

Геохимические особенности эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья

Ласточкин Е. И., Рипп Г. С., Посохов В. Ф.

Аннотация

В статье рассмотрены изотопно-геохимические особенности эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья. В ней приведены составы РЗЭ, результаты изучения изотопных стронциевых отношений, Sm-Nd системы, изотопных анализов кислорода, углерода, водорода и серы. Значения SrI во флюоритах варьируют в пределах 0,706 – 0,708, а величины ϵNd имеют отрицательные значения. Кислород в кварце, являющимся ведущим минералом месторождений, характеризуется существенной облегченностью ($-3,4 - +2,6 \text{ ‰ } \delta^{18}O$), а расчет равновесного флюида с кварцем ($-9...-16 \text{ ‰ } \delta^{18}O$) по [Sharp et al., 2016] фиксирует участие воды метеорного источника. Анализ изотопных составов кислорода и водорода из газово-жидких включений во флюоритах трех месторождений подтвердил участие воды метеорного происхождения. Такой состав вызван процессами рециклинга под действием неглубоко залегающих плутонов базитов. Изотопные составы серы свидетельствуют о глубинном её источнике. В процессе подъема к верхним горизонтам она обогатилась легким изотопом (от -1.8 до $-7.7 \text{ ‰ } \delta^{34}S$). Проведена оценка связи флюоритовых руд с базальтоидами, распространенными в регионе. Данные изотопных и геохимических характеристик позволяют говорить пока лишь о их пространственной близости. Предполагается, что тела базальтов обусловили рециклинг метеорных вод. В статье показано подобие механизма формирования эпитермальных флюоритовых проявлений с трещинно-жильными термальными водами Западного Забайкалья.

Ключевые слова:

Флюорит, пирит, барит, кварц, изотопия, флюид

**ЭПИТЕРМАЛЬНЫЕ ФЛЮОРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ
(геохимические особенности, источники вещества и флюидов, проблемы генезиса)**

Е.И. Ласточкин¹, Г.С. Рипп², Д.С. Цыденова³, В.Ф. Посохов⁴, А.Е. Мурзинцева⁵

^{1,2,3,4}Геологический институт СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а,
Россия

⁵БНЦ СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 8, Россия

В статье рассмотрены изотопно-геохимические особенности эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья. В ней приведены составы РЗЭ, результаты изучения изотопных стронциевых отношений, Sm-Nd системы, изотопных анализов кислорода, углерода, водорода и серы. Значения Sr_1 во флюоритах варьируют в пределах 0,706 – 0,708, а величины ϵNd имеют отрицательные значения. Кислород в кварце, являющимся ведущим минералом месторождений, характеризуется существенной облегченностью (-3,4 - +2,6 ‰ $\delta^{18}O$), а расчет равновесного флюида с кварцем (-9...-16 ‰ $\delta^{18}O$) по [Sharp et al., 2016] фиксирует участие воды метеорного источника. Анализ изотопных составов кислорода и водорода из газовой-жидких включений во флюоритах трех месторождений подтвердил участие воды метеорного происхождения. Такой состав вызван процессами рециклинга под действием неглубоко залегающих плутонов базитов. Изотопные составы серы свидетельствуют о глубинном её источнике. В процессе подъема к верхним горизонтам она обогатилась легким изотопом (от -1.8 до -7.7 ‰ $\delta^{34}S$). Проведена оценка связи флюоритовых руд с базальтоидами, распространенными в регионе. Данные изотопных и геохимических характеристик позволяют говорить пока лишь о их пространственной близости. Предполагается, что тела базальтов обусловили рециклинг метеорных вод. В статье показано подобие механизма формирования эпитермальных флюоритовых проявлений с трещинно-жильными термальными водами Западного Забайкалья.

Флюорит, пирит, барит, кварц, изотопия, флюид, Забайкалье.

ВВЕДЕНИЕ

Россия обладая 12.8% запасов флюорита занимает четвертое место в мире после Китая, Мексики и ЮАР. На протяжении нескольких десятков лет промышленная добыча плавикового сырья ведется в основном на Дальнем Востоке и в Забайкалье. В Западном Забайкалье сосредоточено 14,36% общероссийских балансовых запасов флюорита [Дондоков и др., 2015]. К числу объектов, представляющих наибольший практический интерес, относится эпитермальная кварц-флюоритовая формация. В рассматриваемом регионе выявлено более 300, в Монголии несколько сотен проявлений и разведано 60 месторождений флюорита [Жамсран и др., 1986].

В регионе кроме эпитермальных распространены также и другие флюоритсодержащие формации. К ним относятся фтор-бериллиевые (20-70 % флюорита), молибден-вольфрамовые (до 10-15 % флюорита) месторождения, редкоземельные (7-50 %)

карбонатиты. Перечисленные формационные типы сформировались в период от 250 млн лет до позднего мела. Единственное проявление флюоритсодержащих пород позднепалеозойского возраста установлено в щелочных сиенитах массива Бурпала. Интенсивное флюоритообразование совпадает с временем формирования щелочно-гранит-сиенитового комплекса пород и связанных с ними фтор-бериллиевых месторождений (Ермаковское 225-220 млн лет, Ауник, Амандак, 240-250 млн лет) [Лыхин и др, 2015]. Возраст флюоритсодержащих карбонатитов (Аршан, Южное, Улан-Удэнское) 132-135 млн лет, а молибден-вольфрамовых месторождений (Булуктаевское, Джидинское рудное поле) 120-144 млн лет. Эпитермальные флюоритовые месторождения относятся к числу наиболее распространенных постмагматических образований. Предлагается два варианта коагматичных с ними пород. По одному из них [Абрамов, Котова, 2009] они являются производными гранитов, по другим - связаны с базальтоидами [Иванова и др, 1974; Булнаев, 1976].

Изучением эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии занималось несколько десятков исследователей. Ими предложена классификация месторождений, приведена детальная характеристика вещественного состава, геолого-структурных особенностей, зональность рудных тел и месторождений, оценены возможные источники вещества и характер связи с магматическими породами. Результаты этих исследований обобщены в монографических работах [Иванова и др., 1974; Булнаев, 1976; Жамсран и др., 1986]. Идентичность месторождений Монголии, Восточного и Западного Забайкалья предопределила выделение Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции, протягивающейся от Алдана до Монголии [Соловьев, 1961].

Месторождения Западного Забайкалья изучены существенно слабее. Результаты их зафиксированы в основном в работах К.Б. Булнаева [1976, 1981].

Предлагаемая статья является продолжением исследований, которые опубликованы авторами в 2018 году во 2 выпуске Иркутского технического университета [Ласточкин и др., 2018]. В ней приведены первые данные по изучению изотопного состава серы и кислорода, показано участие в формировании месторождений метеорной воды и мантийного источника серы. Статья дополнена результатами изучения радиогенных изотопов (Sr, Nd) и геохимических исследований, включая данные по РЗЭ, информацией по новым участкам, околорудных метасоматитов. В работе представлена модель образования эпитермальных флюоритовых месторождений.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На эпитермальных флюоритовых месторождениях, вскрытых карьерами, шурфами и канавами, в ассоциации с флюоритовыми рудами были отобраны пробы силикатов (кварц, КПШ, каолинит), карбонатов (кальцит), сульфидов (пирит) и сульфатов (барит), а также алюмофторидов (геарксутит). Для определения изотопного состава кислорода, углерода, водорода и серы использовались монофракции минералов. Карбонаты истирались до порошкообразного состояния, остальные (флюорит, кварц, КПШ, геарксутит, пирит, барит) до фракции 0.2 мм. Изотопный состав водорода определен по каолиниту, геарксутиту и из газовой-жидких включений флюорита.

Изотопные составы O, C в карбонатах и кислорода в силикатах, определены в Геологическом институте СО РАН (аналитик-В.Ф. Посохов). Карбонаты были разложены ортофосфорной кислотой с использованием опции "Газбенч" при температуре 60-70°C в

течении 2-4 часов. Измерения проведены на масс-спектрометре Finigan MAT 253 в режиме постоянного потока гелия. Калибровка для карбонатов проведена по стандартам NBS-18, NBS-19. Величины $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ и $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})$ определены с погрешностью ± 0.05 и ± 0.1 ‰ (1σ) соответственно.

Кислород был выделен методом лазерного фторирования. Главным минералом для определения изотопного состава был кварц. Калибровка анализов осуществлялась по международным стандартам NBS-28 (кварц), NBS-30 (биотит). Методика анализа описана в работе [Sharp, 1990]. Воспроизводимость анализов составляла $\pm 0.1-0.3\%$ при 95% доверительном уровне.

Изотопный состав кислорода во флюидах оценен с помощью расчетов в соответствии с коэффициентами равновесного фракционирования для каждого минерала [Beaudoin, 2009; Sharp, 2016; O'Neil, 1969]. Температуры, использованные при оценке изотопных составов, взяты из расчета 180-200°C, полученных при термометрическом изучении флюидных включений в кварце и флюорите.

Изотопный состав водорода в гидроксилсодержащих минералах определен в Изотопном центре ДВНЦ РАН. Анализ выполнен по методу [Veneman, 1993]. Для удаления сорбированной воды пробы предварительно были нагреты до 200°C. Конституционная вода выделялась при температуре 1250°C. Отделение водорода из воды проведено на хrome при температуре 950°C. Состав его измерен на масс-спектрометре Finigan MAT 253 относительно лабораторного стандарта, калиброванного по международным стандартам VSMOW, SLAP, GISP. Воспроизводимость определения δD (1σ) составляет 1,5 ‰.

Составы кислорода и водорода из газовой-жидких включений флюорита определены на масс-спектрометре Delta Plus XP (Thermo Scientific, Germany) в ГЕОХИ РАН г. Москва по методике [Буйкин и др., 2016] (аналитик А.И. Буйкин).

Изотопные стронциевые отношения определены в таких “безрубидиевых” минералах как флюорит и барит в Аналитическом Центре минералого-геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН (В.Ф. Посохов) и Центре Коллективного Пользования ИЗК СО РАН «Геодинамика и геохронология» и институте Докембрия РАН. Во флюоритах последнего проведено также изучение изотопных составов Nd и Sm.

Определение изотопного состав Nd, Sr проведено в ИГГД РАН (В.М. Саватенков) по методике, описанной в работе [Саватенков, Мочалов, 2018]. Анализы выполнены на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. Точность определения концентраций Sm и Nd составляла ± 0.5 ‰. Погрешность определения изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляла 0.01 ‰.

Изотопный состав серы в сульфидах – определен в Центре изотопных исследований ДВНЦ РАН (г. Владивосток) и, частично, в Тбилисском государственном университете. Подготовка образцов для масс-спектрометрического анализа серы проведена по методике [Гриненко, 1962]. Сера сульфидов окислялась до SO_2 с использованием оксида меди. Реакция окисления проводилась в вакууме при температуре 900°C. Полученный SO_2 очищался от остальных продуктов реакции на терморегулируемой криогенной ловушке. Очищенный SO_2 вымораживался в отдельную ампулу. Измерение изотопных соотношений серы проведено на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (ThermoFinnigan, Bremen, Germany) с использованием двойной системы напуска. Погрешность определения $\delta^{34}\text{S}$ (1σ) составляет 0.1 ‰.

Микроструктурные особенности, взаимоотношения и однородность минералов изучались на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-300 Е.А. Хромовой.

Состав пород определен классическим силикатным анализом, РФА и площадной съемкой препаратов на электронном микроскопе. Во флюоритах методом ICP-MS (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, ИЗК СО РАН, г. Иркутск, ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) установлено содержание редких и редкоземельных элементов.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Главными объектами исследований были месторождения Западного Забайкалья. Кроме того были изучены месторождения Абагайтуй, Калангуй, Усуглинское расположенные в Восточном Забайкалье, Галшарьинское и Бэрх в Монголии. Все они отнесены к эпиптермальным образованиям, сформировавшихся на небольших глубинах.

Месторождения слагают жилы выполнения, зоны тектонических брекчий, сцементированных флюоритовым и кварц-флюоритовым агрегатом и тела метасоматического образования. На отдельных проявлениях к этим минералам добавляются кальцит, барит, цеолиты, глинистые минералы. Соответственно выделяют существенно флюоритовый (Куранжинское, Березовское), кварц-флюоритовый (Хурайское, Наранское), кальцит-кварц-флюоритовый (Убукуновское, Эгита), барит-кальцит-кварц-флюоритовый (Абагайтуйское, Аро-Таширское, Усуглинское и др.) и пирит-флюоритовый (Калангуйское) минеральные типы. Большинство проявлений расположено в гранитах, кристаллических сланцах, гнейсах и лишь небольшая часть залегает в карбонатных породах (Эгитинское).

К настоящему времени проведены единичные К-Аг определения абсолютного возраста флюоритовой минерализации. На Хурайском месторождении [Булнаев, 1976] он равен 125 ± 6 млн. лет, в Восточном Забайкалье (адуляр) время образования месторождения Солонечного составляет 116 ± 5 млн лет, Гарсонуйского - 123 ± 5 млн лет, Абагайтуйского - 125 ± 5 млн лет [Иванова, 1974]. В Восточном Забайкалье галька и обломки кварц-флюоритового состава обнаружены в нижнемеловых отложениях Балейской впадины, а в Западном Забайкалье жилы (Иволгинское, Манжинское) пересекают отложения нижнемеловой гусиноозерской серии.

Пространственное распределение флюоритовых проявлений показано на рисунке 1. К числу месторождений кварц-флюоритового типа относятся Хурайское, Титовское, Барун-Ульское, Наранское, Третьяковское, Иволгинское. Среди поздних образований жилы подобного состава установлены на Ермаковском и Амандакском (фтор-бериллиевых), Джидинском и Булуктаевском (молибден-вольфрамовых) месторождениях.

Кварц-флюоритовые тела представлены жилами выполнения открытых трещин и минерализованными брекчиями. Вмещающими породами их служат граниты, основные и средние эффузивы, кристаллические сланцы и гнейсы, конгломераты и песчаники. Типичная минеральная ассоциация включает кварц и флюорит, в подчиненном количестве установлены кальцит, калиевый полевой шпат, барит, пирит, глинистые минералы, редко - геарксутит, гематит, галенит, цеолиты. Рудные тела сопровождаются пиритизацией, окварцеванием, флюоритизацией и аргиллизацией включающей каолинит, монтмориллонит, диккит, галлуазит, гидромусковит. На дорудном этапе сформирована большая часть пирита. Последний слагает рассеянную вкрапленность, прожилки в брекчированных вмещающих породах и контактах флюоритовых тел.

Термобарогеохимическими исследованиями установлено, что минералообразование в Западном Забайкалье происходило в интервале от 250 до 750°C и давлении 200-440 атм [Архипчук и др., 1969; Булнаев, 1976]. К ним близки РТ значения месторождений Восточного Забайкалья и Монголии (140-220°C) [Жамсран и др., 1986; Pei et al., 2017].

Около десятка месторождений и рудопроявлений представлено кальцит-кварц-флюоритовым типом. Часть из них локализована среди карбонатных (Эгита, Дархинское, Барун-Алцакское, Верхне-Сангинское) и другие в силикатных породах (Бурун-Ульское, Верхне-Убукуновское). Некоторые кварц-флюоритовые жилы, залегающие среди алюмосиликатных пород, переходят по простиранию в известняки и становятся кальцит-кварц-флюоритовыми.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На месторождениях изучены изотопные составы сульфидной и сульфатной серы, кислорода в кварцах, кислорода и углерода в кальцитах. В каолините и геарксутите ($\text{CaAlF}_4(\text{OH})\cdot\text{H}_2\text{O}$) определен изотопный состав водорода, а во флюорите – первичные изотопные стронциевые отношения и ϵNd .

Состав серы изучен в кварц-флюоритовых, карбонатно-кварц-флюоритовых и баритсодержащих проявлениях. Большая часть анализов серы привлечена из [Рипп, 1984]. Количество пирита в них обычно не превышает 1 мас.%, и только на Калангуйском месторождении, содержание пирита и марказита в рудах и вмещающих породах достигает 5-7 %. Пирит фиксируется в основном во вмещающих породах, образуя рассеянную вкрапленность и маломощные прожилки. Величины $\delta^{34}\text{S}$ в пиритах варьируют в основном в пределах отрицательных значений (табл. 1). Барит присутствует в рудных телах слагая вкрапленность и гнезда размером до нескольких сантиметров. Состав серы в них менее однороден, а значения $\delta^{34}\text{S}$ варьируют в пределах 9-17 ‰ (рис 2, табл.1).

Изотопный состав кислорода определен в кварце и околосредоточных аргиллизитах. На Манжинском месторождении проанализированы также геарксутит, из центральной зоны рудных тел и калиевый полевой шпат. Главной особенностью кислорода кварца рудной стадии является деплетированность тяжелым изотопом, имеющим в большинстве случаев отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ (-0,2 - -3,63 ‰), (рис. 3, табл. 2). Обогащенность легким кислородом зафиксирована в геарксутите и калиевом полевошпате Манжинского месторождения. Как следствие метасоматических процессов изотопно тяжелее кислород в кварце Эгитинского месторождения. Величины $\delta^{18}\text{O}$ здесь варьируют в интервале от +4,4 до +12‰. Расчеты состава кислорода во флюидах равновесных с кварцем, кальцитом и полевым шпатом показывают на резкую обогащенность их легким изотопом. Это свидетельствует об участии метеорной воды в составе рудоносного флюида. Количество такой воды на некоторых месторождениях достигало 75-80 % (табл. 2). Вследствие контаминации веществом вмещающих пород, кислород в аргиллизитах изотопно более тяжелый.

Изотопной гетерогенностью кислорода и углерода характеризуется кальцит кальцитсодержащих месторождений (табл. 3). По составу кислорода выделяется две группы. В одну из них входит Эгитинское месторождение, залегающее среди известняков. В образовании его интенсивно проявились метасоматические процессы. Обогащение кальцита легким углеродом (пробы 4-6) достигающее -10,5 ‰ $\delta^{13}\text{C}$, на этом месторождении предполагает участие в его образовании углерода органического происхождения. Кислород известняков этого месторождения приближен к составам

метаморфизованных морских карбонатных пород. Подобные изотопные характеристики кислорода и углерода установлены в кальцитах из флюоритовых прожилков, образованных метасоматическим преобразованием известняков [Barker et al., 2009] месторождения Южного Уэльса. Вторую группу представляют месторождения с кальцитом из жил выполнения открытых трещин. В этом случае изотопные величины кислорода в кальците имеют отрицательные значения, идентичные составу в кварце.

В кальцитах другой группы отмечается деплетированность тяжелым углеродом и заметно более легкий (вплоть до отрицательных значений $\delta^{18}\text{O}$) изотопный состав кислорода. Они близки к составам на эпитегрмальном флюоритовом карбонатсодержащем месторождении [Pei et al., 2017] Внутренней Монголии (-4.96 - -4.25 ‰ $\delta^{18}\text{O}$) и углерода (-2.06 - $+1.76$ ‰ $\delta^{13}\text{C}$).

Изотопные составы стронция и неодима определены во флюорите и барите, а на Наранском и Эгитинском месторождениях во вмещающих сиенитах и известняках, соответственно. Значения Sr_0 во флюоритах характеризуются высокой гетерогенностью и варьируют в основном от 0.706 до 0.709 (табл. 4). Они близки к составам термальных трещинно-жильных вод Западного Забайкалья [Плюснин и др., 2013б] и отражают различную степень контаминации вмещающими породами. Относительно базальтов (0.704 – 0.705) флюоритовые месторождения больше обогащены радиогенным стронцием. На Наранском месторождении это значение достигает 0,715.

Для всех изученных образцов флюорита (табл. 5) фиксируются отрицательные значения ϵNd и не попадают в поле эволюции мантийного источника (рис. 4).

Геохимические особенности. Так как по времени формирования эпитегрмальные флюоритовые месторождения ассоциируют с базальтами, то мы их нормируем к хондриту. Анализы редких и редкоземельных элементов во флюоритах фиксируют широкие вариации их содержаний даже в пределах одного месторождения (рис. 5-6, табл. 6). В большинстве случаев отмечены глубокие минимумы по титану, ниобию, циркону, торию и максимумы по стронцию и урану. Такие же характеристики в целом повторяются в термальных трещинно-жильных водах Западного Забайкалья (рис.6). Для флюоритов характерны широкие вариации La/Yb отношений, преобладание урана над торием, что позволяет диагностировать источник материнских пород.

ОБСУЖДЕНИЕ

Несмотря на распространенность эпитегрмальных флюоритовых месторождений изотопные исследования их пока еще немногочисленны [Sanchez et al., 2010; Khorshidi et al., 2016]. Они представляют результаты изучения в минералах и породах кислорода, углерода, сульфидной и сульфатной серы, водорода, стронция, неодима. Значительно меньше изучены составы кислорода и водорода в газовой-жидких включениях [Зыкин, 2007; Cosanay et al., 2017], кислорода в баритах [Sanchez et al., 2010]. Этими исследованиями установлено участие в образовании месторождений вод метеорного источника, а проявившиеся метасоматические процессы сопровождалась контаминацией веществом вмещающих пород, определили вариации изотопных составов кислорода, углерода и стронциевых отношений.

Изотопно легкий кислород установлен в минералах и газовой-жидких включениях эпитегрмальных месторождений многих регионов [Seal et al., 1993; Зыкин, 2007; Pei et al., 2017] и является их главной особенностью.

Для месторождений Забайкалья характерна деплетированность тяжелыми серой, кислородом и углеродом. Появление легкого кислорода в минералах связано с участием в их образовании метеорной воды. Кислород в воде равновесной с кварцем, кальцитом и КПШ при температурах 180-200⁰С имеет значения $\delta^{18}\text{O}$ от -5,5 до -15,7 ‰. Еще более легкий кислород зафиксирован в воде газовой-жидких включений флюорита (табл. 7). Небольшая глубина формирования магматических плутонов и месторождений обусловили рециклинг таких вод. Это подтверждается составом водорода из каолинита, деплетированного дейтерием (-175.8 ‰ δD). Согласно расчетам количество метеорной воды составляло от 55 до 85 % (табл. 2). Участие такой воды в образовании эпитеpmальных флюоритовых месторождений показано для проявлений Австралии, Испании, Ирана, Турции, Китая [Sanchez et al., 2010; Khorshidi et al., 2016; Cosanay et al., 2017]. Состав водорода (-48 ‰ δD) в воде из геарксутита (Манжинское месторождение) указывает также и на присутствие глубинного флюида.

В аргиллизитах контактовых зон флюоритовых тел с силикатными породами, образовавшихся в результате взаимодействия с вмещающими породами, фиксируется утяжеление изотопного состава кислорода (табл. 2). На Манжинском месторождении следствием таких процессов стало удревление возраста до 175 млн. лет (вместо 120 млн. лет), новообразованного калиевого полевого шпата. Появление отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}$ на Эгитинском месторождении указывают на вовлечение биогенного углерода.

Сера пиритов изученных проявлений свидетельствует о гомогенности её источника и отсутствии значимой контаминации серой вмещающих пород. Приуроченность пирита к зонам дробления вмещающих пород, контактам флюоритовых тел свидетельствует о дорудном выделении его в момент падения давления и миграции в газовой фазе. Изначально состав её был идентичен мантийному источнику. Перемещение в газовой фазе обусловило обогащение её легким изотопом и появление отрицательных значений $\delta^{34}\text{S}$ [Фор, 1989].

СВЯЗЬ С МАГМАТИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ

Проблемы связи эпитеpmальных флюоритовых месторождений с магматическими породами и источников их флюидов до настоящего времени остаются дискуссионными. Среди комагматов предлагаются как кислые, так и основные породы. Известные в Забайкалье флюоритсодержащие месторождения разной формационной принадлежности сопровождают лейкограниты, щелочные граниты и сиениты, синхронизированы с карбонатитами, базальтоидами. Связь с кислыми магматитами предполагается для месторождений Аргентины [Dill et al. 2016], Германии [Dill et al., 2012], Испании [Cardellach, 1993] и Восточного Забайкалья [Котова, Абрамов, 2009]. Появление фторсодержащих флюидов в результате кристаллизационной дифференциации и ликвации базальтовых расплавов рассмотрена в работе [Когарко, Кригман, 1981].

Наибольшая интенсивность эпитеpmального флюоритового оруденения в регионе пространственно и во времени сближена с позднемезозойским базальтовым вулканизмом, формировавшимся вплоть до позднего мела. Сотни таких проявлений приурочены к Центрально-Азиатскому флюоритоносному поясу, фиксируются совмещенностью полей экстенсивности флюоритовой минерализации и участков распространения позднемезозойских базальтов (рис.7). Юрские и меловые основные эффузивы Забайкалья по [Канищев и др., 1974] отличаются высокими содержаниями фтора (425.4 г/т), а в их миндалинах отмечено присутствие флюорита [Жамсран и др., 1986]. Дискомфорт в этой

связи создает ограниченность геохронологических данных и многофазность проявления базальтового магматизма. Только в Западном Забайкалье выделено семь временных этапов формирования позднемезозойско-кайнозойских базальтоидов [Воронцов и др., 2016]. Отличие петрохимических и геохимических характеристик их от эпитермальных флюоритовых месторождений (табл. 8) не дают возможности связать оруденение с конкретными фазами. Об этом свидетельствуют дистанцированность полей изотопных стронций – неодимовых величин (рис. 4), изотопных составов стронция (рис. 4, табл. 4) редких и редкоземельных элементов (рис. 6). По существу только фтор и сера могут быть связаны с базальтами. Состав сульфидной серы идентичен мантийному источнику, обогащенному легким изотопом (рис. 2). Дифференциация изотопного состава произошла в процессе перемещения флюидной фазы, что и привело к обогащению легким изотопом $\delta^{34}\text{S}$ (-1,8 - -7,7 ‰). Эпитермальные флюоритовые месторождения в пределах Центрально-Азиатского флюоритоносного пояса, включающего Западное и Восточное Забайкалье, сформировались в позднем мезозое и синхронизированы во времени с внутриплитным базальтоидным вулканизмом. Базальты так же послужили источником тепла и обусловили процессы рециклинга метеорных вод (рис. 8). Объем последних в рудообразующих флюидах месторождений Забайкалья достигал 80 %.

Широкие вариации составов и содержаний примесных элементов во флюоритах и изотопные характеристики свидетельствуют о проявившихся процессах контаминации. Как и в других регионах [Seal et al., 1993; Зыкин, 2007] в состав флюидов месторождений была вовлечена вода метеорного происхождения. Низкие концентрации во флюидах компонентов типоморфных для базальтов не поддерживают вариант выделения их непосредственно из магматического очага. Мы предполагаем, что последний был ограничен в основном привнесом серы и фтора.

На этапе миграции растворов произошла контаминация их элементами вмещающих пород. Этот механизм близок к модели формирования современных термальных трещинно-жильных вод Западного Забайкалья [Плюснин и др, 2008, 2013а, б, 2015]. В последних метеорные воды, проникавшие на глубину до 5-6 км, и нагревавшиеся до 120°C, получили (за исключением серы) близкий с флюоритовыми месторождениями характеристики. В результате взаимодействия с вмещающими породами они обогатились фтором, кремнием, РЗЭ, а при выходе на поверхность имеют изотопный состав стронция 0.707- 0.710 [Дриль и др., 2007; Плюснин и др., 2008, 2013б]. Изотопный состав (δD 120-160 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ от -15 до -25 ‰) трещинно-жильных вод ложится вдоль глобальной линии метеорных вод [Плюснин и др., 2013б]. Состав и концентрации редкоземельных элементов определились интенсивностью взаимодействия воды с горными породами и степенью разбавления поверхностными водами. В целом конфигурации кривых спайдердиаграмм относительно близки с флюоритовыми месторождениями (рис. 6).

Однотипность минеральных составов эпитермальных флюоритовых месторождений и проявлений вне зависимости от субстрата и присутствие их в породах бедных кальцием (граниты, гнейсы, кристаллические сланцы) предполагает привнос последнего в составе гидротерм. Постоянная ассоциация кварца и флюорита могла быть обеспечена переносом их в виде CaSiF_6 . Высокая растворимость последнего в воде дает дополнительную поддержку варианту переноса и единообразию эпитермальных флюоритовых месторождений.

ВЫВОДЫ

1. В Западном Забайкалье отчетливо фиксируется флюоритовая специализация проявившаяся в период от раннего триаса до позднего мела. Этот этап синхронизирован с проявлениями внутриплитных рифтогенных процессов.

2. Главной особенностью эпитеpmальных флюоритовых месторождений является деплетированность легкими изотопами серы, кислорода и углерода. В их формировании ведущую роль играли флюиды метеорного источника, вызванного процессами рециклинга.

3. При проявлении метасоматических процессов в результате контаминации вмещающими породами фиксируются сдвиги в изотопных составах кислорода и углерода.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 17-05-00129 и Президента РФ (МК-1014.2019.5).

ЛИТЕРАТУРА

Андрющенко С.В., Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимиров И.В. Эволюция юрско-мелового магматизма Хамбинской вулканотектонической структуры (Западное Забайкалье) Геология и геофизика, 2010, т. 51, №51, с. 944-962.

Булнаев К.Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья // Новосибирск: Наука, 1976, 128 с.

Булнаев К.Б. Особенности образования и размещения флюоритовых формаций Забайкалья // Эволюция эндогенных процессов и оруденения в Забайкалье. Улан-Удэ, 1981, с. 101-109.

Буйкин А.И., Кузнецова О.В., Севастьянов В.С., Невинный Ю.А. Способ ввода микроколичеств воды из флюидных включений в масс-спектрометр для измерения изотопного состава водорода и кислорода // Геохимия, 2016, №2, с. 220-223.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицына Т.Ю. Позднемезозойский-раннекайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора // Геология и геофизика, 2016, т. 57, №5, с. 920-946.

Гриненко В. А. Приготовление двуокиси серы для изотопного анализа // Журнал неорганической химии, 1962, т. 7, с. 578–582.

Дондоков З.Б.-Д., Потапов Л.В., Кислов Е.В. Минерально-сырьевой комплекс Республики Бурятия: состояние и перспективы // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление, 2015, №6, с. 43-51.

Дриль С.И., Дубинина Е.О., Калмычков Г.В., Чуканова С.В., Сандимиров И.В., Владимирова Т.А., Склярова О.А., Иконникова Т.А. Изотопная Sr-O-H систематика и генезис вод оз. Байкал и его притоков // Тезисы докладов 18-го симпозиума по геохимии изотопов. М., 2007, с. 88-89.

Жамсран М., Лхамсурен Ж., Оболенский А.А., Бадамгарав Ж., Батжаргал Ш., Оболенская Р.В., Туменбаяр Б., Цоодол Б., Шийтэр Н. Металлогения Монгольской Народной Республики. Новосибирск, 1986, 48 с.

Зыкин Н.Н. Изотопный состав кислорода и водорода воды газовой-жидких включений в гидротермальных системах рудных месторождений // Миасс: ИМин УрО РАН, 2007, с. 51-55.

Иванова А.А. Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья // М.: Недра, 1974, 208 с.

Канищев А.Д., Менакер Г.И. Средние содержания 15 рудообразующих химических элементов в земной коре Центрального и Восточного Забайкалья // Геохимия, 1974, №2, с. 405-411.

Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981, 125 с.

Котова Н.П., Абрамов Б.Н. Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья: условия формирования, закономерности размещения // Вестник ЧитГУ, 2009, т. 52, № 1, С. 55-62.

Крупенин М.Т., Прохаска В., Ронкин Ю.Л. Природа фтора и рудообразующих растворов флюоритового месторождения Суран (Башкирский мегантиклинорий) по данным изучения лантаноидов, флюидных включений и Sr-Nd систематики // Литосфера, 2012, №5, с. 126-144.

Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Цыденова Д.С., Посохов В.Ф., Мурзинцева А.Е. Результаты изотопного изучения эпитермальных флюоритовых месторождений Западного Забайкалья (Источники вещества и флюидов) // Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Изв. Сиб. отделения Секции наук о Земле РАЕН, 2018, т. 41, №2, с. 9-22.

Лыхин Д.А., Ярмолук В.В. Западно-Забайкальская бериллиевая провинция: месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества. М.: ГЕОС., 2015, 256 с.

Плюснин А.М., Чернявский М.К., Посохов В.Ф. Условия формирования гидротерм Баргузинского Прибайкалья по данным микроэлементного и изотопного состава // Геохимия, 2008, № 10, с. 1063-1072.

Плюснин А.М., Жамбалова Д.И. Влияние мелиорации на экологическое состояние поверхностных и подземных вод Усть-Селенгинской впадины // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология, 2013а, №5, с. 399-404.

Плюснин А.М., Замана Л.В., Шварцев С.Л., Токаренко О.Г., Чернявский М.К. Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2013б, т. 54, № 5, с. 647-664.

Плюснин А.М., Чернявский М.К., Будаев Р.Ц., Перязева Е.Г. Формирование ресурсов и химического состава поверхностных и подземных вод междуречья Хилка и Чикоя // География и природные ресурсы, 2015, № 1, с. 125-134.

Рипп Г.С. Геохимия эндогенного оруденения и критерии прогноза в складчатых областях. Новосибирск, Наука, 1984, 191 с.

Рипп Г.С., Смирнова О.К., Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Рампилов М.О., Посохов В.Ф. К проблеме источников вещества месторождений Джидинского рудного поля (по данным изотопных исследований) (Западное Забайкалье) // Материалы IX-ой Всероссийской петрографической конференции «петрология магматических и метаморфических комплексов». Томск, 2017, с. 371-376.

Соловьев А.Т. К вопросу о поясах и этапах флюоритовой минерализации Восточного Забайкалья. Труды ВСЕГЕИ, 1961, т. 57, с. 141-145.

Саватенков В.М., Мочалов А.Г. Возраст и источники дунитов массива Кондер Алданского щита // ДАН, 2018, т. 482, №5, с. 577-582.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Изд-во Мир, 1989, 560 с.

Beaudoin G., Therrien P. [The updated web stable isotope fractionation calculator](#) // In: [Handbook of stable isotope analytical techniques](#) / Ed. Groot P.A., Elsevier, 2009, p. 1120-1122.

Barker S. L.L., Bennet V.C., Cox S.F., Norman M.D., Gagan M.K. Sm-Nd, Sr, C and O isotope systematic in hydrothermal calcite-fluorite veins: Implications for fluid-rock reaction and geochronology // *Chemical Geology*, 2009, v. 268, p. 58-66.

Cardellach C.E. Strontium and sulphur isotope geochemistry of low-temperature barite-fluorite veins of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain): a fluid mixing model and age // *Chemical Geology*, 1993, v. 104, p. 269-280.

Cosanay P., Kirat E., Nihal C., Kizilkanat C., Mutlu H., Koc S. Geochemical, microthermometric, and isotopic constraints on the origin of fluorite deposits in central Anatolia, Turkey // *Turkish J of Earth Sciences*, 2017, v. 26, p. 206-226.

Dill H.G., Weber B., Eigler G., Kaufhold S. The fluorite deposits NE of Regensburg, SE Germany-A mineralogical and chemical comparison of unconformity-related fluorite vein-type deposits // *Chemie der Erde*, 2012, v. 72, p. 261-278.

Dill H.G., Luna L.I., Nolte N., Hansen B.T. Chemical, isotopic and mineralogical characteristics of volcanogenic epithermal fluorite deposits on the Permo-Mesozoic foreland of the Andean volcanic arc in Patagonia (Argentina) // *Chemie der Erde*, 2016, v. 76, p. 275-297.

Ekambaram Vanavan., Brookins Douglas G., Rosenberg Pholip E., Emanuel Karl M. Rare-earth element geochemistry of fluorite-carbonate deposits in Western Montana, USA // *Chemical Geology*, 1986, v. 54, issues 3-4, p. 319-331.

Kesler Stephen E., Ruiz Joaquin, Jones Lois M. Strontium-isotopic geochemistry of fluorite mineralization (Coahuila, Mexico) // *Chemical Geology*, 1983, v. 41, p. 65-75.

Khorshidi E., Abadi B.E.A. REE and stable isotope (C, O, S) geochemistry of fluorite from the Kamar-Mehdi deposit, southwest of Tabas, Iran // *Arab J Geosci.*, 2016, v. 9, №2, p. 1-11.

O'Neil, Clayton R.N., Mayeda T.K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.*, 1969, v. 51, p. 5547-5558.

Pei Q., Zhang S., Santosh M., Cao H., Zhang W., Hu X., Wang L. Geochronology, geochemistry, fluid inclusion and C, O and Hf isotope compositions of the Shuitou fluorite deposit, Inner Mongolia, China // *Ore Geology Reviews*, 2017, v. 83, p. 174-190.

Seal R.R., Rye R.O. Stable isotope study of fluid inclusions in fluorite from Idaho: Implications for continental climates during the Eocene // *Geology*, 1993, v. 21, 219 p.

Sanchez V., Cardellach E., Corbella M., Vindel E., Martin-Crespo T., Boyce A.J. Variability in fluid sources in the fluorite deposits from Asturias (N Spain): Further evidences from REE, radiogenic (Sr, Sm, Nd) and stable (S, C, O) isotope data // *Ore Geology Reviews*, 2010, v. 37, p. 87-100.

Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1990, v. 54, p. 1353-1357.

Sharp Z.D., Gibbons J.A., Maltsev O., Atudorei V., Pack A., Sengupta S., Shock E.L., Knauth L.P. A calibration of the triple oxygen isotope fractionation in the SiO₂-H₂O system and applications to natural samples. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2016, v. 186, p. 105-119.

Venneman T.W., O'Neil J.R. A simple and inexpensive method of hydrogen isotope and water analyses of minerals and rocks based on zinc reagent // *Chemical Geology (Isot. Geosci. Sect.)*, 1993, v. 103, p. 227-234.

Рис. 1. Схема распространения эпитермальной флюоритовой минерализации в Забайкалье. 1-Сибирская платформа, 2-складчатая область, 3-граница распространения флюоритовой минерализации; 4-флюоритовые проявления; 5-флюоритовые рудопроявления и месторождения на которых проведены исследования: 1-Амандак, 2-Усуглинское, 3-Эгита, 4-Кижингинское, 5-Ермаковское, 6-Калангуй, 7-Третьяковское, 8-Манжинское, 9- Убукун, 10- Абагайтуй, 11- Хэлтэгейское, 12- Аро-Ташир, 13-Наран, 14-Поворотное, 15-Новопавловка-II, 16-Хурай.

Рис. 2. Изотопный состав серы (средние значения) в пирите и барите из эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии. Номера анализов приведены в таблице 1.

Рис. 3. Изотопный состав кислорода в минералах эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья. Дистанцированность значений Эгитинского месторождения обусловлена метасоматическими процессами.

Рис. 4. Sr-Nd характеристика базальтов (1) [Андрющенко и др., 2010; Воронцов и др., 2016] и флюоритов из эпитермальных флюоритовых месторождений (2).

Рис. 5. Графики нормированных [Sun and McDonough 1989] содержаний РЗЭ к хондриту во флюоритах эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья. 1-Хурай, 2-Эгита, 3-Убукун, 4-Калангуй, 5-Абагайтуй, 6-Бороундур, 7-Хэлтегейское, 8-Аро-Ташир, 9-Убур-Ташир.

Рис. 6. Спайдердиаграмма нормированных содержаний редких и редкоземельных элементов во флюоритах флюоритовых месторождений Забайкалья относительно хондрита. Затенено поле трахибазальтов [Воронцов и др., 2016]. 1-Третьяковка, 2-Эгита, 3-Манятское, 4-Манжинское, 5-Термальные трещинные азотно-кремнистые воды Западного Забайкалья [Плюснин и др., 2013б].

Рис. 7. Схема экстенсивности распределения эпитермального флюоритового оруденения в Забайкалье. 1-4-изоконцентраты экстенсивности от меньшей к большей; 5-граница осадочного чехла Сибирской платформы; 6-поля распространения позднемезозойских базальтоидов.

Рис. 8. Модель формирования эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья.

Табл. 1.

Изотопный состав сульфидной (пирит) и сульфатной (барит) серы эпitherмальных флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии

№ п/п	Минерал	Месторождения	$\delta^{34}\text{S}$, ‰ CDT
		Кварц-флюоритовые	
1	Пирит	Наранское	-3,41 (6)
2		Новопавловское II	-3,38 (15)
3		Хурайское	-5,02 (3)
4		Хамнейское	-2,57 (2)
5		Третьяковское	-1,8
6		Тосо-I	-2,4
7		Бэрх	- 3,1
8		Эгита	- 3,25
		Пирит-флюоритовые	
9		Калангуйское	- 7,7 (35)
		Барит-кальцит-кварц-флюоритовые	
10	Барит	Аро-Таширское	10,2 (2)
11		Новопавловское II	9,1
12		Перевальное	15,8
13		Баян-Ундурское	16,5
14		Абагайтуйское	11,5 (3)
15		Усуглинское	12,65
16		Галшарьинское	12,1 (3)
17		Нижне-Кижингинское	12,1

Примечание. В скобках указано количество проб. По этим месторождениям даны средние значения. По Калангуйскому месторождению использованы также данные [Булнаев, 1976].

Табл. 2.

Изотопный состав кислорода в минералах и равновесных с ними флюидах
эпитермальных месторождений

№ проб	Месторождение	Анализируемый материал	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ SMOW	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Fluid	T°C	Количество метеорной воды
Кварц-флюоритовые						
Гм 765-1 Гм 2870-1 Гм 540-1 Хур-1/18а	Хурай	Кварц То же - // - - // -	-1,4 -2,6 1,8 -3,63	-14,5 -15,7 -11,3 -16,2	180	70-85%
Гр-34 Гр-4/18	Третьяковка	Кварц Аргиллизит	-2,2 0,9	-15,3 -10,1	180	75-80%
Амнд-17	Амандак	Кварц	-2,2	-15,3	180	80%
521- Н-К 547-Н-К	Нарын-Кундуй	Кварц То же	-2,3 1,3	-15,4 -11,8	180	70-80%
Мн-14-1 Мн-14-2 Ман. 17-1 1-грк Мн-3/17	Манжинское	Кварц То же Кпш Геарксутит Аргиллизит	-0,2 -0,4 -1,8 0,88 2,41	-13,0 -13,5 -11,0 -9,8 -8,7	180	70-75% 55%
Пов-1/18 Пов-2/18	Поворотное	Кварц То же	- 0,9 - 0,4	-13,8 -13,5	200	70-75%
Гм 2864-1 Гм 2864	Наран	Кварц То же	2,0 2,1	-9,7 -9,6	200	50-60%
Кальцит-кварц-флюоритовые						
Гм 637-1 636	Убукун	Кварц То же	-3,0 -3,4	-15,1 -15,5	180	80%
Э-14-2 Э-14-1 Гм 595-1 Гм 596-1 Э-14-2 Гм 597-1 Э-8/17	Эгита	Кварц То же - // - - // - - // - - // - Каолинит	6,2 4,4 12,6 4,7 6,2 10,1 0,71	-5,5 -7,3 0,9 -7,0 -5,5 -1,6 -10,1	200	40-50%
Ар-3/18 2880	Аро-Ташир Абагайтуй	Аргиллизит Кварц	2,16 3,7	-8,7 -9,4	180	55% 60%

Примечание. Расчеты состава кислорода во флюидах проведены по [Sharp et al., 2016], использованы температуры термобарогеохимических исследований.

Табл. 3.

Изотопный состав кальцита из кварц-флюоритовых и барит-кварц-флюоритовых месторождений

№ п/п	№ проб	Месторождения	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ Fluid	Т°С
1	Э-6-1	Эгита	-4.83	18,2	7,6	200
2	Э-6-2		-3.39	14,55	3,95	
3	Э-6-3		-1.76	-6,06	-16,7	
4	Э-6-4		-10.52	19,77	9,2	
5	Э-6-5		-9.38	17,11	6,5	
6	Э-20-1		-8.70	16,72	6,12	
7	2887-13Уб	Убукун	1.76	-4,06	-14,7	180
8	2880-Аб	Абагайтуй	-2.06	-4,25	-14,8	180
10	Е-15-27	Ермаковское	-1.48	1,79	-8,81	180
11	Е-15-27а		-1.69	2,47	-8,13	

Примечание. Изотопный состав воды определен по [O'Neil, 1969] исходя из температур термобарогеохимических исследований.

Табл. 4.

Изотопный состав стронция эпитермальных месторождений Забайкалья

№ п/п	№ проб	Проявления и месторождения	Анализируемый материал	Sr _i
1	ГМ-582	Наран	Флюорит	0.7136
2	Нар-1		То же	0.7154
3	ГМ-2864		- // -	0.71498
4	Нр-22/01		Сиенит (вал)	0.84518
5	ГМ-540	Хурай	Флюорит	0.706279
6	ГМ-765		То же	0.70645
7	Хур-18/1		- // -	0.70727
8	ГМ-2870		- // -	0.70598
9	Мн-550	Манятское	Флюорит	0.70825
10	Мн-550/1		То же	0.70644
11	Ар-1/18	Аро-Ташир	Флюорит	0.70889
12	4301		Барит	0.70897
13	Хл-8/18	Хэлтегей	Флюорит	0.70919
14	Мн-9/17	Манжинское	Флюорит	0.70597
15	Э-7/17	Эгита	Флюорит	0.70686
16	ЭГ-1		То же	0.70689
17	Гм-596		- // -	0.70687
18	ЭГ-77п		Известняк	0.70809
19	ГМ-637	Убукун	Флюорит	0.709762
20	ГМ-2878	Абагайтуй	Флюорит	0.70645
21	ГМ-2877		То же	0.708274
22	5602		Барит	0.70818
23	ГМ-2874	Калангуй	Флюорит	0.706419
24	ГМ-2761	Бороундур	Флюорит	0.709565

Примечание. Пробы сиенита (4) и известняка (18) из вмещающих пород.

Табл. 5.

Nd-Sr характеристика флюоритов эпитеpmальных месторождений Забайкалья

	Месторождения	Sm	Nd	ϵNd	TNd	Rb	Sr	Rb/Sr	Sr_i	ϵSr_T	Млн. лет
ГМ-765	Хурай	0.7	5.45	-1.04	766	0.3	281.7	0.0035	0.70645	30.1	120
ГМ-595-2	Эгита	0.58	2.58	-4.08	1524	2.7	349.2	0.0222	0.70687	36.1	120
Мн-9/17	Манжинское	16.4	54.5	-1.97	2947	0.9	96.9	0.026	0.70597	22.4	120
Ар-1/18	Аро-Ташир	36.63	35.19	-5.24	-162.7	1.9	194	0.028	0.7088	63.7	120
Хл-8/18	Хэлтегей	4.16	18.03	-5.45	1722	0.2	96.7	0.007	0,70919	68.6	120
Н-1/18	Наран	19.35	20.41	-5.98	-222.9	0.5	141	0.010	0,7154	156.4	120

Табл. 6.

Состав редких и РЗЭ флюоритов эпитермальных месторождений Забайкалья

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Тр-3/17	Э-7/17	Хл-8/18	Мс-550	ГМ-611	Мн-9/17	Хур-18	Ар-1/18	Гм-637	2874	2877	2761	Уб-3/18	Б-18
Be	1.01	0.23	н/о	1.81	2.48	2.52	0.83	0.55	-	-	-	-	0.85	0.88
Ti	2229	20	н/о	27	13508	50	6.4	н/о	-	-	7.0	-	43	43
V	3.02	1.79	н/о	0.37	86	1.51	4.58	н/о	-	-	н/о	-	н/о	н/о
Cr	8.6	4.87	н/о	2.97	19	6.2	11.6	н/о	-	-	7.8	-	н/о	н/о
Mn	4112	17	10.2	17	64	97	8.1	11.7	22	4.2	20	12.7	н/о	н/о
Co	24	0.70	н/о	1.25	0.46	0.84	0.72	н/о	-	-	1.2	-	н/о	н/о
Ni	5.2	3.43	2.63	1.51	10.4	4.12	0.52	2.58	-	-	3.7	-	н/о	н/о
Cu	56	6.9	2.57	35	9.1	6.6	7.7	2.10	-	-	7.8	-	45	42
Zn	172	5.8	8.8	4.77	52	6.9	4.30	6.8	-	-	7.4	-	н/о	н/о
Ga	18	0.39	н/о	0.35	32	0.58	0.21	0.29	-	-	1.8	-	0.33	0.34
Ge	1.37	0.14	н/о	0.067	1.17	0.040	0.12	н/о	-	-	1.2	-	н/о	н/о
As	3.73	0.43	н/о	0.53	1.43	0.82	0.28	н/о	-	-	н/о	-	н/о	н/о
Rb	24	0.89	н/о	0.78	101	0.98	0.99	2.11	14,5	0.57	0.5	0.74	2.22	2.36
Sr	941	155	242	301	144	226	260	655	112	154	231	363	385	400
Y	25	28	54	114	8.0	2.33	34	117	-	-	64	-	4.55	4.64
Zr	104	14.8	34	16	480	13.5	5.3	9.4	-	-	17.8	-	12.9	13.7
Nb	9.0	н/о	0.68	0.24	27	н/о	н/о	0.19	-	-	н/о	-	0.45	0.41
Mo	0.83	0.62	н/о	0.45	8.1	0.65	0.43	н/о	-	-	2.2	-	н/о	н/о
Sn	0.51	0.58	0.82	0.40	5.2	0.68	0.24	н/о	-	-	-	-	н/о	н/о
Sb	0.23	0.15	-	0.18	0.48	0.16	н/о	-	-	-	-	-	-	-
Ba	247	61	12.3	44	550	35	16	28087	43	24	13.7	48	66	68
La	12.4	2.45	4.32	13.2	31	4.74	1.92	27	1.64	3.1	4.2	0.82	1.19	1.27
Ce	29	7.9	7.4	28	68	3.24	8.8	39	2.9	5.4	8.1	2.9	н/о	н/о
Pr	3.87	1.17	0.86	3.84	7.4	0.44	1.43	4	0.4	0.67	0.93	0.27	0.06	0.07
Nd	17	5.2	3.19	17	25	1.77	7.5	19	1.8	2.9	2.6	2.1	0.54	0.59
Sm	4.00	2.11	0.78	5.1	3.79	0.34	3.66	16	0.47	0.67	0.28	1.12	0.38	0.45
Eu	1.40	0.96	0.19	1.26	0.61	0.084	1.16	5.4	0.22	0.37	0.09	0.44	0.04	0.33
Gd	4.58	3.01	1.52	6.6	2.62	0.38	4.43	32	0.62	1.08	0.37	2.3	0.58	0.04

Продолжение табл. 6.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Тр-3/17	Э-7/17	Хл-8/18	Мнс-550	ГМ-611	Мн-9/17	Хур-18	Ар-1/18	ГМ-637	2874	2877	2761	У6-3/18	Б-18
Tb	0.73	0.83	0.33	1.45	0.30	0.059	0.84	3.67	0,08	0.15	0.05	0.5	0.11	0.12
Dy	4.69	7.0	2.92	11.2	1.93	0.46	5.7	16	0,53	0.9	0.24	3.5	0.83	0.88
Ho	0.98	1.50	0.74	2.63	0.40	0.10	1.16	2.34	0,1	0.16	0.05	0.68	0.16	0.18
Er	2.99	4.90	2.36	9.3	1.41	0.34	3.55	5.1	0.3	0.45	0.15	1.9	0.51	0.59
Tm	0.45	0.78	0.33	1.70	0.23	0.051	0.62	0.61	0.04	0.07	0.03	0.3	0.07	0.07
Yb	3.27	5.4	1.92	14.3	1.86	0.37	4.69	3.7	0.3	0.4	0.17	1.94	0.46	0.48
Lu	0.56	0.77	0.25	2.21	0.30	0.048	0.67	0.45	0.04	0.06	0.03	0.27	0.06	0.06
Hf	2.23	0.31	0.81	0.44	9.8	0.27	0.073	0.23	0.37	0.06	0.06	0.06	0.3	0.37
Ta	0.38	0.052	н/о	0.052	1.35	0.036	0.034	н/о	0.07	0.37	0.45	0.22	н/о	н/о
W	0.65	0.94	-	0.74	9.3	1.02	0.75	-	-	-	8.0	-	-	-
Tl	0.25	0.0093	-	0.0017	0.48	0.0074	0.033	-	-	-	-	-	-	-
Pb	3.70	0.86	н/о	2.59	39	1.50	1.35	8.9	7.4	2.2	2.2	4.7	н/о	н/о
Th	1.77	0.05	0.08	0.93	6.0	0.083	0.33	2.66	0.37	0.15	0.03	0.15	0.09	0.09
U	3.00	0.08	0.14	0.41	4.93	0.28	2.86	0.26	0.97	0.07	0.07	0.22	0.37	0.37

Примечание. – элемент не определялся, н/о – элемент не обнаружен. Пробы из месторождений: 1-Третьяковка, 2-Эгита, 3-Хэлтегей, 4-Манятское, 5-Наран, 6-Манжинское, 7-Хурай, 8-Аро-Ташир, 9-Убукун, 10-Калангуй, 11-Абагайтуй, 12-Бороундур. 13-Убур-Ташир, 14-Ближний.

Таблица 7

Изотопный составы кислорода и водорода воды из газовой-жидких включений
флюорита

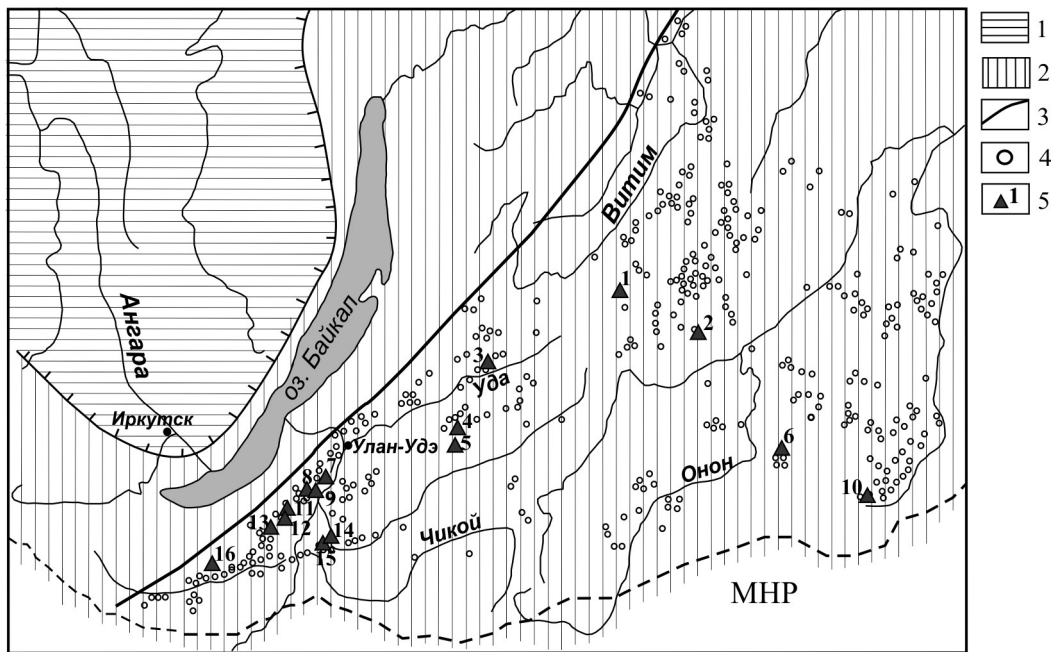
№ п/п	Месторождения	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ SMOW	δD ‰ SMOW
Э-11-17	Эгитинское	-19.5±0.8	-99±2
Хур. 1-18а	Хурайское	-20.7±1.3	-107±5
Мн-17-11	Манжинское	-23.6±0.8	н/опр.

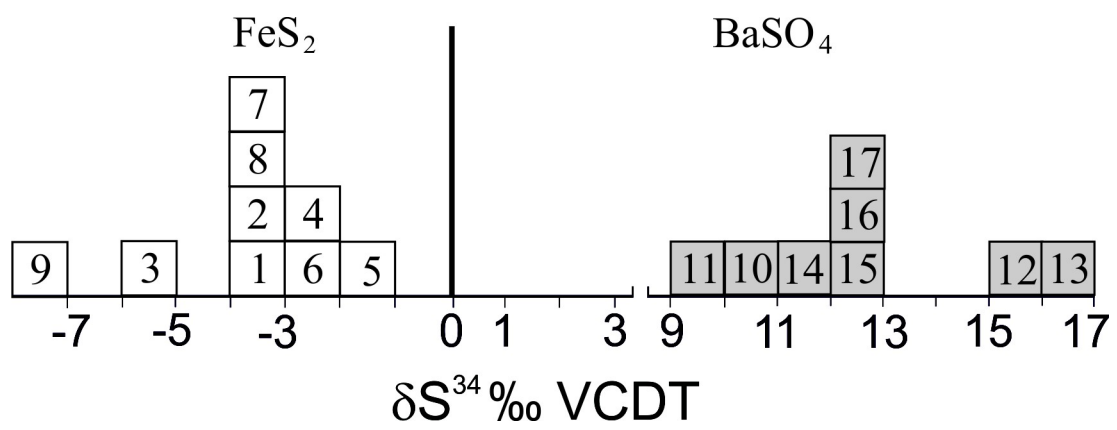
Табл. 8.

Сравнительная геохимическая характеристика базальтов, термальных трещинно-жильных вод и флюоритов из эпитермальных месторождений

	La/Yb	Eu*	Th/U	Sr ^o	εNd
Базальты	14-80	0,8-1,03	2.41-4.8	0.703-0.705	-1.3-+3.6
Хурай	0.34-33	0.6-1.28	0.5	0.70644	-1.04
Манжа	12	0,71	0.28	0.70597	-1.97
Третьяковка	3,7	0,99	0.59	-	-
Наран	0.41 -- 16	0.31-0,56	1.21-3.72	0.7154	-5.98
Манятское	0,9	0,66	2,26	0.70744	-
Убукун	5.4	1.24	0.38	0.70976	-
Эгита	4.04 - 4.23	0.38-0.83	0.61	0.70687	-4.08
Бороундур	0.42	0.81	0.68	0.70956	-
Абагайтуй	24	0.87	0.42	0.70645	-
Калангуй	7.7	1.32	2	0.70641	-
Аро-Ташир	7.2	0.71	10.2	0,7088	-5.24
Хэлтегей	2.25	0.52	0.57	0,7092	-5.45
Термальные воды	8-14	0,6-0,16	0,003-0,05	0.708-0.710	-

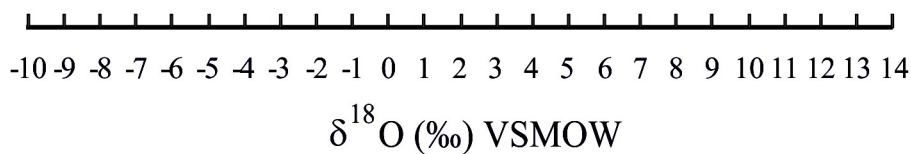
Примечание. Данные по базальтам из [Воронцов и др., 2016], по термальным водам [Плюснин и др., 2008, 2013б], - компоненты не определялись.

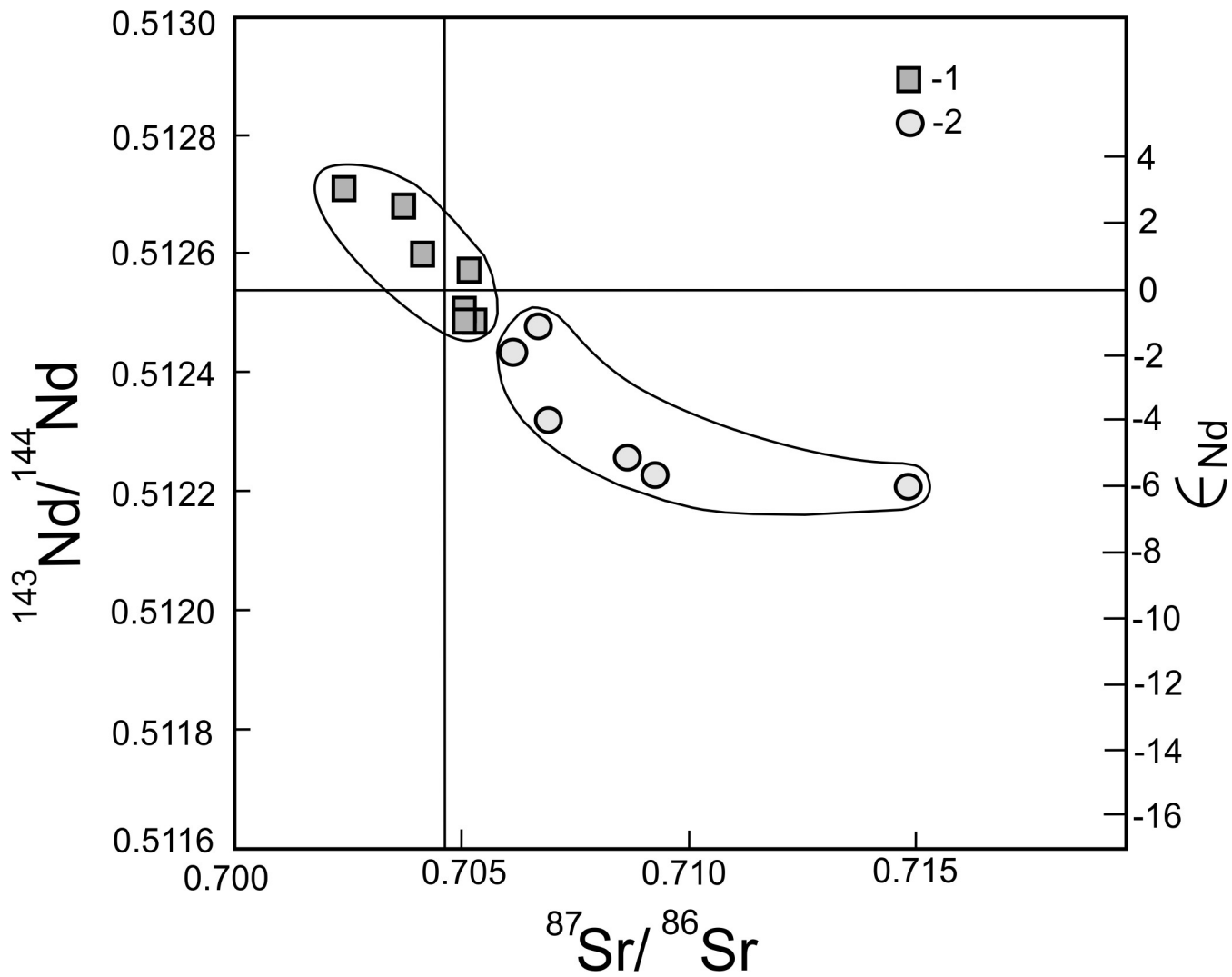


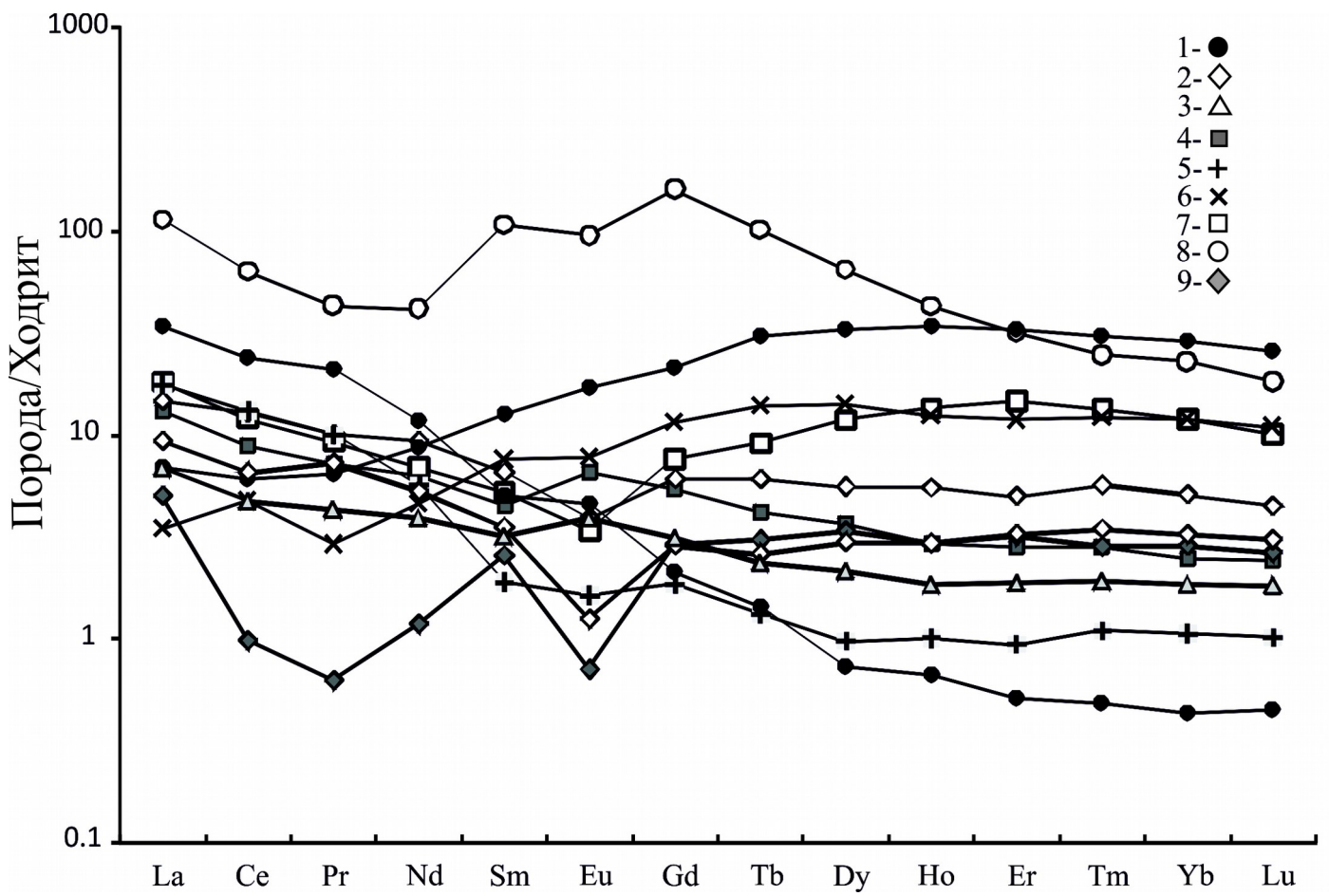


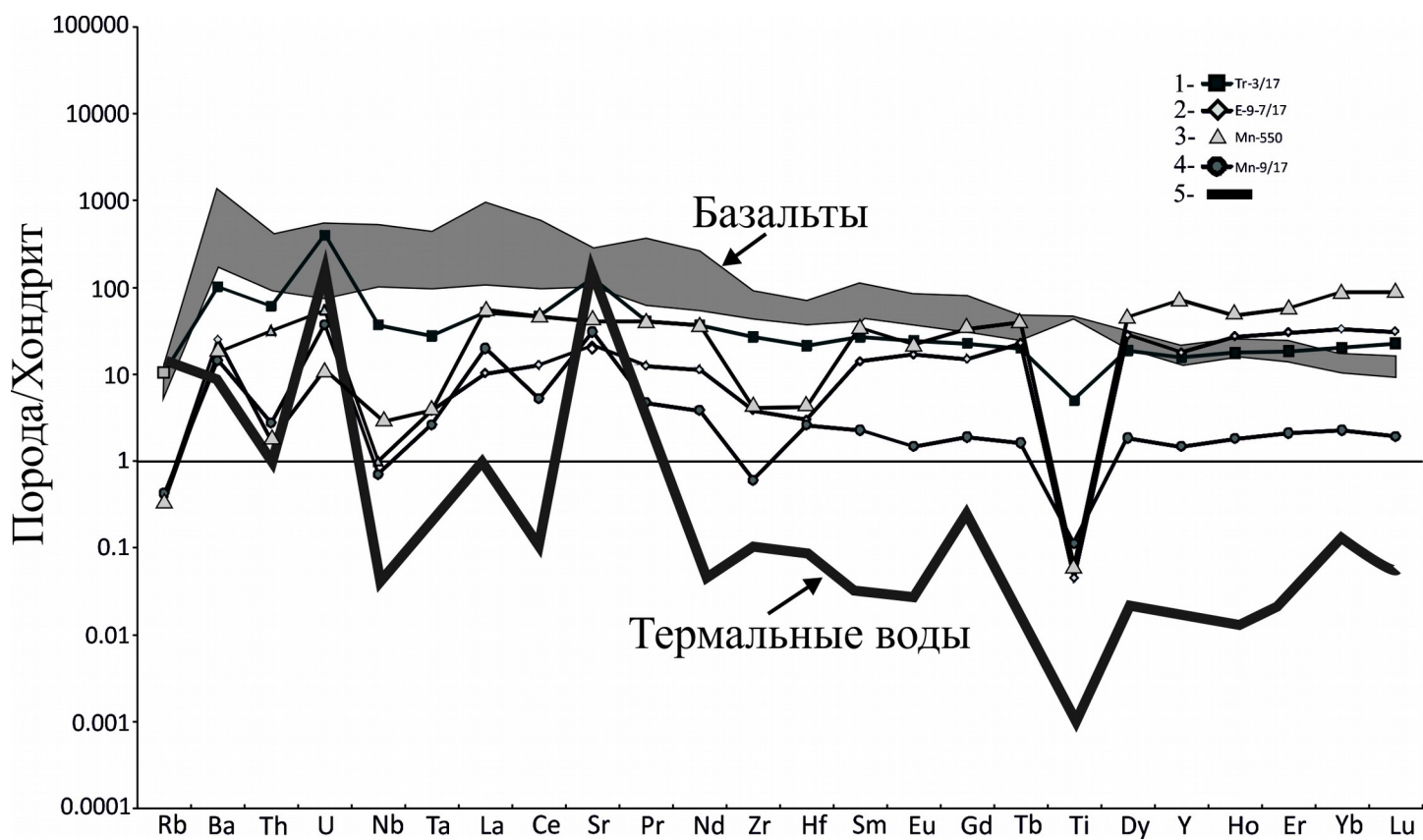
Наран	○ ○
Хурай	○ ○ ○ ○
Манжинское	□ ○ ◆ △
Поворотное	○
Аро-Ташир	△
Третьяковка	○
Амандак	○
Нр.-Кундуй	○ ○
Убукун	○
Абагайтуй	○
Эгита	△ ○ ○ ○ ○

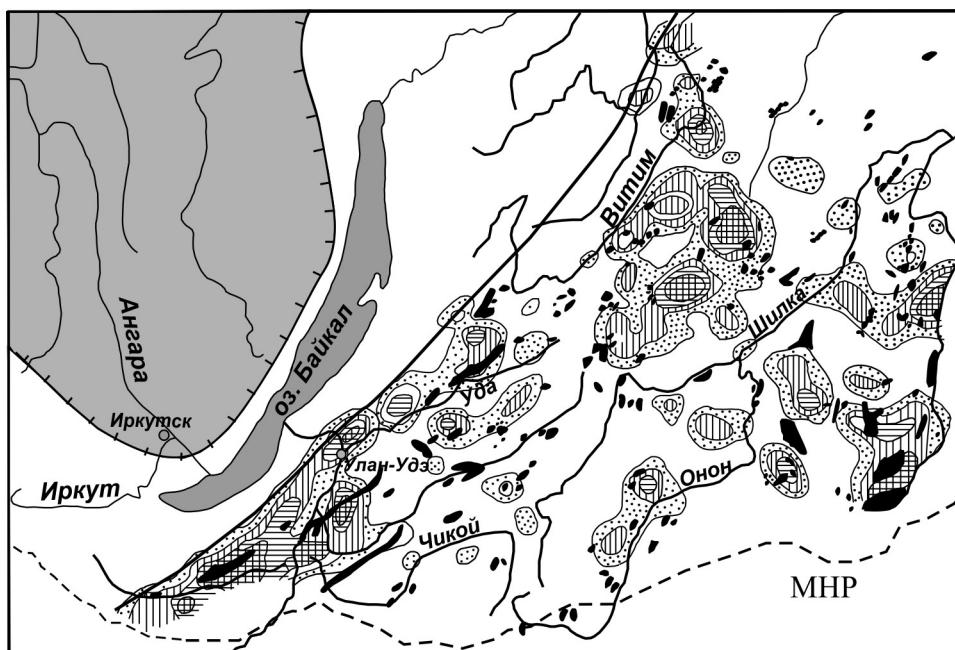
- кварц
- КПШ
- ◆ геарксутит
- △ аргиллизит

















- 1  1
- 2  2
- 3  3
- 4  4
- 5  5
- 6  6

