

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИТЫ И ФЛЮОРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ И МОНГОЛИИ: ВОЗРАСТНЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ

К.Б. Булнаев

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Рассмотрены факторы возможной генетической связи флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии с позднемезозойскими вулканитами. Показана пространственная разобщенность большинства флюоритоносных поясов и зон и ареалов распространения вулканитов. Приведены новые данные о K-Ar и Rb-Sr возрасте флюоритовых месторождений и позднемезозойских вулканитов, свидетельствующие о формировании их в разное время с разрывом в 30–40 млн лет. На этой основе и с учетом особенностей размещения месторождений и вулканитов отрицается существование между ними генетической или парагенетической связи. Повышенная против кларка фтороносность щелочных базальтов и андезибазальтов вулканической ассоциации связывается с мантийным происхождением фтора и выносом его в земную кору в составе базальтовой магмы.

Ключевые слова: вулканиты, мезозой, флюоритовые месторождения, Забайкалье, Монголия.

ВВЕДЕНИЕ

В южной и юго-восточной частях Забайкалья, в Центральной и Восточной Монголии известно около 100 флюоритовых месторождений разных масштабов. Они слагают одну из крупнейших в мире Центрально-Азиатскую флюоритоносную провинцию. Месторождения, располагаясь вдоль глубинных и региональных разломов и связанных с ними линейных систем позднемезозойских рифтовых впадин, образуют ряд протяженных (до 900 км) флюоритоносных поясов и зон северо-восточного простирания. Формирование их происходило близко во времени в эпитермальных условиях в связи с проявлением позднемезозойского этапа тектономагматической активизации или рифтогенеза [3, 30].

Важной генетической особенностью флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии является отсутствие выраженной связи с проявлениями магматизма. Поэтому вопрос о магматическом источнике их рудного вещества решается исследователями по-разному: от юрских гранитоидных интрузий [23, 26] до послераннемеловых субвулканических образований щелочно-основного состава [21, 29]. За последние два-три десятилетия широкое распространение получила точка зрения о генетической или парагенетической связи месторождений с позднемезозойскими вулканитами и ассоциирующими с ними

субвулканическими интрузивами [4, 17, 24, 25]. При этом в качестве главных факторов существования такой связи приняты: а) пространственная совмещенность ареалов распространения вулканитов и месторождений; б) близость их возраста и в) повышенное содержание фтора в вулканитах.

Автор, занимаясь в течение нескольких десятилетий изучением мезозойской тектоники и флюоритовых месторождений Забайкалья и работая некоторое время в Центральной и Восточной Монголии в составе совместной советско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, уделял обсуждаемой проблеме постоянное внимание. Анализ и обобщение накопленного материала позволяют уточнить особенности пространственного размещения вулканитов и месторождений, возрастные соотношения между ними и на этой основе высказать иную точку зрения на возможность их генетической связи.

АРЕАЛЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВУЛКАНИТОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Позднемезозойские вулканиты распространены главным образом в Центральной и Восточной Монголии, где слагают обширный Восточно-Монгольский вулканический пояс [24], протягивающийся в северо-восточном направлении почти на 750 км при ширине около 300 км (рис. 1). Продолжением пояса

далее на северо-восток являются поля молодых вулканитов на сопредельных территориях Юго-Восточного Забайкалья (Приаргунья) и Северо-Восточного Китая [6]. В Западном Забайкалье и центральной части Восточного Забайкалья близкие им по составу и возрасту вулканиты отсутствуют, либо имеют весьма фрагментарное развитие. Появление их в виде локальных базальтовых излияний иногда предшествует формированию здесь раннемеловых рифтовых впадин.

На современной денудационной поверхности позднемезозойские вулканиты не образуют сплошных по площади покровов. Они картируются в виде множества разных по размерам и конфигурации полей, часто ограниченных разломами. Исследователи связывают это с проявлением на территории пояса относительно молодых процессов тектонической активизации и эрозии [24]. Поля вулканитов отделены друг от друга выступами пород фундамента.

Размещение флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии определяется группировкой их в протяженные (до 900 км) флюоритоносные пояса и зоны [2, 16, 17, 30]. Забайкальский флюоритоносный пояс объединяет флюоритовые месторождения За-

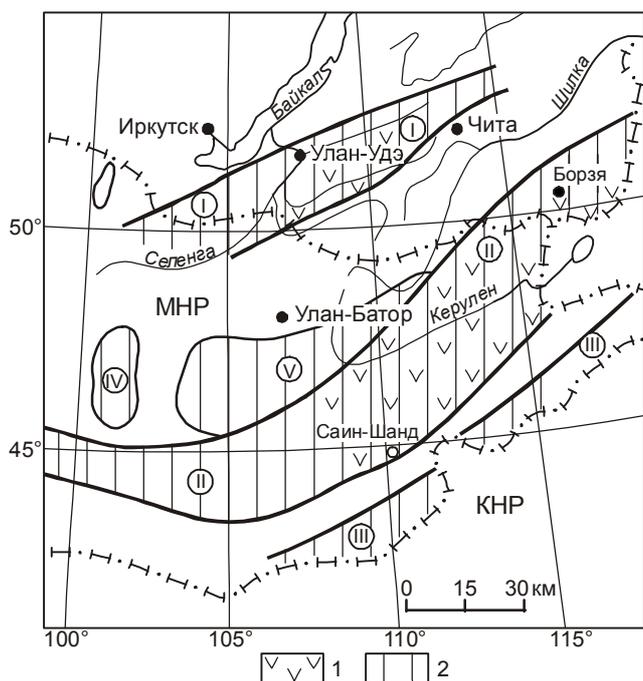


Рис. 1. Схема расположения ареалов позднемезозойских вулканитов и флюоритоносных поясов (зон) Забайкалья и Монголии.

1 – ареалы распространения вулканитов, 2 – флюоритоносные пояса (зоны): I – Забайкальский, II – Монголо-Забайкальский, III – Южногобийско-Нукутдабанский, IV – Хангайский, V – Хэнтейский.

падного Забайкалья, западной и северо-западной частей Восточного Забайкалья (рис.1). Известные в его пределах поля бимодальных вулканитов имеют средне-, позднеюрский возраст [6, 10]. Позднемезозойские базальтоиды трахибазальт-шошонит-лагитового ряда установлены на территории пояса в единичных рифтовых впадинах [5]. Флюоритовые месторождения не обнаруживают закономерного пространственного тяготения к ним.

Центрально-Монгольский или Монголо-Забайкальский флюоритоносный пояс включает в себя флюоритовые месторождения Восточной Монголии и Юго-Восточного Забайкалья. В этой части провинции пространственно он совпадает с Восточно-Монгольским или Монголо-Забайкальским вулканическим поясом [19, 24]. С выклиниванием вулканитов к юго-западу интенсивность флюоритовой минерализации заметно спадает. Однако согласно металлогенической карте МНР флюоритоносный пояс Центральной и Восточной Монголии продолжается далее на запад и северо-запад вплоть до Гобийского Алтая, объединяя рассеянные на этой территории преимущественно мелкие месторождения и рудопроявления кварц-флюоритового типа [19]. В размещении их играют роль разрывные нарушения зоны Центрально-Монгольского глубинного разлома.

Аналогичные по составу, условиям образования и локализации флюоритовые месторождения и рудопроявления Хангайской и Хэнтейской флюоритоносных зон (областей) МНР (рис. 1) также не ассоциируют с проявлениями позднемезозойского вулканизма. Подобная картина наблюдается и на крайнем юго-востоке Монголии в Южногобийско-Нукутдабанском флюоритоносном поясе, где позднемезозойский вулканизм не проявился.

Таким образом, пространственное совмещение ареалов распространения позднемезозойских вулканитов и флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии характерно только для районов Восточной Монголии и Юго-Восточного Забайкалья. При этом месторождения концентрируются главным образом в тех частях вулканического пояса, где наиболее интенсивно проявлены наложенные процессы позднемезозойского рифтогенеза и дробления пород. Для большей части провинции совмещения площадей развития вулканитов и флюоритовой минерализации не наблюдается.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Rb-Sr определения возраста вулканитов выполнены на масс-спектрометре Finnigan MAT-262, принадлежащем Центру коллективного пользования СО

РАН (Институт земной коры, г. Иркутск). Для этого были использованы монофракции биотита и санидина из трахириолитов, а также сама порода. Значение изотопного стандарта стронция NBS-987 на период производства измерений составляло $0,71028 \pm 0,00002$. Расчет возраста производился полиномиальным методом Д. Иорка [32]. Погрешность определения изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составила менее 0,05%, а $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - 1,0\%$.

К-Аг анализ возраста вулкаников производился по биотиту из кислых вулканических стекол в Лаборатории изотопной геологии ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) стандартным изотопным методом. При расчете возраста пород были использованы следующие значения констант распада: $^{40}\text{K} : \lambda_{\text{к}} = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_{\text{б}} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$. В той же лаборатории выполнены К-Аг определения возраста флюоритовых месторождений. Для этой цели был использован адуляр из кварц-флюоритовых жил. При расчете возраста использованы $\lambda_{\text{к}} = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ и $\lambda_{\text{б}} = 4,972 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$. Rb-Sr определения возраста месторождений производились в Центре коллективного пользования СО РАН одновременно с анализом возраста вулкаников на том же масс-спектрометре с использованием адуляра и флюорита.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ВУЛКАНИКОВ

Разрез вулкаников Восточно-Монгольского пояса и его продолжения в Юго-Восточном Забайкалье примерно одинаков в разных их частях. Преобладающая по мощности нижняя часть толщи (до 80 %) сложена щелочными и субщелочными базальтами и андезибазальтами, переходящими выше в трахиандези-базальты и трахиты [9, 24]. Завершают разрез менее распространенные кислые и щелочно-кислые вулканики: трахириодациты, трахириолиты, риолиты и их туфобрекчии, которые залегают на базальтоидах без признаков несогласия, имея такие же пологие (до $10-15^\circ$) углы падения.

Одной из важных особенностей позднемезозойских вулкаников принято считать их полифациальность [20, 24, 28]. Наряду с эффузивными образованиями основных, средних и кислых пород выделяются субвулканические и близповерхностные интрузивные тела кислого и щелочно-кислого состава. Однако исследования в Приаргунье и Восточной Монголии показали, что в целом это обычная бимодальная вулканическая серия, в которой различные базальтоиды вверх по разрезу сменяются кислыми эффузивами. Субвулканические интрузии трахидацитов, трахириолитов, риолитов и трахитов в форме экструзивных

куполов, мелких штоков и даек, очевидно, имеют место, но отмечаются крайне редко.

По геологическим данным, возраст пород вулканической ассоциации определяется тем, что, с одной стороны, в Восточной Монголии покровы базальтов с размывом и угловым несогласием залегают на средне-верхнеюрских осадочных породах, а в Юго-Восточном Забайкалье – на эффузивах шадоронской серии того же времени. С другой стороны, в обеих частях пояса вулканики перекрыты фаунистически охарактеризованными раннемеловыми вулканогенно-осадочными и молассоидными отложениями. На основании этих геологических соотношений возраст пород трактуется исследователями либо как позднеюрско-раннемеловой [6, 9, 18, 20, 24, 27], либо как раннемеловой [31].

Для уточнения возраста вулкаников разными авторами была выполнена серия радиологических определений. Анализ производился главным образом калий-аргоновым методом по валовым пробам пород. При этом для монгольской части пояса по трахибазальтам, трахитам, трахириолитам и риолитам получен возраст от 123 ± 5 до 206 ± 8 млн лет [24]. Для аналогичных по составу и положению в разрезе вулкаников в Юго-Восточном Забайкалье зафиксированы значения изотопного возраста в интервале 121–147 млн лет [9, 20].

Принимая во внимание широкий разброс приведенных данных, нами были выполнены дополнительные радиологические исследования [3]. Для Rb-Sr определения возраста вулкаников порода отобрана из естественных обнажений в районе горы Бумбатыин-Ула на площади Бэрхинского рудного узла в Восточной Монголии, где резко порфиоровые трахириолиты с биотитом и санидином во вкрапленниках залегают на андезибазальтах с падением покрова на северо-восток под углами $8-10^\circ$. По результатам изотопного анализа получены две Rb-Sr изохроны, расчет которых показал в одном случае возраст 151,0 млн лет при $I_{\text{Sr}} = 0,7051$, в другом случае – 140 ± 4 млн лет при $I_{\text{Sr}} = 0,7048$ (рис. 2). На наш взгляд, первое значение возраста ближе к истинному, т.к. во второй серии измерений биотит оказался слегка измененным. Результаты изотопных измерений трахириолита и его минералов приведены в таблице 1.

К-Аг определение возраста вулкаников производилось по биотиту. Материал для анализа был отобран из маломощного (2,6 м) прослоя кислых вулканических стекол в основании покрова трахириолитов, залегающего на базальтах в 2–3 км к северо-западу от пос. Абагайтуй в Юго-Восточном Забайка-

Таблица 1. Результаты изотопных измерений для трахириолита и его минералов.

№ п/п	Проба	Порода (минерал)	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	Арг-7-89	санидин	6,309	2066,1	0,00883	0,70517
2	Арг-7-89	биотит	279,6	103,4	7,83	0,7221
3	Арг-3-89	трахириолит	125,1	555,5	0,6516	0,7062
4	Арг-3-89	санидин	6,743	1412,4	0,0131	0,70483
5	Арг-3-89	биотит	278,7	87,54	9,224	0,72325

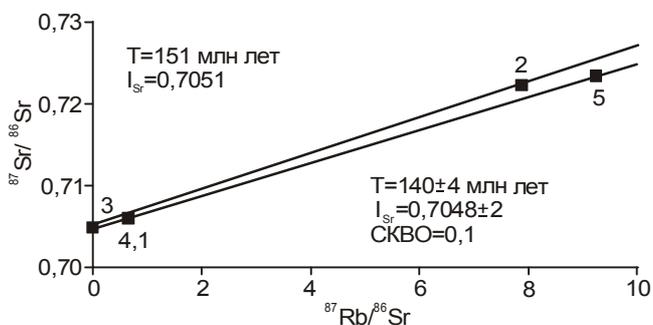


Рис. 2. Rb-Sr изохронная диаграмма для трахириолитов Восточной Монголии.

лье. Результаты выполненных измерений и расчетов приведены в таблице 2, из которой видно, что возраст кислых вулканитов вблизи границы с подстилающими базальтами находится на том же уровне, что и возраст вулканитов в Восточной Монголии по Rb-Sr данным, составляя 153–155 млн лет.

Хорошая корреляция изотопных данных, полученных разными методами по материалам из разных частей вулканического пояса, по-видимому, свидетельствует об их достоверности. Согласно современной шкале геологического времени, этот уровень соответствует киммериджскому времени [33]. Отсюда следует, что нижележащие, преобладающие в разрезе основные и средние эффузивы по возрасту не моложе этого времени. При такой трактовке возраста вулканитов легче объяснить, почему значительные по мощности отложения дзунбаинской свиты (до 200 м) и континентальные молассы рифтовых впадин (до 2000 м), имеющие фаунистически охарактеризованный раннемеловой возраст, залегают на кислых вулканитах.

Таблица 2. К-Аг возраст кислых стекол позднемезозойских вулканитов Юго-Восточного Забайкалья.

Минерал	Проба	K, %	$^{40}\text{Ar} \text{ нг/г}$	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	Возраст, млн лет
Биотит	Арг-26	6,34	71,14	0,009406	155±5
—	Арг-36	6,85	75,60	0,009251	153±5

ДАнные О ВОЗРАСТЕ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как отмечено, одной из важных закономерностей размещения флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии является локализация их в зонах разломов вдоль линейных систем позднемезозойских рифтовых впадин. В некоторых случаях месторождения располагаются не в обрамлении рифтов, как обычно, а в краевых частях самих впадин в базальных слоях выполняющих их терригенных отложений. На территории флюоритоносной провинции последние имеют сходный возраст и на основании данных биостратиграфических исследований датируются ранним мелом [18, 22]. В соответствии с этим возраст флюоритовых месторождений рассматривается тоже как раннемеловой [2, 17].

Следует однако отметить, что отложения рифтовых впадин, непосредственно вмещающие кварц-флюоритовые жилы месторождений, сами обычно не охарактеризованы находками органических остатков, сопоставляются с базальными слоями стратотипов по положению в разрезе и литологическому составу. А по мнению некоторых стратиграфов, их следует отнести к верхам поздней юры.

Исключительно устойчивый кварц-флюоритовый состав руд флюоритовых месторождений провинции сильно ограничивает применение для их датировки радиологических методов анализа. Единственным минералом, который может быть использован для К-Аг определения возраста, является редкий адуляр. Предпринятые ранее попытки определения возраста месторождений этим методом с использованием адуляра показали разброс его значений от 93 до 128 млн лет [7, 14, 15]. Выполненные нами К-Аг определения выявили близкий возраст – от 100 ± 8 до 122 ± 5 млн лет (табл. 3).

Можно допустить, что в процессе рудообразования часть радиогенного аргона могла быть вынесена из адуляра, что привело при К-Аг датировке к омоложению возраста месторождений [1]. С целью выявить это возможное омоложение возраста параллельно был применен Rb-Sr метод анализа с использованием того же адуляра и флюорита с Хурайского и Абагайтуйского флюоритовых месторожде-

Таблица 3. К-Аг возраст флюоритовых месторождений Забайкалья (по адуляру).

Месторождение	К, %	$^{40}\text{Ar}^{\text{нг}}/\text{г}$	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	Возраст, млн лет
Хурайское	10,97	78,5	0,00587	103±9
—"	12,07	84,4	0,00573	101±7
—"	12,41	90,0	0,00594	104±7
Барун-Ульское	12,70	88,3	0,00570	100±8
—"	12,45	94,1	0,00620	108±7
—"	12,50	90,1	0,00591	103±7
Абагайтуйское	9,94	83,41	0,00703	117±7
—"	8,30	72,50	0,00732	122±5
—"	10,45	80,7	0,00647	108±6
Ургуйское	11,90	89,8	0,00633	106±4

ний Забайкалья. Однако полученные при этом значения оказались ниже калий-аргоновых. Так, по Хурайскому месторождению в Западном Забайкалье получен изохронный возраст в 92 ± 2 млн лет при первичном отношении изотопов стронция $I_{\text{Sr}} = 0,7078 \pm 0,003$ (рис. 3а). На сходном по строению и составу руд Абагайтуйском флюоритовом месторождении, расположенном в Юго-Восточном Забайкалье, Rb-Sr возраст по отношению к К-Аг тоже занижен и составил 104 ± 3 млн лет при $I_{\text{Sr}} = 0,7086$ (рис. 3б).

Таким образом, если принять за основу даже максимальное значение К-Аг возраста в 122 ± 5 млн лет по Абагайтуйскому месторождению, то разница во времени формирования флюоритовых месторождений и позднемезозойских вулканитов составит не менее 30 млн лет. При сопоставлении соответственно данных Rb-Sr определений этот разрыв увеличится еще на 11–14 млн лет. Очевидно, при такой разнице в возрасте было бы нереально предполагать существование между вулканитами и флюоритовыми месторождениями генетической или парагенетической связи.

Результаты анализа изотопного (Rb-Sr) состава минералов флюоритовых месторождений Забайкалья приведены в таблице 4.

Таблица 4. Rb-Sr анализ минералов флюоритовых месторождений Забайкалья.

Месторождение	Индекс пробы	Минерал	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Хурайское	Х-1	флюорит	2,5	520	0,02	0,70727
—"	Хур-3	адуляр	749,9	29,70	78,23	0,8085
—"	Хур-1	"	673,9	48,75	40,24	0,7604
Абагайтуйское	Аб-8-82	флюорит	2,5	267,9	0,03	0,70879
—"	Аб-52-82	"	2,5	167,7	0,05	0,70847
—"	Аб-8-84	"	2,5	206,3	0,035	0,70879
—"	Аб-8-85	адуляр	491,0	38,57	37,01	0,76167
—"	Аб-8-88	"	479,5	37,02	37,68	0,76521
—"	Аб-8-87	"	562,3	41,99	38,96	0,76637

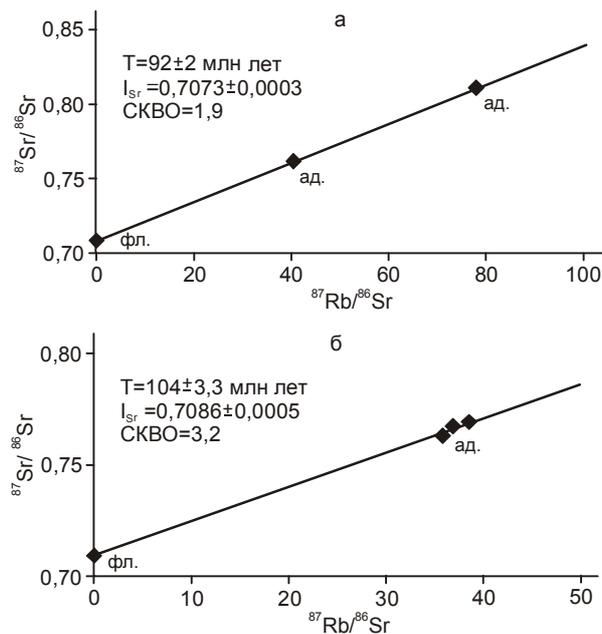


Рис. 3. Rb-Sr изохронные диаграммы для флюоритовых месторождений Забайкалья.

а – Хурайского, б – Абагайтуйского (фл – флюорит, ад – адуляр).

ФТОРОНОСНОСТЬ ВУЛКАНИТОВ

Изучением фтороносности вулканитов Монголо-Забайкальского пояса занимались ряд исследователей. Было установлено, что содержание фтора в эффузивах Юго-Восточного Забайкалья возрастает от 0,07–0,137 % в ранних базальтах до 0,145–0,169 % – в поздних андезибазальтах [28]. В отличие от этого в вулканитах кислого и щелочно-кислого состава зафиксированы содержания от $0,036 \pm 0,005$ до $0,060 \pm 0,005\%$ [4]. На основании перечисленных данных был сделан вывод о том, что источником фтора флюоритовых месторождений района могли быть базальтовые магмы и связанные с ними очаги кислых расплавов позднеюрско-раннемелового возраста.

Относительно повышенные содержания фтора установлены в вулканитах Центральной и Восточной Монголии [24]. В основных и средних по составу эффузивах зафиксированы содержания элемента от 0,048 до 0,274 %, в кислых и щелочно-кислых разностях – от 0,03 до 0,173 %, а в таких же по составу породах субвулканической фации – от 0,02 до 0,053 %. Авторы считают вулканиты повышенно фтороносными и, исходя из этого, рассматривают кварц-флюоритовые жилы месторождений в едином ряду дифференциатов кислой ветви позднемезозойского магматизма. Относительное обеднение фтором кислых вулканитов они связывают с "высвобождением" элемента из кислой магмы и концентрацией его в кварц-флюоритовых жилах.

Результаты проведенного нами массового опробования на фтор позднемезозойских вулканитов Юго-Восточного Забайкалья и Восточной Монголии в основном подтвердили приведенные данные (табл. 5). Они показали наибольшую концентрацию галоида в базальтах и особенно в андезибазальтах нижней части толщи. Вверх по разрезу в породах кислого и щелочно-кислого состава содержание фтора падает более чем на порядок. Эта закономерность носит устойчивый характер, сохраняется в обеих частях вулканического пояса.

Повышенное содержание фтора в базальтоидах и, наоборот, пониженная концентрация его в вулканитах кислого состава является геохимической особенностью пород не только рассматриваемого пояса. Высокая фтороносность, в 3–5 раз превышающая кларк элемента, характерна для базальтов и андезибазальтов многих внутриконтинентальных вулканических областей, особенно рифтовых зон [28]. Отмеченное глубокое падение содержания фтора при переходе от пород латитовой серии к кислым их разновидностям установлено при изучении юрских вулканитов в районах Западного и Центрального Забайкалья [6, 8].

Изучением расплавных включений и закалочных стекол установлено, что наиболее высокие содержания фтора (до 6,0 мас. %) характерны для кислых магм континентальных окраин и внутриконтинентальных областей [13]. Образование фторонос-

ных высококремнистых магм исследователи связывают с анатектическим плавлением континентальной коры с присутствием биотита и мусковита – главных концентратов F, Cl и H₂O.

Существование на территории Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции высокофтористых гранитных интрузий раннемелового возраста пока не установлено. Однако имеется ряд геологических и радиологических данных, свидетельствующих о существовании таких интрузий – возможных источников фтора эпитермальных флюоритовых месторождений. По данным К-Аг датировок, позднемезозойский этап гранитоидного магматизма Монголии охватывает интервал от 150 до 110 млн лет [12]. По-видимому, во флюоритоносных рудных узлах и зонах эти интрузивные тела еще не вскрыты эрозией, а флюоритовые месторождения, как образования эпитермального типа, значительно удаленные от них в пространстве, частично выведены на поверхность.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ результатов исследования показывает, что ни один из факторов, используемых для установления связи флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии с позднемезозойскими вулканитами, не находит подтверждения. Ареалы их распространения в большинстве случаев пространственно не совпадают. Многие флюоритоносные пояса и зоны, контролируемые разломами и линейными системами рифтовых впадин, расположены на площадях, где позднемезозойский вулканизм не проявился или проявился крайне слабо в виде локальных базальтовых излияний (Западное и Центральное Забайкалье, Юго-Восточная и Юго-Западная Монголия).

Радиологические определения возраста пород и руд показали для кислых и щелочно-кислых вулканитов верхней части разреза ассоциации 151–155 млн лет, тогда как для флюоритовых месторождений по адуляру получен К-Аг возраст в 100–122 млн лет, а Rb-Sr методом по тому же полевому шпату и флюориту – в 92–104 млн лет. Наличие такого большого разрыва во времени образования, по-видимому, не позволяет предполагать существование между вулканитами и флюоритовыми месторождениями генети-

Таблица 5. Содержание фтора в позднемезозойских вулканитах Юго-Восточного Забайкалья (1) и Монголии (2) (масс. %).

Породы	1			2		
	Число анализов	Пределы колебания	Среднее	Число анализов	Пределы колебания	Среднее
Базальты, андезибазальты	50	0,05–0,16	0,13	20	0,09–0,28	0,17
Трахириолиты, трахидациты	31	0,09–0,18	0,10	26	0,05–0,12	0,08
Риолиты афировые	32	0,0–0,06	0,03	20	0,0–0,10	0,05

ческой или парагенетической связи. Об этом же свидетельствуют и некоторые геологические данные.

В пределах Восточно-Монгольского вулканического пояса установлено, что позднемезозойские вулканы перекрыты мощной толщей (более 2000 м) вулканогенно-осадочных пород раннемеловой дзунбаинской свиты и континентальных отложений рифтовых впадин того же возраста. В то же время, кварц-флюоритовые жилы флюоритовых месторождений в ряде случаев пересекают базальные слои этих отложений.

Среди позднемезозойских вулканитов повышенной фтороносностью, в 3–5 раз превышающей кларк элемента в основных породах, обладают щелочные базальты и андезибазальты. На наш взгляд, это связано с тем, что фтор является элементом мантии и выносится в земную кору в составе базальтовой магмы [11]. И если эта фтороносная основная магма на пути своего продвижения вверх по зонам разломов не испытывает дифференциации с выделением фторсодержащих флюидов, то излившийся на поверхность расплав и образовавшиеся из него базальтоиды будут характеризоваться повышенным содержанием фтора. Говоря о связи месторождений с вулканическими породами, нельзя не учитывать и то, что флюоритовые месторождения имеют гидротермальное происхождение. Образование фтороносных гидротермов с температурой до 270 °С в сугубо наземных условиях в результате кристаллизации базальтовых или кислых лав трудно предположить. Очевидно, флюорито-

вые месторождения Забайкалья и Монголии генетически или парагенетически связаны с близкими по возрасту гранитоидными интрузивами, как правило, еще не вскрытыми эрозией. Об этом в какой-то мере свидетельствуют $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ отношения во флюоритах (табл. 6).

ВЫВОДЫ

1. Ареалы распространения позднемезозойских вулканитов и эпитептермальных флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии пространственно совпадают только на площади Восточно-Монгольского вулканического пояса. В других частях обширной Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции такого совмещения не наблюдается.

2. Среди пород позднемезозойской вулканической ассоциации повышенную фтороносность имеют только щелочные базальты и андезибазальты. Эта геохимическая особенность пород, характерная для базальтов многих рифтовых зон, вызвана мантийным происхождением самих базальтовых магм и источника фтора.

3. Разрыв во времени образования вулканитов и флюоритовых месторождений, по данным К-Аг и Rb-Sr датировок, превышает 30 млн лет, что в совокупности с особенностями размещения ареалов позднемезозойского вулканизма и флюоритоносных поясов Забайкалья и Монголии и повышенной фтороносностью только щелочных базальтов и андезибазальтов – продуктов кристаллизации мантийных, первоначально обогащенных фтором магм, не позволяет предполагать существование между позднемезозойскими вулканическими породами и флюоритовыми месторождениями генетической или парагенетической связи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батырмурзаев А.С., Бекиева А.А. Диффузия радиогенного аргона и дегидратация в серицитах // Докл. РАН. 2001. Т. 381, № 1. С. 103–106.
2. Булнаев К.Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука СО, 1976. 127 с.
3. Булнаев К.Б., Посохов В.Ф. Изотопный (Rb-Sr и K-Ar) возраст пород Монголо-Забайкальского вулканического пояса // Докл. РАН. 2002. Т. 383, № 5. С. 665–667.
4. Высокоостровская Е.Б., Шатков Г.А., Шаткова Л.Н. Фтор и хлор в геологических формациях Восточного Забайкалья // Зап. Всесоюз. минер. о-ва. 1974. Ч. СШ. Вып. 2. С. 192–204.
5. Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Климуков В.С. Состав и возраст ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) вулканогенных пород Чикой-Хилокской рифтогенной впадины в Забайкалье // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 4. С. 583–591.
6. Гордиенко И.В., Климуков В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулкано-плутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 12. С. 1655–1669.

Таблица 6. Отношения изотопов стронция во флюоритах эпитептермальных флюоритовых 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	—	0,7078
Бурун-Ульское	БУ - 254	Граносиенит	0,7082
—	БУ - 80	—	0,7078
Новопавловское	НП - 6	Гранодиорит	0,7078
—	НП - 32	—	0,7077
Абагайтуйское	8-82	Контакт гранитов с базальтами	0,7077
—	52-82	—	0,7085
—	8-84	—	0,7088

Примечание. Анализы по Хурайскому, Бурун-Ульскому и Новопавловскому месторождениям выполнены в лаборатории изотопной геологии ВСЕГЕИ, по Абагайтуйскому месторождению – в Центре коллективного пользования СО РАН (г. Иркутск).

7. Дорошенко Ю.П. Особенности генезиса флюоритовых месторождений Приаргунья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Львов, 1971. 21 с.
8. Зубков В.С., Петров Л.Л. Фтор, бор, бериллий в юрских эффузивах Центрального Забайкалья // Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. С. 50–63.
9. Ишукова Л.П., Игошин Ю.А., Авдеев Б.В. и др. Геология Урулунгуевского рудного района и молибден-урановые месторождения Стрельцовского рудного поля. М.: Геоинформмарк, 1998. 526 с.
10. Климук В.С., Посохов В.Ф. Состав и Rb-Sr возраст вулканитов Эгита-Индолинской рифтогенной впадины // Магматические и метаморфические породы Бурятии и связанная с ними рудная минерализация. Улан-Удэ, 2000. С. 33–40.
11. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. 125 с.
12. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Коваль В.П., Цыпуков Ю.П. Мезозойские интрузивные породы Монголии. М.: Наука, 1975. С. 130–137.
13. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Япмолук В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты (H₂O, CO₂, Cl, F, S) в магмах среднего и кислого состава различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. Т. 8, № 6. С. 586–619.
14. Комарова Г.Н. О нижнемеловом этапе формирования месторождений Восточного Забайкалья // Геология руд. месторождений. 1970. № 5. С. 102–106.
15. Корытов Ф.Я., Бямба Ж., Аракелянц М.И. Новые данные о возрасте флюоритовой минерализации Монголии // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 5. С. 1151–1153.
16. Котов П.А., Зарембо Л.Е., Котова А.И., Плотникова Т.М. Особенности размещения флюоритового оруденения Восточной Монголии // Сов. геология. 1979. № 8. С. 76–87.
17. Маринов Н.А. О флюоритовой минерализации Восточной Монголии // Геология руд. месторождений. 1980. № 2. С. 99–103.
18. Нагибина М.С., Шувалов В.Ф., Мартинсон Г.Г. Основные черты стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 76–90.
19. Оболенский А.А., Лхамсурен Ж. Металлогеническая карта Монгольской Народной Республики (флюорит). Новосибирск, 1986.
20. Объяснительная записка к геологической карте Читинской области масштаба 1:500 000. Чита, 1997. 240 с.
21. Розинов М.И. Посленижнемеловой субвулканический комплекс Западного Забайкалья и связь с ним эпиптермального флюоритового оруденения: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Л., 1964. 19 с.
22. Скобло В.М. Биостратиграфия и остракоды мезозойских отложений Западного Забайкалья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Улан-Удэ, 1967. 24 с.
23. Соловьев А.Т. К вопросу о поясах и этапах флюоритовой минерализации Восточного Забайкалья // Тр. ВСЕГЕИ, 1961. Новая серия. Т. 57. С. 141–145.
24. Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканиты и связанные с ними гипабиссальные интрузивы. М.: Наука, 1978. 167 с.
25. Фрих-Хар Д.И., Волчанская И.К. О связи флюоритовой и редкометалльной минерализации Монголии с позднемезозойским магматизмом // Труды VI Симпозиума МАГРМ. М.: Наука. 1986. С. 386–395.
26. Храпов А.А. Основные закономерности размещения и генетические типы флюоритовых месторождений Монголии // Флюорит. М.: Наука, 1976. С. 235–240.
27. Шатков Г.А. О структурном расчленении верхнемезозойских вулканогенно-осадочных отложений и возрасте низкотемпературного гидротермального оруденения Приаргунья // Геология руд. месторождений. 1968. № 1. С. 101–104.
28. Шатков Г.А. Фтор и хлор в базальтах как возможные индикаторы металло-генической зональности // Сов. геология. 1975. № 6. С. 121–126.
29. Щеглов А.А. Основные черты геологии и генезиса флюоритовых месторождений Западного Забайкалья // Геология руд. месторождений. 1961. № 3. С. 51–69.
30. Щеглов А.Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л.: Недра, 1966. 278 с.
31. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центральной-Восточной Азии - проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
32. York D. Least - squares fitting of a straight line // Can. J. Physics. 1966. V. 44. N 5. P. 1079–1086.
33. Palmer A.R. Geologic time scale // Geology. 1983. V. 11, P. 503–504.

Поступила в редакцию 22 ноября 2002 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

K. B. Bulnaev

Late Mesozoic volcanics and fluorite deposits in the Transbaikal region and Mongolia: age and genetic relations

Factors of possible genetic relationships between fluorite deposits in the Transbaikal region and Mongolia, and Late Mesozoic volcanics are considered. The special disconnection of most of fluorite-bearing belts and zones and areas of volcanics distribution is shown. New data are offered concerning the K-Ar and Rb-Sr age of the fluorite deposits and Late Mesozoic volcanics which give evidence of their formation in different times with an interval gap of 30–40 Ma. This is the basis for negating the genetic or paragenetic relationship between the deposits and volcanics, and the features of their distribution also negate it. The increased fluorine content as against the Clarke found for alkali basalts and andesite basalts of the volcanic assemblage is related to the mantle origin of fluorine and its transfer into the Earth's crust as part of basaltic magma.