

**ИСТОЧНИК ФТОРА ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ХАРАКТЕР ЕГО ЭВОЛЮЦИИ*****К.Б. Булнаев***Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ*

Исходя из представления о мантийной природе источника фтора и выносе элемента в верхние слои Земли базальтовым расплавом, на примере флюоритовых месторождений одной из крупнейших в мире Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции показано, что обогащенные фтором флюиды могли образоваться в нижних частях земной коры в результате дифференциации фтороносной основной магмы. Магматические флюиды, содержащие в своем составе NaF, KF, HF, CO₂, H₂O, Cl и некоторые другие компоненты, вызывали на более высоком уровне анатектическое плавление вещества коры. С кристаллизационной дифференциацией или ликвацией возникшей гранитной магмы связано образование гидротермальных растворов, давших на некотором удалении от интрузивов эпитеpmальные флюоритовые месторождения.

Ключевые слова: мантия, фтор, флюиды, анатексис, магма, Забайкалье, Монголия.

ВВЕДЕНИЕ

Выяснение источников рудного вещества постмагматических месторождений сопряжено с большими трудностями, что связано, с одной стороны, с возможным существованием нескольких их типов, с другой стороны, с отсутствием достоверно установленных критериев связи оруденения с тем или иным источником [8]. Особенно сложно выяснение источников вещества для месторождений эпитеpmального типа, обычно значительно оторванных в пространстве и, возможно, во времени от родственных магматических проявлений.

Фтор благодаря своему широкому распространению и высокой химической активности образует в земной коре концентрации различного генезиса. Однако представляющие наибольший интерес месторождения флюорита – главного концентратора фтора – относятся к эпитеpmальным. Это многочисленные, часто промышленные месторождения Казахстана, Узбекистана, Таджикистана, Новоземельской Тундры, Забайкалья, Восточного Сихотэ-Алиня, Монголии, Китая и некоторых других территорий. Для них в целом характерны сравнительно молодой возраст, связь с поздними этапами тектономагматической активизации, отчетливая приуроченность к зонам крупных разломов, простой, преимущественно кварц-флюоритовый состав руд, формирование на небольших глубинах (до 1,5–2,0 км) в условиях низкого давления и низких температур (до 270–290°C) и отсутствие выраженной связи с процессами магматизма.

Флюоритовые месторождения эпитеpmального типа наиболее широко представлены в Забайкалье,

Восточной Монголии и Северо-Западном Китае (район Трехречья). Им свойственны сходство минерального состава и возраста, формирование в близких геологических и физико-химических условиях, размещение в пределах единой зоны тектономагматической активизации в виде серии протяженных поясов и зон. Поэтому эти месторождения, число которых достигает нескольких сотен, были объединены в одну из крупнейших в мире Центрально-Азиатскую флюоритоносную провинцию [1].

Проблема источника фтора флюоритовых месторождений провинции неоднократно обсуждалась в научных публикациях, опираясь главным образом на данные о близости возраста и пространственного размещения месторождений и магматических комплексов, относительно повышенном содержании фтора в породах, высказывались разные мнения [8,30]. В последнее время наибольшее распространение получило представление о связи их с проявлениями раннемелового вулканизма. Нами было высказано предположение о том, что источником вещества (фтора) являлась мантия, а оруденение парагенетически связано с ассоциирующими с ним в пространстве и во времени базальтоидами [2]. Близкого взгляда на связь флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья и Монголии с магматизмом придерживаются Г.А. Шатков с соавторами [29], Д.И. Фрих-Хар, А.И. Лучицкая [25]. Теоретическая основа для глубокого обсуждения проблемы создана благодаря исследованиям Л.Н. Когарко, И.Д. Рябчикова [10], Л.Н. Когарко, Л.Д. Кригмана [11], которые по результатам экспериментальных работ и данным термодинамических расчетов показали, что источником фтора в Земле является мантия и

*Публикуется в дискуссионном порядке

что вынос элемента в земную кору осуществляется базальтовым расплавом в растворенном состоянии, а не в виде свободного флюида или газовой фазы. Выяснение на этой основе генетических соотношений эпitherмальных флюоритовых месторождений с близкими им по возрасту вулканитами и интрузивным магматизмом представляется весьма актуальным.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ВУЛКАНИТЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ И МОНГОЛИИ

Возраст вулканитов, ассоциирующих с флюоритовыми месторождениями провинции, установлен по положению их в разрезе фаунистически охарактеризованных позднемезозойских континентальных отложений Забайкалья (Приаргунья) и Восточной Монголии [25, 27]. Формирование пород связано с проявлением раннемеловой тектоно-магматической активизации. Ареал распространения вулканитов охватывает обширную территорию Восточной Монголии и Приаргунья, образуя так называемый Монгольско-Забайкальский вулканический пояс протяженностью более 1500 км при ширине около 150 км (рис. 1). С ним пространственно совпадает область размещения большинства флюоритовых месторождений Центрально-Азиатской провинции. За пределами пояса расположены немногочисленные месторождения западной и северо-западной частей Забайкалья, где раннемеловые вулканиты либо отсутствуют, либо имеют локальное развитие.

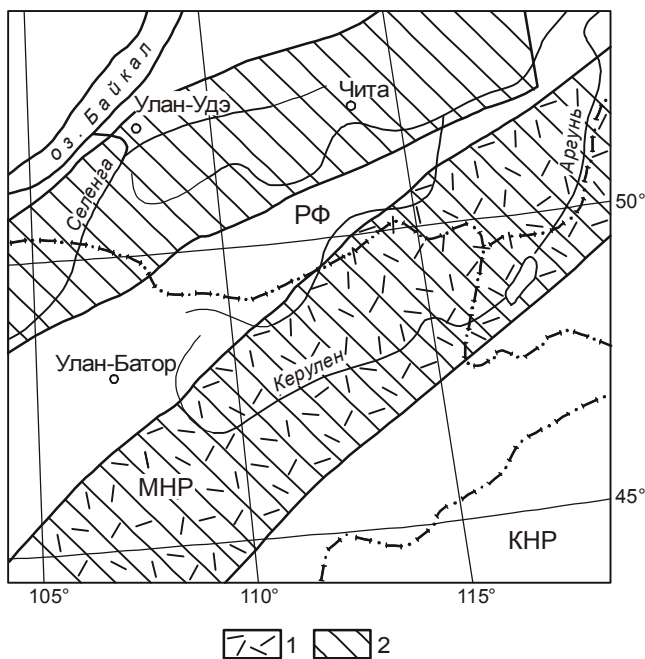


Рис. 1. Схема размещения вулканического и флюоритовых поясов Забайкалья и Монголии.

1 – Монгольско-Забайкальский вулканический пояс; 2 – флюоритовые пояса.

Разрез вулканогенных образований на всем протяжении пояса примерно одинаков, представлен контрастными риолит-базальтовыми и андезит-базальтовыми ассоциациями [25, 29]. Суммарная мощность вулканитов, нередко чередующихся с осадочными и туфогенными породами, достигает 1000 м, а площадь распространения – многих десятков тысяч км². Вулканизм был тесно связан с проявлением позднемезозойского рифтогенеза, формированием линейных систем межгорных впадин и горстовых поднятий.

Нижняя, большая часть разреза вулканитов сложена преимущественно базальтами, андезибазальтами и андезитами. По простиранию пояса к северо-востоку наблюдается некоторое раскисление пород. Венчают разрез толщи породы кислого и щелочно-кислого состава: риолиты, трахириолиты, риодациты и их туфы.

Широко распространенные эффузивы основного и среднего состава слагают потоки различной мощности и площади. Редко отмечаются их субвулканические аналоги. Кислые же вулканиты образуют сильно расчлененные эрозией, согласные с подстилающими их базальтоидами покровы. Среди исследователей вулканического пояса распространено мнение о том, что с покровами риолитов, риодацитов и дацитов повсеместно ассоциируют субвулканические интрузии и дайки того же состава [14, 25]. Более того, некоторые из них считают, что в состав этого сложно построенного вулкано-плутонического комплекса также входит группа пород гипабиссальной фации, представленная гранитами, гранит-порфирами, сиенитами и сиенит-порфирами.

Вопрос о существовании в Восточной Монголии и Приаргунье раннемеловых гранитоидных интрузий, слагающих совместно с кислыми и щелочно-кислыми вулканитами единую ассоциацию, вызывает сомнения. Наши исследования в обеих частях вулканического пояса показали, что обычно вулканиты и относимые к их комагматам гранитоиды пространственно разобщены. Приводимые в литературе факты прорывания нижнемеловых пород интрузиями гранитоидов, как правило, не подтверждаются. Выходы типовых, по данным [25], массивов калишпатовых гранитов гипабиссальной фации (Баян-Обинский, Буянтинский) в Восточной Монголии ранее относились к образованиям средне-позднеюрского времени [26].

Что касается субвулканических интрузий риолитов, риодацитов и дацитов, то они несомненно существуют, хотя роль их в составе вулкано-плутонического комплекса сильно преувеличена. Часто это не интрузивные тела, а реликты бывшего более широкого покрова вулканитов, сохранившиеся на отдельных, относительно возвышенных участках рельефа. Полностью отвечающие субвулканическим интрузиям магматические образования достаточно редки. В вертикальном разрезе они представляют собой купола, грибообразные тела, неки и жерловины диаметром

до 1,0 км. В составе их принимают участие риолиты, дациты и риодациты.

Вопросы петрохимии и геохимии раннемеловых вулканитов и сопутствующих им субвулканических интрузий Восточной Монголии были рассмотрены Д.И. Фрих-Харом и А.И. Лучицкой [25], а в рамках всего вулканического пояса – Г.А. Шатковым [29], затронуты нами [3]. Установлено, что большинство пород ассоциации принадлежит к ряду щелочно-земельных повышенной щелочности. Специальная обработка огромного количества химических анализов пород подтвердила данные о преобладающем развитии в ассоциации базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов. Наиболее распространенные базальты по своим петрохимическим особенностям занимают промежуточное положение между латитами и типами пород нормальной щелочности [3]. Как показано ниже, они отличаются повышенной фтороносностью.

Флюоритовые месторождения Забайкалья и Монголии, как и вулканиты рассмотренного пояса, имеют достоверно установленный раннемеловой возраст [1, 14], Это и сходство особенностей их размещения, а также несколько повышенное против кларка содержание F в породах вулканической ассоциации послужили основанием для предположений о парагенетической связи месторождений с охарактеризованными вулканитами. Что касается петрологических и геохимических аспектов возможного существования такой связи, то до сих пор они не обсуждались в печати.

ИСТОЧНИК ФТОРА

Фтор вследствие своей высокой химической активности в свободном состоянии может существовать только в мантии. В то же время, высокая растворимость его в магмах и устойчивость главных минералов-концентраторов элемента (апатиты, амфиболы, слюды) делают маловероятным присутствие в условиях верхней мантии самостоятельной фторсодержащей газовой фазы или флюида [11].

В последнее время были получены количественные данные по содержанию фтора в минералах-концентраторах из ксенолитов верхней мантии [7]. Согласно этим сведениям, концентрация элемента составляет: в амфиболах – 0,40; в апатитах – 0,64; в флогопите – 0,02–1,08 мас.%. Наиболее характерны содержания фтора от 0,10 до 0,40 мас.%, причем более глубокие ксенолиты мантии богаче хлором, чем фтором.

Исследования химического состава и изотопных соотношений газов пирокластических потоков вулкана Безымянного на Камчатке [18] показали, что газы потока, состоящего почти полностью из ювенильного материала, содержат HF в количестве 0,16 моль.%. По изотопному составу воды и другим геохимическим особенностям, газы имеют глубинное, мантийное происхождение.

В процессе частичного плавления мантии фтор по причине своей высокой растворимости в силикатных системах переходит в магматический расплав. Следовательно, вынос его в земную кору тесно связан с подъемом зарождавшейся базальтовой магмы [11]. Данных, подтверждающих положение о концентрации основной массы фтора в базальтовом расплаве, достаточно много. В частности, установлено, что в эруптивную стадию более основных вулканов HF выделяется в большем количестве, чем при извержении кислых вулканов [17]. Так, содержание сорбированного пеплами фтористого водорода составляло: для базальтового пепла Ключевского вулкана – 15 мг, для андезитового пепла вулкана Безымянного – 2,91 мг, для риолитового пепла вулкана Карымского – 0,45 мг на 100 г породы.

Ценные сведения в пользу представления о связи фтора с базальтовым расплавом определенного состава и глубинного уровня были получены при изучении Большого Толбачинского трещинного извержения, где в пространстве и во времени совместились излияния подкоровых толеитовых базальтов на Северном прорыве и менее глубоких субщелочных высокоглиноземистых базальтов на Южном прорыве [19]. В первом случае ведущими в течение пятилетнего пост-эруптивного периода (1975–1980 гг.) являлись фторметасоматоз и образование фторидных возгонов, отражающие обогащенность фтором толеитового расплава под прорывом. В то же время для субщелочных базальтов Южного прорыва с менее интенсивной дегазацией было характерно сернокислотное изменение пород, а фторметасоматоз резко подавлен.

Экспериментальными исследованиями установлено, что состав базальтов зависит от глубины их образования и степени плавления исходного мантийного вещества [5]. По-видимому, именно по этой причине в одних случаях базальты оказываются повышено фтороносными, в других случаях содержат мало фтора.

Дальнейшее поведение фтора, сосредоточенного в базальтовом расплаве, очевидно, зависит от характера и скорости продвижения магмы к земной поверхности, ее эволюции. В условиях открытой системы, при наличии сквозных зон глубинных разломов, столь типичных для областей тектоно-магматической активизации, базальтовая магма часто изливается на палеповерхность, образуя мощные лавовые потоки и покровы. В этом случае фтор частью высвобождался из расплава и улетучивался в газовой фазе, частью оставался в образовавшихся базальтоидных породах, обуславливая повышенную их фтороносность. Форма нахождения и характер распределения элемента в базальтах изучены недостаточно. По имеющимся данным, часть фтора сосредоточена в темноцветных минералах, другая часть – в апатитах. Акцессорный

флюорит и другие фториды отмечаются в породе крайне редко.

Нередко базальтовый расплав, не достигнув земной поверхности, концентрировался в коре на разных ее глубинах. Если этот уровень был неглубоким, преимущественно субвулканическим, то в образовавшейся промежуточной камере происходила частичная дифференциация расплава. В результате извержения такой магмы формировались вулканические серии, в разрезе которых наряду с базальтами и андезибазальтами наблюдаются риолиты, трахиты, риодациты, дациты и сопровождающие их субвулканические интрузии соответствующего состава. Таковы состав и строение рассмотренных выше раннемеловых вулканитов Монгольско-Забайкальского вулканического пояса.

По материалам наших работ, породы Монгольско-Забайкальского вулканического пояса отличаются повышенным содержанием фтора (табл. 1). Г.А. Шатков [28], изучивший распределение фтора в базальтоидах Приаргунья, показывает близкие по значению содержания, варьирующие от 0,07–0,137 мас.% в ранних базальтах до 0,145–0,169 мас.% в поздних андезибазальтах и андезитах. По данным Д.И. Фрих-Хара, А.И. Луцицкой [25], для основных и средних вулканитов Восточной Монголии характерны содержания фтора от 0,101 до 0,278 мас.%, а для кислых и щелочно-кислых их разностей – от 0,020 до 0,087 мас.%.

Из таблицы 1 видно, что стабильно высокое содержание фтора характерно для базальтов и андезибазальтов как Восточной Монголии и Приаргунья, так и разрозненных мелких вулканических полей Западного Забайкалья. В целом при переходе от основных пород к кислым концентрация элемента резко падает. Наиболее низкие содержания фтора отмечаются в риолитах (0,03–0,05 мас.%), завершающих вулканизм раннемелового времени. По-видимому, в тех субвулканических условиях, в которых происходили дифференциация базальтового расплава и формирование рассматриваемых вулканитов, фтор оставался большей частью в основной магме. Поэтому базальтоиды раннемеловых вулканогенных толщ не могли быть непосредственным, прямым источником фтора при формировании эпитепирмальных флюоритовых месторождений Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции.

Условия, благоприятные для высвобождения фтора из базальтовой магмы и образования фтороносных магматических флюидов, по-видимому, возникали при отсутствии сквозных магмопроводящих путей, когда расплав концентрировался в глубинных частях коры и когда дифференциация его носила более глубокий характер (рис.2). Одновременно с фтором из магмы выделялись калий, натрий, углекислота, вода и некоторые другие компоненты, которые при повторных тектонических подвижках устремлялись вверх, на

более высокие уровни земной коры, и продолжали свое продвижение до возникновения новой закрытой системы. На этом этапе транспортировка фтора происходила, вероятно, в форме NF, KF и HF [6].

ЭВОЛЮЦИЯ ИСТОЧНИКА ФТОРА

В новых геодинамических и физико-химических условиях образовавшиеся таким путем магматические флюиды, обладающие высокой температурой и высокой химической активностью, вызывали анатектическое плавление вещества коры, обогащение его фтором, щелочами, углекислотой, водой. Возникший палингенный магматический расплав носил уже преимущественно кислый, гранитоидный состав с повышенной щелочной доминантой. Расплав характеризовался повышенным содержанием фтора, привнесенного, главным образом, описанными глубинными флюидами. Небольшая часть фтора могла быть привнесена из вещества коры при его плавлении, где несомненно были породы, содержащие то или иное количество этого элемента.

Возможность подобного механизма образования палингенных гранитоидных магм была подтверждена экспериментальным моделированием [6]. Было показано, что состав исходных пород мало влияет на состав первых парциальных расплавов – всегда выплавляется эвтектика.

В дальнейшем в результате кристаллизационной дифференциации или ликвации гранитоидного расплава могли образоваться фтороносные гидротермальные растворы, которые при новой вспышке тектонических подвижек могли подняться на еще более высокий срез земной коры и в связи с возникновением геохимическо-

Таблица 1. Фтор в позднемезозойских вулканитах Забайкалья и Монголии.

Район, порода	Число анализов	Содержание F, мас.%	
		Пределы вариации	Среднее
Приаргунье			
Базальты, андезибазальты	50	0,05–0,18	0,16
Андезиты	17	0,03–0,08	0,06
Рио-дациты	31	0,09–0,18	0,13
Риолиты (нижние)	37	Сл–0,06	0,03
Вулканические стекла	5	0,08–0,16	0,09
Восточная Монголия			
Базальты, андезибазальты	20	0,09–0,25	0,17
Рио-дациты	15	0,05–0,012	0,08
Риолиты (нижние)	10	Сл–0,12	0,05
Западное Забайкалье			
Базальты	24	0,12–0,28	0,20

Примечание. Здесь и далее анализ на фтор выполнен в Геологическом институте СО РАН прямым потенциометрическим методом с применением фторид-селективного электрода. Аналитик Л.Онходоева.



Рис. 2. Схема эволюции источника фтора эпитермальных флюоритовых месторождений.

го барьера в виде повышено кальциеносных пород и вод, падением их температуры, изменением кислотности-щелочности сбросить свой “груз” в форме эпитермальных флюоритовых месторождений.

Гранитоидная магма, аккумулировавшая глубинный фтор, могла пройти и более сложный путь. Вероятно, наряду с основным магматическим очагом на значительных глубинах, существовали менее крупные по своим размерам промежуточные камеры, фиксируемые на высоких структурных этажах в виде аллотонных интрузий. В таких случаях непосредственным источником фтора являлись эти “промежуточные” интрузии гранитоидов (рис. 2). На площади Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции подобные образования, имеющие близкий с флюоритовыми месторождениями раннемеловой возраст, по-видимому, имеются, но еще не вскрыты эрозией или просто не выявлены.

Изучая высокотемпературные гидротермальные системы Камчатки, исследователи приходят к выводу, что эти гидротермы, нередко повышено фтороносные, тесно связаны с коровыми магматическими очагами кислого состава, располагающимися в недрах вулканов [15]. Большую длительность существования систем (сотни тысяч лет) они объясняют связью их и коровых магматических очагов с более глубинными (40–60 км) базальтовыми очагами, находящимися на уровне нижней коры и верхней мантии.

В некоторых случаях из-за активного функционирования глубинного разлома описанной “задержки” магматических флюидов в земной коре могло не происходить. В этих условиях процессы палингенеза на пути движения флюидов не развивались, HF вместе с другими летучими выбрасывался в атмосферу, как например на Аляске (Долина десяти тысяч дымов), Камчатке и т.д.

Таким образом, первичным источником фтора флюоритовых месторождений эпитермального типа являлась базальтовая магма – продукт частичного плавления вещества мантии. Однако непосредственно месторождения связаны с близкими по возрасту гранитоидными интрузиями повышенной щелочности, образовавшимися в результате анатектического плавления коры под воздействием фтороносных флюидов базальтового расплава. В этом плане связь флюоритовых месторождений Центрально-Азиатской провинции с развитыми здесь раннемеловыми вулканитами может быть только отдаленной, парагенетической.

Непосредственная генетическая связь флюоритовой минерализации с гранитоидными интрузиями отчетливо проявлена на других, более высокотемпературных по условиям образования рудных месторождениях, не так оторванных от родственных магматических тел. Такие месторождения обычно имеют комплексное редкометалльно-флюоритовое оруденение с

содержанием флюорита в рудах до 60%. Это, прежде всего, Ермаковское, Ауникское и Амандакское месторождения флюорит-фенакит-берtrandитовой формации в Забайкалье, Вознесенское, Лагерное и Пограничное месторождения близкого типа в Приморье, месторождения Караобинского и Саргардонского рудных полей в Казахстане и Узбекистане.

Для рудоносных интрузий этих месторождений характерны резкое преобладание лейкократовых гранитов, гранит-порфиров и кварцевых сиенитов повышенной щелочности, высокое против кларка содержание фтора (0,10–0,98 мас.%), постоянное присутствие акцессорного флюорита (до 1000 г/т) и отчетливая геохимическая специализация на бериллий, вольфрам, олово и ряд других элементов. К примеру, субщелочные гранитоиды флюорит-фенакит-берtrandитовых месторождений Забайкалья характеризуются повышенным содержанием фтора как в самих интрузиях, так и сопровождающих их дайковых телах (табл.2). Минимальное содержание элемента практически не опускается ниже 0,10 %, а максимально оно достигает 0,39–0,43 мас.%. В пользу генетической связи редкометалльно-флюоритового оруденения с этими гранитоидами свидетельствуют, наряду с приведенными данными, их пространственная совмещенность, близость возраста и т.д.

Не менее наглядный пример высокой концентрации фтора и возможной связи с ними флюоритовой минерализации несколько иного типа показывают позднемезозойские редкометалльные (плюмазитовые) граниты Забайкалья, известные под названием кукульбейского и гуджирского интрузивных комплексов. Формирование их связано с проявлением процессов тектоно-магматической активизации в средней-поздней юре.

Геохимия, петрология и рудоносность редкометалльных гранитоидов, поведение в них летучих, в том числе фтора, изучены Ю.П. Трошиным [22, 23], В.Д. Козловым [12], Я.А. Косалсом [13] и рядом других исследователей. Содержание фтора в породах наиболее типичных массивов комплекса приведены в таблице 3.

По данным Ю.П. Трошина и Е.М. Бойко [24], о степени насыщенности гранитоидных интрузий фтором в первом приближении можно судить по двум параметрам: а) содержанию элемента в слюдах и б) количеству его, принесенного в ближайшую экзоконтактную зону. Согласно этим сведениям, содержание фтора в слюдах Этыкинского массива амазонитовых гранитов площадью 1,0–1,5 км² составляет 8,23 мас.%, а в одном м³ пород экзоконтактной зоны – 100 кг. Значения показателей насыщенности пород фтором в других интрузивных комплексах Забайкалья составляют соответственно: в Шерловогорском массиве лейкократовых гранитов площадью 1,5–2,0 км² – 3,36 мас.% и 25 кг/м³, в Адун-Челонском массиве литий-фторис-

тых гранитов площадью около 70 км² – 2,0 мас.% и 13 кг/м³. Следует добавить, что грейзенизированные и березитизированные разности гранитоидов кукульбейского и гуджирского комплексов интенсивно обогащены фтором, содержат обильную вкрапленность флюорита. Связанная с ними редкометалльная минерализация (Sn,W,Mo) характеризуется повышенным содержанием флюорита. Например, на известном Джидинском молибден-вольфрамовом месторождении среднее содержание фтористого кальция в рудах составляет 4,2 мас.%. Нередко в заключительную стадию рудного процесса образуются самостоятельные, довольно мощные (до 0,8м) кварц-флюоритовые жилы, которые по составу, структурно-текстурным особенностям и набору элементов-примесей мало отличаются от рудных тел флюоритовых месторождений эпitherмального типа.

В последнее время исследованием расплавных включений в минералах установлено, что магмы содержат фтор и другие элементы в количествах на порядок выше, чем образовавшиеся из них породы [16]. Кроме того, изучение включений показало, что распределение летучих в главных типах магм варьирует в широких пределах и что наиболее высокое содержание фтора (от 0,196 до 2,087 мас.%) характерно для магм кислого состава [20]. Образование подобных повышенно фтороносных высококремнистых магм во внутриконтинентальных областях исследователи связывают с анатектическим плавлением континентальной коры, характеризующейся развитием мусковита и биотита – главных концентраторов F, Cl и H₂O [9]. Но, как показано выше, основной источник фтора в таких гранитоидах все же мантийный.

Таблица 2. Фтор в редкометалльных субщелочных гранитоидах Западного Забайкалья.

Массив, порода	Число анализов	Содержание F, мас.%	
		Пределы вариации	Среднее
Ермаковский			
Субщелочные кварцевые сиениты, граниты	26	0,10–0,26	0,22
Микросиенит-порфиры (дайки)	11	0,05–0,24	0,16
Амандакский			
Лейкократовые граниты, кварцевые сиениты	12	0,32–0,43	0,38
Альбитизированные граниты, кварцевые сиениты	17	0,11–0,26	0,18
Альбититы	34	0,02–0,09	0,05
Ауникский			
Альбитизированные кварцевые сиениты	18	0,20–0,39	0,30
Керсантиты (дайки)	5	0,15–0,32	0,24

Таким образом, из изложенного видно, что непосредственным источником фтора и фтороносных гидротермальных растворов эпитеpмальных флюоритовых месторождений могла быть кислая (гранитоидная) магма, а не базальтовая. Роль последней сводилась к тому, что базальтовый расплав при своем зарождении аккумулировал мантийный фтор и переносил его в нижние слои земной коры, где в результате дифференциации этого расплава возникли магматические флюиды, вызвавшие образование на более высоком структурном уровне фтороносной гранитной магмы и гранитоидных тел. По-видимому, эпитеpмальные флюоритовые месторождения, образовавшиеся в результате постмагматической деятельности этих интрузивов, сильно оторваны от последних в пространстве. Об этом свидетельствуют: четкая приуроченность месторождений к зонам разломов, отсутствие выраженной связи с проявлениями магматизма, эпитеpмальные условия образования, характер околорудных изменений.

ПРИЗНАКИ ГЛУБИННОСТИ ИСТОЧНИКА ФТОРА

Существует ряд критериев для установления подкоровой природы источника вещества эндогенных месторождений [4]. Во-первых, это – положение о том, что если протяженность металлогенических поясов и зон превышает толщину земной коры в регионе, то ис-

точник вещества находится в мантии. Во-вторых, это – отношения стабильных изотопов серы и стронция в рудных минералах.

На территории Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции мощность земной коры, по данным глубинного сейсмического зондирования, не превышает 40–45 км, а протяженность флюоритоносных поясов и зон достигает 800 км [1]. Значит, согласно первому критерию, который, на наш взгляд, является наиболее показательным, источник фтора флюоритовых месторождений провинции – мантийный.

Использование второго критерия лимитируется тем, что сульфиды и сульфаты мало характерны для эпитеpмальных флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии. Независимо от состава вмещающей среды они представлены редким пиритом, иногда с примесью марказита. Из других сульфидных минералов изредка, обычно в значении аксессуариев, фиксируются галенит, сфалерит, халькопирит.

В связи с изложенным, изотопный состав серы сульфидов флюоритовых месторождений провинции изучен недостаточно и в основном только по месторождениям Забайкалья [2,21]. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют прийти к выводу, что сера сульфидов этих сугубо эпитеpмальных месторождений в процессе минералообразования в условиях повышенного окислительного потенциала и возможного участия метеорных вод подвергалась существенному изотопному фракционированию, обогащению изотопом S³². Поэтому эти данные не могут свидетельствовать о глубинном характере источника их фтора.

Рассмотрение отношений ⁸⁷Sn/⁸⁶Sn во флюоритах показывает, что этот показатель имеет тоже коровые значения (табл. 4). Близкие им отношения изотопов стронция имеют флюориты из месторождений флюорит-фенакит-бертрандитовой (0,7068–0,7078) и молибден-вольфрамовой (0,7061–0,7072) формаций Забайкалья, для которых связь оруденения с гранитоидными интрузиями не вызывает сомнений.

Таким образом, материалы изучения региональных особенностей размещения флюоритовых месторождений и состава их стабильных изотопов свидетельствуют, с одной стороны, в пользу мантийного источника рудного вещества, с другой стороны, о коровом происхождении последнего. По-видимому, источник фтора имеет мантийное происхождение, но прошел в земной коре сложный, многоэтапный путь эволюции. В процессе этого движения глубинные сера и стронций претерпели значительное изотопное фракционирование и смешение с коровыми составляющими.

ВЫВОДЫ

1. Первоисточником фтора эпитеpмальных флюоритовых месторождений Центрально-Азиатской провинции являлась мантия, откуда элемент выносился в

Таблица 3. Фтор в редкометалльных (плюмзитовых) гранитах Забайкалья.

Массив, порода	Число анализов	Содержание F, мас.%
1. Адун-Челонский, граниты:		
а) краевая часть	38	0,20
б) промежуточная часть	27	0,26
в) внутренняя часть	10	0,07
г) дайки	22	0,12
2. Шерловогорский:		
а) гранит-порфир	3	0,66
б) порфиридный гранит	3	0,57
в) равномернозернистый гранит	9	0,56
3. Соктуйский:		
а) биотит-роговообманковый гранит	6	0,17
б) биотитовый гранит	53	0,29
4. Первомайский (Джида):		
а) гранит-порфир	15	0,54
б) дайки сиенитов, сиенит-порфиров	2	0,56
5. Ходжертуйский:		
а) мелкозернистый лейкогранит	6	0,46
б) грейзенизированный лейкогранит	3	0,39

Примечание. 1–3 – по [18].

Таблица 4. Отношения изотопов стронция во флюоритах эпитермальных месторождений Забайкалья.

Месторождение	Проба	Вмещающие породы	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Хурайское	х-1	Контакт гранитов с андезибазальтами	0,7079
- « -	х-16	- « -	0,7079
- « -	х-2	- « -	0,7074
Бурун-Ульское	БУ-254	Граносиенит	0,7082
- « -	БУ-80	- « -	0,7078
Новопавловское	НП-6	Гранодиорит	0,7071
- « -	НП-32	- « -	0,7077
Среднее			0,7077

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории изотопной геологии ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) под руководством Г.А.Муриной.

земную кору базальтовым расплавом в растворенном в магме состоянии. Дальнейшее поведение элемента зависело от существовавшей геодинамической обстановки, характера развития магмо- и флюидоподводящих глубинных разломов.

2. В случае “задержки” базальтового расплава в нижних слоях коры происходила его дифференциация с образованием магматического флюида, содержащего NaF, KF, HF, CO₂, H₂O и ряд других компонентов. При повторной активизации разломов фторсодержащий флюид поднимался на более высокий уровень земной коры, где при возникновении новой закрытой системы вызывал анатектическое плавление сиалического вещества с образованием очагов кислой магмы, характеризующейся повышенным содержанием привнесенного глубинными флюидами фтора.

3. Образование фтороносных гидротермальных растворов и эпитермальных флюоритовых месторождений непосредственно связано с постмагматической деятельностью возникших в результате палингенеза гранитоидных очагов и связанных с ними аллохтонных интрузий гипабиссальной фации.

4. Раннемеловые вулканы контрастной риолит-базальтовой формации и сопутствующие им субвулканические интрузии сходного состава, часто ассоциирующие с флюоритовыми месторождениями провинции, имеют по отношению к последним отдаленную парагенетическую связь в том аспекте, что являются продуктами дифференциации того же базальтового расплава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булнаев К. Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья (минерагенический анализ). Новосибирск: Наука, СО, 1976. 127 с.
2. Булнаев К.Б., Кавиладзе М. Ш. Об изотопном составе и источнике серы пиритов Капангуйского флюоритового месторождения // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236, № 4. С. 972–974.
3. Булнаев К.Б., Каперская Ю.Н. Генетическое значение распределения РЗЭ в позднемезозойских вулканитах и флюоритах Забайкалья и Монголии // Геохимия. 1994. № 12. С. 1794–1800.
4. Глен К. Потенциальные критерии для установления различий между рудами, имеющими внутрикоровый и подкоровый источник // Геология и геохимия руд. месторождений. М.: Мир, 1971. С. 206–210.
5. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 427–434.
6. Жариков В.А., Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В., Синакин А.Г. Процессы гранитообразования // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука, 1994. С. 83–103.
7. Ионов Д.А., Бушлаков И.Н., Коваленко В.И. Минералы – концентраторы галогенов в верхней мантии: содержание F и Cl в мантийных флогопитах, амфиболе и апатите из вулкана Шаварын-Царам в МНР // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987. С. 117–127.
8. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. 339 с.
9. Коваленко В.И., Наумов В.Г., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты (H₂O, CO₂, Cl, F, S) в магмах среднего и кислого составов различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. Т. 8, № 6. С. 586–619.
10. Когарко Л.Н., Рябчиков И. Д. Летучие компоненты в процессах магматизма // Геохимия. 1978. № 9. С. 1293.
11. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. 125 с.
12. Козлов В. Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометальных провинций. М.: Наука, 1985. 302 с.
13. Косалс Я.А. Геолого-геохимические предпосылки молибденового и редкометального оруденения в Джидинском рудном районе // Джидинский рудный район. Новосибирск: Наука, СО, 1984. С. 35–52.
14. Кошелев Ю.Я. Эпитермальные флюоритовые месторождения Восточно-Монгольского вулканического пояса. Новосибирск: Наука СО, 1986. 134 с.
15. Леонов В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидросистем. М.: Наука, 1989. 105 с.
16. Маракушев А.А., Русинов В.Л., Зотов И.А., Панях Н.А., Перцев Н.Н. Глобальные аспекты эндогенного рудообразования // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 6. С. 483–501.
17. Меняйлов И.А. Фтор в вулканическом процессе // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 329–332.
18. Меняйлов И. А., Никитина Л.П., Шпарь В.Н. Химический состав и изотопные отношения газов пирокластических потоков извержения вулкана Безымянный // Вулканология и сейсмология 1987. № 4. С. 40–49.
19. Набоко СИ., Главатских С.Ф. Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1982. 162 с.
20. Наумов В.Г., Коваленко В.И., Дорофеева В.А. Магматические летучие и их участие в формировании рудообразующих флюидов // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 6. С. 520–529.

21. Рипп Г.С., Архипчук Р.З., Кавиладзе М.Ш. Изотопный состав серыминералообразующих гидротерм флюоритовых месторождений Забайкалье // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239, № 1. С. 207–210.
22. Трошин Ю.П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука СО, 1978. 172 с.
24. Трошин Ю.П., Бойко С.М. Баланс рудных и летучих компонентов вокруг гранитных интрузий // Геохимические критерии прогноза и оценки рудных месторождений. М.: Наука, 1988. С. 16–21.
23. Трошин Ю.П., Гребенчиков В.И., Бойко С.М. Геохимия и петрология редкометалльных плюмазовых гранитов. Новосибирск: Наука, СО, 1983. 180 с.
25. Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузии Монголии. М.: Наука, 1978. 167 с.
26. Хасин Р.А. Магматизм монгольской части Центрально-Азиатского складчатого пояса: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. 1972.
27. Шатков Г.А., Якобсон Л.Н. Некоторые вопросы геологического строения Южно-Аргунской впадины // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1967. № 6. С. 36–48.
28. Шатков Г.А. Фтор и хлор в базальтах как возможный индикатор металлогенической зональности // Сов. геология. 1975. № 6. С. 121–126.
29. Шатков Г.А., Соловьев Н.С., Шаткова Л.Н., Якобсон Л.Н. // Геология и полезные ископаемые МНР. М.: Наука, 1980. Вып. 1. С. 35–55.
30. Щеглов А.Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л.: Недра, 1966. 278 с.

Поступила в редакцию 2 августа 2001 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

К.В. Vulnaev

The source of fluorine from epithermal fluorite deposits, and the character of its evolution

Proceeding from the conception of mantle nature of the fluorine source and the element removal by the basaltic melt into the Earth's upper strata, it is shown as exemplified by the fluorite deposits of the world-largest Central Asian fluorite-bearing province that the fluorine-enriched fluids could have their origin in the Earth's lower strata as a result of differentiation of the fluorine-bearing basic magma. Magmatic fluids containing NaF, KF, HF, CO₂, H₂O, Cl, and some other components caused anatexic melting of crustal matter at a higher level. The formation of hydrothermal solutions is related to crystallization differentiation or liquation of the incipient granitic magma; the former produced epithermal fluorite deposits at a distance from the intrusive bodies.

Дискуссия

ФТОР – ТИПОМОРФНЫЙ ЭЛЕМЕНТ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПЛИТНОГО КОМПЛЕКСА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В статье рассматриваются и обсуждаются аспекты мантийной природы источника фтора и выноса его в верхние слои базальтовым расплавом.

Настоящая статья является отголоском дискуссии 30–40-летней давности. Все рассуждения и теоретические выкладки обосновываются данными 60-70-х годов. При этом подход автора односторонний, т.к. используются данные и доводы сторонников магматогенного источника фтора, не рассматриваются и даже не упоминаются альтернативные гипотезы.

Большая площадная распространенность однотипных месторождений флюорита свидетельствует и о масштабной природе фтора, а не об очаговом источнике, который возникает в результате локального плавления.

Давно установлена и доказана связь эпitherмальной флюоритовой минерализации с раннемеловым вулканическим комплексом контрастной риолит-базальтовой формации, проявившейся в результате тектоно-магматической активизации. Ю.Я. Кошелев, детально изучавший и разведывавший многие месторождения Монголии и Забайкалья, приводит три типа генетической связи флюоритовой минерализации с кислыми дериватами базальтоидного магматизма, проявившегося в связи с позднемезозойской тектоно-магматической активизацией [2, 3].

Для первого типа, встречающегося в основном в Монголии, установлена тесная приуроченность флюоритовых месторождений к вулканическим аппаратам центрального типа. В пределах рудных полей месторождений широким распространением пользуются дайки автомагматических брекчий трахириолитов, часто содержащие флюорит. А на одном из месторождений Хара-Айрагского флюоритоносного района автором данной заметки был вскрыт горными выработками и задокументирован постепенный переход автомагматической брекчии во флюоритизированную брекчию и далее в кварц-флюоритовую жилу брекчиевого строения. Кроме того лавы, изливавшиеся из паразитичес-

ких жерл вулканов центрального типа, содержат часто сферолоиды, внутренние части которых выполнены халцедоном и флюоритом.

Второй тип связи – парагенетический, характерен для месторождений, расположенных на периферии флюоритоносного пояса (в восточной части Монголии и юго-восточном Забайкалье). Здесь месторождения флюорита располагаются в бортовых частях вулcano-тектонических депрессий, нередко лишенных продуктов синхронного кислого вулканизма. Они локализируются вне прямых связей с эффузивами, часто в разрывах в боргах депрессий.

Третий тип флюоритовых месторождений расположен на площадях, вообще лишенных признаков проявлений раннемелового магматизма, синхронного с оруденением. Это преимущественно приаргунская часть флюоритоносного пояса в Восточном Забайкалье, где месторождения приурочены к зонам разломов, уходящих на десятки километров от впадин, но имеющих с ними структурную связь.

Широкое распространение однотипных месторождений флюорита на большой площади с зональным распределением признаков генетической связи с раннемеловым базальт-риолитовым магматизмом не позволяет связывать образование месторождений с очаговым магматизмом, как это рассматривает в своей статье К.Б. Булнаев. На Дальнем Востоке известны флюоритоносные рудные поля и месторождения связанные с конкретным очаговым магматизмом [4, 5]. Для них характерна редкометаллическая направленность оруденения, четкая зональность относительно магматических структур, более высокие температуры минералообразования, локальный характер распространения минерализации и прочее. Ничего подобного нет для эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии.

С другой стороны, работами сотрудников ЗабНИИ [1] была установлена и другая пространственная связь, связь с площадями распространения метаморфизованных протерозой-палеозойских карбонатных пород. В пределах Забайкалья и Монголии эти карбонатные породы не содержат фтора. Не метаморфизованные аналоги этих пород в пределах Сибирской платформы характеризуются повышенным содержанием фтора, а в краевых частях платформы выявляются стратиформные и первично осадочные месторождения флюорита [6].

При изучении флюоритовых проявлений юго-восточной окраины Сибирской платформы было установлено, что источник фтора – фтор, захороненный в составе первичных карбонатных илов. Наиболее благоприятные условия для максимального накопления флюорита возникают в районах с аридным климатом в мелководных усыхающих бассейнах в период окончания садки доломита и перед началом выпадения в осадок гипса. Повышенные содержания магния в водах усыхающих лагун также способствовали накоплению фтора в растворе, в том числе и в составе захороненного раствора. При диагенезе и метаморфизме карбонатных илов происходило обесфторивание пород и его фиксация в виде флюорита. Последний при повышении температуры становился более подвижным и перемещался в местах с повышенным содержанием кальция, создавая рудные тела с метасоматическим оруденением, а в зонах разломов и тектонических нарушений – жильные рудные тела. При этом не отмечено значительных пространственных перемещений фтора от первоначальных мест его накопления, за исключением зон разломов.

Карбонатные породы Забайкалья практически не содержат фтора. Но они имели первичный состав доломитовый, формировались в тех же условиях, что и доломиты окраины Сибирской платформы, имеют близкий с ними возраст, но более метаморфизованы. И вполне возможно, что фтор из этих пород в период позднемезозойской активизации прошел сложный путь перемещений и изменений и переотложился в виде флюорита эпитермальных месторождений.

Нового материала в статье мало. Статья представляет интерес с точки зрения возвращения к уже забытой научной дискуссии и ее возобновления. Приводимые в статье данные по содержанию фтора в различных породах общеизвестны и не дают однозначного ответа на поставленный вопрос. То же относится и к изотопным отношениям стронция. Расхождения между результатами анализа стронциевого соотношения по группам флюорита лежат в пределах ошибки анализа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Котов П.А., Котова А.И., Зарембо Л.И. О региональных факторах контроля размещения и локализации флюоритового оруденения Забайкалья // Флюорит (ресурсы, закономерности образования и размещения). М.: Наука, 1976. С. 95–103.
2. Кошелев Ю.Я. Эпитермальные флюоритовые месторождения Восточно-Монгольского вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 136 с.
3. Кошелев Ю.А. Флюоритовые месторождения Монголо-Забайкальского пояса: образование, размещение, перспективы поисков: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Чита, 2002.
4. Черепанов А.А. Минералогия, геохимия и вопросы генезиса флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Чита, 1971.
5. Черепанов А.А., Архипов Г.Г. Стратиформное флюоритовое оруденение юго-восточной окраины Сибирской платформы // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 1. С.117–130.
6. Черепанов А.А. Крутов Н.К., Рязанцева М.Д., Архипов Г.Г. Флюоритовое оруденение Дальнего Востока и Северо-Востока СССР // Тр. ассоц. Дальнедра. Хабаровск, 1991. Вып. 1. С. 179–189.

А.А. Черепанов

Дальневосточный институт минерального сырья МПР РФ