 2006) (рис. 9).

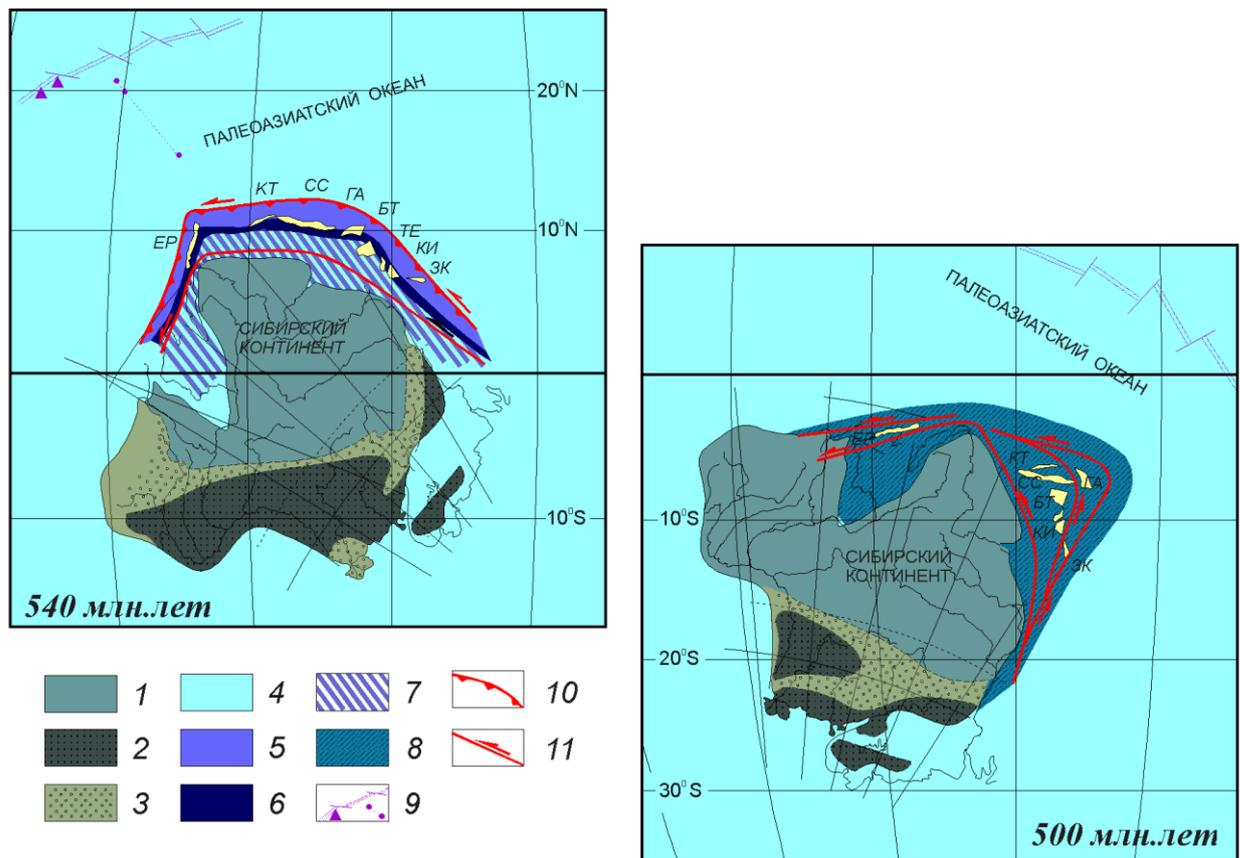


Рис. 9. Палеогеодинамическая реконструкция северо-западной окраины (в древних координатах) Сибирского континента в раннем и среднем кембрии (Метелкин, 1998; Казанский, 2002).

1-3 – отложения Сибирского континента: 1 – шельфа открытого моря, 2 – рифовые, 3 – лагунного типа; 4 – океанская кора Палеоазиатского океана; 5 – комплексы фронтальной части островной дуги; 6 – комплексы вулканической дуги; 7 – комплексы тыловой части дуги и задугового бассейна; 8 – аккреционные комплексы; 9 – спрединговые зоны, треугольниками показано положение MORB базальтов Джидинской зоны, пунктиром показано реконструированное движение океанической плиты над горячей точкой [Гордиенко, Михальцов, 2001]; 10 – зоны субдукции; 11 – крупные трансформно-сдвиговые системы. Желтым показаны венд-кембрийские островодужные террейны: ЗК – Золотокитатский, КИ – Кийский, ТЕ – Терсинский, БТ – Батеневский, ГА – Горноалтайский, СС – Северосаянский, КТ – Куртушибинский, ЕР – Еравнинский.

История геодинамической эволюции региона в позднем палеозое была уже связана с развитием Монголо-Охотского океанического бассейна (рис. 10) (Руженцев и др., 2012; Минина, 2014; Минина и др., 2016). В раннегерцинский этап развития в пределах Удино-Витимской зоны, располагавшейся на границе Сибирского байкальско-каледонского континента и Монголо-Охотского океана накапливались мелководные шельфовые отложения пассивной континентальной окраины (озёрнинская толща, иташинская свита), с региональным несогласием залегающих на каледонском складчатом основании (вулканиты олдындинской свиты). Обстановка изменилась, начиная с начала позднего палеозоя, в связи с развитием Монголо-Охотского океана и субдукцией его литосферы под Сибирскую континентальную окраину. Начиная с франского века в Удино-Витимской зоне, формируется Кыджимитская вулканическая зона. На основании геохимических данных установлено, что формирование вулканических пород происходило в надсубдукционной обстановке в условиях активной континентальной окраины (Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2013, 2016). Раннегерцинский этап завершился образованием напряженной покровно-складчатой структуры на рубеже среднего-верхнего карбона.

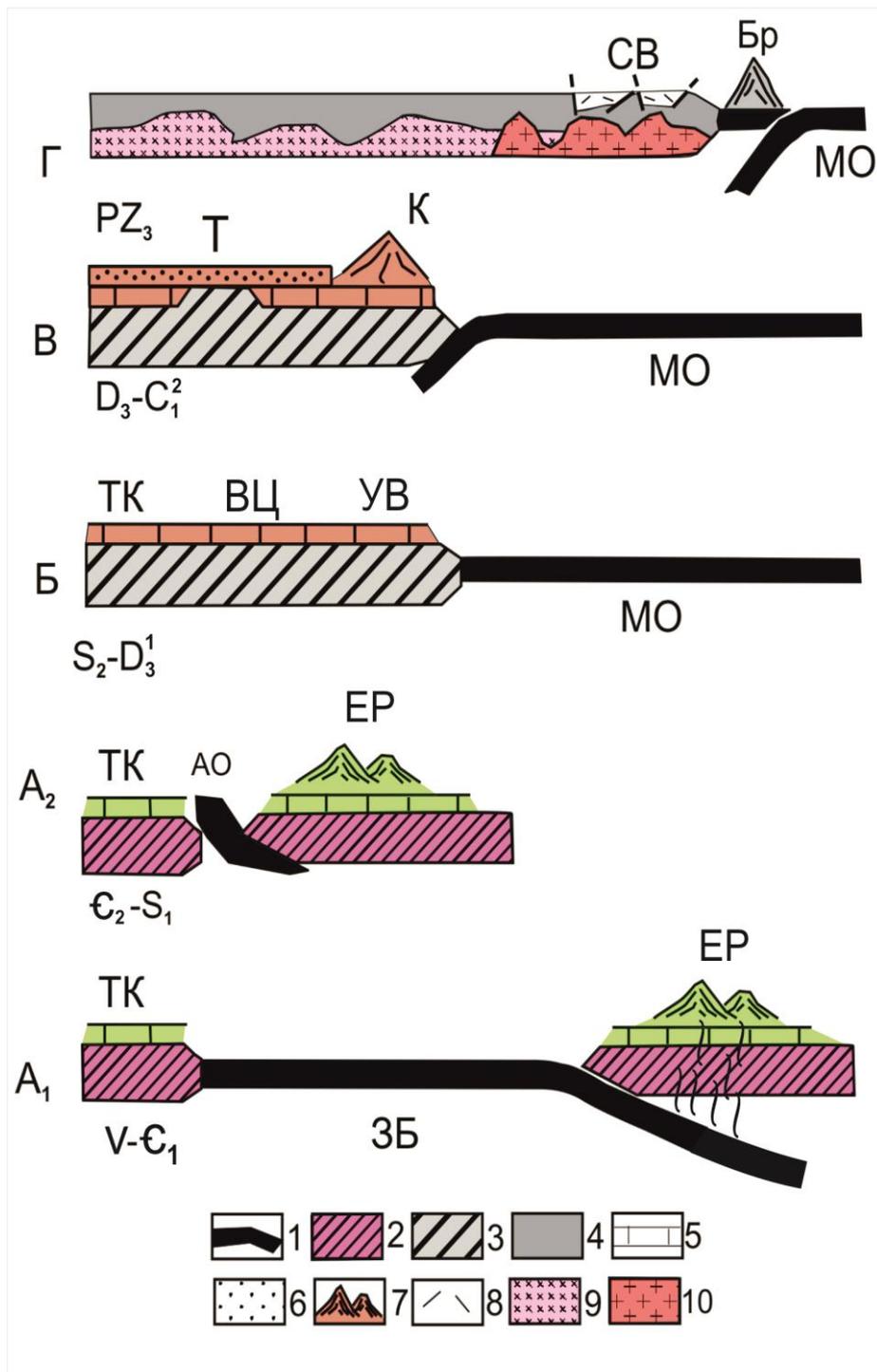


Рис. 10. Схема геодинамического развития Байкало-Витимской складчатой системы (Руженцев и др., 2012, Минина, 2014).

1 – океаническая кора, 2–4 – континентальная кора (2 – байкальская, 3 – каледонская, 4 – раннегерцинская); 5 – шельфовые отложения; 6 – граувакки; 7 – надсубдукционные образования; 8 – вулканогенные образования Селенгино - Витимского вулканоплутонического пояса; 9, 10 – гранитоиды Ангаро-Витимского батолита; 9 – витимканский и 10 – зазинский комплексы; А – каледонский этап (А₁ – период формирования Еравнинской островодужной системы, А₂ – коллизия Сибирского континента и Еравнинской островодужной системы); Б–В – раннегерцинский этап (Б – ранняя и В – поздняя стадии); Г – позднегерцинский этап. ЗБ – Забайкальский и МО – Монголо-Охотский палеоокеанические бассейны, АО – Абага-Оланская сутура, EP – Еравнинский и К – Кыджимитский надсубдукционные комплексы, Бр – Берейнская островная дуга; шельфовые комплексы: ТК – Турка-Курбинский, ВЦ – Витимкан-Ципинский, УВ – Удино-Витимский; Т – Точерский прогиб, СВ – Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс.

Верхний ее возрастной предел определяется гранитоидами витимканского и зазинского комплексов (315–290 млн лет), прорывающими все деформированные толщи

(Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2013). История развития БВСС в конце позднего палеозоя отражена в позднепалеозойских формациях (C₂₋₃-P). Пространственно позднепалеозойские комплексы связаны с гранитоидами Ангаро-Витимского батолита (Гордиенко, 2006, 2012; Ярмолук и др., 1997 и др.).

Таким образом, Удино-Витимская зона в палеозое представляла собой длительно живущую активную континентальную окраину, в пределах которой были локализованы три структурно-формационных комплекса: каледонский (C–S), ранне- и позднегерцинские (D–C₁; C₂–P₁). Первый из них был связан с развитием Забайкальского, два других – с соответствующими по времени этапами Монголо-Охотского бассейнов (Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016).

Металлогения Еравнинского рудного района

Еравнинский барит-золото-свинцово-цинковый рудный район входит в состав Курбино-Еравнинский золото-уран-свинцово-цинковой минерагенической зоны Селенгино-Витимской субпровинции. Минерагению данной зоны определяют в первую очередь позднегерцинские плутонические процессы, в меньшей мере мезозойский тектогенез (Платов и др., 2013).

Специфика металлогении Еравнинского рудного района заключается в ее специализации на железорудное, колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение, благороднометалльное и урановое оруденение. В этом районе выделено четыре металлогенические эпохи: ранне- и позднекаледонская, ранне- и позднегерцинская.

Одним из важнейших составляющих Еравнинского рудного района является бор-барит-железо-медь-золото-свинцово-цинковый Озёрнинский рудный узел. На площади узла известны колчеданно-полиметаллические, золото-полиметаллическое, железорудные, железо-марганцевое, медно-баритовые месторождения. В пределах рудного узла на площади 250 кв.км выявлено 12 месторождений (рис. 11), в том числе, крупнейшее в стране Озёрное свинцово-цинковое и более 20 рудопроявлений разнообразных полезных ископаемых: Озёрное, Ульзугуй-1, Звездное, Гундуй, Туркул, Аришинское, Назаровское, Магнетитовое-Солонго, Северо-Гурвунурское, Гурвунурское, Октябрьское, Солнечное и др.

Озёрнинский рудный узел представляет собой крупный фрагмент длительно и полициклично развивающейся Еравнинской вулкано-тектонической структуры островодужного типа, приуроченной к узлу пересечения долгоживущих разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания, контролировавших развитие надсубдукционного магматизма и рудообразования (Гордиенко и др., 2010; Гордиенко, Нефедьев, 2015).

Большинство крупных рудных объектов, выходящих на дневную поверхность в пределах Озёрнинского рудного узла (ОРУ) было выявлено до 1964 года. Озёрное (Ветров, 1964ф) и Ульзугуйское (Зеленый, 1964ф) свинцово-цинковые месторождения; Гематитовое, Магнетитовое, Гурвунурское и Аришинское железорудные месторождения (Тарасов, 1962ф; Горлов, 1963ф; Ветров, 1964ф); Туркульское и Гундуйское магнетит-халькопирит-баритовое месторождения (Ветров, 1964ф).

В последующие годы, вплоть до 1980 г., работы были сосредоточены в основном на оценке выявленных месторождений и проявлений полиметаллов, железа, бора, меди и барита, проверке крупных и средних по параметрам и контрастности геофизических и геохимических аномалий. В результате работ этого периода детально разведано Озёрное колчеданно-полиметаллическое месторождение (Тарасова, 1969ф; 1971ф; 1975ф); запасы по нему утверждены ГКЗ СССР.

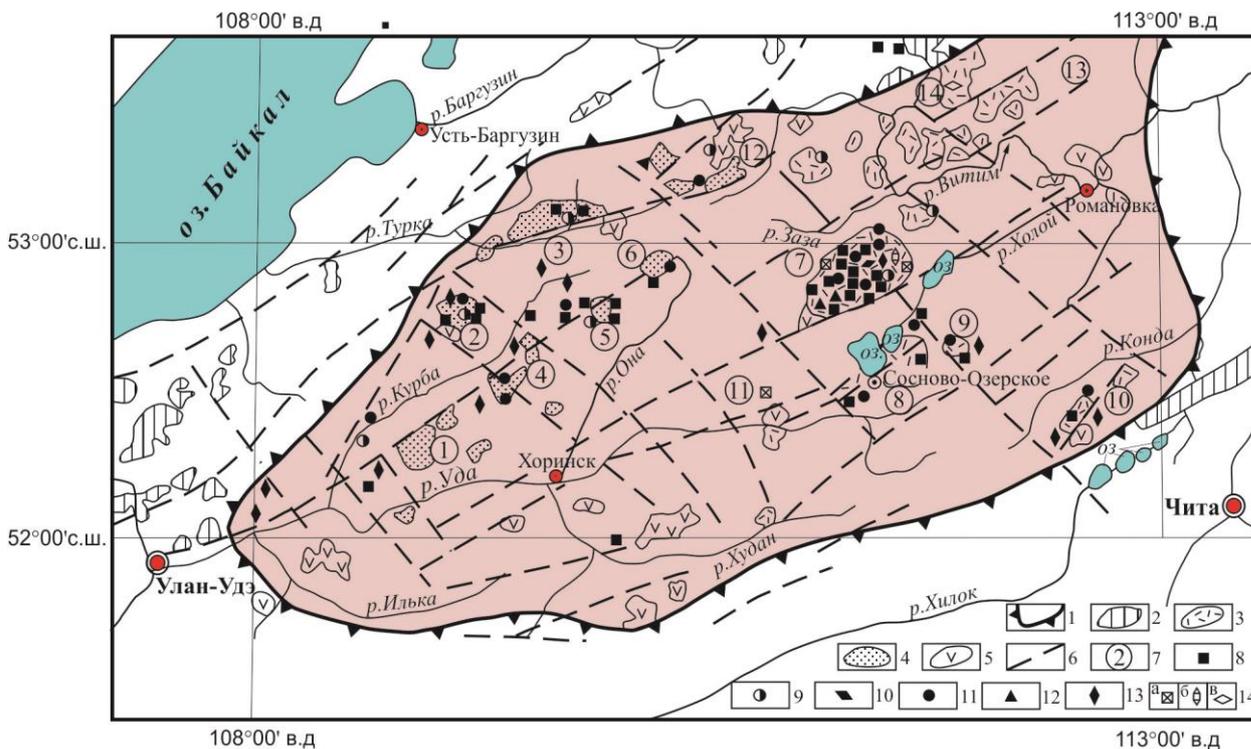


Рис. 11. Схема размещения рудных узлов и полезных ископаемых Еравнинского рудного района (по Гордиенко, Нефедьев, 2015)

1 – границы рудного района. Останцы (ксенолиты) вмещающих пород: 2 – неопротерозойских осадочно-метаморфических; 3 – нижнекембрийских преимущественно карбонатно-вулканогенных; 4 – нижнекембрийских и девон-каменноугольных терригенных и существенно карбонатных; 5 – верхнепалеозойские габброидные интрузии и ксенолиты пород основного состава среди гранитоидов Ангаро-Витимского батолита; 6 – разломы. Рудные узлы (цифры в кружках): 1 – Атхинский, 2 – Абагинский, 3 – Туркинский (Ямбуйский), 4 – Курбинский, 5 – Мылдылгенский, 6 – Верхне-Онинский, 7 – Озёрнинский, 8 – Сосново-Озёрский, 9 – Харасанский, 10 – Кондинский, 11 – Эгитинский, 12 – Кыджимитский, 13 – Хиагдинский, 14 – Нижнебурульзайский. Полезные ископаемые 8-14: 8-железо, 9-золото, 10-марганец, 11-полиметаллы, 12-медь, 13- молибден, 14- флюорит (а), бора (б) и алюминия (в).

В дальнейшем Озёрнинский рудный узел был охвачен геолого-структурными съемками масштаба 1:10 000 и 1:25 000 (Зоричева и др., 1976, 1978, 1983; Панов, 1967ф; Гусаревич, 1970ф; Мартос, 1972ф и др.). Основными методами изучения в условиях плохой обнаженности были проходка шурфов, канав по сети 200x100 м и бурение картировочных скважин глубиной до 300 м. Полученный фактический материал явился основой всех составлявшихся в последующие годы геологических карт. С 1977 по 1990 гг. на территории ОРУ проводились поиски месторождений, не выходящих на дневную поверхность. В результате работ открыто среднее по запасам и богатое по содержанию Северо-Гурвунурское месторождение апатит-магнетитовых руд (Бречалов, 1978ф), оценены на полиметаллы глубокие горизонты и фланги Озёрного месторождения и Солнечного полиметаллического проявления (Дорошкевич, 1981ф, 1983ф, 1984ф). Последней крупной работой было глубинное геологическое картирование (Дорошкевич, 1990ф) юго-западной части Озёрнинского рудного узла. В этой работе обобщен гигантский объем геологической информации, проведено глубокое и всестороннее его переосмысливание. Проведены поиски скрытого оруденения на площади 155 км² до глубины 500-800 м, дана отрицательная оценка колчеданно-полиметаллического оруденения глубоких горизонтов; положительно оцениваются перспективы выявления золото-полиметаллических руд в юго-восточной части рудного узла, в пределах Звездного месторождения, Майского и Южно-Магнетитового проявлений.

Озёрное месторождение

Озёрнинское месторождение расположено в пределах Озёрнинского рудного узла Еравнинского рудного района (Гордиенко, Нефедьев, 2015).

В тектоническом плане Еравнинский район рассматривается в составе Удино-Витимской зоны палеозойд Байкало-Витимской складчатой системы (Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016) и характеризуется циклическим развитием, объединяя вещественные комплексы каледонского ($C-S_1$), раннегерцинского ($S_2-C_2^1$) и позднегерцинского (PZ_3) структурных этажей, становление которых происходило в определенных геодинамических обстановках (рис. 12).

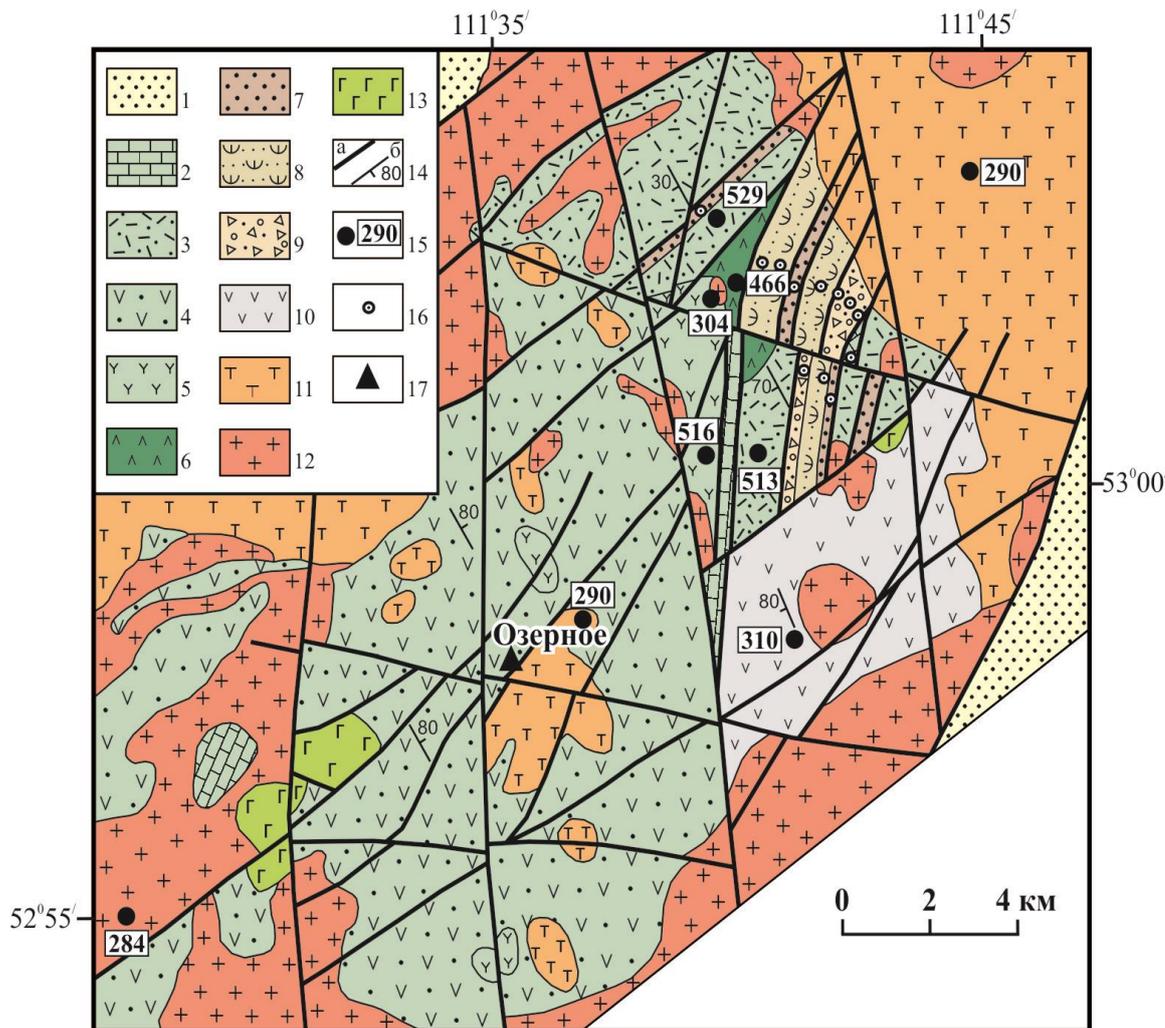


Рис. 12. Схема геологического строения Еравнинской зоны по (Гордиенко и др., 2010)

1 – мезо-кайнозойские отложения впадин; Островодужный комплекс: (2-4) – олдындинская свита (C_1-O_2ol); 2 – карбонатная толща; 3 – риолиты; 4 – андезидациты; 5 – олдындинский субвулканический комплекс (πC_1ol); 6 – андезиты (O_2). Комплекс верхнепалеозойских толщ (7-10): 7 – озёрнинская терригенная ($S_2^?-D_3f1$); 8 – кыджимитская туфогенно-терригенна (D_3fm-C_1s); 9 – ульзутуйская микститовая ($D_3f_2-C_1v-s$); 10 – сурхэбтинская андезибазальтовая толща ($C_{2,3}$). Магматические комплексы верхнего палеозоя (11-13): 11 – вулканогенный игнимбрит-риолитовый комплекс; 12 – гранит-граносиенитовый комплекс; 13 – габброидный комплекс; 14 – разрывные нарушения (а), элементы залегания слоистости (б); 15 – места отбора проб из магматических пород и их U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст (млн лет); 16 – места находок фауны и флоры; 17 – местоположение опорной скважины № 32

Озёрное месторождение открыто в 1963 г. в результате проверки геологической природы комплексной геофизической аномалии картировочным бурением на участке

«Случайный», где в 1962 г. были выявлены под лимонитовыми свалами сидеритовые руды. Месторождение залегает в осадочно-вулканогенных породах нижнепалеозойской олдындинской свиты. Колчеданно-полиметаллическое месторождение Озёрное расположено в крупном останце вулканогенно-осадочных отложений олдындинской свиты и приурочено к одноименной синклинали структуре (размеры 2.5 x 1.5 км.), имеющей асимметричное блоковое строение (Платов и др., 2013). Проявления интрузивного магматизма в рудном поле Озёрного месторождения представлены дайками андезитовых порфиритов, сиенит-порфиритов и долеритов, которые одними исследователями рассматриваются как пострудные, другими как дорудные образования.

Олдындинская свита представлена вулканогенными образованиями и известняками. Опорный разрез свиты был вскрыт скважиной 42 при разведке глубоких горизонтов Озёрнинского колчеданно-полиметаллического месторождения (рис. 13).

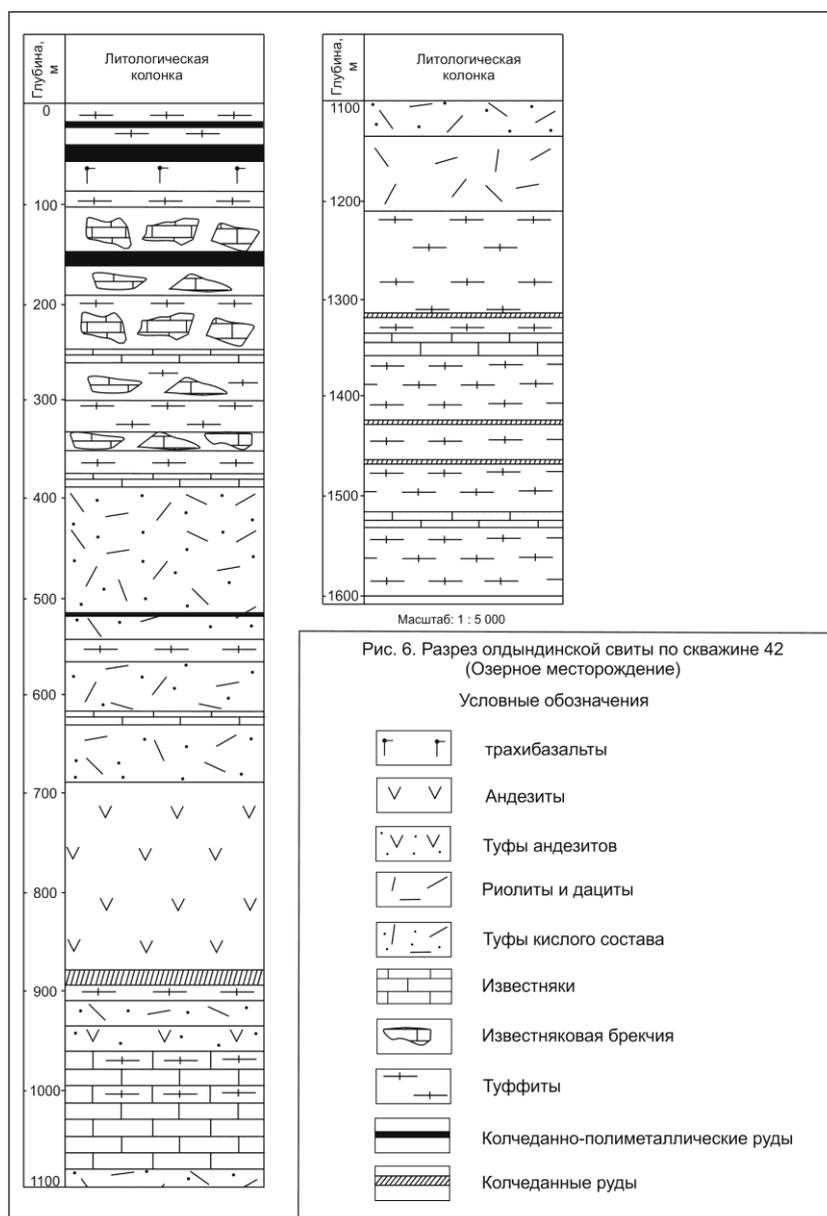


Рис. 13. Опорный разрез олдындинской свиты (скв. 42).

В составе свиты выделено две подсвиты (Гордиенко и др., 2010, Руженцев и др., 2012). *Нижняя подсвита* - туфово-тефроидная толща дацитов и андезитов с прослоями вулканогенно-терригенных пород и биогермными известняками. Вулканиты имеет возраст

529±3 и 530.8±2.6 млн лет и соответствуют нижней части кембрия (стадия 2 эпохи 1) (Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012). Известняки слагают линзообразные, удлиненные по простиранию вмещающих пород, или изометричные тела, размером до первой сотни метров. Эти тела сложены археоциато-водорослевыми известняками. Известняки содержат обильную фауну археоциат, реже трилобитов и многочисленные водоросли раннего кембрия. Видовой состав археоциат, трилобитов и водорослей соответствует атдабанскому, ботомскому и отчасти тойонскому ярусам нижнего кембрия (Язмир и др., 1972, 1975, Постников и др., 1997 и др.). Следует заметить, что основная масса тел с хорошо сохранившимися фрагментами биогермов и кубками археоциат находится в виде олистолитов в микститовой верхнедевонско-раннекаменноугольной ульзутуйской толще.

Верхняя подсвита сложена вулканитами андезит-дацит-риолитового ряда, смешанными с вулканомиктами, известняки практически отсутствуют. Возраст вулканитов определен в 517±4.4 и 466±4.8 млн лет и соответствует интервалу эпоха 2 кембрия (тойонский ярус) – средний ордовик (Руженцев и др., 2012; Минина, 2014). По петрографическим, петро- и геохимическим критериям вулканиты свиты относятся к высокоглиноземистым, низкотитанистым породам, подразделяются на высококалийную известково-щелочную и шошонит-латитовую серии (Гордиенко и др., 2010; Ланцева, 2014). Установлено прорывание вулканитов монцонитами с возрастом в 303,8 млн лет (Платов и др., 2013, Минина, 2014). Возраст олдындинской свиты определен в интервале ранний кембрий – средний ордовик (Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2013). Все породы разреза свиты Озёрного рудного узла в разной мере насыщены сульфидами, главным образом пиритом.

Сульфидные рудные тела приурочены к нескольким стратиграфическим уровням разреза рудовмещающей толщи и представляют собой серию расположенных друг над другом пластовых и пластообразных залежей, разделенных безрудными слоями осадочных и вулканокластических пород мощностью от 5 до 30 м.

Выделяются три рудоносных уровня с интервалами 300–600 м. Первый уровень сложен колчеданно-полиметаллическими рудами собственно Озёрного месторождения. Второй уровень объединяет бедные колчеданные руды, залегающие среди туффитов и туфолов на глубинах до 880 м. Третий представлен колчеданными и колчеданно-полиметаллическими рудами в туффитах в интервале глубин 950–1450 м.

Колчеданно-полиметаллические руды Озёрного месторождения (первый уровень) залегают до глубины 350 м и приурочены к верхней подсвите олдындинской свиты. В пределах месторождения условно выделяются два продуктивных горизонта - первый (нижний) и второй (верхний). Мощность основной продуктивной толщи колеблется от 140 до 230 м. Протяженность рудных залежей по простиранию от 480–900 до 1900–2340 м, при ширине в плане от 50–100 до 400–500 м.

Разрез отложений продуктивной толщи Озёрного месторождения до глубины 350 м включает 12 рудных залежей, представляющих собой серию расположенных друг над другом пластообразных рудных тел, разделенных безрудными слоями осадочных и вулканокластических пород мощностью от 5 до 30 м (рис. 14).

По морфологии и внутреннему строению выделяют четыре группы рудных тел: 1) пластовые залежи, выдержанные по форме и распределению колчеданного оруденения; 2) ленточные пластообразные залежи неоднородного внутреннего строения; 3) сложные по форме пластообразные залежи с неравномерным распределением колчеданного оруденения; 4) линзовидные залежи небольших размеров.

Протяженность рудных тел 1300-2340 м. Мощность тел существенно колеблется, возрастая от флангов к центральным частям в 2-3 раза, она варьирует от 1 до 30-50 м, чаще составляя 5-15 м. Максимальная глубина залегания самого нижнего тела основной продуктивной толщи 200-340 м. Границы рудных тел обычно четкие и резкие.

В карьере Озёрнинского ГОКа вскрыта продуктивная толща, включающая рудные горизонты и безрудные интервалы (рис. 16). Рудные залежи залегают, в целом, согласно с вмещающими породами.

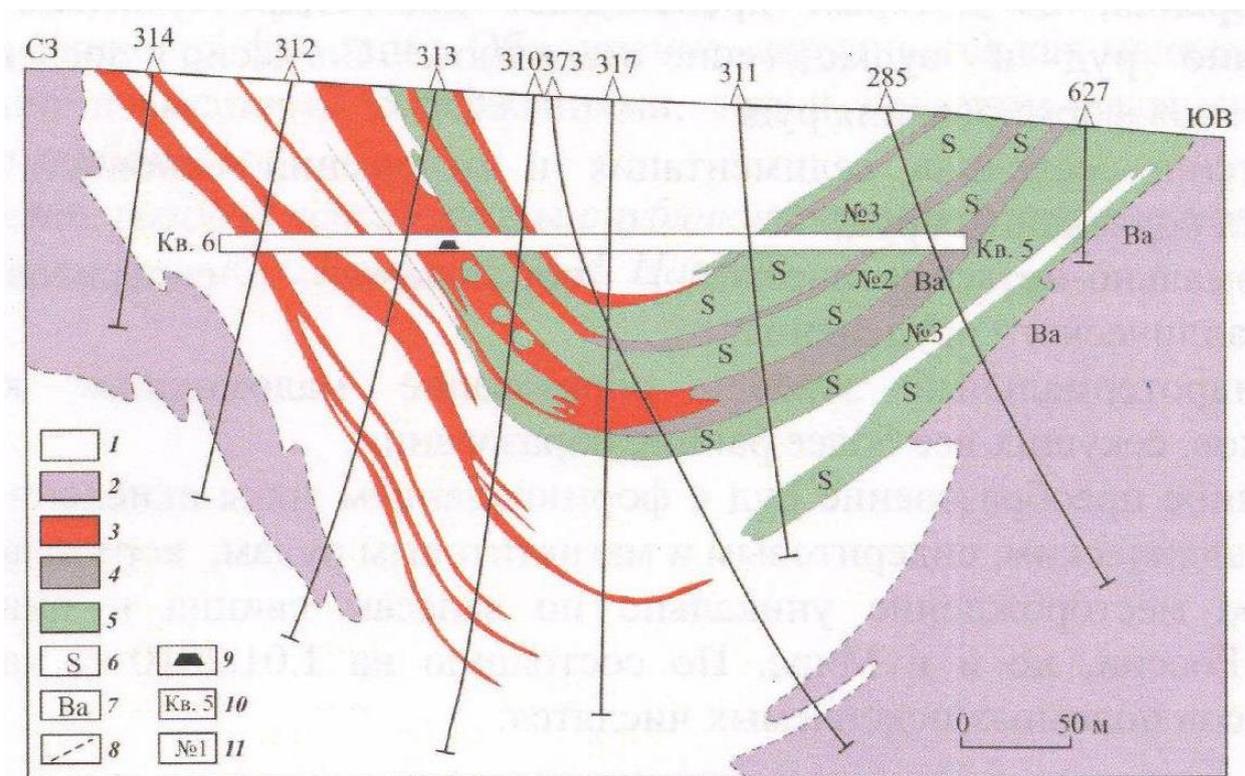


Рис. 15. Схематизированный геологический разрез по разведочной линии 41 (по Ковалев и др., 2005).

1 – вмещающие вулканогенные, туфотерригенно-карбонатные породы; 2 – те же породы, измененные процессами кремнещелочного метасоматоза; 3 – пластовые тела сульфидных полиметаллических руд; 4 – перекристаллизованные сульфидные полиметаллические руды; 5 – сидериты; 6 – прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация; 7 – баритовая минерализация; 8 – геологические границы; 9 – штольня; 10 – квершлаг; 11 – номера пластовых рудных залежей.



Рис. 15. Общий вид карьера Озёрного месторождения (а, б)

Внутреннее строение рудных тел неоднородно, с чередованием слоев колчеданно-полиметаллических руд, в различной степени оруденелых туфов, туффитов, туфоалевролитов, туфопесчаников и разнообломочных брекчий. Брекчии состоят из обломков (до 20%) преимущественно светло-серых и белых известняков, туфо-терригенных и терригенных пород, аналогичных породам, вмещающим эту брекчию. Седиментационные рудные брекчии (рис. 16) относятся к двум типам.



Рис. 16. Рудные брекчии Озёрного месторождения

Первый тип представляет обвально-оползневые образования гравитационного генезиса (олистостромы), слагающие линзовидные тела, мощностью от первых десятков до 200 метров. Они имеют хаотическое строение с неравномерным распределением включений среди матрикса и лишь на отдельных участках наблюдается некоторая упорядоченность обломков и ориентировка их по слоистости (рис. 17, а, б).



Рис. 17. Брекчии первого типа (а, б)

Второй тип брекчий относится к отложениям зерновых потоков, это мелко-среднеобломочные (1-3 до 10 см) «пудинговые» конглобрекчии (рис. 18, а, б).



Рис. 18. Брекчии второго типа (а, б)

Цементирующая масса брекчий представлена неяснослоистыми песчаниками, туфопесчаниками, туфоалевролитами с примесью зерен гравийной размерности, аналогичными по составу вмещающей слоистой толще.

Свинцово-цинковые руды делятся на колчеданные и колчеданно-сидеритовые, составляя 70% запасов. Главные рудные минералы - пирит и сфалерит, второстепенные - галенит и магнетит. К редким относятся арсенопирит, халькопирит, пирротин, марказит, борнит, тетраэдрит, самородное серебро. Нерудные минералы представлены кальцитом, анкеритом, сидеритом, доломитом, кварцем. По текстурному облику среди колчеданно-полиметаллических руд выделяются полосчатые, брекчиевидные и вкрапленные. В промышленных концентрациях содержат цинк, свинец, серу, попутные серебро и кадмий. Содержание свинца в рудах варьируют от 0.3 до 1.5 %, цинка - от 4.0 до 7.5 %. По текстуре и минералогическому составу руды подразделяются на: 1) сплошные, состоящие из пирита (на 70-75%), сфалерита и галенита; суммарное содержание свинца и цинка 6-7%; 2) полосчатые - с чередованием полос пиритового и галенит-сфалеритового состава, с содержанием свинца и цинка 10-20 %, они составляют около половины (48,3 %) руд; 3) брекчиевидные, в которых обломки известняков и сидеритов сцементированы пиритом, сфалеритом и галенитом; содержание свинца и цинка не более 6 %; 4) бедные вкрапленные руды: пирит, галенит и сфалерит, рассеянные в туфах кислого состава и сидеритах; содержание свинца и цинка 2-4%. Брекчиевидные и вкрапленные руды составляют 35,9% от объема всех разновидностей руд. На долю колчеданно-сидеритовых и сидеритовых руд приходится 10%. Руды имеют тонкозёрнистое и скрытокристаллическое строение. Для них типично полное отсутствие меди и низкое содержание элементов-примесей, главными из которых являются мышьяк, сурьма, кадмий, серебро, германий, таллий и марганец.

По текстуре и минералогическому составу руды подразделяются на: 1) сплошные, состоящие из пирита (на 70-75%), сфалерита и галенита; 2) полосчатые - с чередованием полос пиритового и галенит-сфалеритового состава, с содержанием свинца и цинка 10-20 %; 3) брекчиевидные, в которых обломки известняков и сидеритов сцементированы пиритом, сфалеритом и галенитом; содержание свинца и цинка не более 6 %; 4) бедные вкрапленные руды: пирит, галенит и сфалерит, содержание свинца и цинка 2-4%. Брекчиевидные и вкрапленные руды составляют около 36% от объема всех разновидностей руд. Основная масса руд тонкозёрнистая и скрытокристаллическая. Характерно тонкое срастание сульфидов между собой (рис. 19).

Рудовмещающие отложения представлены чередованием туфотерригенных пород (туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфы, известняки), и крупные (до 200 м по

протяженности) линзообразные тела андезитов, базальтов и водорослевых известняков (рис. 20).

На месторождении повсеместно развита зона окисления, мощностью от нескольких метров до 20-30 м, по зонам разломов - до 50-70 м. Нижняя граница зоны окисления на глубине от 5 до 50 м неровная с образованием «карманов» и «языков», резким переходом от окисленных руд к первичным. В составе окисленных руд преобладают гидрооксиды железа, минералы свинца и цинка представлены пломбоярозитом, смитсонитом, церусситом, англезитом и пироморфитом (рис. 21).

Кроме отмеченных типов руд, на месторождении установлены многочисленные жилы, прожилки и зоны сульфидно-полиметаллической и барит-сульфидной полиметаллической минерализации, мощность которых редко превышает первые метры. В них, помимо перечисленных минералов, присутствуют халькопирит, блеклая руда, в меньших количествах борнит, самородное золото и серебро, а также сульфосоли серебра.

Околорудные изменения, носящие низкотемпературный характер, проявились в образовании метасоматитов различного состава: кварц-хлоритовых, гидрослюдисто-хлоритовых, кварц-карбонатных, барит-кальцитовых, кварц-пиритовых, кварц-сфалерит-галенитовых, сфалерит-галенит-баритовых и ряда других.

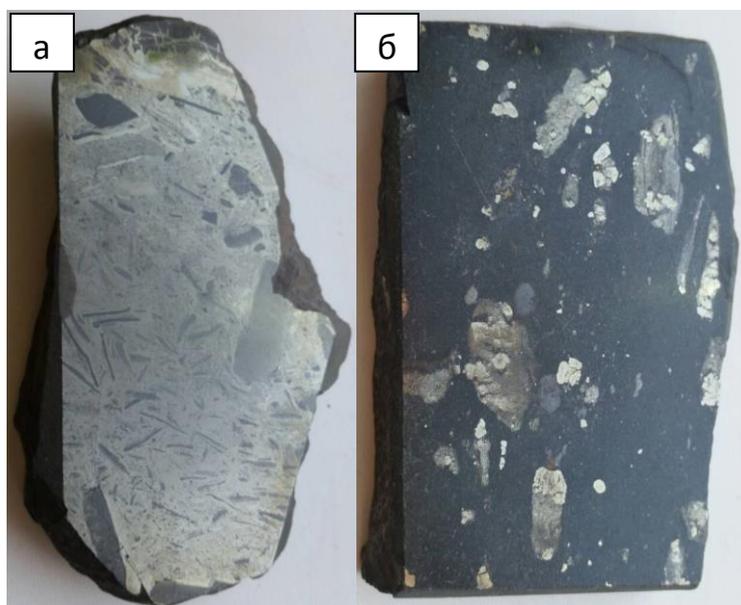


Рис.19. Массивная полиметаллическая руда (а), брекчиевая руда (б).

Образцы из коллекции Д.И. Царева.



Рис. 20. Слоистая туфотерригенная толща (а, б); олистолиты известняков и базальтов (в, г)



Рис. 21. Зона окисления в стенке карьера Озёрного месторождения

С колчеданными и колчеданно-полиметаллическими рудами на месторождении отмечается тесная пространственная и генетическая связь гидротермально-измененных пород кварц-хлорит-серицитового состава, зон железисто-магнезиальных карбонатов и баритовой минерализации. Гидротермально измененные породы образуют вдоль рудных тел зоны мощностью 3-50 м. Вдоль крутопадающих разломов сформированы зоны кварц-серицитовых метасоматитов.

Практически на всех месторождениях рудного узла, судя по многочисленным поисково-разведочным скважинам, оруденение распространяется на глубину 200 – 300 м от дневной поверхности, глубже его нет или оно имеет непромышленные параметры.

Генезис Озёрного месторождения и время его формирования до сих пор остаются дискуссионными (Царев, 1983; Царев, Фирсов, 1988; Васильев, 1977 и др.). Существует ряд точек зрения на генезис месторождения, из которых преобладают две: вулканогенно-осадочное и гидротермально-метасоматическое происхождение руд.

Согласно первой, выделяется несколько этапов формирования руд:

- 1) вулканогенно-осадочная седиментация и отложений основной массы свинцово-цинковых колчеданных руд;
- 2) гидротермально-метасоматическое образование сидеритов и барит-полиметаллического оруденения;
- 3) позднегидротермальный этап - образование маломощных кварц-кальцитовых прожилков, секущих все более ранние образования;
- 4) гипергенное преобразование руд с формированием зоны окисления по колчеданным полиметаллическим, сидеритовым и магнетитовым рудам, кора выветривания.

Гидротермально-метасоматическое происхождение руд связано с процессами метасоматоза (Царев, Фирсов, 1983). По данным этих исследователей Озёрнинский рудный узел является одним из уникальных объектов по разнообразию метасоматитов. По температурам образования процесс формирования метасоматитов протекал от высокотемпературного, предшествующего магматическому замещению, до низкотемпературного, вызвавшего аргиллизацию магматических и пирокластических горных пород. По вещественному составу основной формой метасоматитов в рудном узле является кремниевое-щелочной. Подчиненное значение имеет щелочно-алюмо-кремневый, железо-магнезиальный, известковый, сульфидный и сульфидно-окисный метасоматоз. По кислотно-основным свойствам фильтрующихся растворов главной формой метасоматического процесса является метасоматизм стадии кислотного выщелачивания и сопряженного с ним метасоматизма осаждения выщелоченных компонентов. Одной из важнейших особенностей метасоматической зональности в Озёрнинском рудном узле является зависимость ее от путей фильтрации растворов и состава горных пород, через которые фильтруется раствор. Главными путями фильтрации растворов явились разломы, заполненные дайками порфировых пород, которые также оказывают экранирующее воздействие на оруденение (Царев, 2009).

О возрастных рубежах формирования месторождения также существуют разные представления. Большинство исследователей время формирования месторождения считается раннекембрийским (Васильев, 1977; Дистанов, 1972; Гордиенко, Нефедьев, 2014 и др.). По данным Д.И. Царева, время формирования метасоматитов – мезозойское. По мнению В.С. Платова с соавторами (Платов и др., 2013) рудные объекты Озёрнинского рудного узла по генетическому типу относятся к гидротермальным постмагматическим плутоногенным и скарновым, и увязываются с позднепалеозойским магматизмом, представленным бичурским габбро-монзонит-гранитовым комплексом, входящим в состав Ангаро-Витимского батолита (Платов и др., 2013).

Предполагается, что Озёрнинский рудный узел представляет собой крупную структуру «типа несогласия», сформированную в позднем палеозое и приуроченную к зоне структурно-стратиграфического несогласия между образованиями олдындинской и тамирской свит (Платов и др., 2013). К более локальным поисковым критериям в пределах рудного узла относится тектонический контроль оруденения, представленный разрывными нарушениями и развитыми вдоль них околорудными изменениями вмещающих пород, а также литологический контроль оруденения, проявленный в частой приуроченности рудных тел к горизонтам известняков или к их контактам с силикатными породами.

Озёрное месторождение уникально по запасам свинца и цинка не только на территории России, но и в Море. В авторском варианте (Тарасова, 1969ф) на

месторождении подсчитаны запасы железных руд категории C₂ по пяти сидеритовым телам в контуре проектного карьера отработки полиметаллических руд, которые составляют 29,1 млн т руды.

Таблица 1.

Запасы руд Озёрного месторождения по состоянию на 01.01.2015 г.

Категория запасов	Руда	Содержание					Компонент				
		Zn	Pb	S _{пир}	Ag	Cd	Zn	Pb	S _{пир}	Ag	Cd
	тыс. т	%	%	%	г/т	%	тыс. т	тыс. т	тыс. т	тонн	тонн
B	19377	7.94	1.53	19.97			1538.5	298.1	3871		
C ₁	105894	5.83	1.10	20.50			6180.2	1166.1	21716		
B+C ₁	125289	6.16	1.17	20.42	35.0	0.016	7719.5	1464.2	25587	4384.1	19969
C ₂	9787	5.63	1.02	16.93	29.4	0.014	550.9	99.5	1657	287.3	1347
B+C ₁ +C ₂	135076	6.12	1.16	20.17	34.6	0.016	8270.4	1563.7	27244	4671.4	21316
C ₁ з/б	8861	2.35	0.38	17.05	0	0	208.2	33.8	1511	0	0

В ТЭО переоценки месторождения, выполненного ЦНИГРИ в 2001 году, предусмотрен открытый способ разработки месторождения карьером с годовой производительностью 6 млн.т руды, применение современных технологических и технических решений с использованием рентгенорадиометрического обогащения на стадии рудоподготовки. Предлагается создание предприятия с законченным циклом производства рафинированного свинца, чушкового цинка, серебра, кадмия, серной кислоты. Экономическая эффективность сравнительно невысокая.

Лицензия на право пользования недрами Озёрного месторождения с целью добычи полиметаллических руд была выдана в 2004 г. ООО «Техпроминвест» как победителю аукциона, состоявшегося 26 февраля 2004г. в г.Улан-Удэ. Общество с ограниченной ответственностью «Техпроминвест» – дочернее предприятие инвестиционно-финансовой компании «Метрополь» (г. Москва). Лицензия УДЭ 12568 ТЭ выдана Министерством природных ресурсов РФ в 2004г. и зарегистрирована 3 августа 2004 г. за № 3494. Срок окончания действия лицензии 15 июня 2024 г. Ведутся проектные работы.

Проект освоения месторождения, подготовленный ОАО «Сибирский научно-исследовательский институт цветной металлургии» (г. Красноярск), находится на Главной государственной экспертизе и Государственной экологической экспертизе. На карьере ведутся вскрышные работы. Первая очередь горнодобывающего предприятия производительностью один миллион тонн руды в год введена в эксплуатацию в 2011 г., начата отсыпка грунта под основание автодорог общей протяжённостью 3.3 километра для доступа на будущие площадки ГОКа. Идет добыча руды из пяти самых характерных рудных тел Озёрного месторождения, в том числе руды, необходимой для работы опытно-промышленной установки - её строительство осуществляется на участке площадью 3.2 гектара. Разработка месторождения осуществляется открытым способом (рис. 22).

Проектом выбрана стандартная схема рудоподготовки, включающая двухстадиальное дробление и трехстадиальное шаровое измельчение. Это связано с мелкозёрнистой структурой руд и взаимными прорастаниями рудных и безрудных минералов. Обогащение включает передел свинцовой флотации, передел цинково-пиритной флотации, передел цинковой флотации. Обогащение затрудняется как мелкими размерами зерен, сравнительно невысокими содержаниями, так и широким развитием среди не рудных минералов карбонатов.

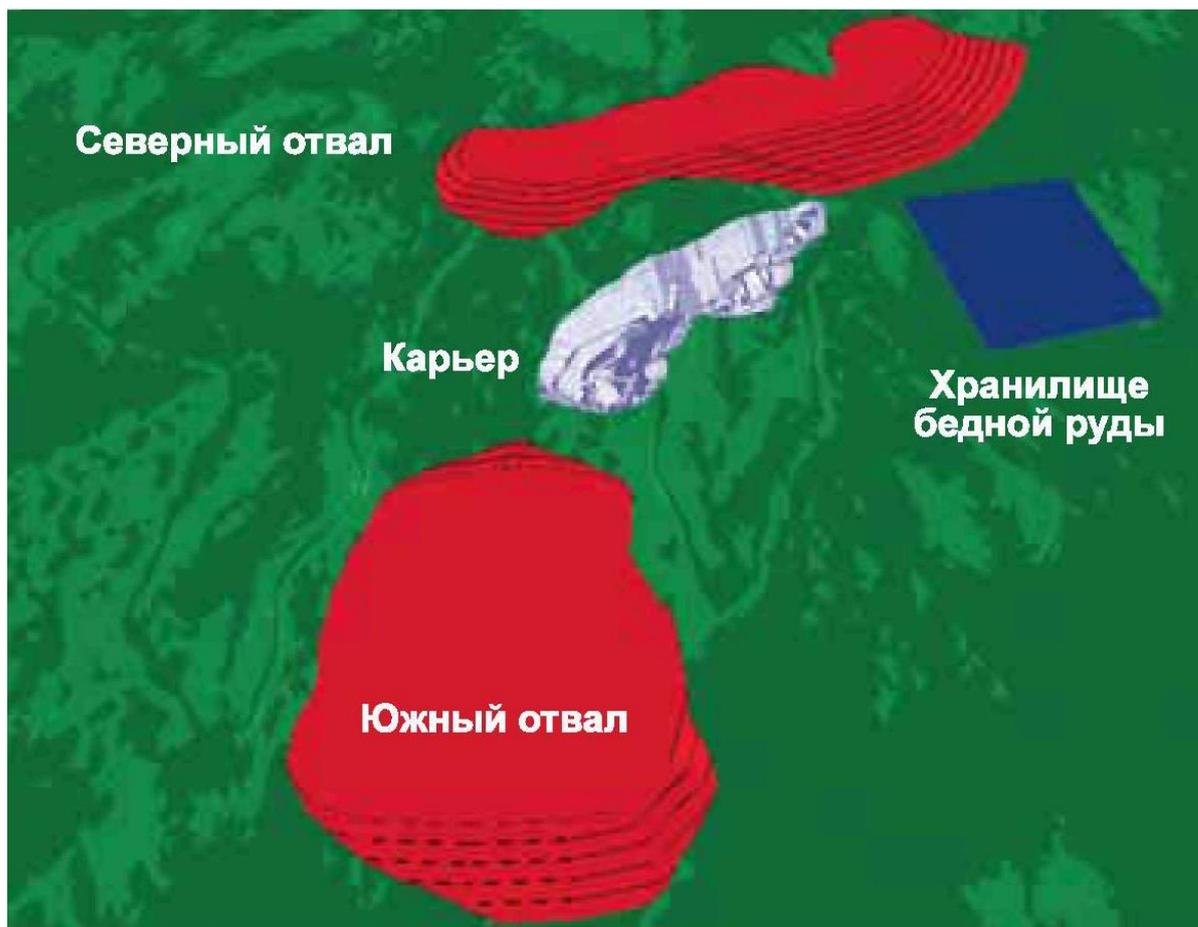


Рис. 22. Схема расположения карьера, отвалов и хранилища бедной руды на месторождении Озёрное.

ЕРМАКОВСКОЕ ФТОР-БЕРИЛЛИЕВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Ермаковское месторождение бериллия по особенностям геологического строения качеству руд, по богатству и разнообразию минеральных ассоциаций (табл. 2) представляет собой интереснейший уникальный геолого-минералогический объект мирового масштаба.

Месторождение расположено в Западном Забайкалье, в юго-восточной части республики Бурятия в 160 км к восток-юго-востоку от г. Улан-Удэ и в 5 км от поселка Новокижингинск. Месторождение относится к берtrandит-фенакитовой рудной формации (геолого-промышленный тип – берtrandит-фенакит-флюоритовых метасоматитов), к флюорит-берtrandит-фенакитовому минеральному типу (Куприянова и др., 2011). Оно было открыто в 1964 г. Г. А. Ермаковым при проведении геологической съемки масштаба 1:200000. Ермаковское месторождение обрабатывалось с 1975 по 1989 г., в настоящее время оно вскрыто карьером (рис. 23), который частично затоплен (рис. 24) кроме этого сохранились весьма интересные в минералогическом отношении рудные отвалы.



Рис. 23. Ермаковское месторождение: космоснимок карьера.



Рис. 24. Ермаковское месторождение: озеро на дне карьера.

Таблица 2.

Минералы бериллия, известные на Ермаковском месторождении.

Фенакит	Phen	$\text{Be}_2 [\text{SiO}_4]$
Бертрандит	Bert	$\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2$
Эввидимит	Eudd	$\text{Na}[\text{BeSi}_3\text{O}_7](\text{OH})$
Мелинофан	Mlph	$\text{Ca}(\text{Na}, \text{Ca})\text{BeSi}_2\text{O}_6\text{F}$
Лейкофан	Leuc	$\text{CaNaBeSi}_2\text{O}_6\text{F}$
Миларит	Milr	$\text{KCa}_2(\text{Al}, \text{Be})_3[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}] \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$
Бавенит	Bavn	$\text{Ca}_4(\text{BeOH})_{2+x}\text{Al}_{2-x}\text{Si}_9\text{O}_{26-x}$
Гельвин	Helv	$\text{Mn}_4[\text{BeSiO}_4]_3\text{S}$

Геологическое строение месторождения

Геологическое строение месторождения, состав руд и их генезис изучались многими исследователями. Наиболее полные сведения о месторождении представлены в производственных отчетах и в публикациях А.И. Гинзбурга и др. (1965, 1969, 1975, 1979), В.И. Гальченко и др. (1968), Я.А. Косалса и др. (1978), Н.П. Заболотной (1974), М.И. Новиковой и др. (1975, 1994). В более поздних работах детально охарактеризованы: последовательность образования интрузивных пород рудного поля (Рейф, Ишков, 1999; Лыхин и др., 2001; 2015); условия кристаллизации и дегазации штока эгириновых гранитов и состав магматических флюидов (Рейф и др., 2003, 2005; Рейф 2008; Reyf, 2004); особенности строения прожилковых Fe руд и металлоносность рудообразующих растворов (Стельмачонок и др., 2001; Дамдинова, Рейф 2004, 2005, 2008, Дамдинова и др., 2018).

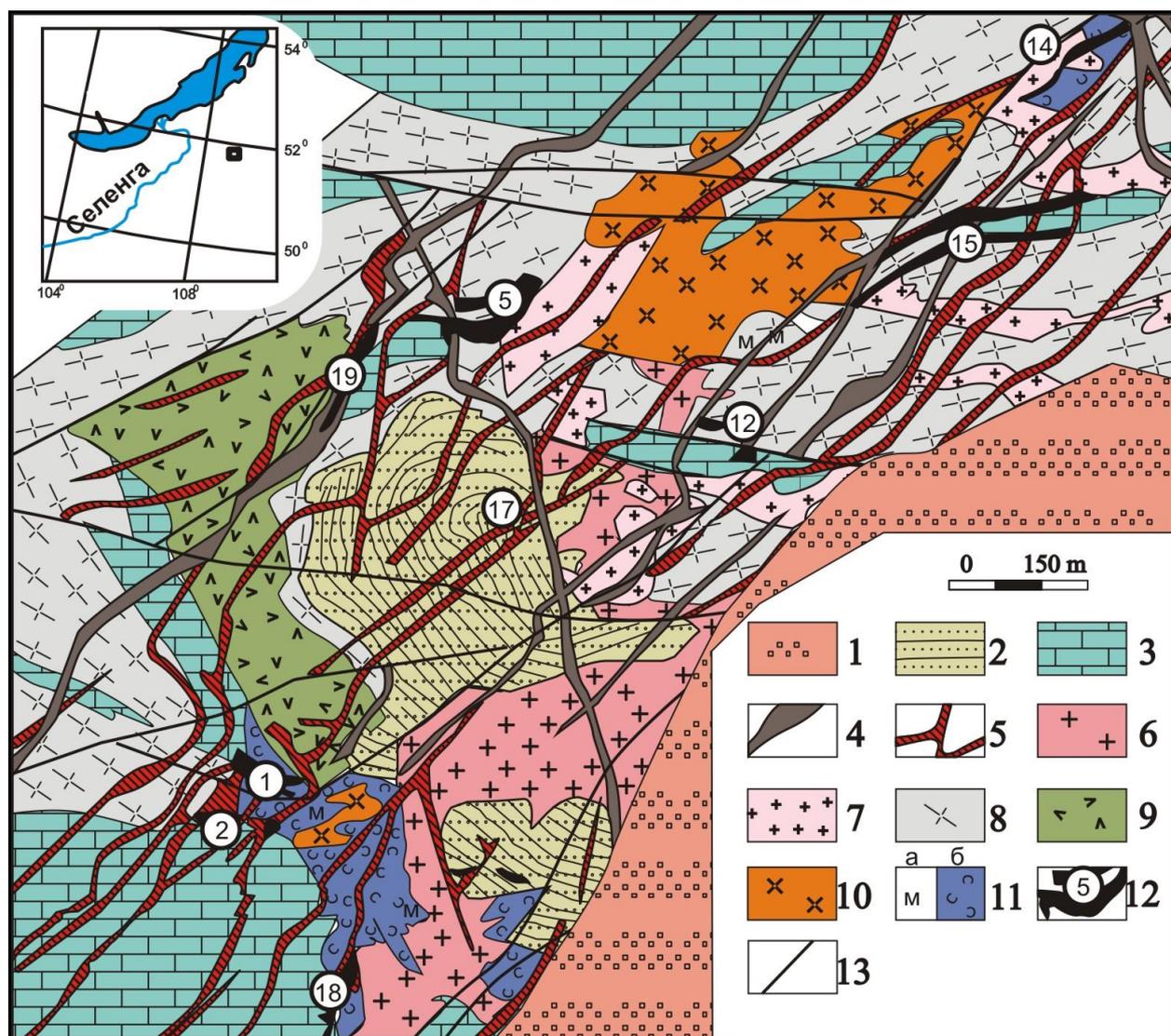


Рис. 25. Схема геологического строения Ермаковского месторождения (по материалам В.И. Гальченко, В.П. Шабанова).

1 – конгломераты, гравелиты, песчаники; 2 – метаморфизованные песчаники с прослоями известняков и сланцев; 3 – доломиты; 4 – дайки сиенит-порфиров; 5 – дайки диоритовых порфиров; 6 – лейкократовые субщелочные граниты (массив «Шток»); 7 – граниты, гранодиориты; 8 – кристаллические сланцы; 9 – габбро, габбро-диориты; 10 – сиениты; 11 – скарны; 12 – рудные зоны и их номера; 13 – тектонические нарушения.

Ермаковское Fe-Ve месторождение находится в Западном Забайкалье, в пределах Удино-Витимской зоны Баргузино-Витимского микроконтинента (Гусев и др., 1995;

Ярмолюк и др., 2000), являющегося составным элементом структуры каледонского складчатого обрамления Сибирской платформы. Удино-Витимская зона отвечает краевой части микроконтинента, граничащей со структурами Монголо-Охотского пояса, на протяжении фанерозоя она неоднократно вовлекалась в процессы тектоно-магматической переработки. Геологическое строение зоны в основном определяют комплексы в разной степени метаморфизованных пород и массивы гранитоидов. Глубоко метаморфизованные породы представлены гнейсами и кристаллическими сланцами, условно относившимися к малханской серии среднего протерозоя. Эта серия прорвана гнейсовидными гранитами и гнейсогранитами заганского комплекса предположительно того же возраста. Менее метаморфизованные образования представлены карбонатно-терригенными толщами, в составе которых участвуют мраморы, сланцы, песчаники, кварциты. Они относятся к тыпинской свите и датируются поздним рифеем-кембрием. Метаморфические комплексы прорваны многочисленными гранитоидами, условно относимыми к ряду разновозрастных комплексов – джидинскому, баргузинскому, витимканскому, зазинскому и другим. Наиболее поздними в ряду гранитоидов этой части Забайкалья являются щелочные граниты и сиениты малокуналейского комплекса, возраст которых определен Rb-Sr методом в 233 ± 5 млн. лет (Шергина и др., 1979). Их возрастным и вещественным аналогом среди кислых пород района являются вулканы цаган-хунтейской бимодальной базальт-комендитовой свиты. Самые молодые геологические образования района – это вулканогенно-осадочные толщи, выполняющие позднемезозойские-кайнозойские впадины.

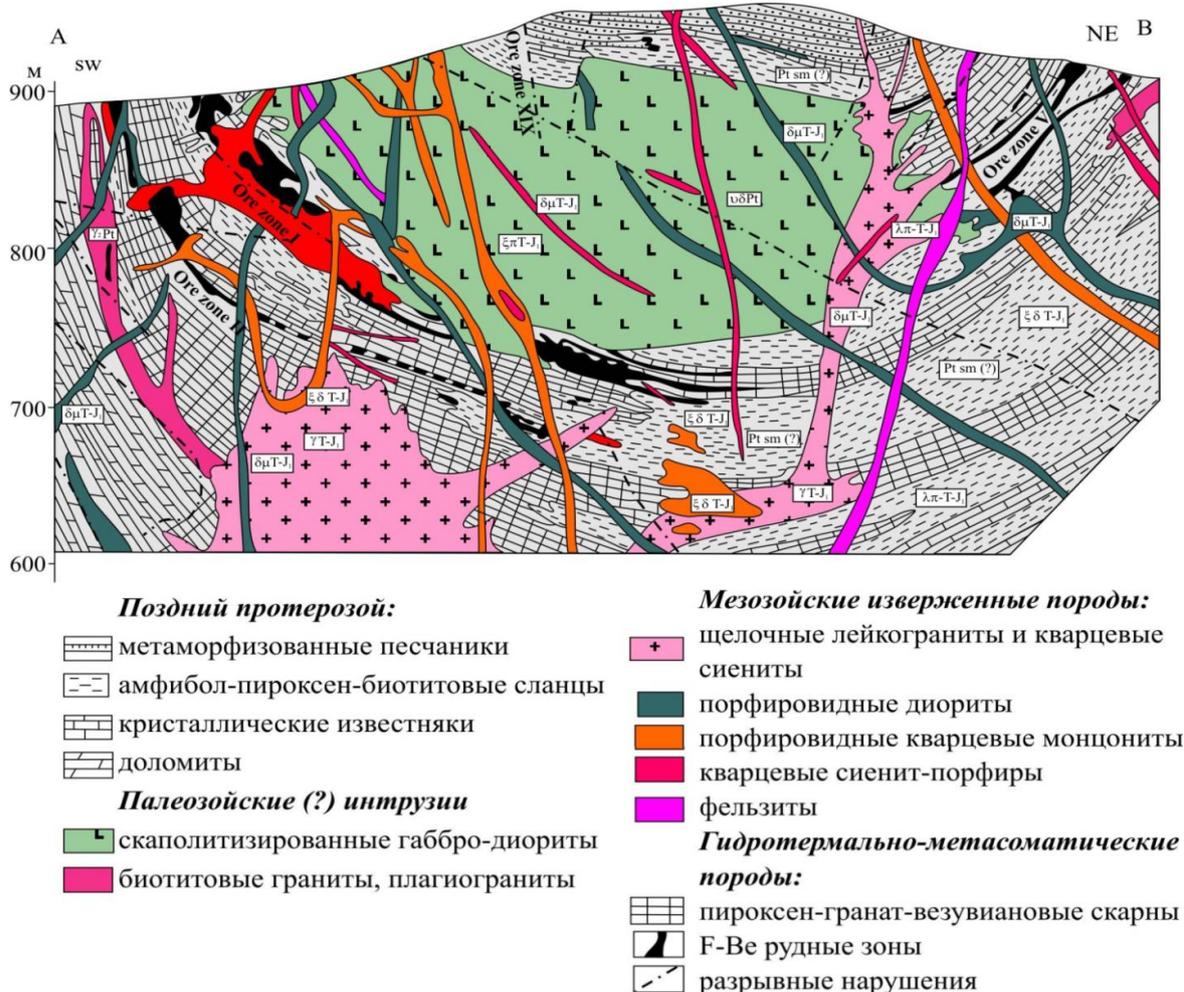


Рис. 26. Геологический разрез Ермаковского месторождения.

Ермаковское месторождение локализовано в метаморфизованных карбонатно-терригенных отложениях условно рифей-палеозойского возраста (рис. 25, 26), слагающих сравнительно большой (10–12 км²) провес кровли в поле преобладающего распространения

палеозойских гранитоидов, в прибортовой части Кижингинской впадины, выполненной мезозойскими осадочно-вулканогенными отложениями (Гинзбург и др., 1965).

Породы, непосредственно вмещающие оруденение, представлены осадочной толщей, метаморфизованной в условиях альмандин-амфиболитовой фации. Толща дислоцирована в синклинальную структуру, в ядре которой обнажаются песчаники и кристаллические сланцы, а в крыльях – доломиты. На месторождении, в главном карьере, достигающем глубины 90 м, в основном вскрыты кристаллические сланцы и известняки средней части толщи (рис. 27). Кристаллические сланцы, по мнению исследователей месторождения, образовались при метаморфизме относительно глубоководных глин (Новикова и др., 1994). По данным Д.А. Лыхина (2001) состав этих пород близок к щелочным базитам, иногда в них можно наблюдать обломочную текстуру, похожую на туфовую. Кристаллические доломиты нижней части разреза в главном карьере месторождения отмечаются только в его южной части.



Рис. 27. Вид с южного борта главного карьера Ермаковского месторождения

Интрузивные породы

Большая часть площади Ермаковского рудного поля занята интрузивными породами. На основе геологического изучения выделено 3 магматических этапа: дорудный, синрудный и пострудный. К первому относится массив габброидов, дайки и малые тела гранитоидов и пегматитов, а также гнейсограниты заганского комплекса, ко второму – штокообразные массивы щелочных кварцевых сиенитов «Сиенит», щелочных лейкогранитов «Шток» и различные по составу дайки малокуналейского комплекса, которые формировались одновременно с процессами рудообразования. (Лыхин, Ярмолук, 2015). Пострудный этап представлен дайкой трахириолитов кижингинского комплекса.

Формирование интрузивных пород, развитых в районе Ермаковского месторождения, происходило в два этапа: домезозойский, охватывающий значительный временной интервал от позднего протерозоя до палеозоя включительно, и мезозойский. На участке месторождения домезозойские интрузивные породы обрамляют останец осадочно-метаморфических пород верхнего протерозоя – нижнего кембрия и представлены двумя

группами пород: габброидами и гранитоидами. Габбро и габбро-диориты являются наиболее ранними магматическими породами и образуют согласное межпластовое тело, приуроченное к ядерной части синклинальной складки. Они представляют собой средне-крупнокристаллические породы массивной, массивно-пятнистой, реже грубополосчатой текстуры. Главные минералы – роговая обманка, моноклинный пироксен, плагиоклаз, скаполит; второстепенные и акцессорные – калиевый полевой шпат, кварц, биотит, апатит, сфен, карбонат, эпидот, пренит, хлорит, пирит, магнетит, ильменит, циркон. Содержание темноцветных минералов колеблется от 20 до 60%. По химическому составу эти породы относятся к нормальному ряду меланократовых пород, недосыщенных кремнеземом и бедных щелочами. Для них характерны низкие содержания бериллия (1–2 г/т).

Апофизы домезозойских гранитоидов слагают межпластовые и секущие тела в южной и северной частях месторождения. По составу они отвечают биотитовым гранитам, реже лейкократовым плагиогранитам и роговообманково-биотитовым гранодиоритам. Иногда в них проявлена гнейсовидность, встречаются пегматоидные обособления. Граниты, как правило, в различной степени изменены процессами микроклинизации и по содержанию щелочей не уступают субщелочным мезозойским гранитам. Для домезозойских гранитоидов характерно низкое содержание акцессорных минералов (апатита, рутила, циркона), кларковое содержание бериллия и фтора (Новикова и др., 1994).

Мезозойские интрузии представлены комплексом даек субщелочных пород среднего – кислого состава и штокообразным телом эгириновых гранитов. Последние являются производными щелочногранитной магмы, т.к. повсеместно содержат щелочной пироксен – эгирин. Однако в большинстве случаев он псевдоморфно замещен агрегатом гематита и кварца (\pm альбит и сидерит), что указывает на частичный вынос Na в постмагматический период. Из-за этого по химическому составу породы соответствуют гранитам субщелочного ряда.

В восточной части месторождения граниты выходят на поверхность в виде небольшого (0.2 км²) сложного по форме тела, сопровождающегося многочисленными апофизами. По данным бурения на глубине 100-150 м граниты образуют вытянутый в северо-восточном направлении штокообразный массив протяженностью 1000–1200 м при ширине 300–400 м (Новикова и др., 1994). Ермаковский гранитный шток (массив «Шток») представляет собой дискордантное интрузивное тело, сопровождающееся многочисленными апофизами. В доступном для наблюдения интервале глубин Ермаковский шток сложен породами трёх интрузивных фаз (рис. 28). Ранние порфириовидные граниты (Gr1) залегают среди метаморфических пород в виде отдельных даек и образуют разного размера (до нескольких м³) округлые и остроугольные ксенолиты в более молодых гранит-порфирах (Gr2), которые составляют более чем 90 % объёма интрузива (рис. 29, врезка В). Характерной особенностью гранитов является присутствие микроскопических (20-80 мкм) включений флюорита в фенокристаллах кварца. В кварце основной массы гранитов первой и второй фаз количество флюорита увеличивается, а в гранитах третьей фазы появляются отдельные зёрна, размером до 0.5 мм. Во многих случаях кварцевые зёрна наряду с флюоритом содержат включения микроклина, что указывает на магматическое происхождение обоих.

Гранит-порфиры сложены кварцем и пертитовым щелочным полевым шпатом, образующими округлые идиоморфные фенокристаллы размером 5-7 мм и тонкозёрнистую основную массу. Как Gr1, так и Gr2 пересекаются многочисленными тонкими (< 20 см) дайками тонко- и среднезёрнистых гранитов (Gr3, рис. 28, врезка С).



Рис. 28. Схематическая геологическая карта центральной части Ермаковского месторождения (Reyf, 2004).

В некоторых случаях апофизы и относительно тонкие (0.6-3 м) эндоконтактовые зоны Ермаковского штока, сложенные равномернозёрнистыми мелко-среднезёрнистыми гранитами, содержат дендритовые кристаллы кварца и эгирина, располагающиеся перпендикулярно контакту. Такие однонаправленные текстуры образуются в тех случаях, когда расплав переохлаждён и имеется достаточный температурный градиент. Соответственно, зоны с дендритовыми кристаллами могут рассматриваться в качестве зон закалки. Закалочные зоны в гранит-порфирах на контакте с гранат-пироксеновыми и везувиановыми скарнами показывают, что последние были образованы перед внедрением Ермаковского штока. В противоположность этому более древние тела гранитов лишены закалочных зон и именно с ними связаны процессы скарнообразования.

В апикальной части штока среди гранитов второй фазы (Gr2) встречаются жилы и линзы пегматитов (Pgm) мощностью 0.1-0.4 м и протяжённостью 10-40 м. Во внутренних зонах пегматитов кварц и полевопшпат образуют грубозёрнистые агрегаты или отдельные мегакристы (до 6 см в длину), погружённые в тонкозёрнистый аплитовидный гранит, составляющий краевые зоны. Игольчатые микрокристаллы эгирина встречаются во внешних зонах некоторых кварцевых фенокритов, тем не менее, они обычны и в основной массе кварца. Сантиметрового размера шпирты пегматитов также встречаются в некоторых дайках третьей фазы. Эти пегматиты образовались за счёт сегрегации остаточного расплава в результате *in situ* кристаллизации Gr2 и Gr3.

В последовательности от первой фазы к третьей (Gr1 → Gr3) в гранитах увеличивается содержание SiO₂, Fe₂O₃, Rb, Zr, Nb, Th и уменьшается Sr и Y (табл. 3). Это показывает, что частичная сепарация полевопшпата происходила в период между внедрением Gr1, Gr2 и Gr3. По сравнению с щелочными гранитоидами Забайкалья (Занвилевич и др., 1985), граниты второй фазы, слагающие основной объём Ермаковского штока, более чем в два раза

богаче F, Rb, Zr, Nb, Ni, Cu, Pb, Mn и обеднены Sr и Ba. Различия в Be, Y и Mo не существенны.

Таблица 3.

Средний состав гранитов Ермаковского штока (мас. %, ppm).

Порода	Gr1	Gr2	Gr3	Pgm
n	5	6	4	1
SiO ₂	72.96	74.77	75.28	71.95
TiO ₂	0.30	0.30	0.32	0.36
Al ₂ O ₃	11.58	11.45	10.63	9.40
Fe ₂ O ₃	1.61	2.15	2.98	2.35
FeO	1.56	1.00	1.31	0.72
MnO	0.08	0.09	0.03	0.01
MgO	0.16	0.11	0.07	0.08
CaO	1.34	0.60	0.43	5.40
Na ₂ O	4.06	3.92	3.52	3.12
K ₂ O	4.30	4.20	4.01	3.56
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.04	0.04
CO ₂	0.57	0.36	0.17	0.16
LOI	1.73	1.13	1.13	2.60
F	0.56	0.32	0.23	3.36
S	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
Total*	100.84	100.46	100.14	103.10
ASI	0.84	0.95	0.97	0.50
Be	7.4	5.2	6.0	5.0
Li	57.7	23.9	23.3	27.0
Cs	4.4	3.8	3.6	2.5
Rb	297	319	345	235
Zr	1998	2663	4493	1960
Nb	117	158	325	105
Th	27	43	68	34
Y	113	94	90	435
Sr	85	57	26	285
Ba	95	110	50	40
Ni	18	15	31	10
Cu	9	12	5	19
Zn	140	159	131	130
Pb	40	48	68	33
Mo	<5	<5	<5	13
<i>Q</i> % norm.	31.1	35.1	38.2	35.2
<i>Or</i>	25.9	25.2	24.1	21.7
<i>Ab</i>	33.9	33.6	30.2	27.2
<i>An</i>	1.3	1.3	1.4	1.2

Total* - сумма оксидов + F.

Дайковая серия представлена многочисленными небольшими интрузиями мощностью от 0.5 до 15 метров и протяжённостью от 100 до 1000 м, ориентированными в субмеридиональном направлении вдоль границы с соседней тектонической депрессией.

Дайки порфировидных диоритов и кварцевых монцонитов, представляющие наиболее ранние образования дайковой серии, встречаются как на площади месторождения, так и за его пределами, тогда как более молодые дайки порфировидных кварцевых сиенитов локализованы преимущественно вблизи месторождения и только иногда выходят за его пределы на 1-2 км. Самая молодая фельзитовая дайка находится внутри рудного поля и отличается от предыдущих северо-западной ориентировкой.

На стадии разведки месторождения считалось, что дайки субщелочных средних-кислых пород являются "послегранитными", но дорудными. Однако изучение карьера, вскрывшего месторождение на глубину около 70 м, потребовало корректировки этой схемы (Рейф, Ишков, 1999). Оказалось, что небольшие тела гранитов и граносиенитов, прорываемые дайками и ранее считавшиеся апофизами штока эгириновых гранитов, на самом деле таковыми не являются, т.к. в отличие от последних, обогащены плагиоклазом, содержат биотит или роговую обманку, а не эгирин, а также лишены фенокristов кварца и зон закалки. Сам шток прорван только дайкой фельзит-порфиров (см. рис. 6), тогда как диоритовые порфириды и кварцевые сиенит-порфиры обнаружены в нем в виде ксенолитов и, следовательно, являются "догранитными".

По неопубликованным данным геологов рудника (В.И. Гальченко, В.П. Шабанов), дайки диоритового, монцонитового и кварц-сиенитового состава на контакте с рудами содержат прожилки и гнезда флюорита с фенакитом, т.е. являются дорудными, за исключением дайки фельзит-порфиров, которая в месте пересечения с рудным телом не обнаруживает никаких изменений и, вероятно, является пострудной. Эгириновые граниты штока не вмещают рудных тел и не контактируют с ними, но локально подверглись интенсивным гидротермальным изменениям, и в таких случаях содержание Ве в них повышается в 3-4 раза. Это позволяет считать, что внедрение штока эгириновых гранитов непосредственно предшествовало или сопутствовало формированию месторождения.

По последним опубликованным данным (Лыхин и др., 2015) общая последовательность формирования интрузивных пород в рудном поле Ермаковского месторождения выглядит следующим образом: 1) послойные и секущие тела биотитовых, иногда гнейсовидных гранитов (316 ± 2 млн. лет); 2) силл габбро-диоритов (332 ± 1 млн лет); 3) дорудная свита даек основного и кислого состава – трахидолериты, трахиандезиты, трахириолиты (325 ± 3 млн. лет). Более поздние мезозойские лейкократовые эгиринсодержащие граниты (226 ± 1 млн. лет) образуют слабо эродированный (0.01 км^2 на поверхности), расширяющийся с глубиной выступ Ермаковской интрузии. Рудные тела группируются вокруг этого выступа на удалении от 100 до 400 м, но в самих гранитах F- Ве оруденение не обнаружено, хотя их локальная флюоритизация сопровождается 2-4 кратным повышением содержания Ве.

Рудовмещающая толща

Осадочно-метаморфические породы, слагающие около половины площади месторождения (см. рис. 3, 4), относятся к зун-муринской свите позднепротерозойско-раннекембрийского возраста (Новикова и др., 1994). Свита мощностью 760-800 м разделяется на 3 пачки (снизу вверх):

- 1) пачка кристаллических доломитов (мощность 260-350 м)
- 2) пачка переслаивания кристаллических известняков и сланцев (мощность 250-280 м)
- 3) пачка метаморфизованных песчаников и сланцев с редкими прослоями известняков (мощность 140-170 м).

В строении свиты отмечается ритмичность, выраженная в закономерном повторении горизонтов, сложенных однотипными породами. Каждый ритм начинается с отложения карбонатных пород, сменяющихся переслаиванием карбонатных и алюмосиликатных пород, и завершается отложением преимущественно алюмосиликатных пород. Породы свиты до

метаморфизма были представлены осадочными отложениями – доломитами, известняками, аргиллитами, песчаниками. В процессе геологического развития осадочные породы были метаморфизованы и превращены в кристаллические доломиты, известняки и сланцы. По наблюдаемым парагенезисам минералов они относятся к наиболее высокотемпературной части альмандин-амфиболовой фации метаморфизма. Выделяются три разновидности кристаллических сланцев (Новикова и др., 1994):

- 1) биотитовые со сравнительно высоким содержанием SiO_2 (57–62 мас.%) и низким – CaO (2.9–3.1 мас.%), в которых, кроме биотита и плагиоклаза, иногда присутствует кварц;
- 2) биотит-роговообманковые с содержанием SiO_2 52–54 мас.% и CaO 5–6.3 мас.%;
- 3) биотит-диопсид-роговообманковые с наиболее низким содержанием SiO_2 (46–52 мас.%) и максимальным – CaO (6.6–14.5 мас.%).

Рудовмещающей является средняя пачка толщи, представленная сложно переслаивающимися кристаллическими известняками и сланцами. В пределах пачки локализуются все основные рудные зоны (I, II, V, XII) месторождения. При этом наиболее богатые флюорит-бериллиевые руды избирательно развиваются по пластам кристаллических известняков.

Дорудные метасоматиты

С рудоносными гранитоидами связаны интенсивно проявленные постмагматические процессы, на специфику которых наложила отпечаток повышенная щелочность магматического комплекса. Дорудные метасоматиты представлены скарнами и особенно широко развитыми микроклинитами и микроклинизированными породами, занимающими крупные объемы вмещающих толщ.

Скарны и скарнированные породы. Эти породы приурочены к трещиноватым зонам и контактам гранитоидного штока и его апофиз. Скарны развивались по известнякам, габбро-диоритам, в меньшей степени по сланцам и дайкам диоритовых порфиритов. Они представляют собой массивные, пятнисто-массивные, грубополосчатые породы, главные минералы которых – диопсид, гранат, везувиан. В переменных количествах содержатся кальцит, флогопит, альбит, калиевый полевой шпат, эпидот, волластонит, скаполит, сфалерит, кварц, апатит, сфен; реже отмечаются флюорит, магнетит, гематит, галенит, пирит, молибденит, ортит (Новикова и др., 1994). По данным изучения включений в скарновых минералах, температура их образования лежит в интервале 820–720°C (Швадус, 1979). Иные границы этого интервала (705–560°C) получены Ф.Г. Рейфом.

На южном фланге месторождения по доломитам развиваются скарны с повышенным содержанием магния. Главными минералами скарнов являются: диопсид, гранат, форстерит, кальцит, флогопит, альбит, везувиан; второстепенные: эпидот, скаполит, апатит, сфен.

Альбититы и кварц-микроклин-альбитовые метасоматиты. Эти породы локально развиваются по гранитоидам в верхних частях массива, включают редкоземельную минерализацию – ортит, бастнезит, ксенотим и флюорит. Температура гомогенизации включений в минералах этих пород равна 640–690°C (Швадус, 1979).

Микроклиниты. Микроклинизация накладывается на все породы в виде гнезд, послонных и секущих жило- и линзообразных тел. Микроклин включает мелкие пертиты распада, сопровождается выделениями кварца, щелочной роговой обманки, сфеном, апатитом, рутилом. Микроклиниты широко проявляются в тех же тектонических зонах, где в последующем более локально развивается флюорит-бериллиевый метасоматоз.

Наиболее крупное тело микроклинитов с мелкозёрнистой структурой расположено в северо-восточной части месторождения в пределах субширотной полого залегающей трещиноватой зоны, под которой залегают габбро-диориты, частично скарнированные. Микроклин-пертит содержит до 40–80% альбита, кварц составляет 2–20%, местами

встречаются арфведсонит, эгирин, роговая обманка, диопсид, биотит, сфен, цоизит, флюорит. Порода в среднем содержит 18 г/т бериллия (Новикова и др., 1994).

Флюорит-бериллиевые руды

На Ермаковском месторождении выделяется 9 основных рудных зон: I, II, V, XII, XV, XVI, XVII, XVIII и XIX (Куприянова и др., 2009, 2011). Главными промышленными зонами месторождения являются I-я и II-я рудные зоны, остальные (V, XII, XVIII, XIX) имеют второстепенное значение (табл. 4).

Таблица 4.

Распределение запасов и содержание полезных компонентов по основным рудным зонам Ермаковского месторождения (И.И. Куприянова и др., 2009).

Рудные зоны	Положение в синклинальной складке	Среднее содержание, мас. %		% запасов
		флюорита	BeO	
I	Южное крыло	24.4	1.34	66.6
II	Южное крыло	8.9	0.77	4.9
V	Северное крыло	26.5	1.38	5.2
XII	Северное крыло	26.1	1.16	10.8
XV	Северное крыло	22.7	0.75	2.6
XVI	Северное крыло	22.5	0.78	2.5
XVII	Пологая мульда	18.3	0.86	6.4
XVIII	Южное крыло	29.7	0.92	0.5
XIX	Северное крыло	20.8	0.92	0.5

Руды весьма многообразны по своему облику и составу, основная их масса представлена апоизвестняковыми фенакит-бертрандитовыми метасоматитами с высоким содержанием флюорита. Существенная доля руд представлена жильным выполнением зон крупнообломочных брекчий (II, XII зона) и прожилков I-ой, II-ой зон (рис. 29).



Рис. 29. Богатые фенакит-флюоритовые прожилки в сланцах.

По данным рудничных геологов, бертрандит преобладал на верхних горизонтах месторождения, которые к настоящему времени отработаны, а на нижних горизонтах

главного карьера преобладают фенакитовые руды. Более 65% запасов Be сосредоточено в рудах I-ой рудной зоны. Основная масса руд I-ой рудной зоны представлена массивными апокарбонатными берtrandит-фенакит-флюоритовыми метасоматитами, которые отличаются характерной массивной или ячеистой мелко-среднезернистой структурой, пятнистой текстурой (рис. 30) типичной для апокарбонатных руд ряда бериллиевых и бериллий-флюоритовых месторождений.



Рис. 30. Богатая апокарбонатная флюорит-фенакитовая руда пятнистой текстуры.

Флюорит в виде изометричных зерен с округлыми или угловатыми формами или в виде кристаллов кубического габитуса (0,3–1, реже 2–3 мм) слагают основную массу (до 60% объема), а бериллиевые и другие минералы часто выполняют промежутки между его зернами. На фоне фиолетового флюорита выделяются серовато-белые округлые пятна, обогащенные фенакитом, или неправильной формы скопления берtrandита, оранжево-красные выделения микроклина и кубики пирита. Микроклин присутствует в виде гнезд (5–6 см), вкрапленников, составляя от 3–5 до 25–30%. Почти всегда встречается кальцит серовато-белой, желтоватой или розовой окраски. Иногда с кальцитом ассоциирует барит в виде гнезд величиной 1–1,5 см. Кварц в основном появляется на глубоких горизонтах и в контактах с силикатными породами. Сульфиды (пирит, реже галенит и сфалерит или халькопирит) в рудах распределяются крайне неравномерно, образуя вкрапленность и отдельные гнездовые обособления.

Основные рудные минералы слагают от 1–2 до 10% и более объема породы. Берtrandит, как правило, выполняет межзерновые промежутки флюорита. Он присутствует в виде таблитчато-призматических кристаллов (от 0,1–0,3 до 1,5 мм, изредка до 5–8 мм), образующих сноповидные, крестообразные и неправильные сростки. Фенакит часто находится в субграфическом срастании с флюоритом. В участках примерно равного распространения фенакита и берtrandита, последний концентрируется в висячем боку рудных тел, а фенакит – в лежащем.

При наложении на флюорит-берtrandит-фенакитовые руды в зонах трещиноватости карбонатной стадии минерализации берtrandит и фенакит замещаются сноповидными сростками и сферолитами бавенита, размером до 0,5–2 см (рис. 31).

Руды V-ой рудной зоны по облику, строению и по минеральному составу в целом близки рудам I-ой рудной зоны.



Рис. 31. Сферолиты бавенита в карбонатно-флюоритовой руде.

Вторая по промышленной значимости зона II, в основном уже отработанная, в отличие от массивных руд I-ой рудной зоны представлена преимущественно жильным выполнением крупнообломочных брекчий. По данным Лыхина (Лыхин и др., 2001, 2015), в рудных телах зоны II широко проявлены приконтактовые мелкозернистые оторочки, переходящие к центру рудных тел во все более грубозернистые породы, обогащенные калиевым полевым шпатом. Основные минералы II-ой рудной зоны (Новикова и др., 1994) представлены микроклином, флюоритом, шестоватым кварцем, карбонатами (кальцитом, доломитом, анкеритом), фенакитом, пиритом. Агрегаты этих минералов имеют крупнокристаллическую структуру, для них характерны крупные скопления радиально-лучистых сферолитов фенакита (0.5–2.5 см в диаметре), нарастающих на кристаллы микроклина и пирита, или сростки короткопризматических и ромбоэдрических кристаллов. Флюорит нередко образует удлиненные кристаллы в агрегатах калиевого полевого шпата. В этих рудах впервые были идентифицированы редкие литиевые слюды – сподиофиллит и тайниолит (Дамдинова, Рейф, 2005).

Руды остальных рудных зон изучены менее подробно и представляют собой разновидности вышеперечисленных типов и имеют второстепенное значение. XII-я рудная зона (рис. 32) сложена флюоритовыми или флюорит-кварцевыми агрегатами, практически лишенными бериллиевых минералов (рис. 33) (Дамдинова, Рейф, 2008). Кварц образует шестоватые кристаллы, округлые зерна или линзовидные прожилки, флюорит находится в виде зональных кубических кристаллов или зерен округлой формы, кроме того отмечаются мелкие округлые зерна флюорита рассеянные в зернах кварца. Кальцит в основном выполняет промежутки и трещинки, местами отмечаются повышенные количества галенита.



Рис. 32. Фотография карьера, вскрывающего XII рудную зону.



Рис. 33. Контакт известняков с бедной кварц-флюорит-бериллиевой рудой (XII рудная зона).

Флюорит-бериллиевые руды, в которых бериллий сконцентрирован в основном в миларите и бавените (рис. 34), пространственно обособлены в от флюорит-фенакит-бертрандитовых руд. Большая часть их отмечается в районе восточного фланга I-ой и II-ой рудных зон и южного фланга XVII зоны.



Рис. 34. Светло-зеленый милларит и сферолиты бавенита в микроклин-флюоритовом агрегате.

В зоне XVIII развивается подтип слюдисто-флюорит-бериллиевых руд, которые характеризуются неоднородным строением, обусловленным пятнисто-неравномерным распределением агрегатов листоватой Li-содержащей слюды в более равномернозернистой кварц-флюоритовой основной массе (Новикова и др., 1994).

В локальных участках, где вмещающие породы способствовали повышенной активности щелочей, развивались бериллосиликаты – лейкофан, эвдидимит, мелинофан. Например, на южном фланге месторождения, в зоне XVIII, вблизи апофизы альбитизированных эгириновых гранитов на участке развития форстеритовых аподоломитовых и аподиоритовых скарнов, помимо флюорит-фенакит-берtrandитовых, развиты руды мелинофан-лейкофан-эвдидимитового состава (Гинзбург и др., 1979; Дамдинова и др., 2018). Внешне это светло-фиолетовые, реже с пятнами темно-фиолетового цвета, породы мелко-среднезернистого строения с отдельными крупными выделениями пластинчато-листоватых сростков эвдидимита (от 0.5 до 2 см) (рис. 35). Основная масса сложена флюоритом, в меньшей мере альбитом, кальцитом, лейкофаном, мелинофаном и эвдидимитом (рис. 36), характеризуется петельчатой, пойкилитовой и субграфической структурами, редко отмечается гельвин. До изучения Ермаковского месторождения эвдидимит как весьма редкий минерал был известен лишь в высокощелочных (нефелиновых) пегматитах Норвегии, Гренландии и Хибин.

Молибденовая минерализация в Ермаковском месторождении представлена несколькими типами. Рассеянный молибденит, в ассоциации с пиритом и постмагматическим флюоритом, приуроченные к зонам альбитизации в Gr2, представляют первый тип Mo минерализации (Mo1). По сравнению с неизменёнными гранитами (Gr2), альбитизированные породы сильно обогащены Mo, деплетированы Zr и Nb, и имеют разные содержания Be. Второй тип молибденовой минерализации (Mo2) приурочен к западным апофизам Ермаковского штока и представлен тонкой сетью кварцевых прожилков, содержащих немного флюорита и обогащённых молибденитом, монацитом, ильменоругилом и лишённых Be минералов. Сходная сеть богатых молибденитом прожилков пересекает биотитовые сланцы в 300 м к северо-западу от штока. Это третий тип Mo минерализации (Mo3). В этом случае жилы состоят из олигоклаза, андрадит-гроссулярового граната,

кальцита, подчинённых везувиана, пирита и большого количества позднего молибденита. Флюорит для этого типа минерализации не характерен, Ве минералы не обнаружены.

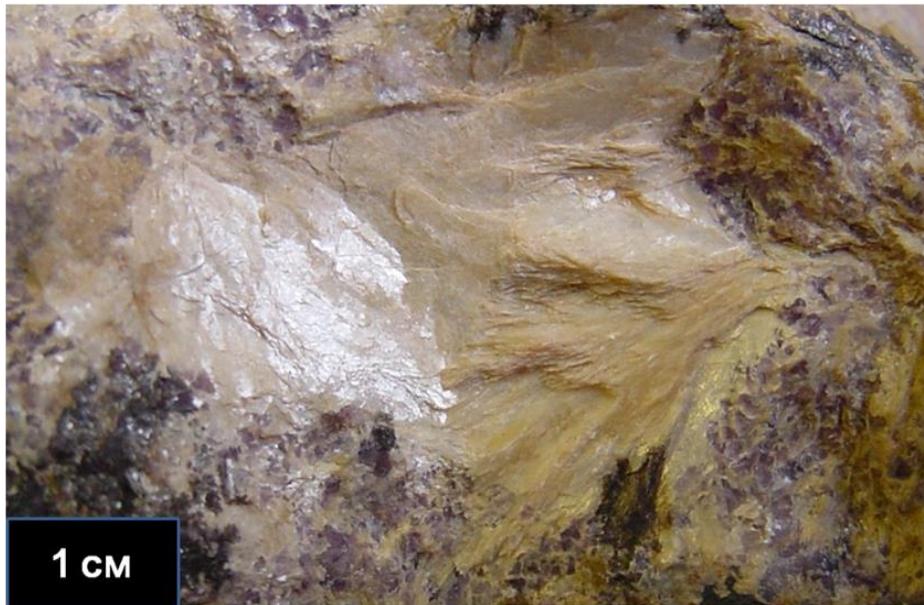


Рис. 35. Пластинчатые агрегаты эвидимита среди фенакит-флюоритовой руды.

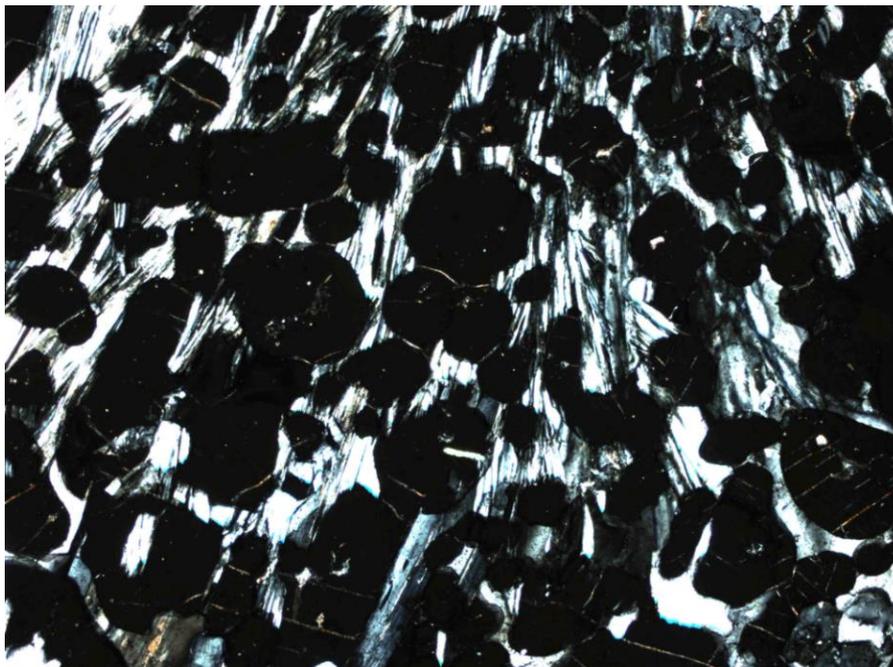


Рис. 36. Пластинчато-сноповидные агрегаты эвидимита среди округлых зерен флюорита.

В путеводителе частично использованы фотографии, любезно предоставленные И.И. Куприяновой.

Публикации, использованные при подготовке путеводителя

1. *Беличенко В.Г.* Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977, 133 с.
2. *Беличенко В.Г.* Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., Наука, 1969, 207 с.
3. *Беличенко В.Г., Комаров Ю.В., Мусин Ю.Б.* и др. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье). М., Наука, 1962, 156 с.
4. *Васильев И.Л.* Геология Еравнинского рудного поля. Новосибирск: Наука, 1977, 126 с.
5. *Ветров Д.В.* Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Прибайкальская Лист N-49-XXVI. Объяснительная записка. М.: Недра, 1968. 70 с.
6. *Гальченко В.И., Булнаев К.Б.* Условия локализации и особенности генезиса одного из рудкометалльно-флюоритовых месторождений Забайкалья // Минералого-петрографические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1968. С. 112–123.
7. *Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия* / Под. ред. А.И. Гинзбурга. М., Недра, 1975, 248 с.
8. *Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И.* и др. Берtrandит-фенакитовые месторождения – новый тип бериллиевого сырья // Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, 1965. Вып. 27.
9. *Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Новикова М.И., Гальченко В.И.* Генетические особенности флюорит-фенакит-берtrandитового оруденения // Разведка и охрана недр. 1969. № 1. С. 3–10.
10. *Гинзбург А.И., Новикова М.И., Гальченко В.И.* Эвдидимит в месторождениях флюорит-берtrandит-фенакитовой формации // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 6. С. 1453–1457.
11. *Гордиенко И.В.* Геодинамическая эволюция поздних Байкалид и Палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 1, - с. 53-70.
12. *Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В.* и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем палеозое. Геология и Геофизика. 2010. № 5. С. 589-614.
13. *Гордиенко И.В., Нефедьев М.А.* Курбино-Еравнинский рудный район Западного Забайкалья: геолого-геофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения // Геология рудных месторождений, 2015. Т 57. № 2. С. 114-124.
14. *Гордиенко И.В., Цыганков А.А.* Магматизм и рудообразование в различных геодинамических обстановках Саяно-Байкальской складчатой области и сопредельных территорий // Разведка и охрана недр. 2017, № 9. С. 36-44.
15. *Гусев Г.С., Хаин В.Е.* О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг средней Сибири) // Геотектоника. 1995. Т.35. № 7–8. С. 59–76.
16. *Дамдинова Л.Б., Дамдинов Б.Б., Брянский Н.В.* Процессы формирования флюорит-лейкофан-мелинофан-эвдидимитовых руд Ермаковского F-Be месторождения (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2018, т. 49, № 8, с. 1084-1097.
17. *Дамдинова Л.Б., Рейф Ф. Г.* Особенности формирования разнотипной прожилковой бериллиевой минерализации на Ермаковском месторождении (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2004. т. 45. № 8. С. 979–991.
18. *Дамдинова Л.Б., Рейф Ф. Г.* Тайниолит в рудах Ермаковского F-Be месторождения: закономерности распространения, условия формирования // Геология рудных месторождений, 2005, № 2. С. 164–173.

19. Дамдинова Л.Б., Рейф Ф.Г. Происхождение кварц-флюоритовой залежи с низким содержанием бериллия на Ермаковском месторождении богатых F-Be руд // Геология и геофизика, 2008, т. 49, № 11, с. 1084-1097.
20. Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука. 1977. 351 с.
21. Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С. Геологическое строение и генезис Озёрного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье). Геология рудных месторождений, 1972. № 2. С. 3-22.
22. Заболотная Н.П. Месторождения бериллия // Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974. С. 303–353.
23. Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 232с.
24. Зорин Ю.А., Скляр Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга – задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской горной области в позднем рифее – раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50 (30). С. 209 - 226.
25. Косалс Я.А., Дмитриева А.Н., Архипчук Р.З., Гальченко В.И. Последовательность и температурные условия формирования флюорит-фенакит-бертрандитового оруденения // Геология и геофизика. 1978. № 4. С. 42–53.
26. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллиевые месторождения России, М.: ВИМС, 2011, 353 с.
27. Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Гальченко В.И. Ермаковское флюорит-бериллиевое месторождение (Западное Забайкалье, Россия), М.: ВИМС, 2009, 309 с.
28. Ланцева В.С. Вулканизм Удино-Витимской зоны каледонид Западного Забайкалья (состав, возраст, геодинамические условия формирования). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кан. геолого-минералогических наук. Улан-Удэ. 2014. 18 с.
29. Лыхин Д.А., Костицын Ю.А., Коваленко В.И. и др. Рудоносный магматизм Ермаковского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье: возраст, источники магм и соотношение с оруденением // Геология рудных месторождений. 2001. Т.43. № 1. С. 52-70.
30. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В. Западно-Забайкальская бериллиевая провинция: месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества // М.: ИГЕМ РАН, ГЕОС, 2015, 256 с.
31. Минина О.Р. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция). Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Иркутск, 2014. 36с.
32. Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С. Стратиграфия и вулканизм нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 38 - 46.
33. Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье). Геотектоника. 2016. №3. С. 63-84.
34. Минина О.Р., Руженцев С.В., Ветлужских Л.И. К вопросу возраста рудовмещающих толщ озёрнинского рудного узла // Материалы II Всероссийской научно-практической конференции «Минерагения Северо-Восточной Азии». Улан-Удэ. 2011. С. 104 - 106.
35. Наугольных С.В., Минина О.Р. *Vaikalophyton ruzhentsevii* Gen. et sp. nov. - новое сциадофитон-подобное наземное растение из девонских отложений Западного Забайкалья // Палеонтология в музейной практике. Сборник научных работ. Москва: Медиа-Гранд. 2014. - с. 50-59.

36. *Новикова М.И., Сидоренко Г.А., Шацкая В.Т.* О составе и структурных особенностях мелинофана // Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. М.: Наука, 1975. С. 49–52.
37. *Новикова М.И., Шпанов Е.П., Куприянова И.И.* Петрография Ермаковского бериллиевого месторождения, Западное Забайкалье // Петрология. 1994. Т.2. №1. С. 114–127.
38. *Постников А.А., Журавлева И.Т., Терляев А.А.* Стратиграфия кембрийских отложений Озёрнинского рудного узла (Западное Забайкалье). Геология и геофизика. 1997. Т. 38, №3. С. 608-619.
39. *Путеводитель полевой экскурсии Первой международной конференции: Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов / 2008.* Улан-Удэ. 21с.
40. *Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М.* Несмесимые фазы гетерогенного магматического флюида, их рудная специализация и раздельная миграция при формировании Ермаковского F-Be месторождения // Доклады АН. 2003. Т. 390. № 3. С. 1–3.
41. *Рейф Ф.Г.* Щелочные граниты и бериллиевое (фенакит-бертрандитовое) оруденение на примере Оротского и Ермаковского месторождений // Геохимия. 2008. № 3. С. 1-21.
42. *Рейф Ф.Г., Дамдинова Л.Б., Ишков Ю.М., Карманов Н.С.* Разная рудная специализация флюидных потоков, одновременно выделяемых единой гранитной интрузией // ИМГРЭ, 2005.
43. *Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М.* Ве-носные сульфатно-фторидные рассолы – продукт дистилляции остаточных пегматитов щелочно-гранитной интрузии (Ермаковское F-Be месторождение, Забайкалье) // Геохимия. 1999. № 10. С. 1096–1111.
44. *Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А.* и др. Геодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система Забайкалья): геологические и геохронологические данные // ДАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 361 - 364.
45. *Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е.* Новые данные по геологии Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система, Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН. 2009. Т. 2. С. 54 - 56.
46. *Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е.* и др. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3-28.
47. *Стельмачонок К.З., Ишков Ю.М.* Металлоносность рудообразующих растворов Ермаковского бериллиевого месторождения // Геология и геофизика, 2001. т. 42. № 5. С. 802–814.
48. *Царев Д.И.* Генезис Озёрного колчеданно-цинкового месторождения в Забайкалье // Изв. АН СССР. 1983. С. 97-107.
49. *Царев Д.И.* Дайки, метасоматизм, оруденение. Улан-Удэ, Изд-во БГУ, 2009, 328с.
50. *Царев Д.И., Фирсов А.П.* Проблема формирования колчеданных месторождений (на примере Забайкалья). М: Наука. 1988.144 с.
51. *Швадус М.И.* Петрология материнских гранитоидов фтор-редкометалльных месторождений Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 72 с.
52. *Шергина Ю. П., Мурина Г.М., Козубова Л.А., Лебедев П.Б.* Возраст и некоторые генетические особенности пород куналейского комплекса в Западном Забайкалье по данным Rb-Sr метода // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 5. С. 1199–1202.
53. *Язмир М. М.* О распределении ископаемых форм в разрезах олдындинской свиты западной части Еравнинской зоны// Материалы по геологии и полезным ископаемым Бур. АССР. Улан-Удэ, 1972, вып. XV, - с. 57-65.
54. *Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К.* Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бур. АССР. Палеозой. М.: Недра. 1975. 184 с.

55. Ярмолюк В.В. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника, 1997, № 5, - с. 18-32.
56. Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Иванов В.Г. и др. Эпохи бимодального и щелочногранитного магматизма в Западном Забайкалье (геохронологические данные по району Тугнуйской впадины) // Докл. РАН. 2000. Т. 373. №1. С. 576-579.
57. *Excursion Guide / Rare metal and palingenetic granitoids of Transbaikalian and related mineralization.* 1995. Irkutsk-Ulan-Ude-Moscow. 100 p.
58. Reyf F.G. Immiscible phases of magmatic fluid and their relation to Be and Mo mineralization at the Yermakovka F-Be deposit, Transbaikalia, Russia // *Chemical Geology.* 2004. V.210. P. 49-71.

Фондовая

59. Ветров Д.В., Горлов А.М., Бабкин И.Н. и др. Отчет о результатах геологоразведочных работ на железо в Еравнинском районе (Объединенный отчет Гурвунурской, Магнетитовой и Гундинской геологоразведочных партий по состоянию на 1 июля 1964 г.). Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1964.
60. Горлов А.М. Результаты геологоразведочных работ на железо в пределах Удино-Витимского междуречья. Промежуточный отчет Еравнинской, Гурвунурской, Магнетитовой и Укырской ГРП по сост. на 1.06.63 г. БГУ, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1963.
61. Гусаревич Г.А., Иванов Г.И. Геол. строение и полезные ископаемые бассейна верховьев р. Ульдзутуй. Лист N-49-104-Б. Отчет о работе Карьерной ПСП за 1967-69 гг. БГУ, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1970.
62. Дорошкевич Г.И., Дорошкевич Л.С. и др. Результаты поисковых и поисково-оценочных работ на рудное золото в Озёрнинском рудном узле. Отчет Назаровской ПРП за 1977-79 гг., БГУ, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1979.
63. Дорошкевич Г.И., Галлас В.З., Дорошкевич Л.С. и др. Результаты поисков полиметаллических руд на глубоких горизонтах Озёрного м-ния и на уч-ке Вост. Эгита. Отчет Озёрной партии за 1978-81 гг. БГУ, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1981.
64. Дорошкевич Г.И., Дорошкевич Л.С., Пузаков В.М. и др. Результаты поисков полиметаллических руд на СВ фланге Озёрного м-ния. Отчет Васильевской партии за 1981-83 гг. Бурятгеология, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1983.
65. Дорошкевич Г.И., Дорошкевич Л.С. и др. Результаты поисков полиметаллических руд в Озёрнинском рудном узле. Отчет Назаровской партии за 1980-84 гг., ПГО Бурятгеология, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1984.
66. Дорошкевич Л.С. Результаты геохимических исследований по первичным и вторичным ореолам Озёрнинского рудного узла. Отчет по теме 317 за 1980-83 гг., ПГО Бурятгеология, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1985.
67. Дорошкевич Г.И., Дорошкевич Л.С. и др. Результаты поисков полиметаллических и других месторождений на глубоких горизонтах ю.-з. части Озёрного рудного узла. Отчет Колчеданной ГРП за 1984-90 гг. ПГО Бурятгеология, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1990.
68. Зоричева Л.Л., Жарников Н.А., Дорошкевич Л.С. Результаты поисково-оценочных работ на полиметаллы и железо в Озёрнинском рудном узле. Отчет Горхонской ПРП за 1974-76 гг. БГУ, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1976.
69. Зоричева Л.Л., Галлас В.Э., Дорошкевич Л.С. и др. Результаты поисково-оценочных работ на полиметаллы в Озёрнинском рудном узле БурАССР. Отчет Туркульской ПРП за 1975-78 гг. БГУ, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1978.

70. *Зоричева Л.Л., Зеленый Э.Н., Дорошкевич Л.С. и др.* Локальный прогноз полиметаллического оруденения Озёрнинского рудного узла. Масштаб 1:25000. Отчет по теме 317 за 1980-83 гг., ПГО Бурятгеология, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1983.
71. *Зеленый Э.Н., Занвилевич А.Н. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые водораздела рр. Заза – Ульзутуй. Лист N-49-104-В. Отчет Ульзутуйской ГСП за 1963, БГУ, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1964.
72. *Мартос А.С., Алкалаев Б.К., Мамаев Н.В.* Результаты структурно-картировочных и поисковых работ в ЮЗ части Озёрнинского рудного узла (БурАССР). Отчет Звездной партии за 1969-72 гг., БГУ, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1972.
73. *Панов В.И., Рагузин А.П.* Геологическое строение и полезные ископаемые ЮЗ части Еравнинского рудного поля. Листы N-49-116-А (1-4) и В (1-3). Отчет Солнечной ПСП за 1963-67 гг. БГУ, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1967.
74. *Платов В.С., Игнатов А.М., Патрахин Е.Г. и др.* Отчет о результатах работ по объекту «ГДП-200 ЛИСТА N-49-XXVIII (ЕРАВНИНСКАЯ ПЛОЩАДЬ)». ГИН СО РАН. Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2013.
75. *Тарасов Ю.С., Приходько В.П. и др.* Кембрийские отложения юга Витимского плоскогорья. Отчет Индолинской партии по геолого-поисковым работам за 1961 год. БГУ, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1962.
76. *Тарасова Р.С., Бабкин И.Н. и др.* Озёрное колчеданное Pb-Zn месторождение. Отчет за 1964-69 гг. с подсчетом запасов. БГУ, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1969.
77. *Тарасова Р.С., Алкалаев Б.К.* Озёрное колчеданно-полиметаллическое м-ние. Материалы доразведки, подсчет запасов на 1.1.1971 г. и оценка перспектив рудоносности глубоких горизонтов. Отчет Озёрнинской ГРП за 1969-71 гг. БГУ, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1971.
78. *Тарасова Р.С.* Озёрное колчеданно-полиметаллическое месторождение. Отчет Озёрной ГРП. БГУ, Улан-Удэ. БФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1975.