

Ермаковское флюорит-фенакит-берtrandитовое месторождение

Г.С.Пунн

Месторождение обнаружено в начале 60-х гг. при геолого-съёмочных работах. С момента проведения поисков до завершения детальной разведки, а также в период эксплуатации оно интенсивно изучалось группой сотрудников ВИМСа под руководством А.И.Гинзбурга. Именно это месторождение было охарактеризовано как эталонное в группе объектов флюорит-фенакит-берtrandитовой формации (Гинзбург и др., 1965; Генетические типы..., 1975; Заболотная и др., 1974; Месторождения литофильных металлов, 1980; Промышленные и генетические типы..., 1970; Геология, типоморфизм минералов..., 1985 и др.).

На месторождении проведены также термобарометрические (Архипчук, 1968; Косалс и др., 1973) и геохимические, в том числе изотопные, исследования (Рипп, 1984). В основу многих публикаций положены результаты геологического изучения, проведенные В.И.Гальченко во время разведочных и эксплуатационных работ.

Месторождение приурочено к останцу метаморфизованных осадочных пород верхнепротерозойского возраста. В составе толщи распространены кристаллические известняки, доломиты, метаморфизованные песчаники и сланцы, переслаивающиеся между собой.

Рудное поле прорывается штоками мезозойских гранитоидов и дайками сиенит-порфиоров, фельзит-порфиоров, диоритовых порфиритов. Гранитоиды сложены субщелочными гранитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами. Их абсолютный возраст составляет 140-172 млн лет, метасоматических образований и минералов из рудных ассоциаций — в интервале 136-145 млн лет (Генетические типы..., 1975).

В составе более древних магматических пород, относимых к палеозойскому возрасту, отмечаются гранодиориты, диориты, габбро-диориты, граниты.

Оруденение локализовано в пределах синклинальной складки. Рудоносные зоны в основном тяготеют к участкам развития карбонатных пород. Они представлены метасоматическими зонами, вытянутыми до нескольких десятков — первых сотен метров по простиранию и до первых сотен метров по падению при мощности до первых десятков метров. Наиболее крупная 1-я рудная зона, в которой сосредоточено более 80% промышленных запасов бериллия, прослежена по падению более чем на 300 м, а по простиранию не менее чем на 250 м.

Рудные тела массивного, прожилково-вкрапленного сложения приурочены к тектонически ослабленным участкам, залегающим в основном согласно с вмещающими породами. Массивные залежи обычно имеют четкие границы с вмещающими породами. Границы прожилково-вкрапленных руд фиксируются по результатам опробования. Форма рудных тел линзовидная, неправильная, мощности их не выдержаны, имеются многочисленные пережимы, ответвления. По данным разведочных и эксплуатационных работ уста-

новлено, что особенности рудных тел обусловлены сочетанием благоприятных для оруденения пластов известняков, заключенных в менее благоприятные алюмосиликатные породы с дорудными нарушениями и дайками, создавшими систему рудоподводящих структур. Большую роль играют дайки и согласное тело габбро-диоритов, служившие экраном в момент формирования оруденения.

По особенностям минерального состава среди руд сплошного замещения выделяются (Геология, типоморфизм..., 1985) руды: флюорит-фенакит-берtrandитовые, берtrandит-фенакитовые с переменным содержанием флюорита, кварца, микроклина, сульфидов, флюоритовые, кварц-флюоритовые и микроклин-кварц-флюоритовые с низким содержанием бериллиевых минералов, флогопит-флюорит-берtrandит-фенакитовые и флогопит-карбонат-флюорит-фенакитовые.

Состав прожилково-вкрапленных руд определился, с одной стороны, эволюцией рудообразующей системы, сопровождавшейся сменой минеральных парагенезисов, с другой — влиянием вмещающего субстрата. В связи с этим минеральные ассоциации прожилков, залегающих среди скарнов, гранитов, кристаллических сланцев, микроклинитов, габбро, осадочно-метаморфических пород, как правило, весьма отличаются. Это касается как состава жильного выполнения (карбонатные, кварцевые, флюоритовые, микроклиновые), так и состава бериллиевых (фенакит, берtrandит, мелинофан, и др.) и других минералов.

Наибольшее распространение и промышленную значимость имеют берtrandит и фенакит, присутствующие практически во всех рудных залежах. Установлено, что с глубиной количество берtrandита уменьшается и в рудах преобладает фенакит. С начальными стадиями связаны фенакит, берtrandит, позднее образовались мелинофан, лейкофан, миларит, бавенит. Установлена связь состава бериллиевых минералов с составом вмещающих пород (Новикова, 1975, 1994). В породах, способствовавших повышению активности щелочей (аподиоритовые скарны, обогащенные натрием), образовались лейкофан, эвдидимит, мелинофан.

Месторождение сформировалось в течение нескольких этапов. Считается, что в первый наиболее высокотемпературный (410-445 °С) этап сформировались скарны, представленные диопсидовыми, андрадит-диопсидовыми и везувит-андрадит-диопсидовыми породами, развивавшимися за счет известняков, доломитов, сланцев, габбро-диоритов (Косалс и др., 1973; Заболотная и др., 1985).

Вариации состава замещающихся пород определяли соответственно минеральный парагенезис (в частности, появление магнезиальных минералов, альбита). Серьезного обоснования генетической связи скарнообразования с оруденением исследователями не приводится. Здесь имеется много неясного. В частности, следующее:

1. На территории Забайкалья, а также Восточного Саяна известно достаточно много проявлений флюорит-фенакит-берtrandитовой формации, в которых вообще отсутствует скарновый этап.

2. Высокие концентрации фтора, бериллия, столь контрастно проявившиеся при формировании большинства стадий минерализации, на месторождении практически не фиксируются в продуктах скарнового процесса, хотя наблюдается весь ряд ассоциаций от ранних высокотемпературных до стадий гистерогенного разложения (появление эпидота, амфиболов) и поздних гидротермальных парагенезисов. Ни для одной из них не характерны ни флюорит, ни какие-либо бериллиевые минералы, а также галенит, сфалерит, обычные для парагенезисов фтор-бериллиевых этапов.

3. Изучение изотопного состава кислорода и углерода в карбонатах из скарнов и карбонатов, связанных с рудными парагенезисами, показало на различный их источник. Тренды эволюции изотопного состава кислорода их имеют прямо противоположное направление (рис. 1, 2).

Со следующим этапом связано интенсивное проявление калиевого метасоматоза, определившего образование микроклинитов. Это гнезда, дайко-, штоко- и линзообразные тела, сложенные микроклин-пертитом с редкой вкрапленностью амфиболов, эгирина. Породы характеризуются повышенным содержанием бериллия (Генетические типы..., 1975). В них отмечается также вкрапленность флюорита. Микроклинитизация предшествовала процессам альбитизации, образования апогранитов, проявившиеся в пределах гранитных штоков (Косалс и др., 1973). На микроклинитизированные породы, так же как и на скарновые парагенезисы, наложена мусковитизация. Гомогенизация газовой-жидких включений в кварце из микроклинитовых метасоматитов происходит при 310-400 °C (Косалс и др., 1973).

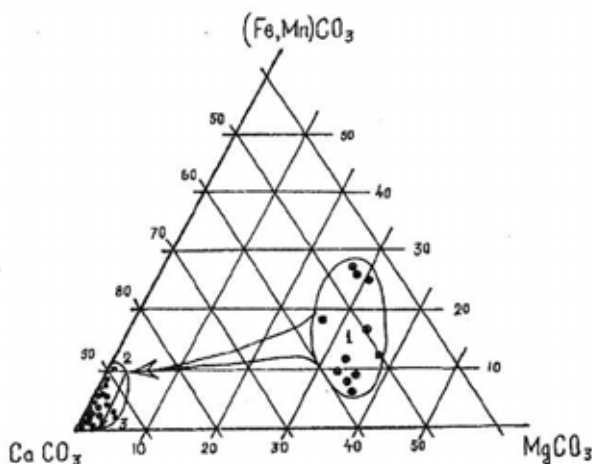


Рис. 1. Диаграмма составов карбонатов из ассоциаций продуктивного этапа формирования руд. Стрелками показано направление эволюции состава от ранних (1) до поздних и завершающих стадий (2-3)

Далее формировалась собственно фтор-бериллиевая минерализация. В начале рудного процесса образуются фенакит-флюоритовые и берtrandит-фенакит-флюоритовые руды. Затем происходит увеличение роли калишпата, кварца, сульфидов (в основном пирита) и, наконец, карбонатов. Подобная последовательность отчетливо прослеживается сменной состава минеральных зон в направлении от зальбандов к центру. При этом ранние парагенезисы в основном более мелкозернистые, равномернотельные и простые по минеральному составу. В процессе минералообразования выделилось несколько генераций бериллиевых минералов.

Участки выклинивания рудных залежей фиксируются повышенным количеством карбонатов, кварца, барита. Менялся и состав бериллиевых минералов. Здесь обычно отмечаются миларит, бавенит, ассоциирующие с карбонатами, небольшими количествами флюорита, галенита, сфалерита. Наложение карбонатных прожилков на фтор-бериллиевые руды приводило к замещению фенакита и берtrandита миларитом и бавенитом.

В ряде рудных залежей рудный процесс эволюционировал в сторону контрастного увеличения роли кварца в ассоциации с крупнозернистым флюоритом. Позднее здесь выпадали карбонаты.

Температура образования продуктивной стадии от 200-310 до 310-400 °C на глубоких горизонтах (Косалс и др., 1973).

Образование месторождения завершают карбонатная и затем стадия халцедоновидного, опаловидного кварца. С первой связаны миларит, бавенит, флюорит, барит, галенит. Температуры гомогенизации включений в кальцитах и миларите 120-220 °C (Косалс и др., 1973). Логичнее этот парагенезис рассматривать в качестве продукта эволюции рудного этапа, а не самостоятельной стадии. На это указывают последовательное накопление карбонатов в рудных телах. Выклинивание рудных залежей фиксируется карбонатными прожилками с миларитом, бавенитом, небольшими количествами флюорита, сульфидов, барита. При этом происходила эволюция состава карбонатов (см. рис. 1). Наиболее ранний карбонат, выделяющийся вслед за второй генерацией фенакита, представлен железистым доломитом. Доля сидеритового минала здесь варьирует в пределах 6-8%. Характерно также присутствие родохрозитового минала от 1,5 до 4,2%. Карбонаты в ассоциации с эвдидимитом содержат до 20-22 мольных долей родохрозита. Позднее выпадали существенно кальциты, обогащенные до 7-9% родохрозитовым и от 1 до 3% сидеритовым миналами. И, наконец, последними были образованы кальциты с низкими содержаниями Mn и Fe (до 1-2%). По составу они аналогичны кальцитам из парагенезисов на выклинивании рудных зон.

Одновременно с эволюцией состава карбонатов происходило закономерное изменение и их изотопного состава. Тренд эволюции изотопного состава кислорода и углерода (см. рис. 2) отчетливо направлен в сторону обогащения легким изотопом углерода и одновременно увеличения роли тяжелого изотопа кислорода от ранних карбонатов к поздним.

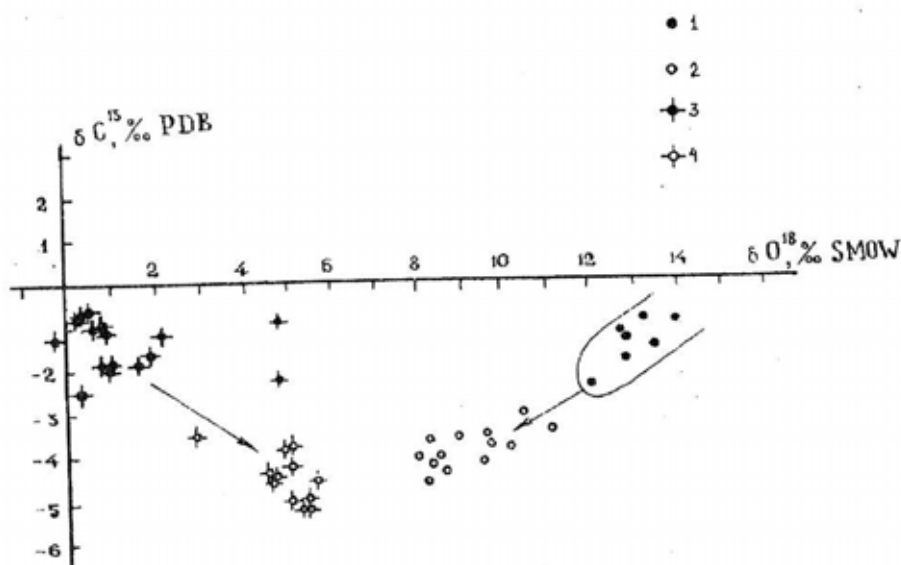


Рис. 2. Эволюция изотопного состава кислорода и углерода в карбонатах из скарнов (правая часть рисунка) и рудного этапа.

Отчетливо видна и противоположная направленность в изменении состава кислорода:

1 – изотопный состав вмещающих мраморизованных, участками гидротермально измененных известняков; 2 – кальциты скарнового этапа (завершающая стадия); 3 – карбонаты ранних продуктивных ассоциаций (флюорит-фенакит-берtrandитовых руд); 4 – карбонаты из поздних парагенезисов фтор-бериллиевых руд и ассоциаций завершающих стадий (с миларитом, бавенитом)

Химический и изотопный составы поздних карбонатов в рудных залежах и прожилках, несущих бавенитовую и миларитовую минерализацию, практически идентичны. Кальциты этой ассоциации, в сравнении с кальцитами позднескарновой стадии, характеризуются обогащенностью легким изотопом кислорода.

Формирование месторождения завершается образованием опаловидного кварца. Эта минерализация залечивает многочисленные трещины, заполняет пустоты во всех известных более ранних ассоциациях.

В ближайших окрестностях рудного поля и на самом месторождении известна молибденовая, ниобий-редкоземельная и золоторудная минерализация. Считается, что она генетически связана с фтор-бериллиевой.

Касаясь молибденита, необходимо отметить, что этот компонент встречен на многих фтор-бериллиевых проявлениях и месторождениях Забайкалья (Ауник, Амандак, Орот и др.). Во всех известных случаях он образовался позднее бериллиевой минерализации. При этом изотопный состав серы молибденитов, в том числе Ермаковского месторождения, близок к составу распространенных здесь сульфидов.

Не ясна связь зон окварцевания среди известняков с пиритом, халькопиритом, золотом и ниобий-редкоземельной минерализации в альбитизированных гранитных пегматитах (бетафит, самарскит, тогумит), с бериллиевым оруденением.

В рудах обоих типов проявлений практически отсутствует флюорит, что необычно при масштабном проявлении флюорита на месторождении. Для пегматитов, особенно на завершающих этапах, этот минерал не относится к запрещенным. Кроме того, состав

редкоземельных элементов в минералах Ермаковского месторождения и ниобий-редкоземельного проявления весьма различен. Он фиксируется в концентрациях иттрия и лантаноидов. В бетафите и самарските второй максимум приходится на группу тяжелых лантаноидов (эрбий-лютеций), характерных, как известно, в основном для гранитов.

Комплексные изотопные исследования, проведенные нами, выявили специфичность месторождения с точки зрения источников вещества его руд и генезиса.

Руды месторождения участками содержат высокие содержания галенита, сфалерита вплоть до бериллий-полиметаллических. Свинец галенитов (табл. 1), несмотря на молодую возраст оруденения, характеризуется бедностью радиогенными изотопами и относится к В-типу. Несмотря на некоторую обогащенность руд радиоактивными элементами (особенно торием), добавки радиогенной компоненты практически не произошло и свинец сохранил изотопный состав вмещающих докембрийских пород.

Влияние вмещающих пород подчеркивается и изотопным составом стронция (табл. 2). Данные по безрубидиевым минералам (флюорит, барит, ангидрит) свидетельствуют, что отношения Sr^{87}/Sr^{86} близки к значениям, характерным для докембрийских карбонатных пород. Это отчетливо проявилось и на других проявлениях - в случае габброидного субстрата (Снежное месторождение) величина Sr^{87}/Sr^{86} уменьшается (до 0,70671), а гранитоидного (Уткинское проявление) - резко увеличивается (до 0,844).

Весьма характерен и изотопный состав сульфидной серы (табл. 3). Все проанализированные сульфиды содержат серу, существенно обогащенную тяжелым изотопом относительно метеоритного стандарта. Среднее

Таблица 1

Изотопный состав свинца в галенитах Ермаковского месторождения

№ п/п	Номер пробы	Отношения			Характеристика анализируемого материала
		206/204	207/204	208/204	
1	Е-15	17.80	15.47	37.57	Вкрапленность и гнезда галенита в ассоциации со сфалеритом среди флюорит-берtrandит-фенакитовых руд
2	Е-20а	17.51	15.28	37.18	
3	Б/п	17.63	15.32	37.32	
4	2-34	17.82	15.54	37.82	
5	Е-20	17.90	15.49	37.91	

Примечание: Анализы выполнены во ВСЕГЕИ (1-3), ИЗК-РАН (5) и СибГЕОХИ (4). Аналитики соответственно С.Л.Миркина, Н.И.Фефелов и Ю.А.Исаков. Анализ 3 по С.В.Бузовкину.

Таблица 2

Изотопный состав стронция в безрубидиевых минералах Ермаковского месторождения

Минерал	Состав пород	Rb/Sr	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶
Флюорит	Фтор-бериллиевая руда	0,044	0,70772
Барит	"	0,0022	0,70724
Ангидрит	Поздний прожилок	0,0003	0,70703

Примечание: Анализ выполнен в БГИ СО РАН В.Л.Шалагиным, В.Ф.Посоховым.

значение $\delta^{34}\text{S}$ достаточно близко для всех сульфидов (исключая галенит) и составляет 10,2-11,7‰. Такую серу имеют пириты из щелочного сиенита, дак фельзит-порфиоров и пириты, сфалерит, молибденит из рудных парагенезисов. В разной степени утяжеленный и гетерогенный состав серы в целом характерен для всех месторождений флюорит-фенакит-берtrandитовой формации Забайкалья и Восточного Саяна (Рипп, 1984). Прослеживается общая тенденция, заключающаяся в том, что в случае карбонатной подстилающей толщи сера изотопно существенно более тяжелая, чем если бы субстратом были силикатные, в том числе магматические, породы.

В случае с Ермаковским месторождением достаточно определенно можно говорить об извлечении редуцированной сульфатной серы из карбонатной толщи. Количество такой серы по расчетам достигало 40-50% при условии, что остальная часть ее имеет ювенильный источник и состав, близкий к метеоритному уровню.

Данные об изотопном составе кислорода и углерода в карбонатах показывают, что источники их были различны для скарнов и рудных парагенезисов. Если в первом случае и кислород и углерод были мобилизованы из замещаемых карбонатных пород, то природа этих элементов в рудных парагенезисах еще недостаточно ясна. Значения C^{13} и O^{18} в каль-

цитах из скарнов приближаются к значениям гидротермально измененных известняков. При этом происходило последовательное обогащение легким изотопом как кислорода, так и углерода.

Состав углерода в ранних карбонатах продуктивной стадии был близок к нулевым значениям $\delta^{13}\text{C}$, далее он эволюционировал в сторону обогащения ювенильным (эндогенным) компонентом. Кислород в ранних карбонатах продуктивного этапа обогащен легким изотопом. Такие значения в других регионах объяснялись участием вадозовых вод в гидротермальном процессе. Необычным выглядит тренд эволюции состава кислорода от ранних к поздним стадиям, приближающийся к составу ювенильного источника.

Таким образом, наиболее характерными особенностями месторождения являются:

1. Руды генетически связаны с мезозойскими субщелочными гранитами, характеризующимися повышенной щелочностью с преобладанием калия.

2. Гидротермальные растворы обладали высокой химической активностью и определили интенсивные процессы метасоматического преобразования пород, особенно карбонатного состава.

3. Высокие концентрации фтора, щелочей и углекислоты обусловили многообразие минеральных

Изотопный состав сульфидной серы в минералах Ермаковского месторождения

Минерал	Характеристика анализируемого минерала	n	$\delta^{34}S\%$ от —до среднее
Пирит	Вкрапленность в щелочном сиените	2	10,44—10,8 10,62
	Вкрапленность в дайке фельзит-порфира	2	9,3—11,2 10,25
	Вкрапленность из оруденелых метасоматитов различного состава	17	7,05—17,5 11,71
Сфалерит	Гнезда галенит-сфалеритового состава из флюорит-бертрандит-фенакитовых руд	2	10,6—11,45 11,02
Галенит	"	1	6,1
Молибденит	Молибденитовые прожилки во флюорит-бертрандит-фенакитовой руде	1	11,5
Ангидрит	Из прожилка на глубине 270 м	1	14,6

Примечание: Анализы выполнены в лабораториях Тбилисского университета и Института литосферы РАН.

ассоциаций, образование большой группы нетрадиционных бериллиевых минералов.

4. Процесс минералообразования на месторождении начался с албитизации в гранитах и микроклинизации во вмещающих породах. Затем образовались парагенезисы рудного этапа, в составе ассоциаций которых присутствуют фенакит, бертрандит и редко эвдидимит в парагенезисе с флюоритом, калиевым полевым шпатом, пиритом, карбонатами.

Эволюция гидротермальной системы происходила на фоне уменьшения активности щелочей (калия) и увеличения кремнезема и углекислоты, в связи с чем весьма контрастно проявлена зональность в распределении минеральных ассоциаций. Происходила эволюция химического и изотопного состава карбонатов.

5. Комплексные изотопные исследования свидетельствуют о вовлечении в рудообразующие процессы широкого комплекса элементов вмещающих пород. При этом контаминация была уже на стадии формирования магматических пород и продолжалась в постмагматические стадии. Изотопные данные свидетельствуют о присутствии в продуктах рудообразующего процесса до 50% ювенильной серы, отсутствие радиогенной добавки свинца к рудным свинцам, аналогии изотопного состава стронция минералов рудных стадий стронцию вмещающих известняков, участие в процессе рудообразования вадозовых вод с предположительно небольшой долей ювенильного кислорода и углекислоты.

Литература

- Архипчук Р.З., Кузьмин И.Я. К характеристике природы минералообразующих растворов флюорит-фенакит-бертрандитовой минерализации // Изв.Заб.фил.Географ. общ-ва СССР. — 1968 — Т.4. — Вып. 1. — С. 97-98.
- Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. — М.: Недра, 1975. — С. 247.
- Геология, типоморфизм минералов и техническая минералогия бериллиевых месторождений Советского Союза / Кол. авт. — М.: ВИМС, 1985. — С. 220.
- Гинзбург А.И., Заболотная Н.П. Бериллиеносные формации и типы бертрандит-фенакитовых месторождений // Геология м-ний редких элементов. — М.: Недра, 1965. — Вып. 27.
- Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И. и др. Бертрандит-фенакитовые месторождения — новый тип бериллиевого сырья // Геология м-ний редких элементов. — М.: Недра, 1965. — Вып. 27.
- Заболотная Н.П., Пантелеев А.И., Новикова М.И., Шпанов Е.П. Абсолютный возраст осадочных, интрузивных и метасоматических пород флюорит-фенакит-бертрандитового месторождения Сибири // Новые данные абсолютной геохронологии. ХУП сессия. — М.: Наука, 1974. — С. 217-222.
- Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия / Под ред. А.И.Гинзбурга. — М.: Недра, 1977.
- Косалс Я.А., Дмитриева А.Н., Архипчук Р.З., Гальченко В.И. Последовательность и температурные условия формирования флюорит-фенакит-бертрандитового оруденения // Геология и геофиз. — 1973. — № 4. — С. 42-53.
- Месторождения литофильных редких металлов / Кол. авт. — М.: Недра, 1980. — С. 559.
- Новикова М.И., Шпанов Е.П., Куприянова И.И. Петрография Ермаковского бериллиевого месторождения. Западное Забайкалье // Петрология. — 1994. — Т. 2. — № 1. — С. 114-127.
- Промышленные и генетические типы гидротермальных бериллиевых месторождений Советского Союза и основные закономерности их образования / Кол. авт. — М.: ВИМС, 1970.
- Рипп Г.С. Геохимия эндогенного оруденения и критерии прогноза в складчатых областях. — Новосибирск, Наука, 1984. — С. 191.