

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

Е.И. Ласточкин¹, Г.С. Рипп¹, Д.С. Цыденова¹, В.Ф. Посохов¹, А.Е. Мурзинцева²

¹Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

²Бурятский научный центр СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 8, Россия

Рассмотрены изотопно-геохимические особенности эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья. Приведены составы РЗЭ, результаты изучения изотопных стронциевых отношений, Sm-Nd системы, изотопных анализов кислорода, углерода, водорода и серы. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во флюоритах варьируют в пределах 0.706—0.708, а величины ϵ_{Nd} имеют отрицательные значения. Кислород в кварце, являющемся ведущим минералом месторождений, характеризуется существенной облегченностью ($-3.4 \dots +2.6 \text{‰ } \delta^{18}\text{O}$), а расчет равновесного флюида с кварцем ($-9 \dots -16 \text{‰ } \delta^{18}\text{O}$) 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 ее источнике. В процессе подъема к верхним горизонтам она обогатилась легким изотопом (от -1.8 до $-7.7 \text{‰ } \delta^{34}\text{S}$). 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. Показано подобие механизма формирования эпитермальных флюоритовых проявлений с трещинно-жилковыми термальными водами Западного Забайкалья.

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

EPITHERMAL FLUORITE DEPOSITS IN TRANSBAIKALIA (geochemical features, sources of matter and fluids, and genesis)

E.I. Lastochkin, G.S. Ripp, D.S. Tsydenova, V.F. Posokhov, A.E. Murzintseva

We consider the isotope-geochemical features of epithermal fluorite deposits in Transbaikalia, including the REE compositions, Sr isotope ratios, Sm-Nd systems, and isotope compositions of oxygen, carbon, hydrogen, and sulfur. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values in fluorites are within 0.706–0.708, and the ϵ_{Nd} values are negative. Oxygen in quartz, the main mineral of the deposits, has a light isotope composition ($\delta^{18}\text{O} = -3.4$ to $+2.6 \text{‰}$), and the calculated isotope composition of oxygen in the fluid in equilibrium with quartz ($\delta^{18}\text{O} = -9$ to -16‰) indicates the presence of meteoric water. The latter is confirmed by analysis of the isotope compositions of oxygen and hydrogen in gas-liquid inclusions in fluorites from three deposits. These isotope compositions are due to recycling caused by the impact of shallow basic plutons. The isotope composition of sulfur indicates its deep source. During ascent, sulfur became enriched in its light isotope ($\delta^{34}\text{S} = -1.8$ to -7.7‰). We assess the association of fluorite ores with basaltoids widespread in the study area. The isotope and geochemical parameters suggest their spatial proximity. Probably, the basaltoids were responsible for the recycling of meteoric water. It is shown that the epithermal fluorite deposits formed by the same mechanism as fissure-vein thermal waters in western Transbaikalia.

Fluorite, pyrite, barite, quartz, isotopy, fluid, Transbaikalia

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, а 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) и 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 флюорит-содержащих 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, Ярмолюк, 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. Предлагаются два варианта комагматических с ними пород. По одному из них [Котова, Абрамов, 2009] они являются производными гранитов, по другому — связаны с базальтоидами [Иванова, 1974; Булнаев, 1976].

Изучением эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии занимались несколько десятков исследователей. Ими составлена 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, 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 изучения зафиксированы в основном в работах К.Б. Булнаева [1976, 1981].

Предлагаемая статья является продолжением исследований, которые опубликованы авторами в 2018 г. во 2-м 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, 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 (геарксунит). Для определения изотопного состава кислорода, углерода, водорода и серы использовались монофракции минералов. Карбонаты истирались до порошкообразного состояния, остальные минералы (флюорит, кварц, КПШ, геарксунит, пирит, барит) до фракции 0.2 мм. Изотопный состав водорода определен по каолиниту, геарксуниту 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 течение 2—4 ч. Измерения проведены на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 в режиме постоянного потока гелия. Калибровка для карбонатов проведена по стандартам NBS-18, NBS-19. Величины $\delta^{13}\text{C(PDB)}$ и $\delta^{18}\text{O(SMOW)}$ 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 ± 0.1 — 0.3 ‰ при 95 %-м доверительном уровне.

Изотопный состав кислорода во флюидах оценен с помощью расчетов в соответствии с коэффициентами равновесного фракционирования для каждого минерала [O'Neil et al., 1969; Beaudoin, 2009; Sharp et al., 2016]. 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 ЦКП локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН (Владивосток). Анализ выполнен по методу [Vennemann, O'Neil, 1993]. Для удаления сорбированной воды пробы предварительно были нагреты до 200 °C. Конституционная вода выделялась при температуре 1250 °C. Выделение водорода из воды проведено на хrome при температуре 950 °C. Состав его измерен на масс-спектрометре Finnigan 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 (г. Улан-Удэ) (аналитик В.Ф. Посохов), в Центре коллективного пользования ИЗК СО РАН «Геодинамика и геохронология» (г. Иркутск) и в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). В последнем также проведено изучение изотопных составов Nd и Sm флюоритов.

Определение изотопного состава Nd, Sr проведено в ИГГД РАН (аналитик 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 Sr и Nd составляла $\pm 0.5\%$, погрешность определения изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.01 %.

Изотопный состав серы в сульфидах определен в ЦКП локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН (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 °С. Полученный SO_2 очищался от остальных продуктов реакции на терморегулируемой криогенной ловушке, затем 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 $\delta^{34}\text{S}$ (1 σ) составляет 0.1 %.

Микроструктурные особенности, взаимоотношения и однородность минералов изучались на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-300 E.A. 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, изучены месторождения Абагайтуй, Калангутуй, Усуглинское, расположенные в Восточном Забайкалье, Галшар и Бэрх в Монголии. Все они отнесены к эпитермальным образованиям, сформировавшимся 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, Наран), кальцит-кварц-флюоритовый (Убукун, Эгита), барит-кальцит-кварц-флюоритовый (Абагайтуй, Аро-Ташир, Усуглинское и др.) и пирит-флюоритовый (Калангутуй) минеральные типы. Большинство проявлений расположено в гранитах, кристаллических сланцах, гнейсах, и лишь небольшая часть залегает в карбонатных породах (Эгита).

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 месторождений составляет: Солонечное — 116 ± 5 млн лет, Гарсонуйское — 123 ± 5 млн лет, Абагайтуйское — 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 гусинозерской серии.

Пространственное распределение флюоритовых проявлений показано на рис. 1. К числу месторождений кварц-флюоритового типа относятся Хурайское, Титовское, Барун-Ульское, Наран, Третьяковка, 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, монт-

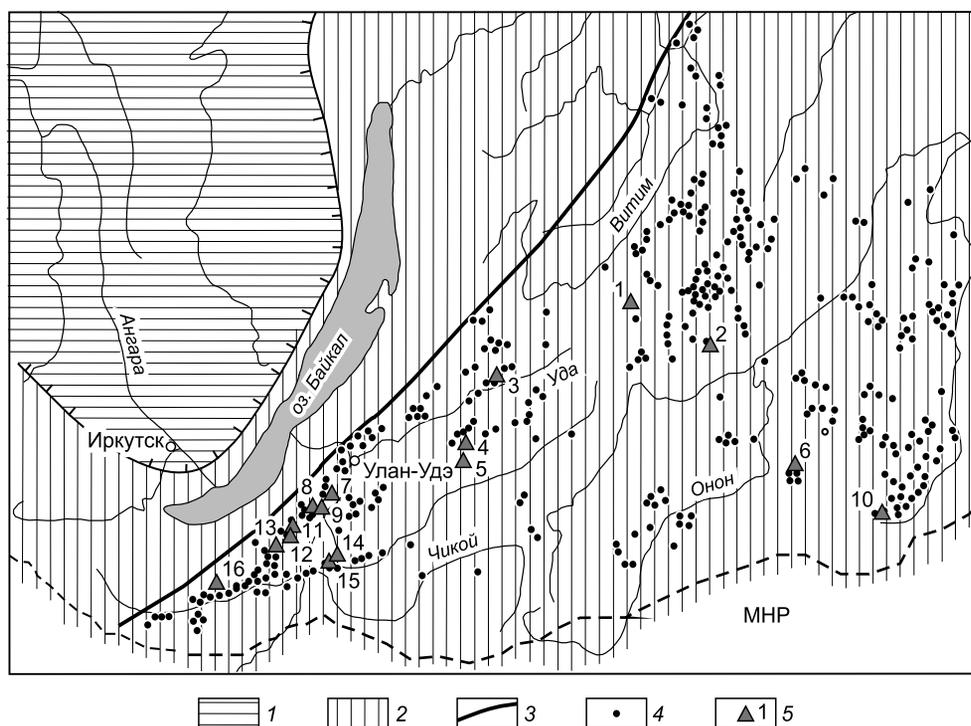


Рис. 1. Схема распространения эпитермальной флюоритовой минерализации в Забайкалье.

1 — Сибирская платформа, 2 — складчатая область, 3 — граница распространения флюоритовой минерализации, 4 — флюоритовые проявления, 5 — флюоритовые рудопоявления и месторождения, на которых проведены исследования: 1 — Амандак, 2 — Усуглинское, 3 — Эгита, 4 — Кижингинское, 5 — Ермаковское, 6 — Калангуй, 7 — Третьяковка, 8 — Манжинское, 9 — Убукун, 10 — Абагайтуй, 11 — Хэлтегейское, 12 — Аро-Ташир, 13 — Наран, 14 — Поворотное, 15 — Новопавловка II, 16 — Хурайское.

мориллонит, дикцит, 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 75 °С и давлении 200—440 атм [Булнаев, 1976]. К ним близки *PT*-значения месторождений Восточного Забайкалья и Монголии (140—220 °С) [Жамсран и др., 1986; Pei et al., 2017].

Около десятка месторождений и рудопоявлений представлено кальцит-кварц-флюоритовым типом. Часть из них локализована среди карбонатных (Эгита, Дархинское, Барун-Алцакское, Верхнесангинское) и другие в силикатных породах (Бурун-Ульское, Верхнеубукунское). 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 ϵ_{Nd} .

Изотопный состав серы изучен в кварц-флюоритовых, карбонатно-кварц-флюоритовых и барит-содержащих 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. Изотопный состав серы в нем менее однороден, а значения $\delta^{34}\text{S}$ варьируют в пределах 9—17 ‰ (рис. 2, см. табл. 1).

Изотопный состав кислорода определен в кварце и околоконтактных аргиллизитах. На Манжинском месторождении проанализированы также геарксутит из центральной зоны рудных тел и кали-

евый полевой шпат. Главной особенностью кислорода кварца рудной стадии является деплетированность тяжелым изотопом, имеющим в большинстве случаев отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ ($-0.1 \dots -3.0 \text{ ‰}$), (рис. 3, табл. 2). Обогащенность легким кислородом зафиксирована в геарксутите и калиевом полевым шпате Манжинского месторождения. Как следствие метасоматических процессов кислород изотопно тяжелее в кварце Эгитинского месторождения. Величины $\delta^{18}\text{O}$ здесь варьируют в интервале от $+4.4$ до $+12.0 \text{ ‰}$. 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 $75\text{—}80 \text{ ‰}$ (см. табл. 2). Вследствие контаминации веществом вещающих пород кислород в аргиллизитах изотопно более тяжелый.

Изотопной гетерогенностью кислорода и углерода характеризуется кальцит кальцитсодержащих месторождений (табл. 3). По составу кислорода выделяются две группы. В одну из них входит Эгитинское месторождение, залегающее среди известняков. В образовании его интенсивно проявились метасоматические процессы. Обогащение кальцита легким углеродом, достигающее -10.5 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ на этом месторождении (пр. Э-6-4), предполагает участие в его образовании углерода органического происхождения. Кислород известняков здесь 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 второй группы отмечаются деплетированность тяжелым углеродом и заметно более легкий (вплоть до отрицательных значений $\delta^{18}\text{O}$) изотопный состав кислорода. Они близки к составам на эпitherмальном флюоритовом карбонатсодержащем месторождении [Pei et al., 2017] Внутренней Монголии ($-4.96 \dots -4.25 \text{ ‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ и $-2.06 \dots +1.76 \text{ ‰}$ $\delta^{13}\text{C}$).

Изотопные составы стронция и неодима определены во флюорите и барите, а на Наранском и Эгитинском месторождениях во вмещающих сиенитах и известняках соответственно. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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., 2013] и отражают различную степень контаминации вмещающими породами. Относительно базальтов ($0.704\text{—}0.705$) флюоритовые месторождения больше обогащены радиогенным стронцием. На Наранском месторождении это значение достигает 0.715 .

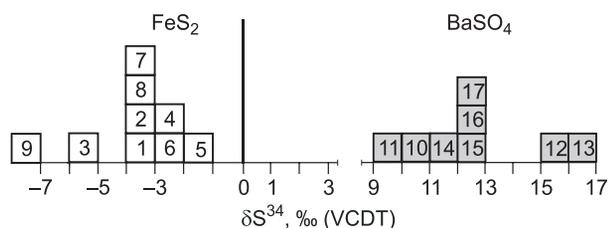


Таблица 1. Изотопный состав сульфидной (пирит) и сульфатной (барит) серы эпitherмальных флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии

№ п/п	Минерал	Месторождение	$\delta^{34}\text{S}$, ‰ CDT
Кварц-флюоритовые			
1	Пирит	Наран	-3.41 (6)
2		Новопавловка II	-3.38 (15)
3		Хурайское	-5.02 (3)
4		Хамнейское	-2.57 (2)
5		Третьяковка	-1.8
6		Тосо-I	-2.4
7		Бэрх	-3.1
8		Эгита	-3.25
Пирит-флюоритовые			
9		Калангуй	-7.7 (35)
Барит-кальцит-кварц-флюоритовые			
10	Барит	Аро-Ташир	10.2 (2)
11		Новопавловка II	9.1
12		Перевальное	15.8
13		Баян-Ундурское	16.5
14		Абагайтуй	11.5 (3)
15		Усуглинское	12.65
16		Галшар	12.1 (3)
17		Кижингинское	12.1

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

Рис. 2. Изотопный состав серы (средние значения) в пирите и барите из эпitherмальных флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии.

Номера анализов приведены в табл. 1.

Таблица 2. Изотопный состав кислорода в минералах и равновесных с ними флюидах эпitherмальных месторождений

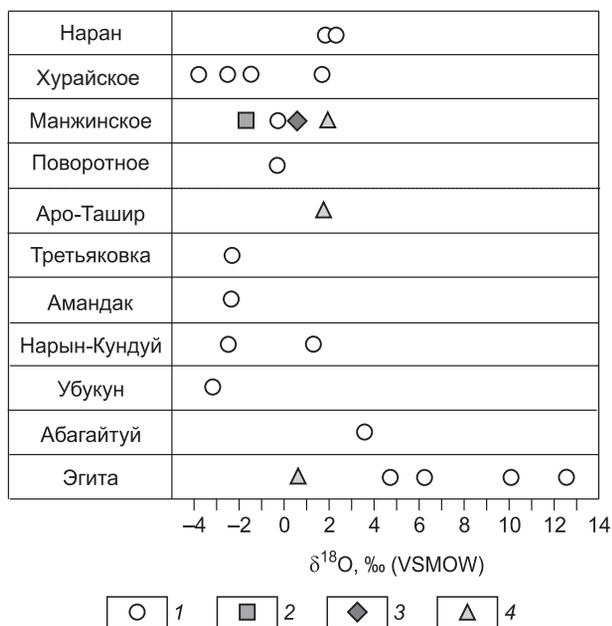
№ пробы	Месторождение	Анализируемый материал	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ Флюид	T, °C	Количество метеорной воды, %
Кварц-флюоритовые						
Гм-765-1	Хурайское	Кварц	-1.4	-14.5	180	70—85
Гм-2870-1		»	-2.6	-15.7		
Гм-540-1		»	1.8	-11.3		
Хур-1-18а		»	-3.63	-16.2		
Тр-34	Третьяковка	Кварц	-2.2	-15.3	180	75—80
Тр-4/18		Аргиллизит	0.9	-10.1		
Амнд-17	Амандак	Кварц	-2.2	-15.3	180	80
521-Н-К	Нарын-Кундуй	Кварц	-2.3	-15.4	180	70—80
547-Н-К		»	1.3	-11.8		
Мн-14-1	Манжинское	Кварц	-0.2	-13.0	180	70—75
Мн-14-2		»	-0.4	-13.5		
Мн-17-1		КПШ	-1.8	-11.0		
Мн-1-грк		Геаркутит	0.88	-9.8		
Мн-3/17		Аргиллизит	2.41	-8.7		
Пов-1/18	Поворотное	Кварц	-0.9	-13.8	200	70—75
Пов-2/18		»	-0.4	-13.5		
Гм-2864-1	Наран	Кварц	2.0	-9.7	200	50—60
Гм-2864		»	2.1	-9.6		
Кальцит-кварц-флюоритовые						
Гм-637-1	Убукун	Кварц	-3.0	-15.1	180	80
636		»	-3.4	-15.5		
Э-14-2	Эгита	Кварц	6.2	-5.5	200	40—50
Э-14-1		»	4.4	-7.3		
Гм-595-1		»	12.6	0.9		
Гм-596-1		»	4.7	-7.0		
Э-14-2		»	6.2	-5.5		
Гм-597-1		»	10.1	-1.6		
Э-8/17		Каолинит	0.71	-10.1		
Ар-3/18	Аро-Ташир	Аргиллизит	2.16	-8.7	180	55
2880	Абагайтуй	Кварц	3.7	-9.4		60

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

Таблица 3. Изотопный состав углерода и кислорода в кальците из кварц-флюоритовых и барит-кварц-флюоритовых месторождений

№ пробы	Месторождение	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ Флюид	T, °C
Э-6-1	Эгита	-4.83	18.2	7.6	200
Э-6-2		-3.39	14.55	3.95	
Э-6-3		-1.76	-6.06	-16.7	
Э-6-4		-10.52	19.77	9.2	
Э-6-5		-9.38	17.11	6.5	
Э-20-1		-8.70	16.72	6.12	
2887-13Уб	Убукун	1.76	-4.06	-14.7	180
2880-Аб	Абагайтуй	-2.06	-4.25	-14.8	180
Е-15-27	Ермаковское	-1.48	1.79	-8.81	180
Е-15-27а		-1.69	2.47	-8.13	

Примечание. Изотопный состав кислорода в воде определен по [O'Neil et al., 1969], исходя из температур термобарогеохимических исследований.



стронцию и урану. Такие же характеристики в целом повторяются в термальных трещинно-жильных водах Западного Забайкалья (см. рис. 6). Флюоритам свойственны широкие вариации La/Yb отношений, преобладание урана над торием, что позволяет диагностировать источник материнских пород.

ОБСУЖДЕНИЕ

Несмотря на распространенность эпитеpмальных флюоритовых месторождений изотопные исследования их пока еще немногочисленны [Sanchez et al., 2010; Khorshidi, Abadi, 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], кислород 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 и определили вариации изотопных составов кислорода и углерода и изотопных стронциевых отношений.

Изотопно легкий кислород установлен в минералах и газовой-жидких включениях эпитеpмальных месторождений многих регионов [Seal, Rye, 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—200 °C имеет значения $\delta^{18}\text{O}$ от -5.0 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 % (см. табл. 2). Участие такой воды в

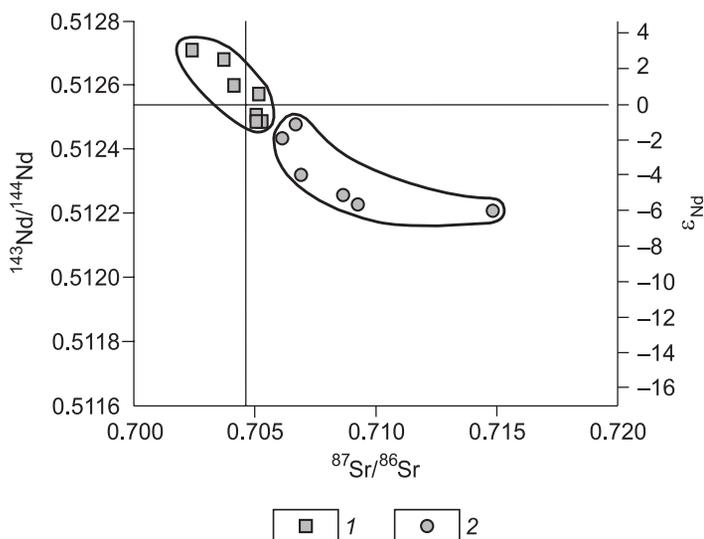


Рис. 4. Sr-Nd характеристика базальтов (1) [Андрющенко и др., 2010; Воронцов и др., 2016] и флюоритов из эпитеpмальных флюоритовых месторождений (2).

Рис. 3. Изотопный состав кислорода в минералах эпитеpмальных флюоритовых месторождений Забайкалья.

Дистанцированность значений Эгитинского месторождения обусловлена метасоматическими процессами. 1 — кварц, 2 — КПШ, 3 — геарксутит, 4 — аргиллизит.

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

Геохимические особенности. Так как по времени формирования эпитеpмальные 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, цирконию, торию и максимумы по

Таблица 4. **Изотопный состав стронция эпитеpмальных месторождений Забайкалья**

№ п/п	№ пробы	Проявление и месторождение	Анализируемый материал	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	Гм-582	Наран	Флюорит	0.7136
2	Н-1		»	0.7154
3	Гм-2864		»	0.71498
4	Н-22/01		Сиенит (вал)	0.84518
5	Гм-540	Хурайское	Флюорит	0.706279
6	Гм-765		»	0.70645
7	Хур-18/1		»	0.70727
8	Гм-2870		»	0.70598
9	Мн-550	Манягское	Флюорит	0.70825
10	Мн-550/1		»	0.70644
11	Ар-1/18	Аро-Ташир	Флюорит	0.70889
12	4301		Барит	0.70897
13	Хл-8/18	Хэлтегейское	Флюорит	0.70919
14	Мн-9/17	Манжинское	Флюорит	0.70597
15	Э-7/17	Эгита	Флюорит	0.70686
16	Э-1		»	0.70689
17	Гм-596		»	0.70687
18	Э-77п		Известняк	0.70809
19	Гм-637	Убукун	Флюорит	0.709762
20	Гм-2878	Абагайтуй	Флюорит	0.70645
21	Гм-2877		»	0.708274
22	5602		Барит	0.70818
23	Гм-2874		Калангуй	Флюорит
24	Гм-2761	Бороундур	»	0.709565

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

Таблица 5. **Nd-Sr характеристика флюоритов эпитеpмальных месторождений Забайкалья**

№ пробы	Месторождение	Sm	Nd	ϵ_{Nd}	T_{Nd}	Rb	Sr	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon_{\text{Sr}}(T)$	млн лет
		г/г				г/г					
Гм-765	Хурайское	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	Хэлтегейское	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

образовании эпитеpмальных флюоритовых месторождений показано для проявлений Австралии, Испании, Ирана, Турции, Китая [Sanchez et al., 2010; Khorshidi, Abadi, 2016; Cosanay et al., 2017]. Состав водорода ($-48\text{‰ } \delta\text{D}$) 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 (см. 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 указывает на вовлечение биогенного углерода.

Серя пиритов изученных проявлений свидетельствует о гомогенности ее источника и отсутствии значимой контаминации серой вмещающих пород. Приуроченность пирита к зонам дробления вмеща-

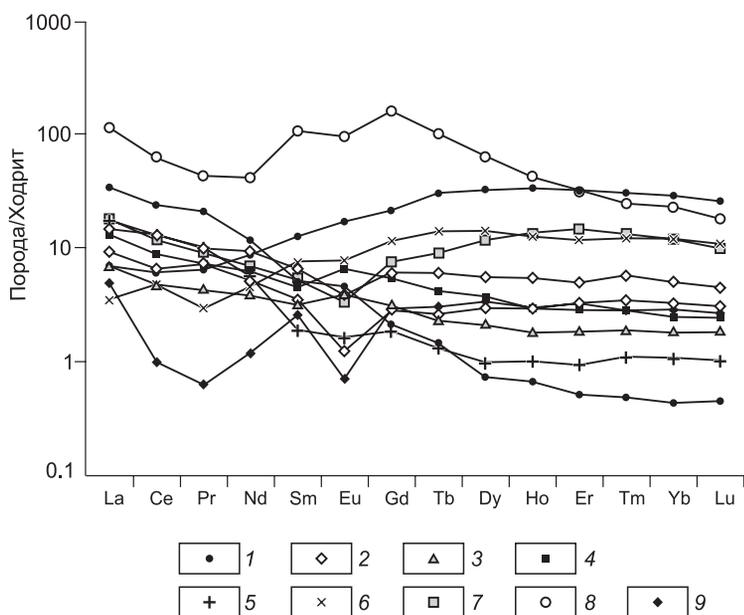


Рис. 5. Графики нормированных к хондриту [Sun, McDonough, 1989] содержаний РЗЭ во флюоритах эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья.

1 — Хурайское, 2 — Эгита, 3 — Убукун, 4 — Калангуй, 5 — Абагайтуй, 6 — Бороундур, 7 — Хэлтегейское, 8 — Аро-Ташир, 9 — Убур-Ташир.

ющих пород и контактам флюоритовых тел свидетельствует о дорудном выделении его в момент падения давления и миграции серы в газовой фазе. Изначально состав ее был идентичен мантийному источнику. Перемещение серы в газовой фазе обусловило обогащение ее легким изотопом и появление отрицательных значений $\delta^{34}\text{S}$ [Фор, 1989].

СВЯЗЬ С МАГМАТИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ

Проблемы связи эпитермальных флюоритовых месторождений с магматическими породами и источниками их флюидов до настоящего времени остаются дискуссионными. Среди комагматов предлагаются как кислые, так и основные породы. Известные в Забайкалье флюоритосодержащие 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 [Canals, Cardellach, 1993] и Восточного Забайкалья [Котова, Абрамов, 2009]. Появление фторсодержащих флюидов в результате кристаллизационной дифференциации и ликвации базальтовых расплавов рассмотрено в работе [Когарко, Кригман, 1981].

Наибольшая интенсивность эпитермального флюоритового оруденения в регионе пространственно и во времени сближена с позднемезозойским базальтовым вулканизмом, развивавшимся вплоть до позднего мела. Сотни таких проявлений приурочены к Центрально-Азиатскому флюоритоносному поясу и фиксируются совмещенностью полей экстенсивности флюоритовой минерализации и участков распространения позднемезозойских базальтов (рис. 7). Юрские и меловые основные эффузивы Забайкалья, по [Канищев, Менакер, 1974], отличаются высокими содержаниями фтора (425.4 г/т), а в их миндалинах отмечено присутствие флюорита [Жамсран и др., 1986]. Дискомфорт в этой связи создают 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 их петрохимических и геохимических характеристик от эпитермальных флюоритовых месторождений (табл. 8) не дает возможности связать оруденение с конкретными фазами. Об этом свидетель-

Рис. 6. Спайдер-диаграмма нормированных к хондриту содержаний редких и редкоземельных элементов во флюоритах флюоритовых месторождений Забайкалья. Затенено поле трахибазальтов [Воронцов и др., 2016].

1 — Третьяковка, 2 — Эгита, 3 — Манятовское, 4 — Манжинское, 5 — термальные трещинные азотно-кремнистые воды Западного Забайкалья [Плюснин и др., 2013].

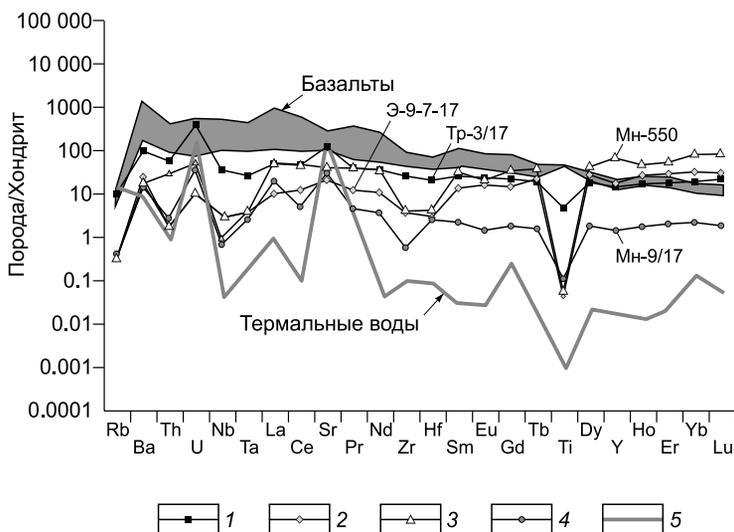


Таблица 6. Состав редких элементов и РЗЭ флюоритов эпитермальных месторождений Забайкалья (г/т)

Эле- мент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Гр-3/17	Э-7/17	Хл-8/18	Мн-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	»	27	13508	50	6.4	н/о	—	—	7.0	—	43	43
V	3.02	1.79	»	0.37	86	1.51	4.58	»	—	—	н/о	—	н/о	н/о
Cr	8.6	4.87	»	2.97	19	6.2	11.6	»	—	—	7.8	—	»	»
Mn	4112	17	10.2	17	64	97	8.1	11.7	22	4.2	20	12.7	»	»
Co	24	0.70	н/о	1.25	0.46	0.84	0.72	н/о	—	—	1.2	—	»	»
Ni	5.2	3.43	2.63	1.51	10.4	4.12	0.52	2.58	—	—	3.7	—	»	»
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	»	0.067	1.17	0.040	0.12	н/о	—	—	1.2	—	н/о	н/о
As	3.73	0.43	»	0.53	1.43	0.82	0.28	»	—	—	н/о	—	»	»
Rb	24	0.89	»	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	»	—	—	—	—	»	»
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
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. Прочерк — элемент не определялся, н/о — элемент не обнаружен. Пробы из месторождений: 1 — Третьяковка, 2 — Эгита, 3 — Хэлтегейское, 4 — Манягское, 5 — Наран, 6 — Манжинское, 7 — Хурайское, 8 — Аро — Ташир, 9 — Убукун, 10 — Калангуй, 11 — Абагайтуй, 12 — Бороундур, 13 — Убур-Ташир, 14 — Ближний.

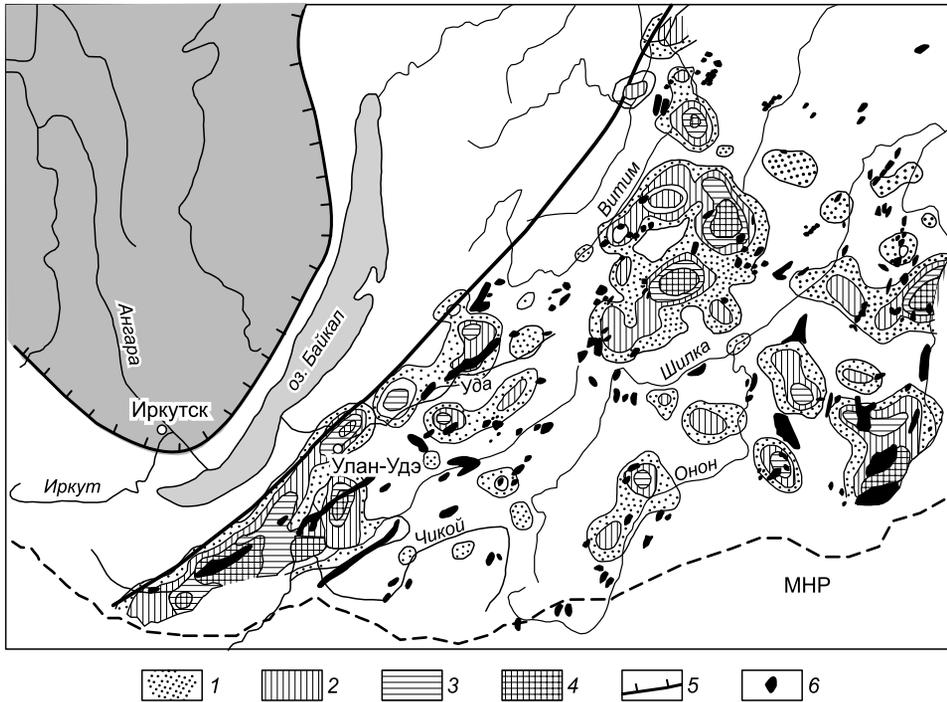
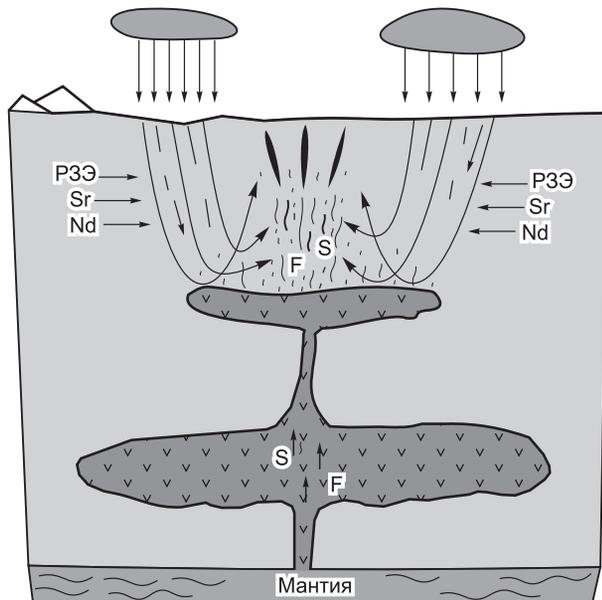


Рис. 7. Схема экстенсивности распределения эпитермального флюоритового оруденения в Забайкалье.

1—4 — изоконцентраты экстенсивности от меньшей к большей; 5 — граница осадочного чехла Сибирской платформы; 6 — поля распространения позднемезозойских базальтоидов.

стует дистанцированность полей изотопных стронций-неодимовых величин и различие изотопных составов стронция (см. рис. 4, табл. 4) и содержаний редких и редкоземельных элементов (см. рис. 6). По существу, только фтор и сера могут быть связаны с базальтами. Состав сульфидной серы идентичен мантийному источнику, обогащенному легким изотопом (см. рис. 2). Дифференциация изотопного состава произошла в процессе перемещения флюидной фазы, что и привело к обогащению легким изотопом $\delta^{34}\text{S}$ (–1.8... –5.02 ‰). 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 также 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, Rye, 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.

Рис. 8. Модель формирования эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья.

Таблица 7. Изотопные составы кислорода и водорода воды из газово-жидких включений флюорита

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

Таблица 8. Сравнительная геохимическая характеристика базальтов, термальных трещинно-жильных вод и флюоритов из эпитеpmальных месторождений

Месторождение	La/Yb	Eu*	Th/U	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	ϵ_{Nd}
Базальты	14—80	0.8—1.03	2.41—4.80	0.703—0.705	-1.3...+3.6
Хурайское	0.34—33	0.6—1.28	0.5	0.70644	-1.04
Манжинское	12	0.71	0.28	0.70597	-1.97
Трегьяковка	3.7	0.99	0.59	—	—
Наран	0.41—16	0.31—0.56	1.21—3.72	0.7154	-5.98
Манягское	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
Хэлтегейское	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, 2013], прочерк — компоненты не определялись.

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, 2013, 2015; Плюснин, Жамбалова, 2013]. В последних метеорные воды, проникавшие на глубину до 5—6 км и нагревавшиеся до 120 °С, получили (за исключением серы) близкие 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, 2013]. Изотопный состав ($\delta\text{D} = 120\text{—}160$ ‰, $\delta^{18}\text{O}$ от -15 до -25 ‰) трещинно-жильных вод ложится вдоль глобальной линии метеорных вод [Плюснин и др., 2013]. Состав и концентрации редкоземельных элементов определились интенсивностью взаимодействия воды с горными породами и степенью разбавления поверхностными водами. В целом конфигурации кривых спайдер-диаграмм относительно близки с флюоритовыми месторождениями (см. рис. 6).

Однотипность минеральных составов эпитеpmальных флюоритовых месторождений и проявлений вне зависимости от субстрата и присутствие их в породах, бедных кальцием (граниты, гнейсы, кристаллические сланцы), предполагают 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 его переноса и единообразию эпитеpmальных флюоритовых месторождений.

ВЫВОДЫ

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

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

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

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований ГИН СО РАН (базовый проект IX.129.1.2, № гос. рег. АААА-А16-116122110027-2) и 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 (7), с. 944—962.

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.

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, БФ СО АН СССР, 1981, с. 101—109.

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., Владимиров Т.А., СклярOVA 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, Москва, 14—16 ноября 2007 г. М., ГЕОХИ РАН, 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, Наука, 1986, 48 с.

Зыкин Н.Н. Изотопный состав кислорода и водорода воды газовой-жидких включений в гидротермальных системах рудных месторождений // Металлогения древних и современных океанов, 2007, т. 1, № 1, 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.

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) // Изв. Сиб. отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых, 2018, т. 41, № 2, с. 41—53.

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

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

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., Замана Л.В., Шварцев С.Л., Токаренко О.Г., Чернявский М.К. Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2013, 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.

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

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

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

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

Beaudoin G., Therrien P. The updated web stable isotope fractionation calculator // Handbook of stable isotope analytical techniques / Ed. P.A. de Groot. Elsevier, 2009, p. 1120—1122.

Canals A., Cardellach C.E. Strontium and sulphur isotope geochemistry of low-temperature barite-fluorite veins of the Catalanian Coastal Ranges (NE Spain): a fluid mixing model and age constraints // Chem. Geol., 1993, v. 104, p. 269—280.

Coşanay P., Kirat E., Çevik N., Kizilkanat C., Mutlu H., Koç S. Geochemical, microthermometric, and isotopic constraints on the origin of fluorite deposits in central Anatolia, Turkey // Turkish J. Earth Sci., 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.

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, Article 123.

O'Neil J.R., 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 Geol. Rev., 2017, v. 83, p. 174—190.

Sánchez V., Cardellach E., Corbella M., Vindel E., Martín-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 Geol. Rev., 2010, v. 37, p. 87—100.

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, p. 219—222.

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.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Narry. Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, № 42, p. 313—345.

Vennemann 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 // Chem. Geol., 1993, v. 103, p. 227—234.

Рекомендована
В.Н. Шарповым

Поступила в редакцию 9 сентября 2019 г.,
принята в печать 11 февраля 2020 г.