

УДК: 553.634.12.(470.5)

ПРИРОДА ФТОРА И РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ ФЛЮОРИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУРАН (БАШКИРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ЛАНТАНОИДОВ, ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И Sr-Nd СИСТЕМАТИКИ

© 2012 г. М. Т. Крупенин*, В. Прохаска**, Ю. Л. Ронкин*

**Институт геологии и геохимии УрО РАН
610075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: krupenin@igg.uran.ru*

***Университет Леобена, Австрия,
E-mail: walter.prochaska@unileoben.ac.at*

Поступила в редакцию 14.05.2012 г.

Для флюоритоносной зоны и Суранского флюоритового месторождения, локализованного в карбонатно-глинистой толще суранской свиты нижнего рифея Башкирского мегантиклинория, выделены 4 основные генерации флюоритов. Для них проведен анализ распределения широкого спектра микроэлементов, включая РЗЭ (метод ICP-MS) и изучена Sr-Nd изотопная систематика. В основных типах, флюоритовой минерализации изучен состав флюидных включений методами термодриометрии и ионной хроматографии. Установлена высокая соленость флюидных включений и соответствие рудообразующих рассолов эвапоритовому тренду во всех генерациях флюоритов и жильных генерациях карбонатов и кварца. Механизм стадийного гидротермального флюоритообразования предполагает смешение морских поровых вод из вмещающих пород с захороненными и подогретыми эвапоритовыми рассолами, в процессе многократного раскрытия трещин. Несоответствие магматического источника фтора, установленное по особенностям распределения РЗЭ, с одной стороны, и преимущественно коровой природы флюидов, по данным изучения флюидных включений и Sr-Nd изотопной систематики, с другой, предполагает сложный механизм рудообразования. Возможным источником фтора могло быть как его накопление на этапе образования рассолов в эвапоритовом бассейне, так и экстракция захороненными эвапоритовыми рассолами из среднерифейских рифтогенных гранитоидов Машакского грабена на этапе тектонической активизации в середине среднего рифея. Флюоритовое месторождение и проявления образованы гидротермально-метасоматическим способом на карбонатном барьере при миграции кремний-фторсодержащего флюида вдоль разломной зоны в западном борту Машакского рифтогенного грабена.

Ключевые слова: *флюорит, рифей, эвапоритовые рассолы, лантаноиды, флюидные включения.*

ВВЕДЕНИЕ

Флюоритовая минерализация достаточно широко развита на западном склоне Урала от полярных областей (месторождения Амдерма и Буредан на Пай-Хое) до Южного Урала (Суранское месторождение) и приурочено к карбонатно-терригенным толщам различного возраста – от рифея до палеозоя. Вопросам его образования посвящена обширная литература, в то же время вопрос об источниках фтора, времени и причинах отложения флюорита остается дискуссионным. М.М. Сомовым [30, 31] выделены две группы месторождений и проявлений флюоритовой минерализации: гидротермально-метасоматическая и осадочная. Первая группа, имеющая промышленное значение, подразделяется на три рудные формации: флюо-

ритовую в карбонатных породах нижнего рифея, сульфидно-флюоритовую в карбонатных породах рифея и палеозоя и редкометалльно-флюоритовую в грейзенизированных породах и альбититах. Вторая группа, непромышленная, представлена ратовкит-флюоритовой минерализацией в палеозойских толщах Предуральского прогиба [1]. Промышленное значение имеют гидротермальные месторождения флюоритовой и сульфидно-флюоритовой рудных формаций. Сульфидно-флюоритовая формация распространена в Западно-Уральской и Центрально-Уральской структурно-геологических зонах и представлена месторождением Амдерма в верхнерифейских отложениях Пай-Хоя, Посьмакским проявлением в среднерифейских породах Вишерского района, также Буреданским месторождением и многочисленными проявлениями в нижнекаменноуголь-

ных отложениях Пай-Хоя. Флюоритовая формация распространена в пределах Центрально-Уральской зоны и наиболее широко проявлена в Башкирском мегантиклинории. Субмеридиональная полоса развития флюоритопоявлений протягивается от Зюраткульского разлома на севере мегантиклинория до Восточно-Суранского разлома в центральной части структуры, где локализовано Суранское месторождение. Кроме того, ряд флюоритовых проявлений приурочен здесь к доломитам, и мергельным филлитовидным сланцам суранской свиты нижнего рифея. Запасы флюорита всей субмеридиональной Суранской рудоносной зоны протяженностью около 60 км составляют не менее 10 млн. т при содержании фтористого кальция 43%. Эта новая для Урала провинция плавикового шпата представляет весьма перспективной на открытие новых месторождений [8].

Проявления флюорита прожилково-вкрапленного типа известны и в известняках бакальской свиты нижнего рифея в северо-восточной части Башкирского мегантиклинория, на северном продолжении западного борта машакского рифтогенного грабена (Корельское, Карсакаловское). В карьере буро-железнякового месторождения Корелка, в 10 км восточнее Бакальского рудного поля, в известняках березовской пачки бакальской свиты нами обнаружена вкрапленность мелких кристаллов и прожилки темно-фиолетового флюорита размером до 2-4 мм. Проявления жильного и вкрапленного фиолетового флюорита известны в контактах карбонатных пород нижнего рифея с рифтогенными гранитоидами Бердяушского и Губенского массивов.

В настоящей статье анализируются ранее полученные авторами данные по распределению РЗЭ, а также новые исследования более широкого спектра микроэлементов, **Sr-Nd изотопная систематика и состав флюидных включений** в основных типах флюорита и вмещающих пород Суранского месторождения. Установленная в результате комплексного исследования комбинированная природа оруденения – осадочный источник флюидов (эвапоритовый рассол) и магматический фтор (рифтогенные гранитоиды) на Суранском месторождении объясняется путем создания уточненной модели образования флюорита. Предлагается механизм частичного накопления фтора рассолами на стадии эвапорации морской воды, а также выщелачивания некоторой части фтора захороненными агрессивными рассолами из ранне-среднерифейских рифтогенных гранитоидов Машакского грабена на этапе тектонической активизации в середине (конце?) среднего рифея.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Суранское месторождение находится в осевой части Башкирского мегантиклинория. Оно расположено в 50 км к западу от г. Белорецк, в 2 км вы-

ше впадения р. Суран в р. Бол. Инзер. Месторождение открыто в 80-х годах Н.Н. Ларионовым [17] при проведении геологической съемки. Общие запасы и прогнозные ресурсы жильного и прожилково-вкрапленного флюорита Суранского месторождения оцениваются в 4 млн. т при содержании фтористого кальция 40–45%. Суранское месторождение оценивается как среднее по запасам с высоким качеством сырья [18]. По данным специальных исследований, суранские флюориты являются высококачественным сырьем для металлургии, химической промышленности, применимы для производства сварочных электродов и в оптике. Суранское месторождение флюоритов, совместно с серийей рудопоявлений образует линейную субмеридиональную зону протяженностью около 60 км, приуроченную к Восточно-Суранскому разлому в средней части Ямантауского антиклинория, который сочленяется с региональным Зюраткульско-Караташским надвигом (рис. 1). В палеотектоническом отношении флюоритоносная зона расположена в западном борту Машакского рифтогенного грабена среднерифейского возраста. Два типа минерализации развиты в терригенно-карбонатных породах суранской свиты нижнего рифея: зона жильной селлаит-флюоритовой минерализации в мергельных сланцах бердагуловской подсвиты, в непосредственной близости от контакта с нижележащей миньянской подсвитой (месторождение Суран), и многочисленные проявления прожилково-вкрапленной флюоритовой минерализации в доломитах миньянской подсвиты (Сухой Суран, Южный Суран, Лапыштинское, Большеинзерское, Павловское и др.). Оба типа минерализации формируют зоны, вытянутые в меридиональном направлении, согласно с простиранием вмещающих доломитов и глинистых сланцев.

На Суранском месторождении мощность флюоритовых жил колеблется от 0,5 до 8 м, а мощность всей рудоносной зоны достигает 22,5 м, вертикальный размах оруденения составляет 350 м (рис. 2). По простиранию оруденение прослежено на расстояние более километра. В южной части (участок Суран-1) наблюдаются две сближенные секущие крутопадающие флюоритовые жилы мощностью до нескольких метров в филлитовидных мергельных сланцах бердагуловской подсвиты. Восточная жила, протяженностью около 400 м и мощностью до 6 м, представленная мономинеральным тонкозернистым флюоритом, прослежена на глубину свыше 140 м, где флюорит сменяется агрегатом кварца и кальцита; западная жила, отстоящая от восточной на 1,5 м, прослежена на расстояние до 60 м, имеет мощность до 3 м, сложена флюоритом и селлаитом. Селлаит (MgF_2), залегает около контакта с пикрит-долеритовой дайкой, примыкающей к селлаит-флюоритовой жиле с запада, и образует массивные кристаллические агрегаты, подверженные каклазу и будинированию. Выделяется несколько

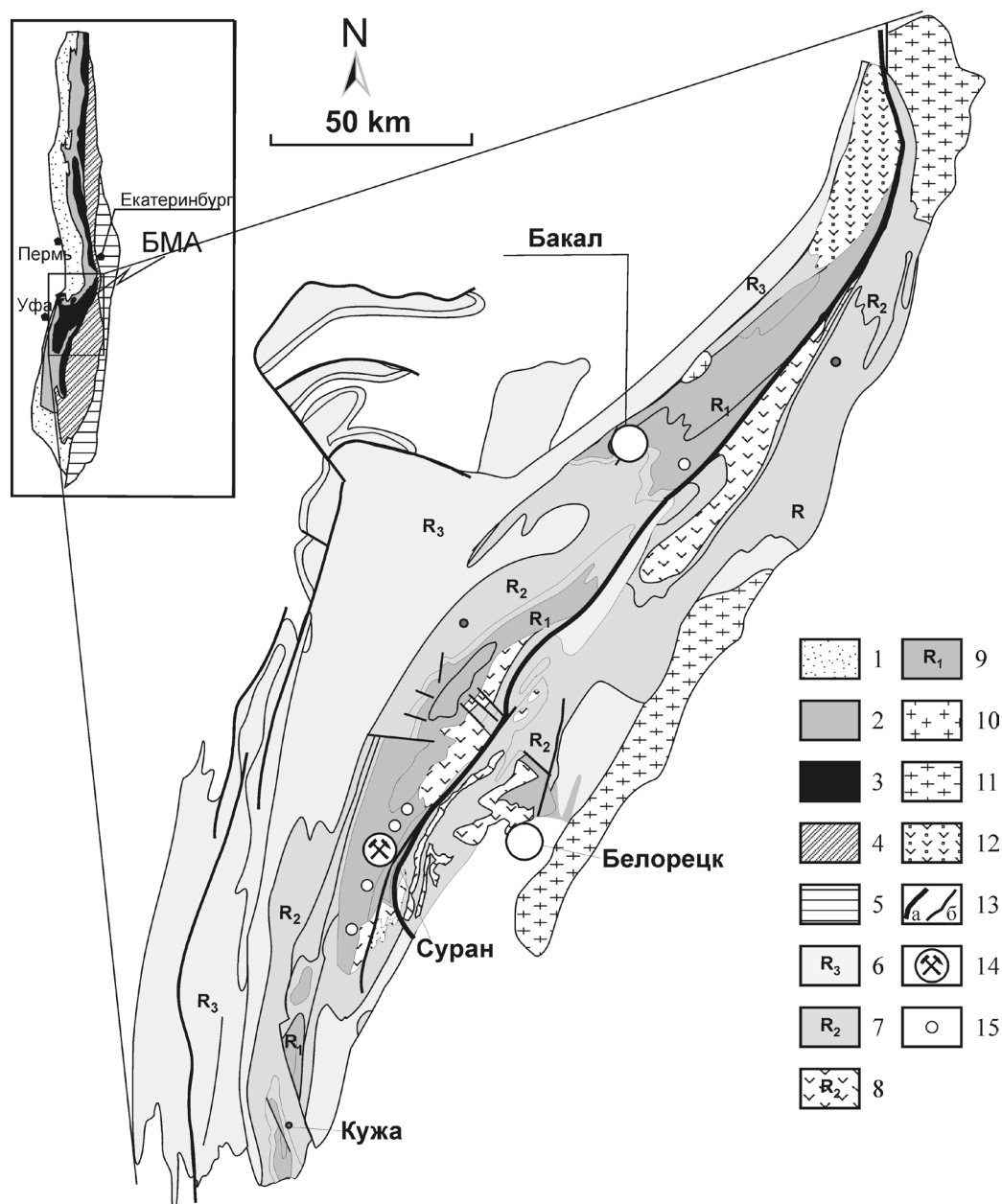


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Башкирского мегантиклинория (БМА).

1–5 – обозначения на врезке: 1 – Предуральский прогиб, 2 – Западно-Уральская зона складчатости (палеозой), 3 – Центрально-Уральское поднятие (рифей), 4 – Тагило-Магнитогорский прогиб, 5 – Восточно-Уральское поднятие; 6–9 – отложения рифея: 6 – верхнего, 7 – среднего, 8 – вулканогенно-терригенных пород машакской свиты среднего рифея, 9 – нижнего; 10 – гранитоиды (Бердяш); 11 – метаморфические комплексы; 12 – тараташский метаморфический комплекс (AR–PR₁); 13 – тектонические нарушения: а – Зюраткульско-Караташский надвиг, б – локальные сдвиги и надвиги; 14 – Суранское месторождение флюорита; 15 – проявления флюорита.

генераций жильного флюорита: 1) серый и светло-серый, фарфоровидный, микрозернистый, катаклазированный; 2) темно-фиолетовый, микрозернистый, по-видимому, одновозрастный с селлаитом; 3) зеленый и голубоватый крупнокристаллический, метасоматически замещающий предыдущие генерации флюорита и селлаита; 4) полупрозрачный и прозрачный флюорит, являющийся наиболее поздним, тектонически менее нарушен (рис. 3). Кроме

флюорита в рудах наблюдается кальцит, доломит, пирит, местами развито интенсивное окварцевание, около селлаита отмечено присутствие талька и редкого литийсодержащего минерала криолитионита ($\text{NaLi}_3[\text{AlF}_6]_2$).

По данным А.А. Макушина (2001 г.), на Суранском месторождении наблюдается аномальная зона повышенных концентраций фтора шириной 10–40 м. Кроме того, выявлены F-Be-Bi, а также Li, Cu,

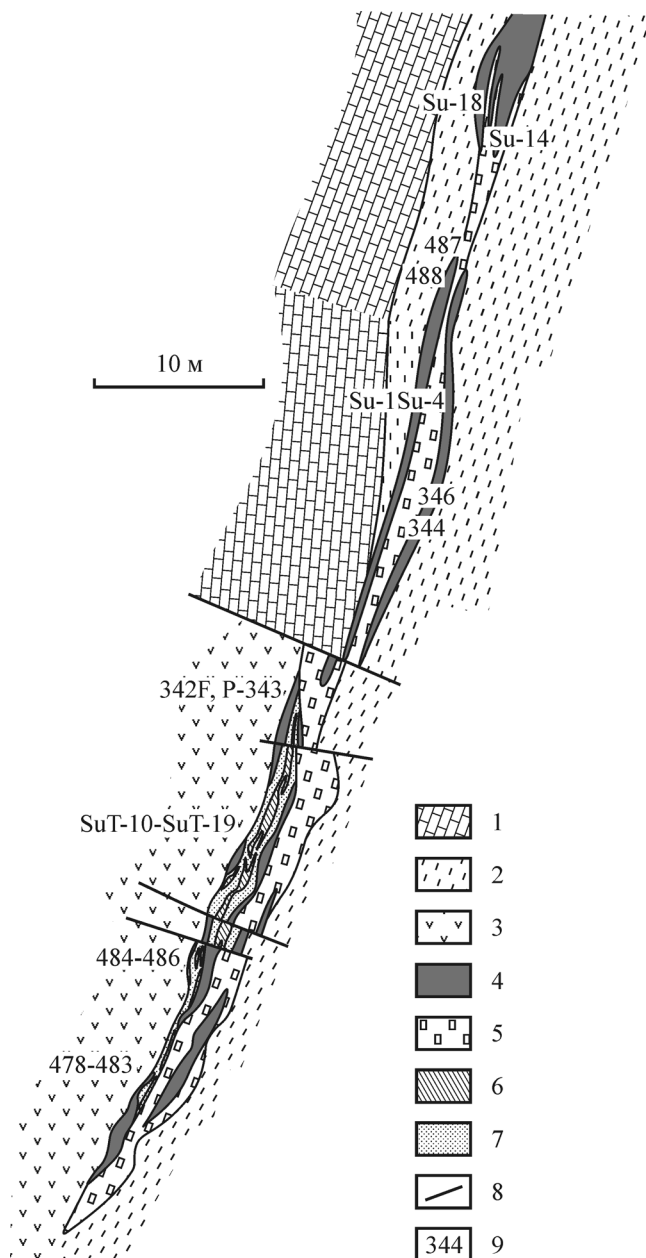


Рис. 2 Карта южной части Суранского флюоритового месторождения (по [20]).

1 – доломиты миньянской подсвиты; 2 – мергельные сланцы бердагуловской посвиты; 3 – долерит; 4–6 – типы флюорита: 4 – фиолетовый, 5 – серый фарфоровидный; 6 – зеленый; 7 – селлаит; 8 – тектонические сдвиги; 9 – места отбора проб и их номер.

Pb, Ag, Mo, Be, W, Cu, Co аномалии, локально проявлены аномалии Ge, Mo, Bi, Au, Ag, As, Sb, Te, содержание Ba в отдельных скважинах достигает 3%.

МЕТОДИКА

В работе приводится детальный геохимический анализ основных типов пород, полученный на осно-

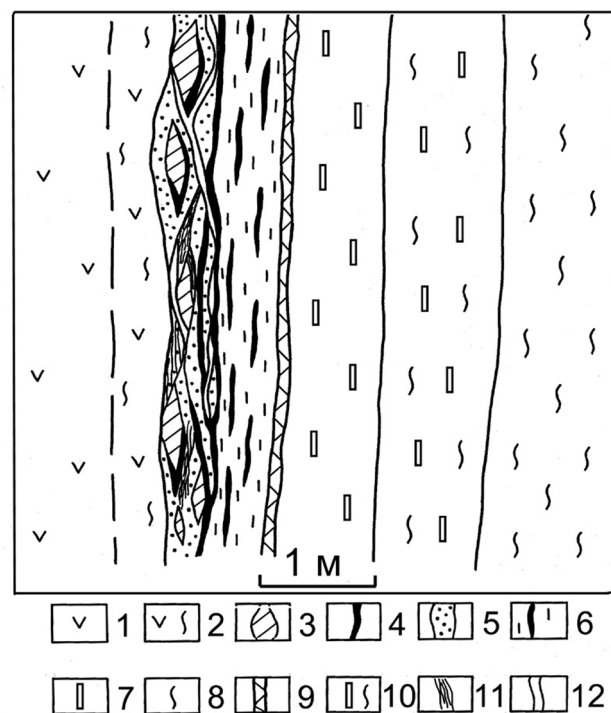


Рис. 3 Схематическая зарисовка строения жильного селлаит-флюоритового тела в южной части участка Суран 1.

1 – долерит; 2 – рассланцованный и хлоритизированный долерит; 3 – селлаит в будинах; 4 – флюорит фиолетовый криптокристаллический; 5 – флюорит зеленый шпатовый; 6 – сланец глинистый с прожилками фиолетового криптокристаллического флюорита по трещинам линейного кливажа; 7 – флюорит серый и молочно-белый, фарфоровидный, криптокристаллический; 8 – сланец глинистый, низкоуглеродистый; 9 – кварцевая жила с бурой охрой и пустотами от выветренного карбоната; 10 – сланец глинистый с обильными жилами серого криптокристаллического флюорита по трещинам линейного кливажа; 11 – тальк-хлоритовые оболочки; 12 – жилы оптического флюорита.

ве полевого изучения геологического строения рудной зоны и вмещающих карбонатно-терригенных толщ, а также выделения стадийности образования генераций флюорита.

Для изучения закономерностей поведения редких и рассеянных элементов были отобраны 32 пробы из основных генераций флюоритов, 3 – из селлаитов, а также 3 пробы вмещающих мергельных сланцев и 10 проб доломита суранской свиты, которые исследованы методом ICP-MS. Изучение некоторых микроэлементов и лантаноидов методом ICP-MS (Elan-500 Perkin Elmer) выполнено в Центре геонаук (GeoForschungZentrum Потсдам, Германия). Эти результаты были в основном опубликованы ранее [12], здесь приводятся дополнительные исследования 7 типовых проб флюорита, выполненные в ИГТ УрО РАН методом ICP-MS

(Elan-9000 Perkin Elmer) на более широкий спектр микроэлементов и их новая интерпретация.

Для изучения флюидного режима минералоотложения использованы методы декрепитации флюидных включений (ИГГ УрО РАН), изучение температур гомогенизации и солёности с помощью термо-криометрии в основных генерациях флюорита (Technical University, Берлин, Германия), частично опубликованные ранее [20]. Всего исследовано более 250 двухфазных включений в 10 образцах флюорита, 2 – в селлаит-флюоритах и 1 – в кварц-карбонатной породе. Микротермометрические исследования двухсторонних полированных пластинок выполнены с помощью специальной системы нагрева/охлаждения Fluid Inc. (США), обеспечивающей измерения в диапазоне от -196 до $+700^{\circ}\text{C}$. Измерения в термокриокамере диаметром 20 мм выполнены под бинокулярным микроскопом (Olympus BX-50) в сочетании с видеокамерой (Panasonic F15HS).

Важную роль в установлении природы рудных флюидов сыграло изучение водных вытяжек из флюидных включений во флюоритах и сопутствующих минералах (доломит, кварц) с прецизионной ионной хроматографией. Всего изучено 40 проб, в том числе 30 флюоритов (3 фарфоровидных, 11 фиолетовых, 8 зеленых и 8 оптических), 5 селлаитов, 2 кварца, 3 гидротермальных (жильных) доломита. Методика включала истирание 1 г предварительно очищенного минерала размерной фракции 0.25–1 мм в 5 мл дистиллированной воды [40], фильтрование (фильтр 0.2 мкм) и количественный анализ индикаторных катионов и анионов из одной аликвоты в хроматографе с микромембранным супрессором (Dionex System 1050, University of Leoben, Австрия).

Кроме того, было произведено Rb-Sr датирование 7 образцов жильного фиолетового флюорита с сингенетичным мусковитом. Для изучения Sm-Nd систематики взяты 10 образцов флюоритов всех изученных типов: фиолетового, зеленого и оптического. Концентрации Rb, Sr, Sm, Nd и изотопный состав этих элементов были получены масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID-TIMS) Йоханом Глодни в Центре геонаук (J. Glodny, GeoForschungZentrum, Potsdam, Germany). Измерения изотопных распространенностей смесей образцов и смешанных трассеров $^{87}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$, $^{149}\text{Sm}+^{150}\text{Nd}$ производились с помощью мультиколлекторных анализаторов VG Sector 54 и Finnigan MAT 262 в динамическом и статическом режимах, соответственно. Систематические погрешности $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ контролировались путем анализа стандартов SRM 987 $= 0.710266 \pm 0.000012$ ($n = 25$) и La Jolla 0.511852 ± 0.000006 ($n = 6$). Более подробно методики измерений изложены в работах [43, 44]. Эти данные использованы нами для анализа источников рудоносных флюидов и уточнения модели образования флюорита.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Типы флюоритовой минерализации

В пределах рудной зоны выделено несколько генераций (типов) жильного флюорита: 1) серый и светло-серый, фарфоровидный, микрозернистый, катаклазированный; 2) темно-фиолетовый, микрозернистый (часто развивается в контактах с мергельными сланцами); 3) зеленый и голубоватый, крупнокристаллический, развивающийся по предыдущим генерациям флюорита и селлаита; 4) полупрозрачный и прозрачный. Селлаит (фторид магния MgF_2), выделяется около контакта с пикрит-долеритовой дайкой, примыкающей к флюоритовой жиле с запада и образует массивные кристаллические агрегаты. Совместно с флюоритом первого и второго типов, приуроченных к зальбандам рудных жил, селлаит подвержен катаклазу и будинированию. Зеленые флюориты выполняют центральную часть жил и метасоматически развиваются по предшествующим типам флюорита и селлаиту. Оптический флюорит, являющийся наиболее поздним, менее тектонически нарушен. Кроме того, выделяется светло-фиолетовый вкрапленный флюорит (тип 2а) в составе доломит-кальцитовых прожилков, образующих штокверки во вмещающих доломитах суранской свиты.

Микроэлементы и РЗЭ

Изучение состава РЗЭ флюоритов показало некоторые отличия указанных типов [12]. Вмещающие прожилково-вкрапленное оруденение доломиты имеют отчетливый тренд первичной раскристаллизации (в общем случае $\text{La} > \text{Lu}$) и невысокие, в целом, концентрации РЗЭ – сумма 20–50 г/т (рис. 4а, заливка). Вмещающие жилу мергельные сланцы характеризуются типичным “коровым” распределением ($\text{La} > \text{Lu}$) с повышенными концентрациями РЗЭ, сумма 200–300 г/т (рис. 4а, линия). Флюориты первой генерации (серые, фиолетовые микрозернистые и селлаит) также характеризуются невысоким уровнем концентраций и слабым фракционированием РЗЭ, сумма 20–30 г/т (рис. 4б). Для них характерна положительная аномалия европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.18\text{--}1.22$). Флюориты фиолетовые жильные и прожилково-вкрапленные (типы 2 и 2а) также имеют невысокий уровень содержаний РЗЭ, сумма РЗЭ около 10 г/т, и тренд распределения – типичный для первичной раскристаллизации кальций-содержащих минералов с постепенным снижением концентраций лантаноидов от лантана к лютецию (рис. 4в). Зеленые флюориты заметно отличаются от предыдущих групп высоким уровнем накопления лантаноидов (сумма 100–200 г/т), относительно невысоким снижением концентраций от лантана к лютецию (сглаженной формой тренда) и ин-

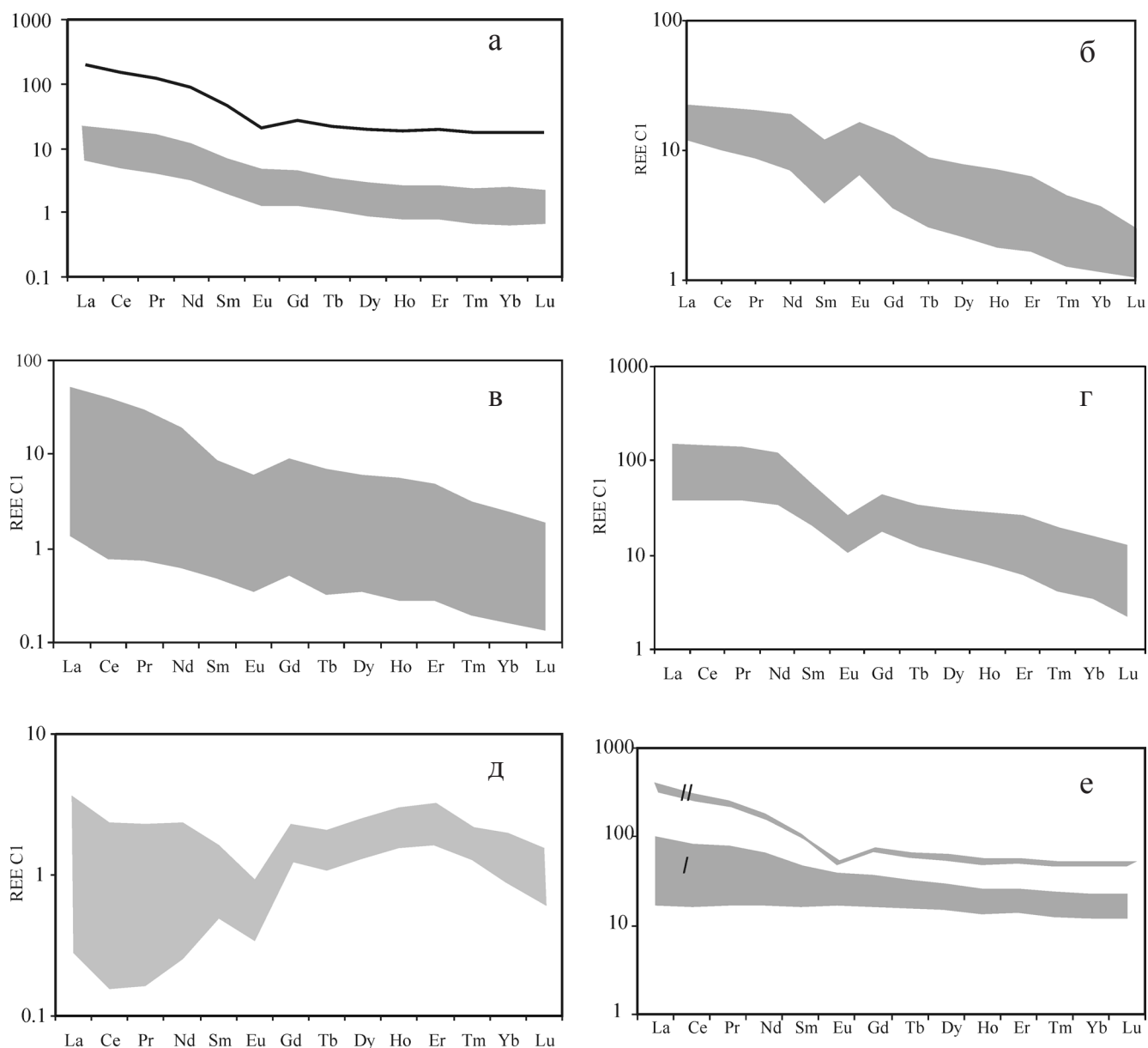


Рис. 4 Хондрит-нормированное распределение РЗЭ в доломитах, вулканитах и основных типах флюоритов Суранского месторождения.

а – доломиты (линия – сланцы); б–д – флюориты: б – фарфоровидные, в – фиолетовые, г – зеленые, д – оптические (по данным [8]); е – вулканиты машакской свиты: базиты (I), риолиты (II) (по данным [6]).

тенсивной отрицательной аномалией европия, на уровне $Eu/Eu^* = 0.39-0.55$ (рис. 4г). Этим определяется их сходство с флюоритами, генетически связанными с гранитоидами. Оптические флюориты имеют относительно невысокие содержания РЗЭ (сумма 5–150 г/т) и своеобразную форму распределения, в общем случае $La < Lu$ (рис. 4д). Эта группа относится к поздней генерации, связанной с процессами перераспределения фтора внутри сложившейся гидротермальной системы. Для сравнения на рисунке 4е приведены тренды распределения РЗЭ

в базитах и риолитах машакской свиты, расположенной в нескольких километрах восточнее Суранского месторождения. В риолитах, в отличие от субгоризонтального тренда базитов, наблюдаются повышенные концентрации РЗЭ, обеднение тяжелыми лантаноидами и отрицательная аномалия европия.

В типовых пробах флюорита (с 1 по 4 типы) выполнено дополнительное изучение состава широкого спектра микроэлементов методом ICP-MS (табл. 1). Серый фарфоровидный (тип 1, проба 344) и фиолетовый (тип 2, проба 488–2) тонкозернистый флюорит из зальбандов жилы характеризуют ранние этапы раскрытия трещин и мине-

Таблица 1. Содержание микроэлементов в типовых флюоритах Суранского месторождения (ICP-MS), г/т

Номер пробы	344	488-2	483	484	479	481	482-1
Li	0.118	0.855	0.077	1.355	0.079	0.025	3.102
Be	0.006	0.063	н/о	0.010	0.008	н/о	0.009
B	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Na	94.0	189.3	43.4	101.8	61.5	28.6	26.9
Mg	63.6	126.9	32.4	479.6	44.9	39.6	1354.5
Al	86.6	186.5	51.8	243.4	191.2	27.3	104.0
Si	23.2	290.5	70.9	129.4	0.9	16.1	149.4
P	9.529	1.418	н/о	48.326	48.088	н/о	н/о
K	40.789	143.561	33.628	120.711	71.712	28.843	129.139
Sc	0.156	0.340	0.231	0.195	0.149	0.171	0.189
Ti	6.576	11.155	н/о	22.851	7.442	0.936	н/о
V	0.324	1.074	0.744	1.226	0.786	0.359	0.801
Cr	24.287	46.080	1.419	16.683	1.411	0.787	1.426
Mn	5.109	39.195	7.396	10.325	8.231	3.640	7.195
Fe	4260	7534	6625	5271	4531	4706	5126
Co	3.643	6.498	5.807	4.348	3.130	3.507	3.646
Ni	21.273	26.504	23.381	18.862	14.107	18.231	17.964
Cu	5.230	6.173	3.583	2.974	3.264	3.486	3.563
Zn	2.579	2.043	н/о	0.654	0.819	0.337	0.040
Ga	0.084	0.158	0.517	0.585	0.071	0.030	0.076
Ge	0.042	0.056	0.121	0.172	0.019	0.018	0.053
As	0.330	0.440	0.565	0.508	0.366	0.189	0.279
Se	0.352	0.282	0.994	0.613	0.262	0.334	0.262
Rb	0.086	0.261	0.044	0.330	0.136	0.025	0.350
Sr	18.120	17.751	21.621	12.482	15.049	16.910	14.424
Y	21.823	21.195	81.272	24.409	9.268	18.892	13.461
Zr	0.069	0.460	0.259	0.133	0.135	0.101	0.107
Nb	0.064	0.092	0.018	0.018	0.026	0.010	0.210
Mo	0.113	0.121	0.037	0.068	0.031	0.031	0.039
Ru	0.008	0.008	0.005	0.004	0.004	0.006	н/о
Rh	0.002	0.005	0.006	0.005	0.003	0.003	0.002
Pd	0.206	0.199	0.579	0.207	0.089	0.146	0.161
Ag	0.023	0.062	0.005	0.082	0.016	0.010	0.013
Cd	0.024	0.051	0.023	0.021	0.006	0.020	н/о
Sn	0.161	0.178	0.136	0.165	0.076	0.054	0.071
Sb	0.036	0.038	0.018	0.020	0.043	0.013	0.039
Te	0.139	0.201	0.137	0.165	0.083	0.077	0.116
Cs	0.012	0.013	0.003	0.013	0.003	0.002	0.012
Ba	7.354	3.378	8.696	5.822	4.206	2.119	2.379
La	1.714	1.826	14.455	16.270	0.068	0.064	0.661
Ce	4.590	4.187	39.251	44.158	0.137	0.123	1.313
Pr	0.690	0.536	5.713	6.214	0.018	0.019	0.161
Nd	3.580	2.532	26.335	27.781	0.080	0.107	0.771
Sm	0.816	0.669	5.828	4.674	0.047	0.070	0.180
Eu	0.409	0.211	0.951	0.646	0.015	0.022	0.042
Gd	1.258	0.991	7.297	4.682	0.133	0.231	0.302
Tb	0.171	0.159	1.013	0.496	0.024	0.051	0.049
Dy	0.981	1.106	6.517	2.931	0.219	0.431	0.354
Ho	0.193	0.231	1.363	0.562	0.059	0.122	0.085
Er	0.517	0.603	3.739	1.483	0.173	0.355	0.233
Tm	0.043	0.077	0.438	0.167	0.019	0.039	0.024
Yb	0.206	0.352	2.226	0.878	0.092	0.225	0.152
Lu	0.023	0.049	0.297	0.109	0.011	0.029	0.015
Hf	0.007	0.043	0.093	0.024	н/о	0.015	0.015
Ta	0.875	0.019	0.011	0.007	0.007	0.028	2.196
W	2.182	1.389	0.070	0.633	0.052	0.024	0.080
Re	0.0003	н/о	0.0012	0.0003	0.0006	0.0004	0.0004
Ir	0.0014	0.0031	0.0006	0.0003	0.0002	0.0013	0.0018
Pt	0.0040	0.0017	0.0040	0.0026	0.0022	н/о	0.0097

Таблица 1. Окончание

Номер пробы	344	488-2	483	484	479	481	482-1
Au	0.016	0.017	н/о	0.007	0.005	0.009	0.032
Tl	0.305	4.066	1.339	0.495	0.030	0.872	0.106
Pb	0.432	0.519	0.098	0.553	0.309	0.691	0.508
Bi	0.007	0.004	0.002	0.002	0.027	0.001	0.003
Th	0.001	0.022	0.378	0.013	0.001	0.001	0.003
U	0.015	0.010	0.008	0.010	0.014	0.007	0.008
Y/No	112.9	91.9	59.6	43.4	157.7	154.3	158.3
Сумма РЗЭ	15.2	13.5	115.4	111.1	1.1	1.9	4.3

Примечание. 344 – фарфоровидный серый; 488-2 – фиолетовый; 483, 384 – зеленый крупнозернистый; 482-1 – полупрозрачный зеленоватый; 479, 481 – оптический (полупрозрачный).

рализации и представлены каждый по одной пробе. Зеленый крупнозернистый (тип 3, пробы 483, 384), полупрозрачный зеленоватый (тип 3–4, проба 482–1) и оптический полупрозрачный (тип 4, пробы 479, 481) флюорит представляют последующие этапы раскрытия трещин с гидротермально-метасоматическим преобразованием и ремобилизацией вещества ранних типов. Отметим, что выполненные в ИГГ УрО РАН анализы удовлетворительно совпали по трендам распределения лантаноидов с анализами РЗЭ, выполненными ранее в GFZ, Potsdam.

Флюидные включения: микротермометрия

Изучение гомогенизации и криометрии флюидных включений выполненное в GeoForschungsZentrum показало устойчиво высокую соленость (20–26 мас. % NaCl экв) [20]. Включения, содержащие кубические кристаллы, вероятнее всего галита (рис. 5а), позволяют рассматривать гидротермальные рудоносные флюиды как низкотемпературные рассолы. Температуры гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) ГЖВ из флюоритов различных генераций несколько различаются, при этом самыми низкотемпературными оказались флюориты первых генераций – серые и фиолетовые криптокристаллические с $T_{\text{гом}} = 70\text{--}150^\circ\text{C}$, более высокотемпературными – поздние генерации зеленых флюоритов с $T_{\text{гом}} = 130\text{--}160^\circ\text{C}$, а наиболее высокотемпературными – оптические с $T_{\text{гом}} = 170\text{--}220^\circ\text{C}$ (рис. 5). Изучение гомогенизации ГЖВ Н.В. Грановской [4], позволило выявить температуры в наиболее ранних серых и фиолетовых флюоритах $260\text{--}280^\circ\text{C}$, в молочно-белых $200\text{--}280^\circ\text{C}$, в зеленых – $250\text{--}270^\circ\text{C}$, а в прозрачных разновидностях – более 200°C .

Флюидные включения: водные вытяжки с ионной хроматографией

Анализ флюидных включений во флюоритах и селлаитах методом водных вытяжек при истирании (crush-leach analysis) с последующей ионной хроматографией катионов (Na^+ , K^+ , Li^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+}) и анионов (Cl^- , Br^- , I^- , SO_4^{2-}) из одной аликвоты, показал,

что все изученные типы флюорита содержат значительное количество указанных ионов (табл. 2). В указанном методе измеренные концентрации ионов в водной вытяжке являются случайной величиной, зависящей не только от концентрации во включениях, но и от количества самих включений, подверженных истиранию. Наиболее высокие концентрации отмечаются для Na^+ и Cl^- (соответственно, на уровне 5 и 10 кг/т), согласно высоким кларкам натрия и хлора в земной коре. Также отмечается относительно высокое содержание брома (около 100 г/т), по сравнению с вмещающими известняками суранской свиты (1–40 г/т). Как результат, молярные значения отношений Cl/Br и Na/Br невысокие (около 100–250), по сравнению с вмещающими известняками (500–600), имеющими данные показатели на уровне морской воды (соответственно, 655 и 564) [14].

Sm-Nd изотопная систематика

Для изучения Sm-Nd систематики взяты 10 образцов флюоритов всех изученных типов: фиолетового, зеленого и оптического (табл. 3). Концентрации Sm и Nd имеют существенные вариации, достигающие трех порядков 0.07–8, 0.12–58 г/т, соответственно, что предопределило значительную “растяжку” фигуративных точек по оси абсцисс (0.0801–0.5218) на графике в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 6). Формальная аппроксимация всех аналитических данных определяет эрохрону (СКВО = 304), наклон которой определяет возраст 1219 ± 120 млн. лет с начальным отношением изотопов $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51065 \pm 0.00019$ ($\epsilon_{\text{CHUR}} = -8.1$).

График эволюции ϵ_{Nd} во времени показывает определенную сходимость трендов для большинства изученных образцов, относящихся к 1–3 типам. Только для 4 типа, оптических флюоритов, отмечается заметная гетерогенность, определяемая более высокими концентрациями самария (рис. 7). Для сравнения приводится эволюция ϵ_{Nd} , для вмещающих карбонатных пород суранской и саткинской свит и машакских вулканитов.

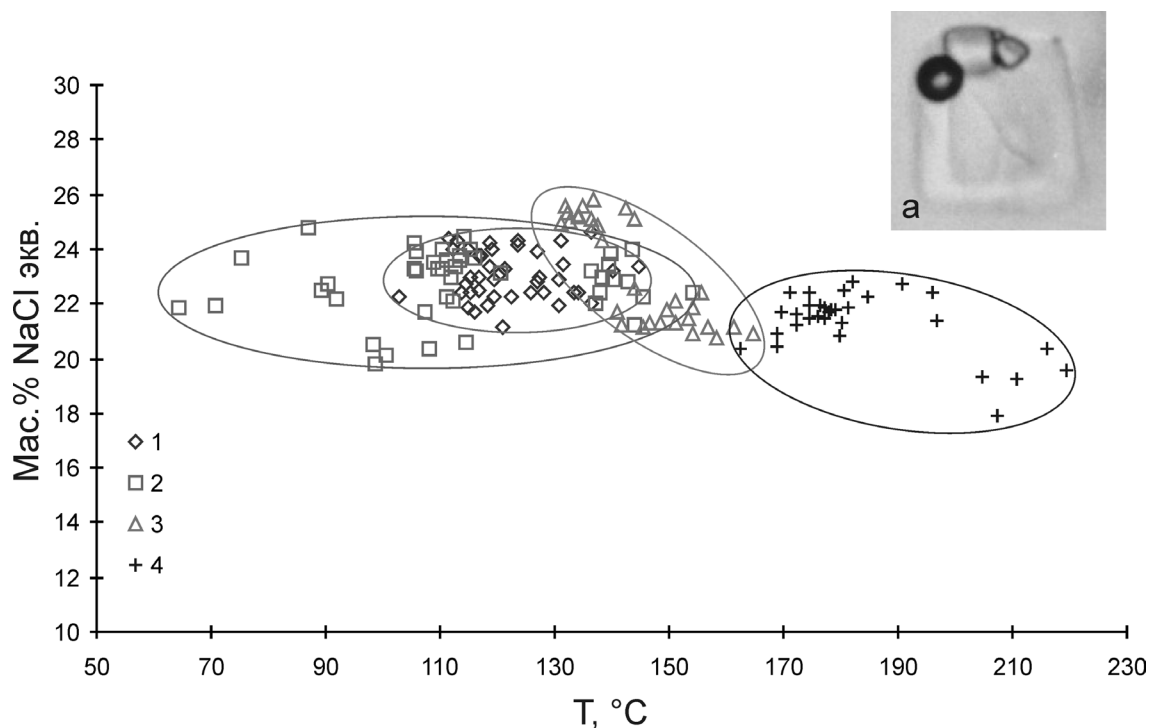


Рис. 5 Температура гомогенизации и минерализация (в мас. % NaCl экв.) газовой-жидких включений во флюоритах Суранской флюоритоносной зоны.

1 – прожилково-вкрапленный фиолетовый флюорит из флюоритопоявлений в доломитах; 2–4 – жильные флюориты Суранского месторождения: 2 – серый и фиолетовый тонкозернистый, 3 – зеленый крупнокристаллический, 4 – прозрачный шпатовый (по [20]). На врезке (а) представлено газовой-жидкое включение во флюорите с кубическим кристаллом галита.

Rb-Sr изотопная систематика

Изотопные данные Rb-Sr систематики представлены в табл. 4. Концентрации Rb во флюоритах – 0.2–0.98 г/т, Sr – 26–101 г/т; сингенетичные белые слюды характеризуются вариациями 104–343 г/т, 18–215 г/т, соответственно. Размах отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для флюоритов – 0.022–0.028, для слюд – 0.6–100. Rb-Sr возрасты, определенные для пар флюорит–белая слюда, практически идентичны 1239 ± 12 и 1228 ± 12 млн. лет (рис. 8). Рассчитанные начальные отношения изотопов стронция для флюоритов I и II типов имеют величины 0.713060 ± 0.000036 и 0.708354 ± 0.000035 , соответственно, демонстрируя первичную гетерогенность.

ИСТОЧНИКИ ФТОРОНОСНЫХ РАСТВОРОВ И МЕХАНИЗМ ОТЛОЖЕНИЯ ФЛЮОРИТА В СУРАНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Анализ распределения РЗЭ по 1 и 2 типам флюоритов показал, что оно подобно вмещающим доломитам и мергельным сланцам суранской свиты [12]. Установленная для 1 типа флюоритов (фарфоровидных) положительная аномалия европия

(1.18–1.22) требует объяснения. По-видимому, она не может быть связана с высокой температурой образования (более 250°C), как можно было бы предполагать для среднетемпературных месторождений за счет температурного изменения валентности европия и соответствующего увеличения ионного радиуса, сближающего европий по кристаллохимическим свойствам с лантаном [37]. Для данного типа флюорита характерно присутствие мелкой вкрапленности пирита и сероводорода, что свидетельствует о наличии более интенсивного восстановительного потенциала среды минерализации, способствующего переходу европия в 2-валентное состояние [46]. Таким образом, возможно объяснение появления положительной аномалии европия без значительного повышения температуры гидротермального процесса. Зеленые флюориты заметно отличаются от предыдущих групп высоким уровнем накопления лантаноидов (сумма 100–200 г/т), субгоризонтальной формой тренда и интенсивной отрицательной аномалией Eu (0.39–0.55). Этим определяется их сходство с флюоритами, генетически связанными с гранитоидами. Оптические флюориты имеют относительно невысокие содержания РЗЭ (сумма 5–150 г/т) и своеобразную форму распределения, в общем случае $\text{La} < \text{Lu}$. Эта группа относится к поздней генерации, связываемой с процес-

Таблица 2. Средние содержания индикаторных ионов флюидных включений во флюоритах и сопутствующих гидротермальных породах Суранского месторождения, г/т

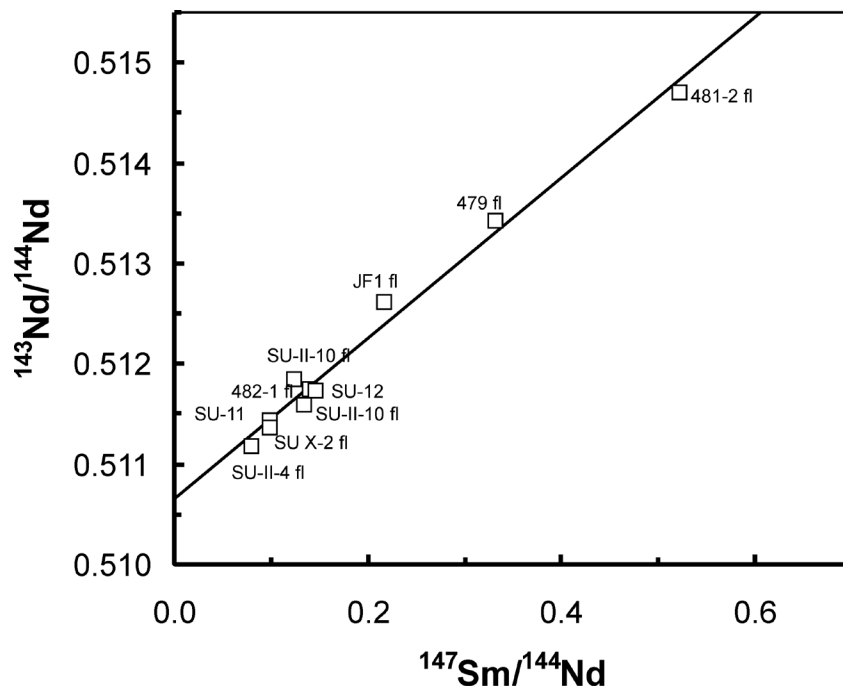
	Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	Br ⁻	J ⁻	SO ₄ ²⁻	Na/Br мол.	Cl/Br мол.
F1 (3)	2.0	5885.5	1120.6	539.3	6541.4	5740.7	11159.5	95.8	1.5	19.6	193.5	235.3
F2 (11)	2.6	5024.8	1326.9	1108.6	8485.1	6576.6	11099.1	84.8	1.8	98.1	267.7	357.7
F3 (8)	2.2	4482.9	1042.1	300.7	6635.4	5349.6	9560.4	126.6	0.5	2.0	124.8	168.9
F4 (8)	1.0	2361.9	778.9	544.1	5634.5	5665.7	4897.2	67.1	0.8	30.6	173.9	217.0
Sel (5)	4.7	11692.8	3274.0	11166.1	7972.8	15076.7	26670.2	293.0	2.5	2746.6	144.4	211.2
Qu (2)	2.7	5382.8	1250.0	850.1	10165.2	1679.8	13114.5	187.0	4.7	136.8	98.7	154.6
HDm (3)	6.2	11816.2	2123.8	10327.2	13888.3	7756.0	28369.2	323.7	2.0	1447.3	132.0	210.1
SW		10556.0	392.0	1290.0	412.0		18890.0	65.0	0.1	2649.0	564.4	655.0

Примечание. F1 – флюорит первого типа (3 пробы здесь и далее); F2 – флюорит второго типа; F3 – флюорит третьего типа; F4 – флюорит четвертого типа; Sel – селлаит; Qu – кварц; HDm – гидротермальный доломит; SW – морская вода.

Таблица 3. Sm-Nd систематика флюоритов Суранского месторождения

Образец	Тип	Sm г/т	Nd г/т	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ, %	ε _{Nd} (0 млн. л)	ε _{Nd} (1219 млн. л)	(ε _{Nd} 1400 млн. л)
479 fl	F4	0.0657	0.1196	0.3323	0.513427	0.0016	15.4	-5.8	-9.0
481-2 fl	F4	0.1361	0.1577	0.5218	0.514698	0.0035	40.2	-10.6	-18.2
482-1 fl	F3-4	0.6646	2.8831	0.1393	0.511750	0.0011	-17.3	-8.4	-7.0
SU-11 fl	F4	0.0857	0.5262	0.0985	0.511435	0.0016	-23.5	-8.2	-5.9
SU-II-10 fl	F2	1.3641	6.6952	0.1232	0.511847	0.0016	-15.4	-4.0	-2.3
SU-II-4 fl	F3	7.7105	58.213	0.0801	0.511173	0.0013	-28.6	-10.4	-7.7
SU-II-11 fl	F2	0.1177	0.5277	0.1348	0.511585	0.0016	-20.5	-10.9	-9.5
SU X-2 fl	F2	2.0112	12.2896	0.0989	0.511361	0.0011	-24.9	-9.7	-7.4
SU-12 fl	F3	0.9804	4.0518	0.1463	0.511738	0.0017	-17.6	-9.7	-8.5
JF1 fl	F1	0.3245	0.903	0.2173	0.512613	0.0014	-0.5	-3.7	-4.2

Примечание. Погрешности для ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd менее 0.5%; ε_{Nd} рассчитано исходя из значений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638, для соответствующих возрастов 0, 1219 и 1400 млн. лет.

**Рис. 6.** Sm-Nd эволюционная диаграмма для флюоритов Суранского месторождения.

Линия согласования соответствует возрасту 1219 ± 120 млн. лет.

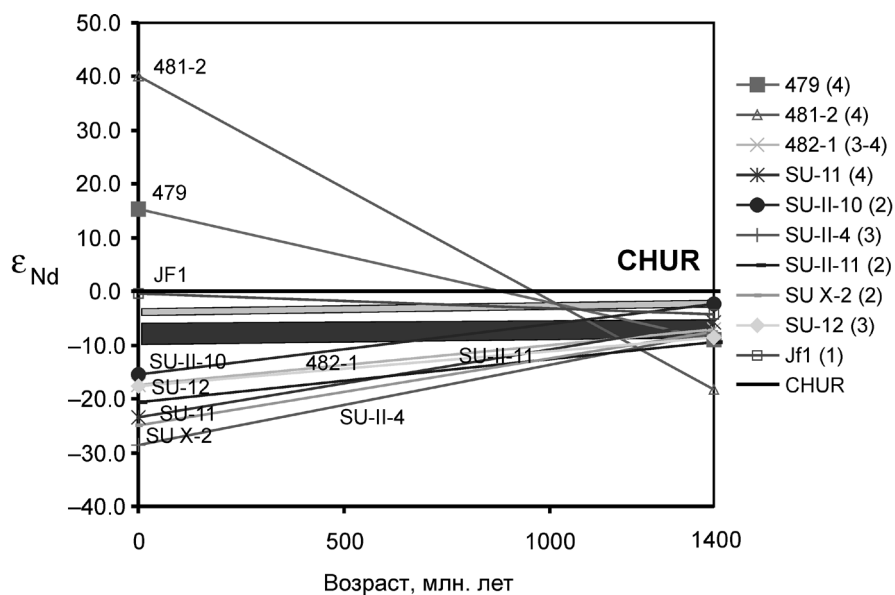


Рис 7. Эволюция изотопов Nd во флюоритах и вмещающих породах.

Номера проб флюорита соответствуют таковым в таблице 3; серое поле – риолиты машакской свиты [26]; темно-серое поле – известняки и доломиты суранской и саткинской свит [11].

Таблица 4. Rb-Sr систематика флюоритов и сингенетичных мусковитов Суранского месторождения

Состав	№ лаб.	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma, \%$	Тип
Мусковит X1	PS259	342.84	18.44	59.27728	1.751240	0.010	2
Флюорит X1	PS256	0.20	25.81	0.02247	0.708749	0.005	
Мусковит + Флюорит X1 (1)	PS254	104.79	132.66	2.29703	0.759792	0.005	
Мусковит + фл X1 (2)	PS255	64.31	309.55	0.60197	0.722605	0.005	
Флюорит IF-1	PS260	0.98	100.58	0.02834	0.713563	0.005	2a
Мусковит IF-1	PS258	375.83	12.68	100.83741	2.502328	0.005	
Мусковит + Флюорит IF-1	PS257	133.03	215.26	1.79425	0.743780	0.005	

Примечание: $\pm 2\sigma$ – погрешности для $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ менее 1%.

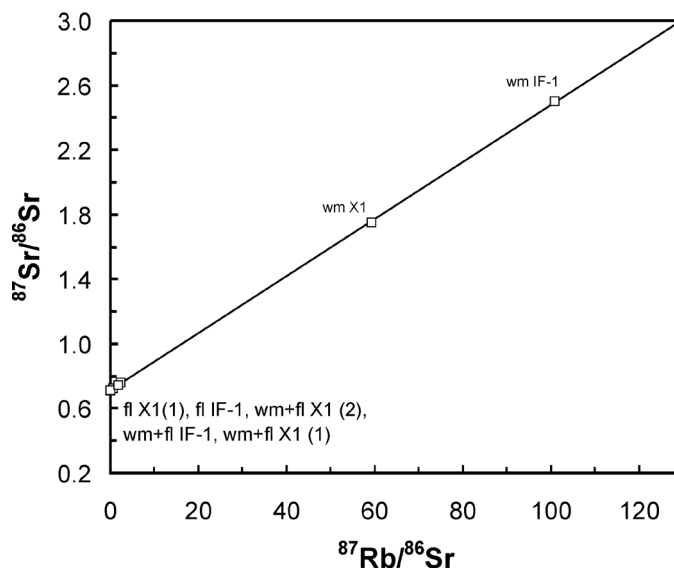


Рис. 8. Rb-Sr эволюционная диаграмма для флюоритов и сингенетичных слюд Суранского месторождения.

Линия согласования соответствует возрасту 1233 млн. лет (пояснения в тексте).

сами перераспределения фтора внутри сложившейся гидротермальной системы. Пониженные значения $(\text{LLn}/\text{HLn})_{\text{C}_1}$ интерпретируются [46] как результат переотложения флюорита в условиях повышенной активности комплексообразователей и обычно связываются с процессами ремобилизации. В результате преимущественного захвата лигандами тяжелых лантаноидов переотложенные генерации имеют пониженные значения $(\text{LLn}/\text{HLn})_{\text{C}_1}$.

Обращает на себя внимание сходство распределения РЗЭ в зеленых флюоритах Суранского месторождения и риолитах из машакской рифтогенной зоны, а также флюорита из гранитоидов Бердяушского массива (рис. 9). Все объекты имеют одинаковый уровень концентраций лантаноидов,

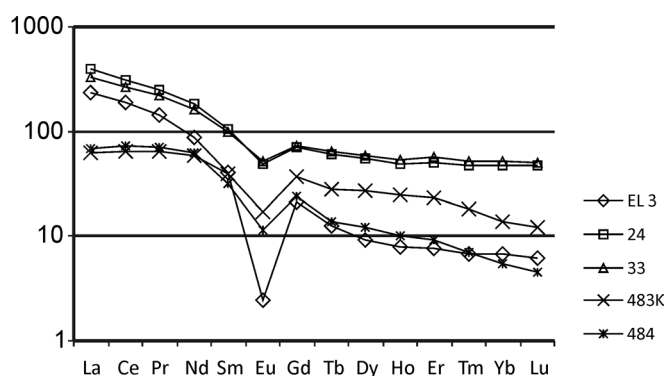


Рис. 9. Хондрит-нормированное (C_1) распределение РЗЭ в риолитах машакской свиты (пробы 24, 33 [6]), флюорите из гранитов рапакиви Бердяушского массива (EL-3) и зеленых флюоритах (483к, 484к).

небольшое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, а также отрицательную аномалию европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.56-0.61$). Однако, несмотря на то, что из всех типов флюорита Суранской флюоритоносной зоны зеленые наиболее близко соответствуют рифтогенным гранитоидам и флюоритам из них, они отличаются относительно пониженными концентрациями лантаноидов, особенно цериевой группы. Это, совместно с устойчивой корреляцией в зеленых флюоритах таких микроэлементов, как **Mg, Ti, Ga, Ge, As, Y, Pd, Hf, Re, Th и все РЗЭ** позволяет предполагать сходство геохимических свойств флюидов, образовавших зеленые флюориты суранской зоны, и фиолетовый флюорит из гранитоидов Бердяушского массива с геохимическими особенностями риолитов машакской рифтогенной зоны. Другими словами, исходя из геохимических данных по зеленому флюориту, можно предполагать, что источником фтороносных растворов были машакские кислые вулканы.

Распределение широкого спектра микроэлементов в выделенных типах флюоритов может быть описано с помощью корреляционных связей. Корреляционная матрица для 7 проб, отнесенных нами к четырем типам, позволяет выделить три основных тренда распределения и соответствующие им группы микроэлементов, обладающих высокой корреляционной связью (на уровне 0.8 и выше) внутри выделенных групп флюоритов: 1) с преобладающим накоплением в 1 типе (фарфоровидных тонкозернистых); 2) максимальным накоплением микроэлементов во 2 типе (фиолетовых из зальбандов жил) и 3) с преобладающим накоплением в 3 типе (зеленых). Оптические флюориты – 4 тип – ха-

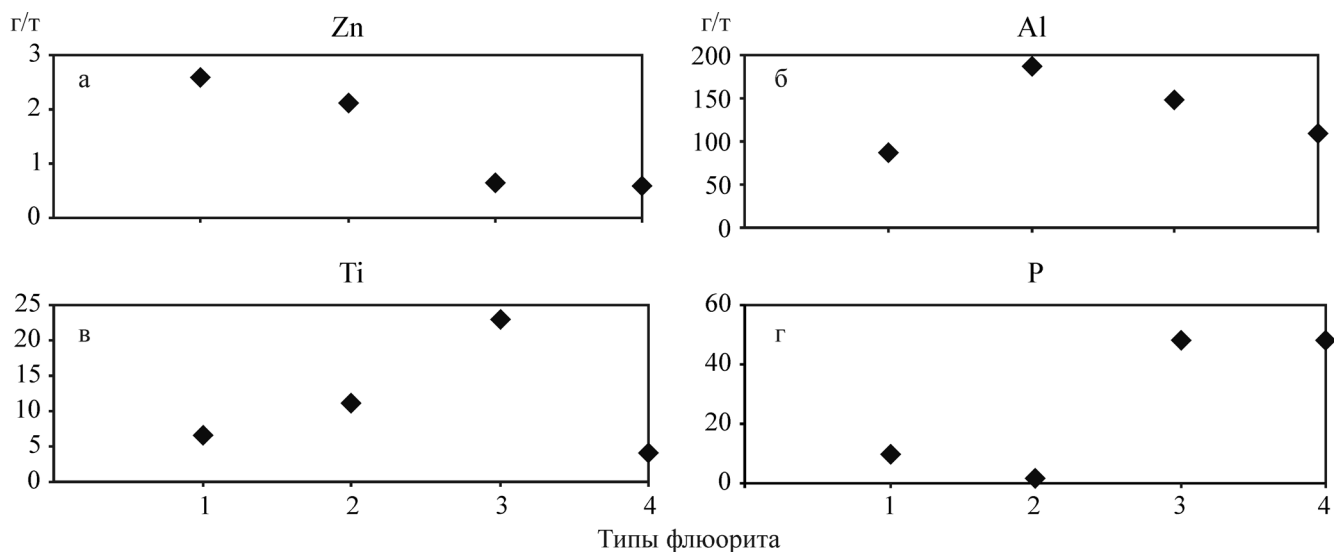


Рис. 10. Тренды распределения микроэлементов во флюоритах различных типов, месторождение Суран.

а – первый, б – второй, в – третий, г – тренд распределения для фосфора.

рактизуются пониженным значением концентраций большинства микроэлементов, за исключением фосфора.

Первый тренд распределения микроэлементов (рис. 10а) характеризуется постепенным снижением концентраций от 1 к 4 типу для таких микроэлементов, как Zn, W, Sr, Sb, Pb, U (рис. 10а), причем для последних четырех элементов характерно малоамплитудное снижение. К ним тяготеют Mo, Ru, Au, имеющие минимальные концентрации в типах 3 и 4. Это может определяться примесью сульфидов, поскольку в данную группу входят халькофильные металлы.

Второй тренд распределения микроэлементов (рис. 10б) характеризуется минимальными концентрациями для флюорита 1 и 4 типов и максимальными для 2 (фиолетовый флюорит из зальбандов рудных жил), третий тип (зеленые флюориты) имеет промежуточные значения концентраций. Второй тренд объединяет следующие элементы: **Li, Al, Si, K, Sc, V, Cr, Co, Rb, Zr, Ag, Cd**, относящиеся в основном к группе литофильных. Сходным распределением с максимальным обогащением во 2 типе флюоритов, но с заметным обеднением в 3 и 4 типах, характеризуется группа элементов **Be, Na, Mn, Nb, Ir, Tl**. Это может определяться примесью терригенного компонента в флюоритах первых генераций, сохранившегося в процессе гидротермально-метасоматического образования флюорита по карбонатно-глинистой матрице (мергельные сланцы) при внедрении фтороносных растворов и расходовании кальция вмещающих пород для образования флюорита. Сходным распределением, но с небольшой амплитудой изменений между концентрациями элементов, обладает группа **Ni, Cu, Rh, Sn, Te, Cs**.

Третий тренд распределения характеризуется постепенным повышением концентраций от 1 типа ко 2 и максимально в 3 типе (зеленые флюориты, с максимальными суммами РЗЭ) и последующим падением в 4 типе. Здесь объединяются следующие элементы: **Mg, Ti, Ga, Ge, As, Y, Pd, Hf, Re, Th**, все РЗЭ (рис. 10в). Эта совокупность определяет примесь элементов, генетически связанных с магматическими породами, как основными (**Mg, Ti, Ga, Ge, As, Pd**), так и кислыми (**Y, Hf, Re, Th**, все РЗЭ). И, наконец, особым трендом обладает фосфор, который накапливается во флюоритах 3 и 4 типов (рис. 10г), но характеризуется неравномерным распределением по отдельным пробам.

По температуре гомогенизации флюидных включений во флюоритах становится очевидным, что температура в начале процесса была ниже, (это подтверждается данными не только гомогенизации, но и декрепитации [12]) вероятно, за счет охлаждения внедрившегося раствора вмещающими породами в трещинах. Затем, при дальнейшем раскрытии трещин и развитии гидротермально-

метасоматического процесса она держалась на определенном уровне 150–220°C функционирования катагенетической гидротермальной системы, энергетическая (температурная и динамическая) поддержка которой осуществлялась за счет тектонической (рифтогенной?) перестройки в регионе.

Индикаторными ионами для определения генетической природы рудных растворов являются Na^+ , Cl^- и Br^- . Бром ведет себя очень консервативно во время миграции растворов при литогенезе, а также в гидротермальных и магматических процессах [3, 7, 45]. Таким образом, распределение брома в подземных растворах определяется его накоплением в осадочных процессах: при эвапоритовом сгущении морской воды и биогенном перераспределении [19]. В солеродных бассейнах во время формирования рапы происходит линейное накопление брома, а также некоторое накопление хлора и натрия, несмотря на выпадение галита в осадок [3, 45]. В координатах $\text{Cl}/\text{Br}_{\text{mol}}-\text{Na}/\text{Br}_{\text{mol}}$ все точки, соответствующие составу рапы, расположены вдоль линии (эвапоритовый тренд) от точки морской воды к началу координат. Соответственно, растворы пресных и солоноватых вод, а также рассолы, образованные при растворении соляных толщ за счет низкого содержания брома будут в данных координатах располагаться справа от точки морской воды, за пределами эвапоритового тренда. Для Суранского месторождения установлено, что все изученные типы флюорита и сопутствующие гидротермальные минералы расположены вдоль линии эвапоритового тренда (рис. 11). При этом относительно близко к точке морской воды находятся типы 1 и 2, а наиболее крепким рассолам соответствуют зеленые флюориты (3), положение их на диаграмме $\text{Cl}/\text{Br}_{\text{mol}}-\text{Na}/\text{Br}_{\text{mol}}$ сдвинуто к оси ординат так же, как и точки кварца и гидротермального доломита, сменяющих флюорит в нижних горизонтах месторождения. Для сравнения, на рис. 12 приведены распределения состава флюидных включений во флюоритах с контрастным распределением: фарфоровидных, фиолетовых и зеленых. Оптические флюориты в указанных координатах (см. рис. 11) образуют наиболее широкое поле, что объясняется консервативностью поведения брома, концентрации которого определялись унаследованностью при образовании по первичным и вторичным типам флюорита. Размещение флюоритов 1 и 2 типов относительно близко к составу морской воды позволяет предполагать, что в процессе раскрытия трещин и на начальном этапе образования флюоритовых жил (отложение флюоритов 1 и 2 типов) эвапоритовые рассолы, обогащенные фтором, смешивались с морской водой, захороненной в поровом пространстве пород и экстрагированной в пространство жил. При дальнейшем раскрытии жил поступали более концентрированные эвапоритовые рассолы, которые сформировали основную массу зеленого флюорита. Селлаит

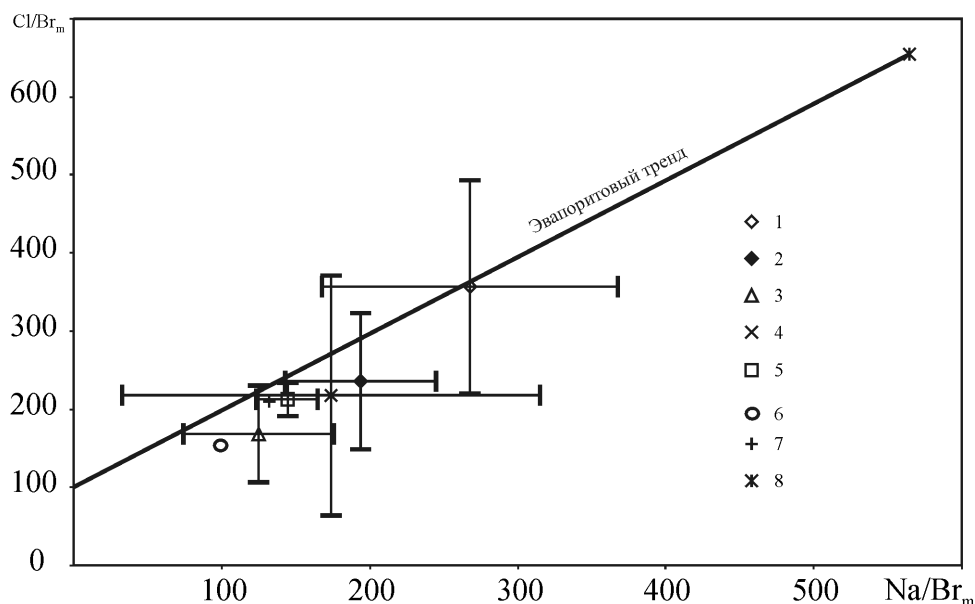


Рис. 11. Распределение средних значений и стандартных отклонений концентраций индикаторных ионов для включений из флюоритов и сопутствующих гидротермальных пород, в координатах отношений молярных концентрация $\text{Cl}/\text{Br}_{\text{mol}}-\text{NaBr}_{\text{mol}}$.

1–4 – флюориты: 1 – фарфоровидный (3 образца), 2 – фиолетовый (11), 3 – зеленый (8), 4 – оптический (8); 5 – селлаит (5); 6 – кварц (2); 7 – гидротермальный доломит (4); 8 – морская вода.

образовался при внедрении фторсодержащих растворов в зону контакта с высокомагнезиальными породами (дайка пикрит-долерита).

Рассольная природа флюидов для образования стратиформных месторождений стратотипической области развития отложений рифея находит все больше подтверждений. Она была показана с помощью различных методов для месторождений магнезита [13, 14], анкерит-сидеритовых [48] в отложениях раннего и среднего рифея, барит-полиметаллических [36] месторождений в авзянской свите, по данным изучения **Cl-Br-Na** систематики флюидных включений, данных термодинамики, изотопного состава серы и барита [22], изучения концентраций хлора и фтора [24]. Ряд литологических, минералогических и геохимических признаков подтверждает существование эпизодов эвапоритовой седиментации как в раннем (саткинско-суранский и бакальско-кызылташский уровни), так и в среднем рифее [10]. Эвапоритовые рассолы, имеющие значительную плотность, погружались в наиболее глубокие части палеогидрогеологического бассейна. В зоне рифтогенного грабена они испытывали преобразования, обогащались разнообразными компонентами и вполне могли приобрести черты гидротермальных рудных растворов [21, 34].

Для эвапоритового процесса характерно некоторое накопление фтора в процессе сгущения рассола. Согласно экспериментальным исследованиям А.В. Казакова и Е.И. Соколовой [5], осаждение флюорита происходит в морских бассейнах повы-

шенной солёности при насыщении среды по флюориту (4–5 мг/л фтора). Однако, за счет низкого кларка фтора в морской воде осаждается лишь незначительное количество флюорита. Математическое моделирование процесса флюоритоосаждения [32] позволяет предполагать, что флюорит осаждается в начальной стадии эвапоритового процесса, занимая место в ряду осаждения минералов эвапоритовых бассейнов между доломитом и гипсом. Однако обычно это осаждение остается малозаметным в силу низких содержаний фтора в морской воде и не приводит к образованию значительных концентраций. Тем не менее, в эвапоритовом рассоле концен-

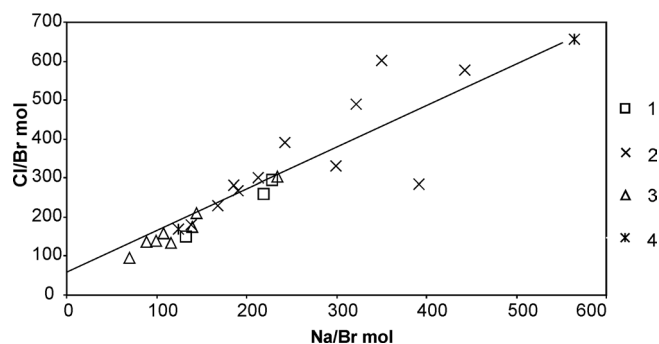


Рис. 12. Распределение значений $\text{Cl}/\text{Br}_{\text{mol}}-\text{Na}/\text{Br}_{\text{mol}}$ для включений из флюоритов.

1 – фарфоровидные, 2 – фиолетовые, 3 – зеленые, 4 – морская вода.

трация фтора повышается, являясь, возможно, первой стадией аккумуляции на пути к формированию фтороносных флюидов. К примеру, известно, что в палеозойских толщах Предуральяского прогиба развита ратовкит-флюоритовая минерализация [1], а рассеянная флюоритовая минерализация встречается очень часто в доломитах и солях кунгурского яруса нижней перми [35].

Таким образом, комплекс методов по изучению состава включений и распределения РЗЭ во флюоритах и селлаитах Суранского месторождения позволяет предполагать, что источником флюида были эвапоритовые рассолы. В то же время, геохимические особенности зеленого флюорита указывают на связь источника фтора с гранитоидами. Месторождения и проявления флюорита в Башкирском мегантиклинории связаны пространственно с западным бортом Машакского рифтогенного грабена [20]. Известно, что повышенными концентрациями фтора характеризуются расплавы, сформированные в условиях внутриконтинентальных риф-

тов и горячих точек [23]. Поэтому интерес как источник фтора представляют вулканические и субвулканические породы машакской рифтогенной зоны: Суранская флюоритовая зона расположена в западном борту Машакского рифтогенного грабена. Анализ литературных данных показывает, что действительно, повышенные относительно кларка концентрации фтора характерны для кислых вулкаников и метавулкаников, глинистых сланцев и даже вулкаников основного состава в этой зоне (табл. 5). К примеру, в гранитах Рябиновского массива средние значения фтора составляют 0.11%, в диоритах Бердяшского массива – 0.33% [2], в кислых вулканиках хр. Шатак – 0.19% при колебаниях в частных пробах 0.07–0.82% [24], при кларке фтора в гранитах 0.05–0.08, а в базитах – 0.04 [29].

Rb-Sr датировки по флюоритам и сингенетичным мусковитам Суранского месторождения имеют определенные ограничения, практически основываясь на соответствующих линиях регрессии, построенных по двум точкам (за исключением об-

Таблица 5. Содержание фтора (масс. %) в некоторых рифтогенных магматических и терригенных комплексах Башкирского мегантиклинория

Массив	Порода	Число проб	Пределы колебаний	Среднее	Источник
Рябиновский	гнейсы	8	0.06–0.2	0.11	[2]
	граниты	12	0.02–0.25	0.11	
Бердяшский	диориты	1		0.33	
	граниты	4	0.1–0.22	0.01(?)	
	нефелиновые сиениты	12	0.03–0.18	0.07	[24]
Губенский	гранито-гнейсы	5	0.10–0.19	0.16	
	мигматиты	3	0.05–0.15	0.10	
Машакский комплекс (хр. Машак)	метабазацит	3	0.01–0.03	0.02	
	туффиты	2	0.01–0.13	0.07	
	песчаники	2	0.10–0.13	0.11	
	алевролиты	3	0.10–0.22	0.17	
Шатакский комплекс (хр. Шатак)	метабазацит кузельгинской подсвиты	8	0.01–0.09	0.04	
	метабазациты казавдинской подсвиты	4	0.02–0.10	0.06	
	метабазациты калпакской подсвиты	5	0.01	0.01	
	кислые вулканики	16	0.07–0.82	0.19	
	песчаники	2	0.05–0.22	0.13	
Кувашский комплекс	метабазациты	8	0.01–0.05	0.02	[29]
	метапорфиры	6	0.08–0.18	0.12	
	субвулканические граниты (рябиновские)	3	0.17–0.21	0.19	
	гнейсы губенские	3	0.13–0.24	0.17	
	песчаники	3	0.06–0.10	0.08	
	парасланцы	6	0.04–0.18	0.11	
Кларк	гранитоиды, богатые Са			0.052	[29]
	гранитоиды, бедные Са			0.082	
	базальтоиды			0.04	
	глины			0.074	
	песчаники			0.027	
	карбонаты			0.033	

разцов PS257, PS258, PS260), однако значительный разброс изотопных отношений и совпадение модальных значений полученных возрастов между собой, а также соответствие геологическим представлениям значительно повышает их значимость. Наблюдаемые же вариации **Rb-Sr изотопного возраста** могут быть объяснены воздействием гидротермальных процессов [33, 38], что подтверждается также и **Sm-Nd изотопной систематикой**, фигуративные точки которой на графике $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ демонстрируют определенные флуктуации около линии согласования с возрастом 1219 ± 120 млн. лет (рис. 6).

Иными словами, отсутствие гомогенизации Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем отражает сложную историю их эволюции, в которой основным фактором нарушения их “замкнутости” являлся, вероятно, гидротермальный флюид, что широко отмечается в литературе [41, 42, 49]. К примеру, анализ Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb изотопных систем для флюоритовых месторождений, ассоциирующих с полиметаллами типа долины р. Миссисипи (MVT), сформированных за счет миграции захороненных эвапоритовых рассолов, показал неоднородность источников данных систем (от вмещающих карбонатных пород до гранитоидов фундамента) [38].

Установленный **Sm-Nd изотопный возраст** вулканитов машакской свиты, как и гранитоидов Бердяшского, Рябиновского и Губенского массивов в северной части мегантиклинория, определяется интервалом 1350–1390 млн. лет [27 и др.], позволяя констатировать, что возраст флюоритовой минерализации оказывается значимо моложе времени образования фтороносных гранитоидов машакской рифтогенной зоны. Кроме того, первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во флюорите, представленном двумя типами, 1 и 2а, характеризуются типично коровыми значениями (табл. 4, рис. 8), близкими по величине к вмещающим эпигенетическим карбонатам и доломитам суранской свиты. К примеру, по данным А.Б.Кузнецова [16]), первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах этого уровня – 0.71622–0.72983, а в известняках – 0.70587–0.71104. То есть, в изотопном составе стронция значимого мантийного влияния не ощущается, в то же время, повышенное первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них указывает, что флюид, из которого образовался флюорит, контактировал с породами, обогащенными рубидием, вероятнее всего, калий-содержащими терригенно-глинистыми, метаморфическими и гранитоидными, то есть коровыми, что подтверждается и отрицательными значениями ϵ_{Nd} флюоритов. Таким образом, реализованный комплекс методов по изучению состава включений во флюоритах, распределению РЗЭ, а также Sr-Nd систематика флюоритов Суранского месторождения позволяют предполагать, что источником флюида были захороненные эвапоритовые рассолы. Фтор и РЗЭ были заимствованы этими агрессивными флюи-

дами при взаимодействии с фтороносными гранитоидами на среднерифейском этапе активизации в ранее сформированном рифтогенном грабене.

Агрессивное действие рассолов на породы, через которые они проходят, с выщелачиванием фтора и определенного комплекса микроэлементов хорошо показано на примере флюоритовых месторождений Шварцвальда, приуроченных к мезозойским карбонатно-терригенным толщам [50]. Источником РЗЭ в гидротермальных флюоритах являются граниты и гнейсы фундамента. Состав РЗЭ флюоритовых жил не совпадает с составом вмещающих их пород (триасовых песчаников и меловых известняков), однако, разные жилы соответствуют составу и распределению РЗЭ или герцинских гнейсов или гранитов фундамента, что свидетельствует о крупномасштабной миграции гидротермальных флюидов. Для флюоритовых жил, флюид-источник которых контактировал с гранитами, характерна отрицательная аномалия европия и обеднение тяжелыми РЗЭ, как и для соответствующих гранитов. Напротив, для жил, образованных из флюидов (бассейновых рассолов), контактировавших с гнейсами, характерна положительная аномалия европия и равномерное распределение по концентрациям легких и тяжелых лантаноидов, что отмечено и для гнейсов. Состав флюидных включений в указанных типах флюорита отражает высокую минерализацию раствора (на уровне 20% NaCl экв.), сформированного в постгерцинское время в эвапоритовом бассейне [51]. Рассмотренные Г. Швином и Г. Марклом [50] два очень схожих типа жил и стилей минерализации проявляются на большой площади изучения (100×40 км), согласуются с составом реликтовых рассолов в современных глубоких грунтовых водах фундамента Шварцвальда, а также с результатами исследований Sr изотопии А. Баумана и Р. Гофмана [39]), и с результатами изучения вклада латеральной сегрегации во флюоритовые жилы [47].

Rb-Sr датировки по флюоритам и сингенетическим мусковитам группируются около значения 1220 млн. лет, коррелируя со временем завершения осадконакопления в бассейне седиментации в авзянское время. Возраст авзянской свиты до сих пор точно не установлен, однако, по данным [25], K-Ar возраст глауконитов из песчаников куткурской под-свиты авзянской свиты составляет 1263 ± 20 млн. лет. Обращает на себя внимание факт, что в авзянской свите широко развито стратиформное барит-полиметаллическое оруденение, имеющее признаки седиментационно-эксталяционного (SEDEX), то есть сформированного в процессе осадконакопления [9, 15, 20, 36]. Пространственное и возрастное совмещение процессов формирования сингенетического барит-полиметаллического оруденения, гидротермального флюоритового, а также гидротермально-метасоматического анкерит-сидеритового оруденения в Бакальском рудном поле позволяет предполагать их связь с крупным тектоно-термальным собы-

тием в регионе, в интервале времени 1220–1100 млн. лет [9]. По данным А.Е.Соболева [28] возраст базитовых даек в районе Шатакского грабена варьирует в интервале около 1128–1022 млн. лет (К-Аг метод по уралиту), маркируя тектонический этап растяжения (разуплотнения) земной коры.

ВЫВОДЫ

Суранское флюоритовое месторождение и проявления флюоритоносной зоны образованы гидротермально-метасоматически на карбонатном барьере при внедрении кремнисто-фтористого флюида в тектонические линейные зоны среди карбонатно-глинистых вмещающих пород.

Характеристики флюида соответствовали эвапоритовому рассолу, обогащенному фтором и рядом микроэлементов, характерных для рифтогенных гранитоидов, в том числе РЗЭ. Образование рудного флюида было связано, вероятно, с экстракцией захороненными эвапоритовыми рассолами фтора из рифтогенных гранитоидов в западном борту Машакского грабена. Миграция фтороносных рассолов произошла на стадии тектонической активизации в середине–конце среднего рифея.

При формировании первых генераций флюорита процесс проходил на фоне снижения температуры в результате смешения нагретых фтороносных рассолов с поровыми (реликтовыми морскими) водами вмещающих осадочных пород (доломитов и мергельных сланцев суранской свиты). Это смешение определило снижение концентраций брома в составе флюида при образовании первых генераций флюорита. Локализация селлаита около пикрит-долеритовой дайки предполагает его формирование в результате метасоматической реакции фтороносных флюидов с породой, имеющей высокое содержание магния. Дальнейшее раскрытие трещин и формирование основной генерации зеленых флюоритов проходило на фоне повышения температуры. На последней стадии произошла ремобилизация флюорита из ранее сформированных типов с перетолжением оптических разностей в верхних горизонтах месторождения. Несмотря на вынос большинства микроэлементов из оптических флюоритов, концентрации брома в них наследовались из флюоритов предшествующих типов.

Данные **Sr-Nd изотопной систематики подтверждают преимущественно коровую природу флюида** и позволяют ограничить возраст образования флюорита интервалом времени 1220 млн. лет. Комплекс геолого-геохимических и геохронологических данных позволяет связать этот рубеж с этапом активизации тектоно-термальной активности в регионе в конце среднего рифея, который привел к формированию серии крупных стратиформных месторождений в отложениях рифея региона и сопровождался внедрением ряда интрузивных тел. Предполагает-

ся, что этот тектонический этап имел рифтогенную природу и обусловил разуплотнение земной коры, миграцию захороненных флюидов и активизацию рудных гидротермально-метасоматических процессов в осадочных породах типовой области рифейской последовательности [9].

Авторы искренне признательны д-ру Йохану Глодни (немецкий Центр наук о Земле, Потсдам) и д-ру Р. Эльмису (БГР, Ганновер) за помощь в выполнении изотопных анализов, дипл.-инж. Р. Дзвилло (Технический университет, г. Берлин) за помощь в выполнении термодиффузии флюидных включений, Н.В. Чердниченко и Н.В. Адамович (ИГГ УрО РАН) за выполнение геохимических анализов методом ICP-MS. Отдельно благодарим рецензента за вдумчивую работу с текстом рукописи.

Выполнено при частичной поддержке Интеграционного проекта Президиума РАН 09-С-5-1013 и Интеграционного проекта 12-С-50-1002 с ИГ УфНЦ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович Ю.М., Нечаев Ю.А.* Аутигенный флюорит в кунгурских отложениях Пермского Приуралья // Докл. АН СССР. Т. 135, № 2. 1960. С. 414–415.
2. *Бушляков И.Н., Холоднов В.В.* Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 1986. 190 с.
3. *Валяшко М.Г.* Генезис рассолов осадочной оболочки // Химия Земной коры / Под ред. А.П. Виноградова. М.: Изд-во АН СССР. 1963. Т. 1. С. 253–277.
4. *Грановская Н.В., Шахбазьян А.В., Грановский В.А.* Температурные условия образования флюоритов Суранского месторождения (Южный Урал) // Геология и полезные ископаемые республики Башкортостан, проблемы и перспективы освоения минерально-сырьевой базы: мат-лы III Республ. геол. конф. Уфа: ИГ УфНЦ РАН. 1999. С. 167–169.
5. *Казаков А.В., Соколова Е.И.* Условия образования флюорита в осадочных породах (флюоритовая система) // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Вып. 114. Сер. геол. № 40. 1950. С. 22–64.
6. *Карстен Л.А., Иванов К.С., Маслов А.В. и др.* Природа машакской вулканогенно-осадочной ассоциации Башкирского мегантиклинория: новые геохимические данные // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 155–166.
7. *Крайнов С.Р., Рыженко Б.Р., Швеиц В.М.* Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: Наука, 2004. 677 с.
8. *Крупенин М.Т.* Химическое сырье // Месторождения полезных ископаемых Урала / Ред. В.А. Коротеев, В.А. Прокин. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 153–165.
9. *Крупенин М.Т.* Минерагеническое и геодинамическое значение среднерифейского времени на западном склоне Южного Урала // Докл. АН. 2004. Т. 399, № 4. С. 503–505.

10. Крупенин М.Т. Минералогия терригенно-карбонатных комплексов эпикратонных депрессионно-рифтогенных бассейнов рифея // Петрогенезис и рудообразование. XIV Чтения памяти академика А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН., 2009. С. 36–41.
11. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В. R3Э и Sr-Nd систематика магнетитов и вмещающих карбонатных пород Саткинского рудного поля, Южный Урал // Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 159. 2012. С. 163–168.
12. Крупенин М.Т., Меллер П., Дульски П. Редкоземельные и малые элементы во флюоритах и вмещающих доломитах (нижний рифей, Южный Урал) // Геохимия. 1999. № 11. С. 1165–1177.
13. Крупенин М.Т., Прохаска В. Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнетитах саткинского типа // Докл. АН. 2005. Т. 403, № 5. С. 661–663.
14. Крупенин М.Т., Прохаска В., Маслов А.В. Cl-Br-Na систематика флюидных включений в магнетитах Южно-Уральской провинции // Докл. АН. 2009. Т. 426, № 3. С. 351–354.
15. Крупенин М.Т., Эльмис Р. Основные этапы образования стратифицированного оруденения в рифейских толщах Башкирского мегантиклинория (к созданию генетических моделей) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минералогения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 117–123.
16. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., и др. Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 2. С. 16–34.
17. Ларионов Н.Н., Настасиенко Е.В., Смолянский П.Л., Сомов М.М. О новом типе селлаит-флюоритовой минерализации // Минералогический журнал. 1987. Т. 9. С. 22–25.
18. Магадеев Б.Д., Грешилов А.И., Радченко В.В. Рудные и нерудные месторождения республики Башкортостан // Отечественная геология. 1997. № 7. С. 5–10.
19. Макрыгина В.А. Геохимия отдельных элементов. Новосибирск: Гео. 2011. 195 с.
20. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. I. 352 с.
21. Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза. Минск: БГУ, 2000. 255 с.
22. Мичурин С.В., Ковалев С.Г., Горожанин В.М. Генезис сульфатов и сульфидов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2009. 192 с.
23. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Дорофеев В.А. Концентрация летучих компонентов (H₂O, Cl, F, S, CO₂) в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // Геохимия, 2000. № 5. С. 555–564.
24. Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 103 с.
25. Полевая Н.И., Казаков Г.А. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению ⁴⁰Ar/⁴⁰K в глауконитах // Вопросы геохронологии и геологии. В.12. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 103–122.
26. Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Карстен Л.А. и др. Sm-Nd датирование и REE геохимия эффузивов Машакской свиты (западный склон Южного Урала) // Проблемы региональной геологии, нефтеносности, металлогении и гидрогеологии Республики Башкортостан: материалы совещ. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1997. С. 146–147.
27. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.Н., и др. Граница среднего и нижнего рифея на Южном Урале: новые изотопные U-Pb SHRIMP ограничения // Докл. АН. 2007. Т. 415, № 3. С. 370–376.
28. Соболев А.Е. Среднерифейские мафические дайки Ямантауского антиклинория // Докл. АН. 1998. Т. 359, № 4. С. 518–521.
29. Сомов М.М. О прогнозировании флюоритовой минерализации на Урале // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 292. 1981. С. 77–81.
30. Сомов М.М. Флюоритовосность западного склона Урала и Приуралья. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб: ВСЕГЕИ, 1997. 23 с.
31. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.
32. Федотов В.М. Изучение физико-химических обстановок осадочного флюоритообразования методом моделирования на ЭВМ // Условия локализации сурьмяно-ртутного и флюоритового оруденения в рудных полях. Новосибирск: Наука, 1991. С. 133–140.
33. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
34. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: Геос, 2006. 608 с.
35. Чиркова Е.В., Чайковский И.И. О роли сульфатредукции в минералообразовании на Верхнекамском месторождении солей // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н.Чирвинского. Пермь, 2012. Вып. 15. С. 79–84.
36. Широбокова Т.И. Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. Свердловск: УрО РАН СССР, 1992. 137 с.
37. Bau M., Moeller P. Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite // Mineral. and Petrol. 1992. V. 45. P. 231–246.
38. Bau M., Romm R., Lueders V., Dulski P. Tracing element sources of hydrothermal mineral deposits: REE and Y distribution and Sr-Nd-Pb isotopes in fluorite from MVT deposits in the Pennine Orefield, England // Mineral. Depos. 2003. V. 38. P. 992–1008.
39. Baumann, A., Hofmann, R. Strontium isotope systematics of hydrothermal vein mineral deposits of West Germany. Geol. Rundsch. 1988. V. 77 (3). P. 747–762.
40. Bottrell, S.H., Yardley, B.W.D., Buckley F., A modified crush-leach method for the analysis of fluid inclusion electrolytes. Bull. Minéral. 111, 1988. P. 279–290.
41. Chesley J.T., Halliday A.N., Scrivener R.C. Samarium-neodymium direct dating of fluorite mineralization. Science. 1991. V. 252. P. 949–951.
42. Galindo C., Tomos F., Darbyshire D.P.F., Casquet C. The age and origin of the barite fluorite (Pb-Zn) veins of the Sierra-Del-Guadarrama (Spanish-Central-System, Spain) – A radiogenic (Nd, Sr) and stable isotope study. Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.). 1994. V. 112. P. 351–364.
43. Hetzel R., Glodny J. A crustal-scale, orogen-parallel strike-slip fault in the Middle Urals: age, magnitude of displacement, and geodynamic significance // Int. J. Earth Sci. 2002. V. 91. P. 231–245.

44. Kühn A., Glodny J., Austrheim H., Råheim A. The Caledonian tectono-metamorphic evolution of the Lindås nappe: constraints from U/Pb, Sm/Nd and Rb/Sr ages of granitoid dykes // *Nor. Geol. Tidsskr.* 2001. V. 82. P. 45–57.
45. McCaffrey M.A., Lazar B., Holland H.D. The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite // *J. Sed. Petrol.* 1987. V. 57. № 5. P. 928–937.
46. Moeller P. REE fractionation in hydrothermal fluorite and calcite. // *Source, Transport and Deposition of Metals*. Pregel and Leroy (eds). Rotterdam: Balkema. 1991. P. 91–94.
47. Moeller P., Giese U. Determination of easily accessible metal fractions in rocks by batch leaching with acid cation-exchange resin. *Chem. Geol.* 1997. V. 137. P. 41–55.
48. Prochaska W., Krupenin M.T., Evidence of Inclusion Fluid Chemistry for the Formation of Magnesite and Siderite Deposits in the Southern Urals // *Mineralogy and Petrology*. 2012. (In press).
49. Sánchez V., Cardellach E., Corbella M. et al. 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.
50. Schwinn G., Markl G. REE systematics in hydrothermal fluorite // *Chem. Geol.* 2005. V. 216. P. 225–248.
51. Variscan metallogeny in the Alpine orogeny belt / Eds. P. Grecula, Z. Nemeth. Bratislava: Geocomplex Publishers, 1996. 313 p.

Рецензент И.И. Чайковский

Stages of fluorite development in the Suran deposit (Bashkirian Meganticlinorium, Russia) according to the study of REE, fluid inclusions and Sr-Nd systematics

M. T. Krupenin*, W. Prohaska, Yu. L. Ronkin***

**Institute of Geology and Geochemistry Urals Branch of RAS*

***University of Leoben, Austria*

The four main generations of fluorite have been distinguished in fluorite-bearing zone and Suran fluorite deposit which occur into carbonate-clastic sediments of the Suran Formation (Lower Riphean). The analysis of the distribution of a wide range of trace elements including REE (the method of ICP-MS) and Sr-Nd systematics was carried out for them. The composition of fluid inclusions by microthermometry method and crush leach analysis with the end of ion chromatography were studied in the main fluorite mineralization types. The high salinity of fluid inclusions and the evaporite trend of brines in all generations of fluorite and in carbonates and quartz vein were proven. The mechanism of the hydrothermal fluorite forming involves the stepwise mixing of marine pore waters with buried evaporite brines enriched by fluorine in the process of repeated tectonic cracks opening. The discrepancy of the magmatic source of fluorine, established by the features of the REE distribution, on the one hand, and the crust nature of the fluid according to the study of fluid inclusions and Sr-Nd systematics, on the other hand, suggests a complex mechanism of ore formation. A possible source of fluorine was the it leaching by buried evaporite brines from the riftogenic granitoids during Mashak stage of tectonic activity in the middle time of the Middle Riphean. Fluorite deposits and occurrences are formed by hydrothermal-metasomatic process on carbonate barrier during the penetration of silico-fluorine fluid in the fault zones of carbonate-clay rocks of the Suran Formation in the western side of the Mashak riftogenic graben.

Key words: fluorite, Riphean, evaporite brines, lanthanids, fluid inclusions.