

Академия наук
СССР



ГЕОХРОНОЛОГИЯ
ГРАНИТОИДОВ
МОНГОЛО-ОХОТСКОГО
ПОЯСА

Издательство · Наука ·

Академия наук СССР

Отделение геологии, геофизики
и геохимии

Комиссия по определению абсолютного
возраста геологических формаций АН СССР

Институт геохимии им. А.П. Виноградова
СО АН СССР



ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

3445



Издательство
"Наука"
Москва
1980



Сборник содержит статьи, посвященные региональным геохронологическим, геолого-петрографическим и геохимическим исследованиям земной коры и верхней мантии Сибири и Дальнего Востока СССР. Рассмотрены закономерности формирования и размещения полезных ископаемых, приводятся новые экспериментальные данные по определению абсолютного возраста геологических образований различными радиологическими методами.

Редакционная коллегия:

Член-корреспондент АН СССР Л.Н. ОВЧИННИКОВ (ответственный редактор), член-корреспондент АН СССР Л.В. ТАУСОН, член-корреспондент АН УССР Н.П. ЩЕРБАК, профессор Э.К. ГЕРЛИНГ, кандидат геол.-минерал. наук Г.С. ПЛЮСНИН, кандидат геол.-минерал. наук Т.Б. ПЕКАРСКАЯ (ученый секретарь редколлегии)

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы в действующих геохронологических лабораториях страны проявляется все больший интерес к Восточной Сибири и Дальнему Востоку. Не случайно этому большому региону была посвящена XX юбилейная сессия Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций АН СССР, состоявшаяся в сентябре 1977 г. в Иркутске.

Статьи для данного тематического сборника были отобраны после обсуждения докладов, подготовленных ведущими советскими специалистами в области геохронологии. В них сконцентрированы многолетние данные геохронологического датирования интрузивных и метаморфических пород в пределах Монголо-Охотской подвижной складчатой зоны и на соседней территории. Естественно, учитывая тематический характер сборника, подавляющее число работ посвящено исследованию гранитоидов, занимающих основную часть площади изучаемого региона. Наряду с калий-аргоновыми данными, традиционно используемыми в Сибири и на Дальнем Востоке, здесь представлены работы, выполненные с помощью рубидий-стронциевого и уран-свинцового методов, обеспечивающих наиболее надежные выводы о происхождении и возрасте исследуемых геологических объектов.

Измерение абсолютного возраста акцессорных цирконов уран-свинцовым методом позволило выявить и надежно датировать четыре эпохи магматизма для магматических и метаморфических образований Восточного Забайкалья. Кроме того, удалось показать, что гранито-гнейсы нижнего палеозоя могут рассматриваться в качестве возможного источника рудного свинца полиметаллических месторождений.

Интересен факт селективной потери продуктов радиоактивного распада урана в условиях метаморфизма амфиболитовой фации радиоактивными минералами, когда радиогенный ториевый свинец обнаруживает удовлетворительную сохранность.

Данные, полученные с помощью рубидий-стронциевых изохронных построений, позволяют, помимо датировок геологических событий, устанавливать процессы корового и мантийного происхождения. В связи с этим привлекают внимание многочисленные случаи обнаружения в Забайкалье и Монголии низких первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для гранитоидов, которые ранее были получены зарубежными исследователями для многих гранитных массивов Северной Америки.

Подтверждается существование обширной группы гранитоидов, образовавшихся во внегеосинклинальных условиях в средне-поздне-палеозойское время (340–285 млн. лет назад) и связанных с ранним этапом тектоно-магматической активизации в Забайкалье. Впервые обнаруженное закономерное увеличение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитоидах Забайкалья в направлении с северо-запада к юго-востоку предполагает уменьшение глубин зарождения магматических очагов в том же направлении, но этот важный вывод нуждается в подкреплении дополнительной изотопной и геохимической аргументацией в будущем.

В сборнике много новых, согласующихся с геологией калий-аргоновых датировок. Полученные позднемезозойские значения калий-аргонового возраста для гнейсо-гранитов Монголии подтверждают гипотезу о позднемезозойской гранитизации. В пределах Орхон-Селенгинского прогиба выделены две ассоциации позднепалеозойских интрузивных пород, для которых на основании радиологических данных установлен верхнепермский возраст.

Обычно серьезные трудности возникают при необходимости установления времени формирования рудной минерализации. Эта проблема удачно решена в нескольких обстоятельных статьях. Установлено, что метасоматиты с редкометальной минерализацией на одном из месторождений Сибири образовались на рубеже перми и триаса, что меняет традиционное представление об их верхнемезозойском возрасте. В пределах вулканической зоны Охотско-Чукотского пояса установлен возраст эпитермальной золото-серебряной минерализации (66–79 млн. лет), позволяющий связывать ее с заключительным этапом формирования крупных плутонов гранитоидов. Для оловорудных месторождений Восточной Якутии показано, что возраст оруденения известных трех формационных типов существенно различается. Наиболее древними оказались оловорудные скарны, следуют касситерит-кварцевые месторождения и замыкают рудогенез проявления касситерит-сульфидной формации. Выявлен большой разрыв во времени формирования между продуктивной стадией на олово и сульфидной стадией оруденения в месторождениях касситерит-сульфидного типа.

Представляет несомненный интерес исследование возраста, генезиса и первичных изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для щелочных гранитоидов массива Хан-Богдо (Монголия) и Сыннырского комплекса в Прибайкалье.

Обнаружено различие в изотопном составе рудного свинца из разнотипных полиметаллических месторождений Забайкалья и Юго-Восточной Якутии. В последнем случае оно связывается с изменением характера источника рудного вещества и доли участия в процессе рудообразования карбонатных осадков юдомской свиты.

В целом книга содержит оригинальный экспериментальный материал и, мы надеемся, будет полезна широкому кругу специалистов.

Г.С. ПЛЮСНИН

*А. И. ТУГАРИНОВ, Е. В. БИБИКОВА, Т. В. ГРАЧЕВА,
З. М. МОТОРИНА, В. А. МАКАРОВ*

ЭПОХИ МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО ДАННЫМ Rb-U МЕТОДА ДАТИРОВАНИЯ

Уже в 30-е годы Восточное Забайкалье по обилию рудных месторождений относилось к одному из ведущих рудных районов страны. Разнообразные по составу и условиям формирования эндогенные месторождения привлекали внимание исследователей не только с точки зрения практической ценности, но и для решения общих вопросов связи тектоники, магматизма и эндогенного рудообразования, генезиса и возраста месторождений.

Крупнейший вклад в изучение геологии рудных месторождений внес С.С. Смирнов. Им установлена принадлежность рудной провинции Забайкалья к мезозойскому Тихоокеанскому рудному поясу, а также поясовое распределение в ней однотипных месторождений, обусловленное особенностями геологии, тектоники и магматизма. Согласно металлогенической схеме С.С. Смирнова с запада на восток выделяются золото-молибденовый, оловянно-вольфрамовый и полиметаллический пояса, ориентированные в северо-восточном направлении. Наши исследования проводились в пределах полиметаллического пояса, занимающего часть мезозойской Монголо-Охотской складчатой области с полициклическим характером геосинклинали развития, ограниченной крупными глубинными разломами от сопредельных территорий. Здесь в многочисленных тектонических блоках обнажаются разделенные угловым и стратиграфическим несогласием складчатые комплексы и прорывающие их интрузии протерозойского, палеозойского и мезозойского возрастов, отвечающие каледонскому, герцинскому и киммерийскому тектоно-магматическим циклам развития земной коры [1, 2].

Если возраст месторождений оценивается как верхнеюрский - нижнемеловой [3], то роль более древних образований как возможного источника рудных компонентов и в размещении рудных месторождений изучена еще недостаточно. Такое изучение невозможно без детального геохронологического расчленения древнейших образований Восточного Забайкалья. Радиологическое изучение данной территории особенно затруднено из-за многократно проявленной активизации, вследствие чего все имеющиеся к настоящему времени K-Ar датировки определяют в основном варисский тектоно-магматический этап, лишь отдельные измерения по мусковитам достигают 500 млн. лет.

Нами была сделана попытка провести радиологическое расчленение магматических образований Восточного Забайкалья по акцес-

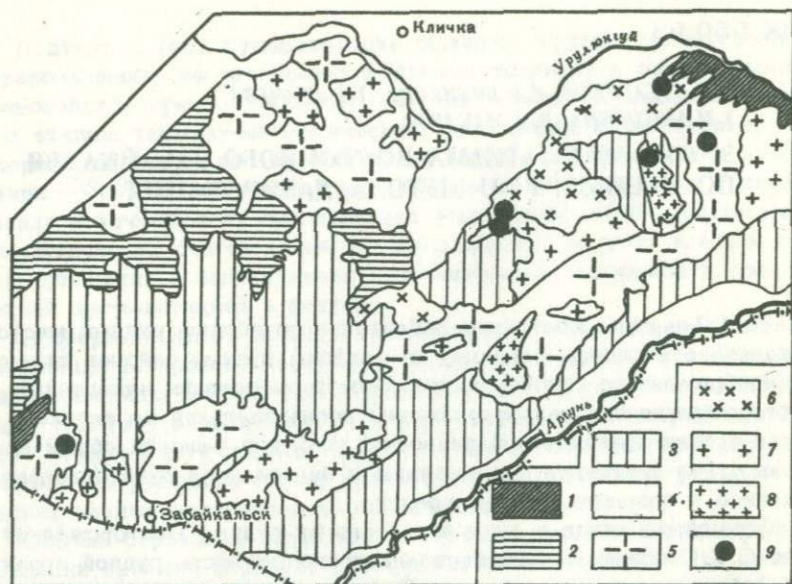


Рис. 1. Схема геологического строения рассматриваемого района Восточного Забайкалья

1-4- супракрустальные образования: 1 - верхнего протерозоя, 2 - палеозоя, 3 - мезозоя, 4 - кайнозоя; 5-8 - магматические комплексы: 5 - допалеозойские, 6 - каледонские, 7 - варисские, 8 - киммерийские, 9 - места взятия проб

сорным цирконам Rb-U методом, позволяющим достаточно надежно устанавливать возраст субстрата в многократно метаморфизованных образованиях.

Исследования проводились в пределах Заурулюнгуйского срединного массива Восточного Забайкалья. Геология района детально изучена геологами ВСЕГЕИ [4, 5], по материалам которых и приводится краткая сводка (рис. 1).

Допалеозойский структурный этаж, в пределах которого в последние годы были выделены образования архея, нижнего и верхнего протерозоя, представлен разнообразными гнейсами и гранито-гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и прорывающими их гранитами. С размывом на этих образованиях залегают базальные горизонты урулюнгуйской свиты верхнего протерозоя, представленной в основном терригенными и вулканическими породами геосинклинального происхождения.

Интрузии нижнепалеозойского возраста образуют крупные discordантные по отношению к складчатости массивы, а также конкордантные пластовые тела с обширными зонами мигматизации. Премущественное распространение имеют крупнопорфиробластические микроклиновые гранито-гнейсы. Местами гранито-гнейсы, гнейсы

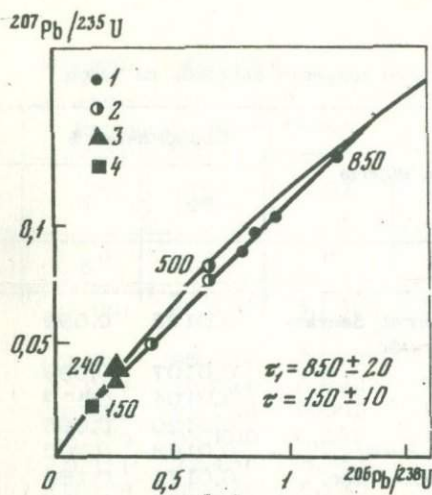


Рис. 2. Изохронная диаграмма в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ для цирконов из пород Восточного Забайкалья

τ_1 - возраст цирконов из допалеозойских метаморфических пород; τ - возраст изменения пород. Цирконы допалеозойских образований (1), каледонских (2), варисских (3), юрских гранитоидов (4)

Рис. 3. Диаграмма в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ по [10]

a - в - эволюционные кривые развития изотопного состава свинца: a - в верхней мантии, б - в зоне орогена, в - в земной коре

Изотопный состав свинца в: галенитах полиметаллических месторождений (1); полевых шпатах гранитоидов Восточного Забайкалья: юрских (2), варисских (3), каледонских (4) (см. табл. 2)

и сланцы характеризуются постепенными переходами и, по мнению многих геологов, представляют собой фациальные разности, возникшие в результате мощного процесса кремне-калиевого метасоматоза.

Среднепротерозойский комплекс в рассматриваемом районе представлен в основном терригенными образованиями, в подчиненном количестве встречаются эффузивы и известняки. В группу варисских плутонических образований отнесены биотитовые и амфибол-биотитовые гранито-гнейсы и тесно связанные с ними лейкократовые и двуслюдяные граниты, которые встречаются в виде трещинно-пластовых тел. Отличие их от каледонских гранитоидов часто затруднено.

С конца перми начинается завершающая стадия в геологической истории Восточного Забайкалья. Геосинклинальный этап характеризуется накоплением мощных терригенных осадков, а начиная с верхней юры отмечается интенсивная вулканическая деятельность как

Таблица 1

Результаты определения абсолютного возраста цирконов из пород

№ п/п	Номер образца	Место взятия, порода	Содержание, %	
			Pb	U
1	2	3	4	5
1	Заб-7-Б	Цурухайский Досатуй, биотит-плагиоклазовый гнейс	0,0125	0,092
2	Заб-7	То же	0,0107	0,099
3	Заб-7-А	"	0,0104	0,113
4	Заб-12	г. Мать, гнейс	0,0120	0,095
5	Заб-9	Досатуй, гранито-гнейс	0,0168	0,200
6	К-3	Урулюнгуй, гранито-гнейс	0,0171	0,162
7	71/73	То же	0,0235	0,357
8	70/73	Досатуй, гранит	0,0024	0,050
9	К-2	То же	0,0051	0,125
10	К-4А	"	0,0048	0,116
11	К-4Б	"	0,0081	0,199
12	В-1	Досатуй, гранит	0,0125	0,300
13	Заб-5	Куйтун, гранит-порфир	0,0384	1,050

Поправка на свинец изотопного состава: в обр. 1-4 - 17,00-15,30-37,50; в обр. 5-7 - 17,50-15,45-37,70; в обр. 8-12 - 18,20-15,54-38,00; в обр. 13 - 18,70-15,52-38,40.

в эффузивной, так и в интрузивной фации, с которой связано становление всех рудных месторождений района.

Интрузивные образования данного этапа представлены субвулканическими аналогами эффузивов и гипабиссальными интрузиями - дифференциатами базальтоидных магм.

В местах, отмеченных на карте (см. рис. 1), были взяты пробы магматических пород, из которых выделены акцессорные цирконы и проведено измерение возраста изотопным Pb-U методом.

Допалеозойские образования были представлены двумя пробами - крупнопорфирибластическим очковым гнейсом и гранитоидом. Исключительная важность датировки именно этого этапа геологической истории, и невозможность достаточно надежных геологических сопоставлений поставили перед нами задачу проведения измерения по внутренней изохроне. С этой целью циркон, выделенный из очкового гнейса, был разделен на фракции по размеру зерна и электромагнитной восприимчивости, и измерения проводились для каждой фракции отдельно.

Циркон представлен призматическими светлоокрашенными зернами с удлинением ~2,5. Травление зерен параами HF в течение 1 мин выявило лишь узкие каймы нарушения по самой поверхности крис-

Восточного Забайкалья

Изотопный состав свинца				Возраст, млн. лет по отношениям		
204	206	207	208	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
6	7	8	9	10	11	12
0,033	85,645	6,186	8,135	830	795	805
0,066	85,194	6,662	8,079	845	630	680
0,017	86,024	5,922	8,037	805	550	605
0,309	72,758	9,063	17,870	745	593	625
0,079	82,790	6,251	10,883	665	480	515
0,311	72,455	8,781	18,453	579	497	512
0,073	66,750	5,125	28,05	640	315	352
0,226	73,330	7,108	19,340	283	237	240
0,074	82,526	5,316	12,084	255	238	239
0,133	79,627	6,072	14,168	280	232	236
0,158	76,791	6,345	16,707	367	216	229
0,243	72,326	7,741	19,689	538	209	234
0,456	63,502	9,814	26,228	185	145	148

Для расчета возрастов использовались следующие константы распада:
 $\lambda^{238}\text{U} = 1,55125 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $\lambda^{235}\text{U} = 9,8485 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$.

таллов. Циркон в гранитоиде очень неоднороден. Результаты проведенных исследований представлены в табл. 1 (обр. 1-4) и на рис. 2. Возраст цирконов гранито-гнейсов по внутренней изохроне оказался равным 850 ± 20 млн. лет, цирконы несут следы некоторого изменения в мезозойское время. Единичное измерение для циркона из гранита дает несколько более молодое значение возраста - 750 млн. лет, которое не дает возможности судить, является ли это результатом более позднего измерения минерала либо примеси инородного циркона [6].

Обнаженность нижнепалеозойских гранитоидов исключительно плохая. Нами были изучены три пробы циркона: одна - из зоны Досатуйского разлома и две - из карьера в районе ст. Урулюнгуй. Циркон из всех этих проб по внешним признакам имеет много общих черт. Это короткопризматические с удлинением всего ~1,5, бурые, непрозрачные зерна. Они отличаются обилием включений темноцветных минералов (особенно биотита), которые придают циркону почти черный цвет. Результаты изучения этих цирконов представлены в табл. 1 (обр. 5-7). По этим данным мы с уверенностью можем заключить, что возраст цирконов равен 500 ± 20 млн. лет. Один циркон из пробы, взятой из зоны нарушения, дает более низкие значения возраста по Pb-U отношениям. Завышенная величина

Таблица 2

Изотопный состав свинца галенитов и полевых шпатов разно

№ п/п	Номер образца	Место взятия, порода	Возраст, млн. лет	Содержание, мкг/г	
				Pb	U
1		Галенит, месторождение Кличка	-	-	-
2		То же	-	-	-
3		"	-	-	-
		Полевые шпаты:			
4	75/72	дацит	150	23,2	8,0
5	Заб-5	гранит-порфир	150	21,2	6,3
6	В-1	Гранит	240	33,0	2,0
7	Заб-2	"	240	28,5	1,1
8	С-262	"	240	13,4	1,9
9	Шх-10	"	240	18,0	1,4
10	1001	Гранито-гнейс	500	1,0	0,6
11	Заб-12	"	850	3,7	1,6
12	Заб-10	"	850	42,0	1,7

В обр. 9 и 10 внесена поправка на распад за 150 млн. лет.

возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ свидетельствует об унаследованном характере этих образований, возникших по протерозойскому субстрату.

Действительно, в районе Досатуя, где взята проба Заб-9, наблюдаются зоны перехода песчаников и сланцев верхнепротерозойской урулюнгульской свиты в гранито-гнейсы нижнего палеозоя.

Верхнепалеозойские гранитоиды изучались нами из выходов и в керне структурных скважин в районе ст. Урулюнуй. Циркон в варисских гранитоидах очень характерен. Это длиннопризматические с удлинением 2-3, светлоокрашенные полупрозрачные зерна с хорошо развитыми гранями и ярким стекляннным блеском. Иногда в них встречаются включения темноцветных минералов. Травление цирконов в течение нескольких минут парами HF не выявило никаких зон изменения. Результаты изучения цирконов представлены в табл. 1 (обр. 8-12). По цирконам получены хорошо сходящиеся результаты, оценивающие их возраст в 240 ± 5 млн. лет. Завышенные значения, полученные по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, особенно для одного из цирконов свидетельствуют о влиянии реликтового материала субстрата. При хорошей сохранности циркона трудно предположить возможность потери радиогенного свинца из него, поэтому мы

возрастных гранитоидов Восточного Забайкалья

Изотопный состав свинца измеренный			Изотопный состав свинца, исправленный на радиогенную добавку	
206/204	207/204	208/204	206/204	207/204
18,70	15,52	38,40	-	-
18,66	15,56	38,52	-	-
18,74	15,54	38,27	-	-
18,98	15,54	38,82	18,48	15,51
19,05	15,58	38,50	18,61	15,56
18,35	15,54	38,10	18,20	15,54
18,34	15,57	38,03	18,24	15,56
18,34	15,59	38,16	18,00	15,57
18,26	15,50	37,97	18,07	15,49
18,36	15,46	37,95	17,50	15,42
18,12	15,48	39,17	17,50	15,45
17,87	15,37	37,89	17,52	15,35

склонны объяснять более низкие значения возраста по Pb-U отношениям для двух проб (одна из которых представляет собой мелкую магнитную фракцию) некоторой добавкой урана. Полученное значение 240 млн. лет хорошо согласуется как с геологическими представлениями (пермским возрастом), так и с имеющимися многочисленными датировками K-Ar метода (ИГЕМ АН СССР).

Нами выполнено также одно измерение для циркона из юрского гранит-порфира Куйтунского палеовулкана. Циркон здесь бурый короткопризматический, характерны уплощенные зерна. Несмотря на большие трудности по измерению столь молодых цирконов Pb-U методом, получены хорошо сходящиеся результаты 150 ± 5 млн. лет, что также согласуется с имеющимися аргоновыми датировками мезозойского вулканизма (см. табл. 1, обр. 13).

Помимо этих, чисто возрастных измерений с целью оценки возможной роли гранито-гнейсового фундамента как источника рудных компонентов был измерен изотопный состав свинца, а также содержания урана и свинца в полевых шпатах из разновозрастных гранитоидов района, а также галенитов полиметаллических месторождений. Существует большое количество измерений изотопного состава свинца галенитов мезозойских полиметаллических месторождений

Восточного Забайкалья, выполненных, в частности, в ИГЕМ АН СССР [7, 8], и наши данные в целом согласуются с прежними измерениями (табл. 2). Привлекает внимание достаточно низкая величина отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для мезозойских свинцов. При рассмотрении данных для полевых шпатов мы видим, что если нарастание отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в целом отвечает эволюционной кривой развития свинцов, то низкое значение отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ является величиной унаследованной, характерной уже для нижнепалеозойского магматизма.

Содержание свинца в полевых шпатах весьма характерно. Для всех полевых шпатов, кроме каледонских, оно составляет обычную величину порядка $2-4 \cdot 10^{-3}\%$. Полевые шпаты из каледонских гранитогнейсов содержат всего $1-3 \cdot 10^{-4}\%$; объяснить изотопный состав этих шпатов можно лишь предположив, что подобное соотношение урана и свинца возникло лишь в мезозое.

Существует много моделей развития изотопного состава свинца в земной коре, усложняющихся по мере накопления данных и способов математической обработки их [9, 10]. Американским ученым До в последние годы рассчитаны четыре кривые эволюции изотопного состава свинца для различных зон Земли — земной коры, орогена, верхней мантии и нижних частей земной коры [11]. Модель исходит из определенных соотношений урана и свинца в каждой зоне, меняющихся каждые 400 млн. лет в ходе орогенических циклов. Автором систематизированы данные для всех месторождений мира. В зависимости от генезиса месторождений и источника рудного вещества в них свинцы попадают на ту или иную эволюционную кривую.

На рис. 3 показаны наши данные, нанесенные на диаграмму До. Мы видим, что точки, отвечающие изотопному составу как галенитов, так и полевых шпатов гранитоидов, ложатся между кривыми орогена и свинца верхней мантии, для которых принято современное соотношение $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, равное соответственно 10,87 и 8,92. Из всех рассмотренных До месторождений в эту область попадают как месторождения бесспорно мантийного генезиса, так и месторождения, где значительную роль в качестве источника свинца играют древние переработанные толщи. По имеющемуся в настоящее время ограниченному количеству материала трудно однозначно решить, с каким именно источником мы имеем дело в нашем случае.

Существует большое количество геологических и геохимических данных [10] о том, что генерация магмы юрских интрузий происходила путем магматического замещения более древнего гранитоидного субстрата, соответствующим образом подготовленного предварительной метасоматической гранитизацией под воздействием трансмагматических растворов.

Отмеченное выше исключительное низкое содержание свинца в полевых шпатах каледонских гранитогнейсов, возможно, связано с этим процессом. Свинец мог быть удален из полевых шпатов в стадию метасоматической проработки породы, предшествующей юр-

скому магматизму. Массы высвобожденного таким образом свинца, смешавшись в зоне орогена с собственно вулканогенным свинцом, и могли служить источником свинца полиметаллических месторождений с характерным изотопным составом.

Таким образом, проведенные нами исследования впервые радиологически подтвердили существование протерозойского тектоно-магматического цикла в пределах Восточного Забайкалья. Возраст его оценен в 850 ± 20 млн. лет. Получены Pb-U датировки для фанерозойских тектоно-магматических циклов: 500 ± 10 млн. лет для каледонского, 240 ± 10 млн. лет для герцинского и 150 ± 10 млн. лет для киммерийского.

Показана огромная роль процессов гранитизации и унаследования древнего субстрата при становлении ниже- и среднепалеозойских интрузий.

Гранито-гнейсы нижнего палеозоя рассматриваются как возможный источник свинца полиметаллических месторождений, высвобождение которого произошло при мезозойской активизации региона, предшествовавшей юрскому магматизму и формированию полиметаллических месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Смирнов С.С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.: Л.: Госгеоиздат, 1944.
2. Кормилицын В.С. Рудные деформации и процессы рудообразования. Л.: Недра, 1973.
3. Константинов Р.М., Томсон М.Н., Полякова О.П. Возрастная последовательность формирования рудных формаций Восточного Забайкалья. - В кн.: Новые данные по магматизму и минерализации в рудных формациях Восточного Забайкалья. М.: Наука, 1971.
4. Падалка Г.Л. Об общем направлении геологического развития Забайкалья в связи с его металлогенией. - Изв. АН СССР, 1969, вып. 12.
5. Соловьев А.Т. К вопросу о поясах и этапах флюоритовой минерализации Восточного Забайкалья. - Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1961, вып. 57.
6. Kroggh T.E. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic lead age determinations. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1973, N 37.
7. Есиков А.Д., Томсон И.Н., Константинов Р.М., Полякова О.П. Изотопный состав рудного свинца из разнотипных месторождений Восточного Забайкалья. - Геохимия, 1965, № 7.
8. Томсон И.Н., Полякова О.П., Константинов Р.М., Есиков А.Д. О внутреннем строении свинцово-цинкового пояса Восточного Забайкалья в свете свинцово-изотопных данных. - Геохимия, 1966, № 8.
9. Рассел Р., Фаркуар Р. Изотопы свинца в геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1962.
10. Соболев Э.В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М.: Атомиздат, 1970.
11. До Брус, Зартман Р., Стейсси Дж. Общая теория плюмботектоники. Чтения им. В.И.Вернадского. М.: Наука, 1977.
12. Яновский В.М. О соотношении метасоматической гранитизации и гранитоидного магмообразования. - Геохимия, 1974, № 9.

Г. С. ПЛЮСНИН, Г. П. САНДИМИРОВА, В. Н. СМЕРНОВ,
Ю. А. ПАХОЛЬЧЕНКО, В. И. КОВАЛЕНКО, П. В. КОВАЛЬ,
В. Д. КОЗЛОВ, Ю. П. ТРОШИН

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ K-Ar И Rb-Sr ВОЗРАСТА ГРАНИТОИДОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ И МОНГОЛИИ

Рассматриваемые гранитоиды представляют Монголо-Забайкальский ареал гранитоидного магматизма и распространены в западной части Монголо-Охотского складчатого пояса. В этой области широко развита эндогенная редкометаллическая минерализация, связанная главным образом с мезозойским гранитоидным магматизмом. До последнего времени при геохронологическом датировании гранитоидов региона использовался преимущественно калий-аргоновый метод [1-6], который лишь в редких случаях контролировался палеонтологическими данными. В связи с постановкой многолетних исследований по геохимии, петрологии и абсолютному возрасту гранитоидов Монголо-Охотского пояса возникла необходимость в реперных возрастных данных, характеризующих наиболее известные и хорошо изученные массивы различной петрохимической специализации. В качестве первого шага была предпринята попытка оценить достоверность полученных нами и уже широко используемых калий-аргоновых датировок с помощью рубидий-стронциевого метода.

В настоящей работе излагаются результаты определения рубидий-стронциевого возраста некоторых массивов, представляющих типичные гранитоидные интрузии региона от ранне- до позднемезозойских. Изученные гранитоиды включают батолитообразные мезоабиссальные интрузии Хэнтэй-Даурского мезозойского сводового поднятия, а также распространенные в его пределах и на обширной территории к югу и юго-востоку от него гиабиссальные гранитоидные массивы трещинного типа, формирующие, в частности, область "распыленного" магматизма [3].

Батолитообразные интрузии изучались на примере гранитоидов верхнего течения р. Мензы на территории МНР (юго-западная часть Хэнтэй-Даурского свода) и гранитоидов междуречья рек Кыра - Былыра на территории СССР (восточная часть свода). Регион характеризуется интенсивным проявлением магматизма, процессов гранитизации, гибридизма и анатексиса, связанных с мезозойской тектоно-магматической активизацией. Возраст гранитоидов Хэнтэя, по данным калий-аргонового метода, равен 111-239 млн. лет, в том числе для исследуемой Мензинской интрузии - в пределах от 111 до 165 млн. лет [5].

В междуречье рек Кыра - Былыра развиты типичные граниты кыринского батолитового комплекса, средний возраст которых по многочисленным определениям калий-аргоновым методом составляет 190 млн. лет, с вариациями в пределах 160-210 млн. лет (табл.1).

Таблица 1

Абсолютный возраст мезозойских гранитоидов Забайкалья (К-Аг метод)

Номер пробы	Комплекс, массив, порода, место отбора	Анализируемый материал	Абсолютный возраст, млн. лет	Автор, лаборатория, год
1	2	3	4	5
	Кыринский комплекс (главная фаза) Кыринский массив			
350	Верховье р. Букукун, гранодиорит	Биотит	187	Н.И. Тихомиров, ВСЕГЕИ, 1958
1006	Среднее течение р. Букукун, гранодиорит	"	193	В.Ф. Звоник, ЧГУ, 1958
ХГ-2028	Верховье р. Ингоды, гранит	"	156	Данные авторов, СибГЕОХИ, 1973
	Бассейн р. Кыры, гранит роговообманково-биотитовый	Порода	170	В.П. Краснов, ВСЕГЕИ
	Бассейн р. Былыры, гранодиорит	"	207	То же, ЧГУ
ХГ-128	Район Былыринского горячего ключа, гранит роговообманково-биотитовый	"	198	Данные авторов, СибГЕОХИ, 1973
11	Там же, гранодиорит	Биотит	182	Т.А. Милай, ВСЕГЕИ, 1958
141	Бассейн руч. Гыр-Голун, гранодиорит	"	190	То же
142	Там же, гранит амфибол-биотитовый	Порода	200	"
	Былыринский район, пегматиты касситеритсодержащие	"	209±10	Р.М. Константинов, ИГЕМ АН СССР
302	Хамаро-Тыринский массив, гранодиорит	Биотит	191	Н.И. Тихомиров, ВСЕГЕИ, 1957
	Кыринский комплекс (фаза дополнительных интрузий) Анадаканский массив			
	Среднее течение р. Кыры, гранит	Порода	160	Н.И. Тихомиров, ВСЕГЕИ
188	Там же гранит	Биотит	186	Т.А. Милай, ВСЕГЕИ, 1957

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5
ХГ-3047	Там же, гранит биотитовый	Порода	179	Данные авторов, СибГЕОХИ, 1973
ХГ-2015	Правобережье р.Ингоды в верховьях, гранит биотитовый <u>Гыр-Голунский массив</u>	"	184	Н.И. Тихомиров, ВСЕГЕИ, 1958 В.Ф.Звоник, ЧГУ, 1958 Данные авторов, СибГЕОХИ, 1973
143	Гранит	Биотит	140	Т.А. Милай, ВСЕГЕИ, 1958
ХГ-403А	Там же, гранит	Порода	159	Данные авторов, СибГЕОХИ, 1973
ХГ-405	Там же, гранит биотитовый <u>Бильчирский массив</u>	Биотит	158	То же, 1974
ХГ-1097	Верхне-Салбартуйский участок, гранит лейкократовый	Порода	164	То же, 1973
ХГ-1130	Ульзутуйский участок, гранит лейкократовый	"	175	То же
ХГ-2533	Курулгинский участок, гранит лейкократовый <u>Оленгуйский массив</u>	"	184	"
1036	По р. Оленгуй, гранит лейкократовый	Биотит	167	Е.В. Барабашев, ЧГУ, 1960
6540	Левобережье р. Оленгуй, гранит лейкократовый	"	249	То же
4824	Центральная часть массива, гранит лейкократовый	"	167	То же
197	То же	"	143	Г.И. Пушкинов, ЧГУ, 1960
6993	" , гранит порфиридный	"	148	Е.В. Барабашев, ЧГУ, 1960
ХГ-400В	" , гранит биотитовый крупнозернистый	Порода	123	Данные авторов, СибГЕОХИ, 1974
ХГ-4032	" , гранит биотитовый	"	137	То же
ХГ-4031	" , гранит лейкократовый	"	131	"
ХГ-4017	" , гранит биотитовый	"	135	"

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5
ХГ-4021	" "	"	148	"
	<u>Оленгуйский массив</u>			
ХГ-4059	По р. Оленгуй, гранит биотитовый	"	152	Данные авторов, СибГЕОХИ, 1974
ХГ-4050	То же, аляскит	"	131	То же
	<u>Харалгинский комплекс</u>			
	<u>Ингодинский массив</u>			
ХГ-2026	Гранит лейкократовый	Порода	167	Данные авторов, СибГЕОХИ, 1974
ХГ-2063	Гранит порфировидный	"	146	То же
ХГ-2058	То же	"	130	"
ХГ-3023	Гранит мелкозернистый	"	173	"
	<u>Халчерангинский массив</u>			
ХГ-17	Гранит порфировидный	"	151±2,6	"
ШТ-34-4	Гранит резкопорфировидный из зоны контакта с вмещающими породами	"	197	Данные авторов, СибГЕОХИ, 1971
К-4-3	Гранит порфировидный	"	165	То же
К-4-6	То же	"	162	"
К-4-7	"	"	140	"
К-4-8	"	"	143	"
К-4-9	"	"	148	"
К-4-10	"	"	136	"
К-4-11	"	"	175	"
	<u>Халчерангинское месторождение</u>			
469-2	Грейзен	Мусковит	170±7	Р.М. Константинов и др., ИГЕМ АН СССР, 1971
427-62	Сульфидно-касситеритовая жила	Калиевый полевой шпат	148±5	То же
	<u>Харалгинский массив</u>			
ХГ-87	Гранит лейкократовый	Порода	160±1,3	Данные авторов, СибГЕОХИ, 1973

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5
	<u>Береинский массив</u>			
ХГ-2148	Гранит резкопорфировидный	"	166	То же
ХГ-2516	Гранит крупнозернистый	"	154	"
ХГ-2150	То же	"	151±2,0	"
	<u>Кукульбейский комплекс Кулиндинская группа массивов</u>			
ХГ-4341	Гранодиорит	Порода	158±1,0	Данные авторов, СибГЕОХИ, 1974
ХГ-4730	Гранит биотитовый	"	145±1,5	То же
ХГ-4155	Гранит мусковитовый пегматитоносный	"	136±3,0	"
	<u>Соктуйский массив</u>			
35-СК-66	Грейзен	Лепидомелан	150±6	Р.М. Константинов и др., ИГЕМ АН СССР, 1971
	<u>Тургинский массив</u>			
30	Гранит	Биотит	135±3	И.Н. Томсон и др., ИГЕМ АН СССР, 1971
ХГ-4389	Гранит амазонитовый	Порода	137±6	Данные авторов, СибГЕОХИ, 1972
	<u>Этыкинский массив</u>			
	Гранит амазонитовый	Амазонит	149±5	П.В. Комаров и др., 1968
Э-37	Грейзен	Циннвальдит	157±7	То же
015-Ц	Кварц-амазонитовая жила	"	130±5	"

Из более поздних образований в районе Хэнтэй-Даурского сводового поднятия, относимых по геологическим данным к юрскому периоду, изучен ряд массивов, представляющих харалгинский рудоносный комплекс (Ингодинский, Харалгинский, Хапчерангинский и Береинский массивы), а также некоторые другие массивы кислых гранитоидов, объединявшихся либо в харалгинский комплекс, либо в другие комплексы позднего мезозоя, возраст которых, по данным калий-аргоновой геохронометрии, составляет 140-170 млн. лет.

Из типичных интрузий области распыленного магматизма на тер-

Таблица 2

Абсолютный возраст мезозойских гранитоидов Монголии (калий-аргоновый метод)

Номер пробы	Массив, характеристика пробы, местонахождение	Анализ-руемый материал	Содержание		Возраст, млн. лет
			K, вес. %	Ar ₄₀ , нмм ³ /г	
1	2	3	4	5	6
Ю-723	Юдыгинский массив (западный эндоконтакт), микроклин-альбитовый гранит*	Биотит	7,86	0,0685	218
Ю-733	То же	"	7,50	0,0622	218
Ю-721	Амазонитовый гранит	"	7,86	0,0557	184
Ю-724	То же	"	7,86	0,0558	184
Ю-732	"	"	7,86	0,0572	188
Ю-734	"	"	7,86	0,0730	236
МЖ-513	Жанчивланский массив, резкопорфировидные граниты, 8 км западнее пос. Жанчивлан**	Биотит	7,60	0,0645	217
МЖ-499	Биотитовый гранит, 8 км северо-восточнее пос. Жанчивлан	"	7,50	0,0643	222
МЖ-498	То же	"	8,00	0,0563	188
2113-2	" (Бобров, 1963)	Порода	-	-	199
1898	"	"	-	-	232
89	Вольфрамоносный грейзен (Каленов, 1967)	Мусковит	-	-	126±5
МЖ-489	Аляскит	Биотит	8,4	0,0640	192
МЖ-492	То же	"	7,8	0,0698	231
МЖ-496	"	"	7,8	0,0604	188
МЖ-508	"	Калиевый полевой шпат	8,1	0,0715	219
МЖ-489	"	То же	10,1	0,0745	192
МЖ-492	"	"	9,5	0,0714	192
8	Оловоносный гранит (Каленов, 1967)	Биотит	-	-	220±9
1	То же	Мусковит	-	-	205±8
Дч-480	Микроклин-альбитовый гранит гора Бурал-Хангай	Циннвальдит	8,7	0,0761	223
Дч-479	То же	"	7,0	0,0598	218
Дч-523	Амазонит-альбитовый гранит, гора Бурал-Хангай	"	8,1	0,0637	201
Дч-535	То же	"	8,3	0,0663	201
Дч-523	Амазонит-альбитовый гранит, гора Бурал-Хангай	Амазонит	11,2	0,0793	183
Дч-545	Альбит-лепидолитовый гранит, ур. Ургу-Гои,	Лепидолит	8,0	0,0610	197

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6
	Загор				
Дч-534	То же	"	8,1	0,0690	214
Дч-472	"	"	8,1	0,0730	228
104/2	Оловоносный альбитит (Каленов, 1967)	Слюда	-	-	164±6
2076	Мензинский массив. Двуслюдяной гранит, среднее течение р. Нарэту	Лейко-гранитовая фракция	2,69	0,0144	139
	То же	Биотит	7,50	0,0383	133
	"	Мусковит	7,90	0,0432	143
2079	Двуслюдяной гранит, среднее течение р. Кумыр	Лейко-кратовая фракция	3,74	0,0216	150
	То же	Биотит	6,74	0,0348	135
2078	"	Лейко-кратовая фракция	3,29	0,0209	165
	"	Биотит	8,35	0,0352	111
2083	"	Лейко-кратовая фракция	3,02	0,0165	143
	"	Мусковит	8,66	0,0515	150
2081/3	Апогранитный грейзен, район рудопроявления Верхнее Кумырское	Лейко-кратовая фракция	2,69	0,0259	244
	То же	Мусковит	7,05	0,0592	215
3012	Топазсодержащий гранит-порфир (онгонит) Ононского района, нижнее течение р. Балджи	Лейко-кратовая фракция	3,20	0,0194	150
3012/2	То же	Порода	3,23	0,0179	146

* Граниты прорывают осадочные отложения мезозойского возраста.

** Граниты прорывают осадочные отложения палеозойского возраста.

ритории МНР изучен рудоносный Юдыгынский массив, прорывающий породы осадочно-вулканогенной толщи Т-Ј₁₋₂ с фауной и флорой [3]. Граниты массива перекрываются санидиновыми липаритами, имеющими возраст 175 млн. лет по данным калий-аргонового метода. Возраст гранитов массива по биотиту по результатам калий-аргоновых определений составляет 180-211 млн. лет (табл. 2).

Аналогичные исследования выполнены для гранитов наиболее изученного в Восточном Забайкалье Кукульбейского района. Здесь граниты крупного Соктуйского массива прорывают отложения нижней юры и перекрываются среднеюрскими толщами. Калий-аргоно-

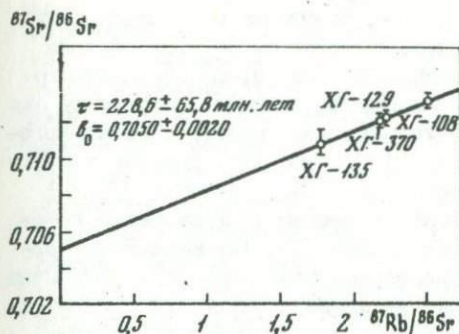


Рис. 1. Rb-Sr изохрона для гранитов Кыринского массива

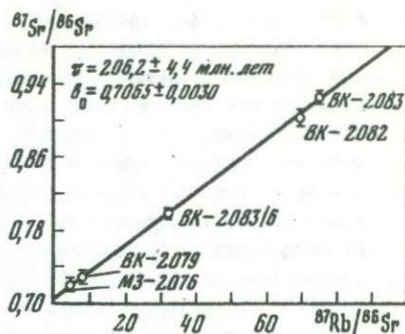


Рис. 2. Rb-Sr изохрона для гранитоидов мензинской магматической ассоциации

вые датировки для указанных гранитоидов обнаруживают их средне-верхнеюрский возраст, равный 140–160 млн. лет.

Рассмотрим полученные рубидий–стронциевые данные в порядке уменьшения возраста. В Хэнтэй–Даурском сводовом поднятии наиболее древний среди мезозойских проявлений возраст установлен для гранитоидов главной фазы кыринского комплекса (средне–крупно–зернистые роговообманковые, роговообманково–биотитовые граниты, реже – гранодиориты).

Следует отметить, что определение возрастного положения гранитоидов комплекса серьезно осложняется его многофазностью [7]. В первые фазы выделяются сравнительно небольшие, ограниченно распространенные массивы габброидного состава, обычно в значительной мере измененные процессами гранитизации под воздействием последующих гранитных интрузий, и в данной работе они не рассматриваются. Батолитовые массивы кыринского комплекса представляют, несомненно, его главную интрузивную фазу, гранитоиды которой имеют наибольшее распространение. Они обычно образуют крупные тела грубоовальной формы площадью нередко более тысячи квадратных километров, вытянутые в северо–восточном направлении, соответствующем генеральному проявлению герцинской складчатости. Многими исследователями отмечалась приуроченность батолитов к купольным структурам песчано–сланцевых пород палеозоя. Вместе с тем гранитоидные массивы отчетливо прорывают палеозойские отложения, а более детальный структурный анализ фиксирует их дискордантное залегание по отношению к песчано–сланцевым породам рамы. Оси батолитов образуют, как правило, острые углы с осями герцинской складчатости.

Рубидий–стронциевый изохронный возраст кыринских гранитов оказался равен 229 ± 65 млн. лет (рис. 1). Значительная погрешность в определении возраста обусловлена малой долей радиогенной добавки из–за монотонно низких содержаний материнского рубидия

в исследуемых породах. Тем не менее, принимая во внимание тот факт, что погрешности анализов рассчитывались во всех случаях для 95%-ного доверительного интервала, надо признать правомерным использование этих данных в качестве опорных, поскольку они обнаруживают вполне удовлетворительную сходимость с калий-аргоновыми датами, равными в среднем 1,90 млн. лет. Вызывает интерес и полученное низкое отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, равное $0,705 \pm 0,0020$, характерное для гранитов, имеющих определенную генетическую связь с мантийными процессами [7]. По-видимому, первичная магма, из которой сформировались кыринские граниты, мало или совсем не содержала стронция из древних пород или протокоры. Впрочем, этот вывод требует детальной проверки и тщательного методического исследования в будущем, поскольку половина всех известных к настоящему времени измерений первичных изотопных отношений стронция в гранитах попадает в поле базальтов (до 0,707) и должна быть отнесена к мантийным [7], (табл. 3).

Сопоставление гранитоидов Центрального Забайкалья с изученными массивами прилегающих районов Монголии свидетельствует о широком развитии здесь раннемезозойских интрузий. В центральной части Дауро-Хантейского свода широко проявилась мензинская магматическая ассоциация. В ее составе преобладают гнейсовидные биотитовые и двуслюдяные граниты преимущественно грубоактинового и полосчатого сложения. Они образуют крупный плутон в среднем течении р. Мензы. Массив сопровождается широкой (2-3 км) зоной гранитных инъекций в метаморфизованные песчано-сланцевые породы. Его жильные дериваты - гранатсодержащие аплиты и пегматиты. Здесь же имеются небольшие тела лейкократовых биотитовых гранитов, представляющих вторую фазу внедрения. Рубидий-стронциевый изохронный возраст для интрузивных пород мензинской ассоциации оказался равен $206,2 \pm 4,4$ млн. лет (рис. 2), что существенно отличается от данных калий-аргонового метода, укладываемых в интервал 111-165 млн. лет [3]. В целом данные по гранитоидам батолитовых массивов Хэнтэй-Даурского поднятия подтвердили их принадлежность к раннемезозойскому этапу магматизма.

Возрастные определения рубидий-стронциевым методом были также проведены по биотитовым и лейкократовым гранитам ряда массивов Даурской зоны, являющихся типичными образованиями этапа мезозойской тектоно-магматической активизации региона. Массивы представлены трещинными интрузивными телами, размещение которых контролируется зонами глубинных разломов северо-восточного простирания. До сравнительно недавнего времени все они объединялись в единую лейкогранитную формацию - харалгинский средне-верхнеюрский комплекс. Возраст комплекса определялся на основании прорывания отдельными массивами комплекса вулканогенно-осадочных толщ, средне-верхнеюрский возраст которых установлен по немногочисленным находкам флоры и фауны.

В последнее время часть входящих в харалгинский комплекс интрузий в соответствии с результатами ведущих в Институте гео-

химии СО АН СССР геохимических исследований [7] была на геологической карте Читинской области отнесена к заключительной фазе кыринского комплекса батолитовых интрузий, гранитоиды которых преимущественно распространены в пределах восточной половины Даурской зоны. Возраст комплекса в настоящее время оценивается как триас-среднеюрский на основании установленных в отдельных участках интрузивных отношений гранитов комплекса с останцами осадочных образований, датированных по флоре как среднеюрские ("гольцовая юра"). Очевидно, юрские образования прорывались гранитами заключительной фазы комплекса. Наконец, среди изученных авторами массивов известен крупный Оленгуйский, также включавшийся ранее в состав Харалгинского комплекса, а согласно схеме магматизма последнего времени — представляющий нижне-среднеюрский Асакан-Шумиловский комплекс биотитовых и лейкократовых гранитов. Таким образом, изученные авторами массивы представляют: 1) заключительную фазу кыринского комплекса (Бильчирский массив).

К этой же фазе магматизма относится, по геохимическим данным, Оленгуйский массив [7]; 2) собственно харалгинский комплекс редкометалльных гранитов (Ингодинский, Халчалангинский, Харалгинский, Беринский массивы), генетическое единство которых, по данным геохимических исследований, несомненно [7].

Возраст гранитов Бильчирского и других массивов внутренней области Южно-Даурского свода по данным калий-аргоновой геохронометрии колеблется в широких пределах и составляет 160–180, реже 140 млн. лет (нижняя-средняя юра). Возраст гранитов Оленгуйского массива по многочисленным определениям измеряется в пределах 130–150 млн. лет (верхняя юра), что в целом согласуется с ранее опубликованными данными Е.В. Барабашева, хотя два определения, по данным этого автора, зафиксировали возраст 167 млн. лет.

Значительному разбросу подвержены также данные определений по массивам харалгинского комплекса — 150–160–170 млн. лет (средняя-верхняя юра).

Таким образом, данные калий-аргоновой геохронометрии не позволяют проводить возрастного расчленения рассматриваемых интрузий. Это согласуется с представлением о связи их формирования с единым временным этапом тектоно-магматической активизации. Вместе с тем оставалось неясным, отражает ли наблюдающийся разброс значений возраста действительные возрастные различия, либо он связан с наложенными процессами.

Рубидий-стронциевые изохроны для ультракислых гранитов трещинных массивов Харалгинского комплекса (рис. 3), а также для массивов лейкогранитов внутренней области Даурского свода с крупным Оленгуйским массивом (рис. 4) выявили их очень близкий возраст, равный 178 ± 19 и $176,9 \pm 3,7$ млн. лет соответственно. Фактически все исследованные массивы Харалгинского интрузивного комплекса разновозрастны и только различие в изотопном составе

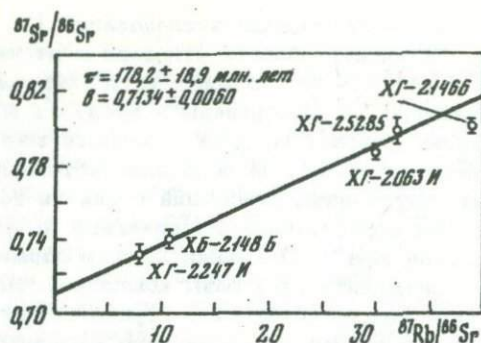


Рис. 3. Rb-Sr изохрона для гранитоидов Ингодинского (И) и Берейнского (Б) массивов

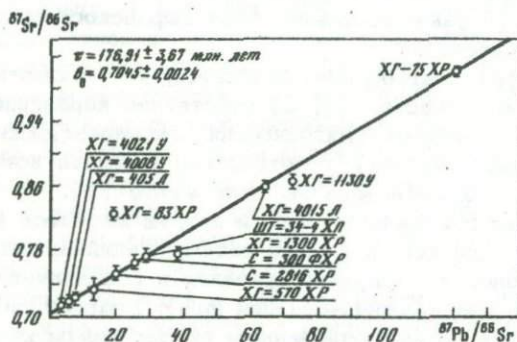


Рис. 4. Rb-Sr изохрона для гранитоидных массивов Харалгинского комплекса: Харалгинского (XР), Хачеранского (XII); Ульзугуйского (У) и Оленгуйского (Л)

первичного стронция не позволяет разместить их на одной изохроне. Эти данные показывают более древний, нижнеюрский, возраст рассматриваемых гранитоидов по сравнению с калий-аргоновыми определениями, хотя следует отметить, что измерения по мусковитам грейзенов и по образцам из контактовых областей фиксировали именно этот возраст интрузий харалгинского комплекса [1,4]. Выполненные работы не обнаружили каких-либо существенных возрастных различий между трещинными интрузиями лейкогранитов на советской территории Хэнтэй-Даурского поднятия, независимо от их формационной принадлежности и металлогенических особенностей.

Гипабиссальные гранитоидные массивы трещинного типа, распространенные к югу и юго-востоку на территории МНР, представляют особый интерес в связи с их редкометальной специализацией. Наиболее изучен среди них Жанчивланский массив литий-фтористых гранитов [10]. Он расположен примерно в 70 км к юго-востоку

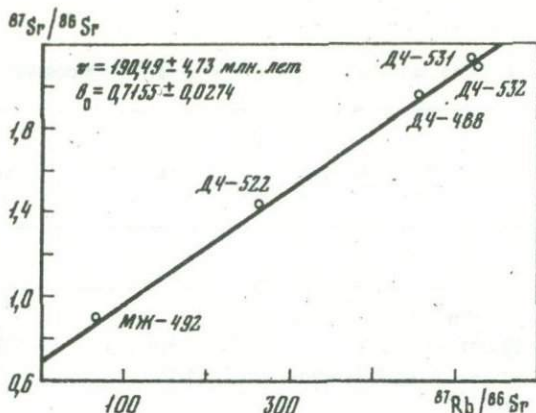


Рис. 5. Rb-Sr изохрона для гранитов Жанчивланского массива

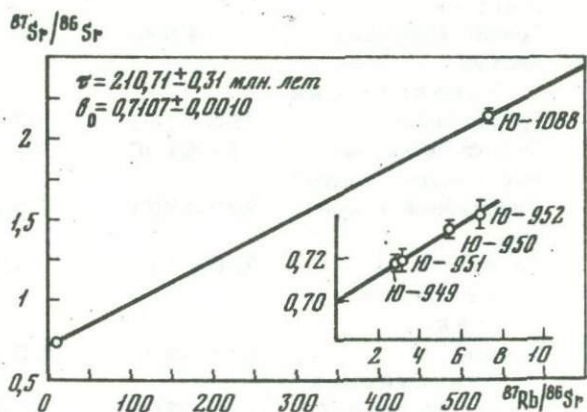


Рис. 6. Rb-Sr изохрона для гранитов Юдыгинского массива

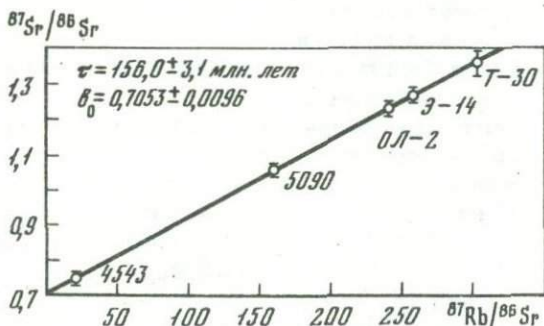


Рис. 7. Rb-Sr изохрона для амазонитовых гранитов Соктуя

Таблица 3

Аналитические данные определения Rb-Sr возраста для грани

Номер пробы	Массив, порода	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г
1	2	3	4
	Ингодинский		
XГ-2247	Гранит-порфир	397,8613	141,0887
XГ-2063	Гранит порфировидный	523,3889	51,3784
	Берейнский		
XГ-2148	Гранит резкопорфировидный	213,0565	58,2246
XГ-2528	Гранит крупнозернистый	295,3590	27,1217
	Харалгинский		
XГ-570	Гранит-порфир	353,4101	76,6983
XГ-75	Гранит лейкократовый мелкозернистый	431,0106	10,4507
C-3816	Риолитовый игнибриг	229,1891	34,3163
C-300Ф	То же	220,0349	25,8243
	Хапчерангинский		
ШТ-34-4	Гранит	564,8499	55,0162
	Оленгуйский		
XГ-4008	Гранит биотитовый	192,9800	111,5718
XГ-4021	Гранит биотитовый мелкозернистый	228,7517	191,6143
XГ-4015	Гранит биотитовый крупнозернистый	242,3419	11,0265
	Ульзутуйский		
XГ-405	Гранит биотитовый	202,5712	83,8748
	Кыринский		
XГ-108	Гранит крупнозернистый порфировидный	165,5810	185,6046
XГ-129	То же	168,8301	215,5661
XГ-370	"	196,9365	252,6696
XГ-135	"	163,9257	258,8120
	Соктуйский		
5090	Биотитовый гранит	505,3187	8,8987
4543	То же	375,2685	44,2303
Э-14	Амазонитовый гранит	1431,1938	15,6218
ОЛ-2	То же	1718,0892	20,0000

тоидов Забайкалья и Монголии

^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{совр.}}$
5	6	7	8
110,7940	13,4154	8,2587	0,7338
145,7502	4,8827	29,8503	0,7866
59,3307	5,5333	10,7225	0,7406
82,2498	2,5775	31,9107	0,7943
98,4155	7,2889	13,5021	0,7358
120,0252	0,9932	120,8469	1,0049
63,8232	3,2612	19,5704	0,7553
61,2740	2,4542	24,9670	0,7657
157,296	5,4323	28,9557	0,7754
53,7399	11,0166	5,0683	0,7187
63,7014	18,2264	3,4950	0,7114
67,4859	1,0479	64,4011	0,8600
56,4108	7,9709	7,0771	0,7243
46,1100	18,3266	2,5160	0,7131
47,0148	21,2850	2,2088	0,7121
54,8417	24,9486	2,1982	0,7119
45,6489	25,5551	1,7975	0,7108
140,7181	0,8787	160,1508	1,0584
104,5025	4,3673	21,6990	0,7514
398,5502	1,5425	258,3794	1,2728
478,4431	1,9748	242,2742	1,2323

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4
Т-30	" Жанчивлан- ский	1078,7253	10,0002
МЖ-492	Биотитовый аляскит	634,8313	26,3500
Дч-522	Микроклин-альбито- вый аляскит	763,8596	7,8752
Дч-488	Амазонит-альбито- вый аляскит	800,3499	4,7498
Дч-531	Альбит-лепидолито- вый гранит	1545,339	8,1102
Дч-532	Кварц-лепидолито- вый грейзен	2075,948	10,8953
МЗ-2076	Мензинский Гранит среднезер- нистый двуслюдяной, I фаза	149,0854	90,6684
ВК-2082	Гранит лейкократо- вый двуслюдяной, II фаза	159,4889	6,4816
ВК-2083	Гранит среднезерни- стый двуслюдяной, I фаза	419,7635	15,8517
ВК-2079	Гранит мелкозерни- стый двуслюдяной, I фаза	283,4559	97,5845
ВК-2083/6	Гранит среднезерни- стый двуслюдяной, I фаза	314,2702	27,6969
Ю-952	Юдыгынский Среднезернистый диорит	190,0016	76,9096
Ю-950	Биотит-амфиболовый гранит	169,9081	88,0696
Ю-951	Среднезернистый биотитовый гранит	212,4748	198,5882
Ю-949	Биотит-амфиболовый гранит	155,9585	144,2677
Ю-1088	Амазонитовый гра- нит, жильный	776,5759	3,9524

5	6	7	8
300,3969	0,9874	304,2232	1,3687
176,7840	2,6018	67,9468	0,8895
212,7150	0,7776	273,5532	1,4510
222,8766	0,4690	475,2166	1,9820
430,3368	0,8008	537,3836	2,1359
578,0976	1,0758	537,3653	2,1366
41,5164	8,9526	4,6374	0,7211
44,4135	0,6400	69,3961	0,9050
116,8932	1,5652	74,6826	0,9224
78,9351	9,6355	8,1921	0,7290
87,5161	2,7348	32,0009	0,7985
52,9105	7,5941	6,9673	0,7310
47,3150	8,6960	5,4410	0,7276
59,1687	19,6086	3,0488	0,7190
43,4304	14,2450	3,0175	0,7196
216,2559	0,3902	533,8461	2,2739

от Улан-Батора, на южных отрогах Хэнтэйского хребта, и приурочен к южной части палеозойского Хэнтэйского синклинория. В мезозойское время этот палеозойский синклинорий представлял собой обширное поднятие, воздымавшееся над прогибами более южных частей Монголии. Наиболее широко в пределах Жанчивланского массива развиты резкопорфировидные граниты, слагающие обширный выход площадью более 1000 км². По данным калий-аргоновых измерений [10], они сформировались в раннемезозойское время (210–220 млн. лет). Резкопорфировидные граниты рвутся среднезернистыми биотитовыми гранитами, образующими ряд тел общей площадью около 20 км² и редкометалльными гранитами, проявляющимися в виде нескольких мелких разобренных выходов. Здесь удастся проследить весь переход от аляскинтов через микроклин-альбитовые и амазонит-альбитовые граниты до альбит-лепидолитовых разностей. Последние тяготеют к апикальным частям массива.

Возраст редкометалльных гранитоидов Жанчивланского массива (рис. 5), вычисленный из углового коэффициента изохроны (0,002652 ± 0,000066) составляет 190,4 ± 7,2 млн. лет. Эта цифра подтверждает раннемезозойский возраст пород Жанчивланского массива, ранее установленный только калий-аргоновым методом. Изохрона отсекает на оси ординат отрезок $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7155 \pm 0,0274$. Длина этого отрезка соответствует величине первичного изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в момент возникновения Жанчивланского массива редкометалльных гранитов и достоверно свидетельствует в пользу типично коровых условий становления массива.

Идентичный с гранитоидами центральной части Хэнтэй-Даурского сводового поднятия возраст показали определения по гранитам Юдыгыинского массива в МНР, входящего в зону распыленного магматизма и представляющего типичные гипабиссальные трещинные интрузии, с которыми связана главная часть оловянно-редкометалльного оруденения региона (рис. 6).

Юдыгыинский массив картируется на площади свыше 1000 км². Биотитовые граниты центральной части массива в эндоконтакте сменяются биотит-амфиболитовыми гранитами и гранодиоритами. Гранитоиды Юдыгыинского массива пересекаются жилами и пластовыми телами мелкозернистых гранитов фазы дополнительных интрузий. Внутри массива отмечаются крупные ксенолиты кварцевых диоритов, которые пересекаются апофизами биотитовых гранитов. Рубидий-стронциевые изохронные измерения для указанных гранитов дали возраст, равный 210,7 ± 0,3 млн. лет, хорошо согласующийся с калий-аргоновыми датировками. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0,7107 ± 0,00102, по-видимому, в значительной мере определяется процессами взаимодействия гранитов с ксенолитами кварцевых диоритов.

На территории Восточного Забайкалья типичные интрузии подобного типа расположены в пределах кукульбейского хребта и представлены Соктуйским массивом и небольшими телами амазонитовых

гранитов. Соктуйский массив является эталонным массивом кукульбейского комплекса. Он имеет площадь 300 км², расположен в ядре кукульбейской антиклинали и вытянут в северо-восточном направлении вдоль оси антиклинальной складки. Северо-восточная часть массива сложена порфировидными роговообманково-биотитовыми гранодиоритами с крупными вкраплениями полевого шпата. Эта часть массива часто рассматривается в отрыве от остальных пород и относится к амуджикано-сретенскому комплексу. В остальной части массива, относимой к кукульбейскому комплексу, выделяются две фазы: а) роговообманково-биотитовых гранитов, граносиенитов и сиенитов; б) биотитовых гранитов (главная). С главной фазой связано оловянно-вольфрамовое оруденение; биотитовые граниты характеризуются повышенным содержанием фтора (до 0,5%, в среднем - 0,3%) и редких элементов [11]. В районе Соктуя имеется несколько небольших тел амазонитовых гранитов площадью обычно менее 1 км². По геохимическим признакам, возрасту и характеру рудоносности они близки к биотитовым гранитам. Соктуя и обычно объединяются вместе с ними в единый кукульбейский комплекс.

Полученные нами рубидий-стронциевые данные для этих массивов подтвердили среднеюрский возраст гранитов (156,0±3,1 млн. лет), согласующийся с калий-аргоновыми определениями и геологическими данными (рис. 7).

Значительный интерес представляют полученные данные по изотопному составу первичного стронция. Большинство гранитных интрузий мезозоя в этом регионе, за исключением Ингодинской, Берейнской (0,7134±0,0061) и Юдыгинской (0,7107±0,0010), имеют низкие отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀, укладывающиеся в узкий интервал от 0,7045 до 0,7065. К сожалению, современные представления о геологическом строении Забайкалья не дают однозначного объяснения обнаруженному непостоянству первичных изотопных отношений стронция.

Таким образом, полученные результаты подтверждают сделанный ранее вывод [3, 5, 8] о преобладании в Хэнтэй-Даурском поднятии гранитоидов мезозойской эпохи тектогенеза и возможности расчленения мезозойских интрузий Монголо-Забайкальского ареала на ранне- и позднемезозойские. В большинстве случаев наблюдается удовлетворительная сходимость рубидий-стронциевого возраста с калий-аргоновым и геологическим. Значительные расхождения данных калий-аргонового и рубидий-стронциевого методов для гнейсовидных гранитов Мензинской интрузии требуют дальнейшего изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Константинов Р.М., Томсон И.П., Полякова О.П. Возрастная последовательность формирования рудных формаций Восточного Забайкалья. - В кн.: Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1971, с. 36-49.

2. Лесняк Р.В., Семенов В.Н. Материалы по абсолютному возрасту горных пород Читинской области. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 83-107.
3. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975, с. 307.
4. Плюснин Г.С., Волкова Н.В., Годвинский Г.П., Смирнов В.Н., Пополитов Э.И., Брандт С.Б. Закономерности распределения аргона и гелия в контактовых областях и зонах тектонических нарушений. - Геохимия, 1972, № 10, с. 1189-1196.
5. Смирнов В.Н., Коваль П.В., Цыпуков Ю.П., Коваленко В.И., Антипин В.С. Калий-аргоновый возраст гранитоидных ассоциаций Хэнтея (МНР). - ДАН СССР, 1977, 232, № 1, с. 192-195.
6. Томсон И.Н., Иванов И.Б., Константинов Р.М., Лобанова Г.М., Полякова О.П. Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Восточного Забайкалья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, вып. 12, с. 31-40.
7. Козлов В.Д., Сवादковская Л.Н. Петрохимия, геохимия и рудность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1977, с. 250.
8. Сандиминова Г.П., Плюснин Г.С., Коваленко В.И. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и рубидий-стронциевый возраст редкометальных гранитоидов МНР. - ДАН СССР, 1977, 233, вып. 1, с. 226-228.
9. Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974, с. 213.
10. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П., Цэдэн В., Гундсамбу Ц., Горегляд А.В. Геологическое положение и строение массивов редкометальных гранитов. - В кн.: Редкометальные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). М.: Наука, 1971, с. 53-97.
11. Трошин Ю.П. Зональное распределение летучих компонентов в апикальных частях гранитоидных интрузивов и зональность оруденения (на примере центральной части Восточного Забайкалья). - Геол. руд. месторожд., 1976, № 4, с. 11-21.

УДК 550,93

*Г. А. МУРИНА, Ю. П. ШЕРГИНА, П. Б. ЛЕБЕДЕВ,
Л. А. КОЗУБОВА*

Rb-Sr ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА РАННЕГО ЭТАПА АКТИВИЗАЦИИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

ВВЕДЕНИЕ

На территории Северо-Западного Забайкалья широко распространены магматические и метаморфические образования, сформировавшиеся на разных этапах его геологического развития. Однако возрастное расчленение разнообразных комплексов пород сопряжено с немалыми затруднениями из-за отсутствия надежных геологических критериев.

Известно, что геосинклинально-складчатое развитие рассматриваемого региона закончилось в нижнем палеозое и что главная масса магматических проявлений здесь связана с нижнепалеозойским и предшествующим ему позднепротерозойским этапами геотектонического развития [1]. Более поздние процессы магматизма большинством геологов связываются с мезозойской тектоно-магматической активизацией, консолидированной в раннем палеозое структуры. Такому мнению в немалой степени способствовали данные, полученные калий-аргоновым методом, которые для большинства пород давали мезозойский возраст [2].

Выполненные в последние годы геологические и радиологические исследования послужили основанием для выделения в Северо-Западном Забайкалье обширной группы магматических и ультраметаморфических пород средне-позднепалеозойского возраста. Эта группа, образовавшаяся, естественно, во внегеосинклинальных условиях, характеризует наиболее ранний этап активизации региона.

Магматические образования средне-позднепалеозойского этапа активизации разнообразны по составу и принадлежат различным комплексам, закономерно распределенным в пространстве. Латеральная закономерность наиболее ярко проявлена по отношению к соседней Монголо-Охотской складчатой области, находившейся в среднем и позднем палеозое соответственно в геосинклинальной и инверсионной стадиях своего развития. Намечаются три главные зоны развития пород различного состава и генезиса, последовательно удаленные от границы с Монголо-Охотской геосинклиналью: юго-восточная — Малханская, центральная — Джида-Витимская и северо-западная — Баргузино-Мамаканская. Малханская зона характеризуется преимущественным развитием ультраметаморфических образований. В Джида-Витимской зоне широко распространены интрузии повышенной щелочности, образующие своеобразную серию, которая начинается ультращелочными породами сайженского комплекса, имеет промежуточным членом гранит-граносиенитовую ассоциацию пород витимканского комплекса, а конечным — редкометалльные аляскитовые граниты кыджимитского комплекса.

Интрузивная серия в северо-западной Баргузино-Мамаканской зоне в общих чертах близка по составу и направленности развития к Джида-Витимской, но в отличие от последней в ней шире представлены ультращелочные интрузии сыннырского комплекса, в граносиенит-гранитовой ассоциации, относящейся к байкальскому комплексу, большое место принадлежит граносиенитам (акеритам), а лейкократовые до аляскитовых граниты исключительно редки.

В настоящей статье приведены и обсуждаются результаты Rb-Sr изохронного метода, впервые полученные для пород этих интрузивных серий.

МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Определение рубидия, стронция и изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ проводилось методом изотопного разбавления. Измерение изотопного состава стронция и рубидия осуществляли на отечественных масс-спектрометрах: МИ-1309 (стронций) и МИ-1305 (рубидий). Для изотопного анализа стронция применяли трехленточный источник ионов, рубидия—одноленточный. Материалом электродов в обоих случаях служил вольфрам. Стронций наносили на ленту источника в виде $\text{Sr}(\text{NO}_3)_2$, рубидий — в виде Rb_2SO_4 .

Погрешность измерения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, по данным многократных замеров межлабораторного стандарта "Карбонат-70" ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70897$), составила 0,05–0,07%, погрешность измерения этого соотношения в пробах, установленная по воспроизводимости повторных анализов, равна 0,1–0,2%. Все измеренные изотопные отношения стронция были нормализованы по методу Лонга [3]. Ошибка определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ составила 1,2–2,0%.

Точность результатов в настоящем исследовании играла особую важную роль в связи с тем, что для большинства проанализированных пород были характерны сравнительно небольшие вариации в величине отношения Rb/Sr (0,2–2,0). Наглядное представление о том, как меняется точность определения возраста в зависимости от величины $\Delta\text{Rb}/\text{Sr}$ в серии анализируемых пород, дает график, изображенный на рис. 1. Из приведенного графика, в основу расчета которого положена достигнутая нами к настоящему времени точность анализа, видно, что с уменьшением $\Delta\text{Rb}/\text{Sr}$ ошибка в определении возраста увеличивается по экспоненциальному закону и резко возрастает при $\Delta\text{Rb}/\text{Sr} < 1$. Поэтому, например, для порфировидных гранитов витимканского комплекса, для которых максимальное различие в величине Rb/Sr составляет всего 0,8, ошибка в определении возраста при нашей аналитической точности не может быть меньше 5–7%. Малые величины $\Delta\text{Rb}/\text{Sr}$, наблюдаемые, как правило, для пород Забайкалья, с одной стороны, накладывали ограничения на выбор объектов исследования (так оказалось невозможным установить возраст порфировидных гранитов Чивыркуйского массива, для которых $\Delta\text{Rb}/\text{Sr} < 0,2$), а с другой стороны, привели к необходимости мириться со сравнительно большими ошибками в определении возраста опорных для геохронологии объектов (граниты и граносиениты витимканского комплекса, реоморфические граниты Малханской зоны).

Предварительное определение содержания Rb и Sr в породах проводилось рентгеноспектральным методом на приборе ФРС-2 с погрешностью $\pm 3\%$. На основании полученных данных осуществляли отбор проб для исследования, а также расчет оптимального соотно-

1 Исследования пород Забайкалья охватывают период 1974–1977 гг., в течение которого аналитическая точность возросла примерно вдвое.

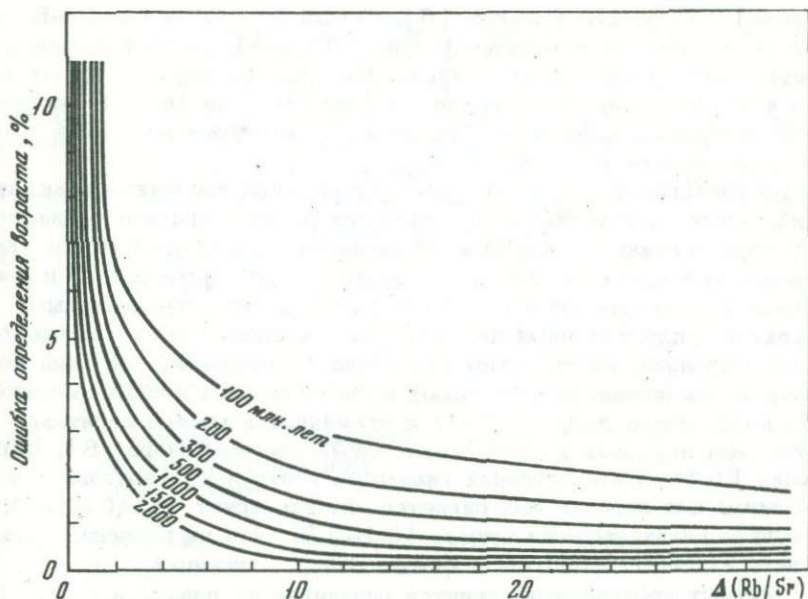


Рис. 1. Зависимость относительной погрешности в определении возраста от величины Rb/Sr и возраста пород

шения пробы и индикатора при определении рубидия и стронция методом изотопного разбавления.

При расчете возраста использовано значение константы распада ^{87}Rb $\lambda = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$. Все погрешности определения возраста и первичного изотопного отношения стронция даны с $p = 0,65$ [15]. Расчеты уравнений изохрон проведены методом наименьших квадратов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА

Баргузино-Мамаканская зона

В серии интрузивных пород, слагающих Баргузино-Мамаканскую зону, Rb-Sr методом исследованы нефелиновые сиениты Сыннёрского массива¹ и граносиениты Чивыркуйского массива, представляющие соответственно ультращелочную и гранит-граносиенитовую ассоциацию пород.

Сыннёрский массив является типичным представителем сыннёрского комплекса, хорошо изученного и подробно описанного А.Я. Жид-

¹ Геологический материал для исследования был представлен А.Я. Жидковым.

ковым [4,5] и Л.И. Салопом [6]. Самый крупный в Северо-Байкальской щелочной провинции (более 650 км²), он расположен в центральной части хребта Сынныр. Это сложный плутон, формирование которого происходило в две последовательные фазы. В первую фазу внедрялись нефелиновые сиениты, во вторую — щелочные трахитоидные сиениты — пуласкиты.

По геологическим данным, возраст массива посленижнекембрийский, однако отсутствие перекрывающих осадков древнее четвертичных обуславливает большую неопределенность в геологическом обосновании его возраста. Для пород этого массива установлено повышенное содержание рубидия, что, судя по литературным данным, характерно для щелочных пород вообще. Аномально высокое содержание стронция, наблюдаемое для пород Сыннырского массива, некоторые исследователи объясняют заимствованием его из вмещающих карбонатных пород [7] или контаминацией магмы богатыми стронцием породами в глубинном магматическом очаге [8]. Отношение Rb/Sr в этих породах оказалось поэтому сравнительно невысоким: для нефелиновых сиенитов оно варьирует от 0,61 до 3,4, а в пуласкитах настолько низко (0,1–0,2), что не позволило использовать их для определения возраста Rb-Sr методом.

Возраст нефелиновых сиенитов определен по породе в целом, результаты анализа приведены в табл. 1 и на рис. 2. На эволюционной диаграмме точки, соответствующие анализированным образцам, обнаруживают хорошую линейную зависимость. Угол наклона прямой, проведенной через эти точки, соответствует возрасту 342 ± 10 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7152 \pm 0,0008$ [уравнение прямой $y = (0,00475 \pm 0,000014)x + (0,7152 \pm 0,0008)$]

Четкая линейная зависимость на рис. 2 дает основание полагать, что порода соответствует изохронной модели и полученное значение возраста отвечает времени ее кристаллизации.

Между содержанием рубидия и стронция в нефелиновых сиенитах наблюдается обратная корреляционная связь (коэффициент корреляции — 0,67). Такое распределение Rb и Sr, характерное для многих магматических гранитоидов, по-видимому, отражает термодинамические условия эволюции магмы и кристаллизации породы [9] и может служить поэтому дополнительным критерием при рассмотрении состояния системы после ее формирования. Сочетание четкой линейной зависимости на изохронном графике с корреляцией между содержанием рубидия и стронция в нефелиновых сиенитах Сыннырского массива, видимо, может рассматриваться как признак ненарушенности системы с момента ее формирования и служить дополнительным критерием для обоснования полученной даты как времени кристаллизации исследованных пород. Значение возраста, полученное нами, хорошо согласуется с данными, полученными ранее для аксессуарных минералов U-Th-Pb методом (330–355 млн. лет) [10, 11] (минералы были извлечены главным образом из пород массива Бурпала, входящего в состав сыннырского комплекса).

Таблица 1

Rb-Sr данные для пород и минералов Баргузино-Мамаканской зоны

Номер образца	Место взятия	Порода и анализируемый материал	^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Сыннырский массив					
10434	Истоки р. Шамана Левомамского	Нефелиновый сиенит, порода	140,25	74,54	0,7239
9184	Истоки р. Шамана Большечуйского	Псевдолейцитовый сиенит, порода	176,93	82,32	0,7257
C-233	Водораздел р. Ушмун у ручья Таборного	Сыннырит, порода	246,2	48,29	0,7385
C-225	Водораздел р. Ушмун и р. Талы	Сыннырит (?), порода	278,6	26,84	0,7642
9015	Истоки р. Ушмун (правая ветвь)	Пуласкит, порода	82,93	182,23	0,7157
Чивыркуйский массив					
1066a	Правый берег р. Нестерихи, близ устья	Порфиroidный гранит, порода	29,89	88,25	0,7099
1066a	То же	То же КПШ	48,24	106,60	0,7093
4065a	Река Банная, левый берег, в 3 км от устья	"	28,83	130,10	0,7101
1068	Правый берег р. Нестерехи, в 3 км от устья	"	60,04	111,92	0,7114
1068	То же	" биотит	168,5	2,08	1,0103

Наиболее характерный представитель байкальского комплекса — Чивыркуйский плутон — один из крупнейших в Забайкалье. Он протягивается вдоль северо-восточного побережья Байкала на 360 км и имеет ширину 35–45 км. Плутон сформировался в три фазы. Первую фазу представляют монциты и сиенито-диориты, вторую — своеобразные граносиениты и третью — граниты. Самые распространенные в плутоне породы второй фазы.

До недавних пор массив считался позднепротерозойским образованием [6]. Единственным обоснованием возраста было структур-

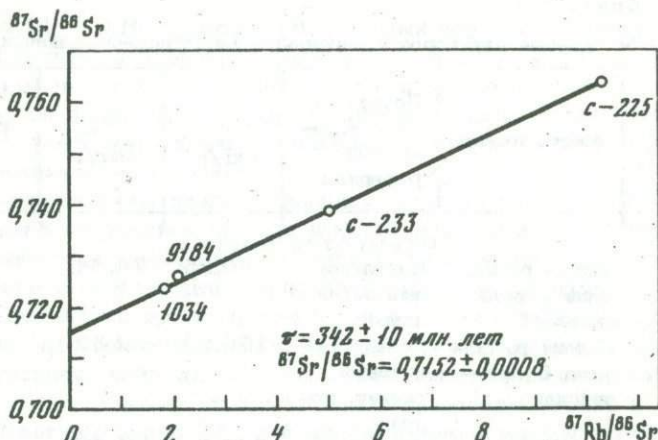


Рис. 2. Rb-Sr эволюционная диаграмма для нефелиновых сиенитов Сынырского массива

ное положение массива, приуроченного к глубинному разлому, разделяющему две структурно-формационные зоны байкальской складчатой области. Новые геологические наблюдения свидетельствуют о более молодом возрасте пород байкальского комплекса. Формирование Чивыркуйского массива, по этим данным, следует относить к послераннекембрийскому времени, но отсутствие верхней границы делает геологическое обоснование возраста не вполне надежным.

Полученные недавно K-Ar данные [12] позволяют считать наиболее вероятной датой образования массива 330 млн. лет. Однако дискордантность значений возраста для разных минеральных фракций одного и того же образца породы, свидетельствующая о некотором "омоложении" K-Ar данных под влиянием более поздних процессов, оставляет некоторое сомнение в ее достоверности. Для более обоснованного суждения о времени формирования массива предполагалось применить Rb-Sr метод. Оказалось, к сожалению, что для всех фаз плутона характерно чрезвычайно высокое содержание стронция (0,1–0,15%) при относительно низком содержании рубидия (0,005–0,01%). Даже в калиевых полевых шпатах этих пород отношение Rb/Sr составляло 0,1–0,2 и при достигнутом нами уровне аналитической точности оценка возраста пород не могла иметь практического смысла из-за большой погрешности.

Rb-Sr данные для биотита, извлеченного из обр. 1068, соответствуют возрасту 275 млн. лет и прекрасно совпадают со значением, полученным для этого же биотита K-Ar методом.

Хорошее совпадение K-Ar и Rb-Sr возрастных значений для биотита нередко наблюдалось даже в случае бесспорного их омоложения под влиянием более позднего термального воздействия [13]. Это свидетельствует о том, что в условиях наложенного термально-

го воздействия биотит не является устойчивой ни K-Ar, ни в такой же мере Rb-Sr системой. Поэтому нет оснований рассматривать как достоверную дату Rb-Sr возраст биотита. Таким образом, использование Rb-Sr метода не позволило уточнить возраст пород Чивыркуйского плутона. Из-за очень низкого отношения Rb/Sr в породах изотопный состав стронция должен был мало измениться по сравнению с первоначальным, характерным для этих пород в момент их формирования. Если принять возраст плутона равным 330 млн. лет, то первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в его породах должно составить 0,708–0,709.

Джида-Витимская зона

Сиениты и граниты витимканского комплекса в Джида-Витимской зоне слагают типичные интрузивные тела средних глубин становления. Исходя из геологических соображений, до сих пор возраст пород принимался нижнепалеозойским, однако достоверно известно лишь то, что граниты имеют интрузивный контакт с фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия и прорваны позднекаменноугольными интрузиями так называемого кыджимитского комплекса [14].

Были изучены порфировидные граниты Огаринского и Мариктинского массивов, расположенных в бассейне р. Витим, и сиениты Шара-Азаргинского массива, находящегося в верховьях р. Джиды. Результаты анализа приведены в табл. 2 и на рис. 3. Датирование очень осложняли узкие пределы вариаций Rb/Sr отношения. Для всей серии проб гранитов максимальное различие в величине Rb/Sr составило 0,8, а для сиенитов — всего 0,6. На эволюционной диаграмме (см. рис. 3) для проанализированных образцов породы наблюдается линейная зависимость. Уравнение прямой, рассчитанное для 7 образцов порфировидных гранитов: $y = (0,00471 \pm 0,00032)x + (0,7119 \pm 0,0006)$, соответствует возрасту 339 ± 23 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7119$. Для сиенитов (4 образца) уравнение прямой: $y = (0,00446 \pm 0,00064)x + (0,7127 \pm 0,0020)$, соответствует возрасту 321 ± 46 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7127$. Тот факт, что разброс точек относительно прямой не выходит за пределы аналитической погрешности, дает основание полагать, что породы соответствуют изохронной модели, а полученный возраст характеризует время их образования. В пределах ошибки возраст порфировидных гранитов и сиенитов одинаков и отвечает каменноугольному периоду.

Лейкократовые граниты кыджимитского комплекса в Джида-Витимской зоне слагают разной величины габбисальные тела, обычно мелкие (штоки, дайки). Самый крупный массив в этом комплексе Кыджимитский подробно нами исследован. Он сложен среднезернистыми лейкократовыми до аляскитовых гранитами. С этим массивом и комплексом связана редкометальная минерализация. Несмотря на чрезвычайно важное металлогеническое значение этих гра-

Таблица 2

Rb-Sr данные для пород и минералов Джидо-Витимской зоны

Номер образца	Место взятия	Порода и анализируемый материал	^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Маректинский массив					
2106а	Левый берег р. Маректа, в 6 км ниже зимовья Маректа	Порфиroidный гранит, порода	46,64	46,41	0,7156
Огаринский массив					
546	Водораздел р. Ныроки и ручья Чининского, 1-2 км к югу от долины р. Чины	Порфиroidный гранит, порода	33,78	44,34	0,7160
2062	Примерно в 0,5 км к югу от обр. 546	То же	46,26	35,94	0,7183
2058а	Правый берег р. Чины, в 1 км ниже ручья Чининского	"	56,95	30,94	0,7206
557а	Левый берег р. Огари, в 2 км от устья	"	57,14	24,80	0,7236
2081	Правый берег р. Огари, в 4 км от устья	"	48,22	19,88	0,7224
2060а	Правый берег ручья Чининского, в 1 км от устья	"	72,68	22,15	0,7272
Шара-Азаргинский массив					
2175а	Левый берег р. Инкур (левый приток р. Джиды), в 2,5 км от дер. Инкур	Мелкозернистый сиенит, порода	54,34	27,03	0,7219
21706	Правый берег р. Инкур, в 3 км от дер. Инкур	То же	45,02	15,84	0,7243

Таблица 2 (окончание)

Номер образца	Место взятия	Порода и анализируемый материал	^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
2167а	Левый берег р. Джиды у дер. Инкур	Граносиенит-порфир, порода	57,77	15,95	0,7298
21756	Левый берег р. Инкур, в 2,5 км от дер. Инкур	Мелкозернистый сиенит, порода	60,11	15,35	0,7294
<i>Кыджимитский массив</i>					
630г	Верховье р. Кыджимит, в 4 км от истока	Лейкократовый гранит, порода	74,48	17,67	0,7271
2127	Левый берег р. Кыджимит, в 200-300 м ниже безымянного притока	То же	97,12	4,24	0,7955
2118	Водораздел рек Кыджимит и Турка, гора с отметкой 1592 м	"	99,87	1,79	0,9365
2116д	Водораздел рек Кыджимит и Турка, западный склон горы (1592 м), в 1300 м от вершины	"	71,41	1,066	0,9793
2126а	Правый берег р. Кыджимит, в 300 м выше устья правого безымянного притока	"	100,69	6,68	0,7671
2126а	Там же	"	148,37	9,05	0,7741
2126а	"	" биотит	557,5	0,554	4,6541
62/72	Рудопоявление "Алтан", междуречье рек Кыджимит и Гальбана	Слюдистый прожилок в измененном граните	495,4	0,210	10,13331

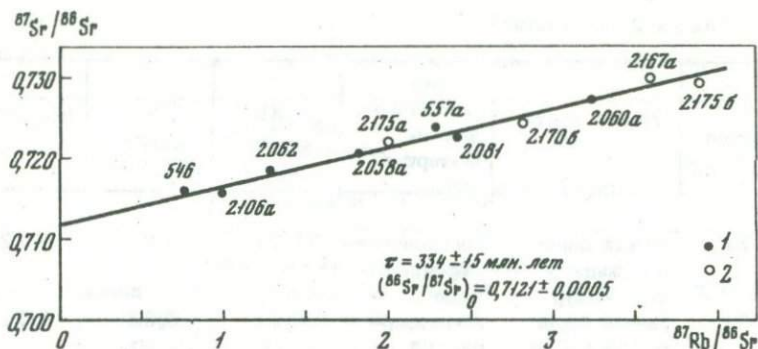


Рис. 3. Rb-Sr эволюционная диаграмма для порфировидных гранитов и сиенитов Витимканского комплекса
1 - порфировидные граниты; 2 - сиениты

нитов, время их формирования до сих пор не было четко установлено и мнения разных исследователей по этому вопросу существенно расходились. Согласно геологическим данным, кыджимитский комплекс сформировался позже сиенитов и порфировидных гранитов витимканского комплекса, но ранее вулканических толщ пермского возраста, относящихся к цаган-хунтейской свите.

Rb-Sr методом были проанализированы образцы породы в целом, калиевый полевой шпат и биотит, выделенные из одного из образцов породы, а также мусковит грейзена из экзоконтактной оторочки массива. Результаты анализа приведены в табл. 2 и на рис. 4. Все точки, соответствующие проанализированным образцам породы и калиевому полевому шпату пробы 2126а, ложатся на одну прямую, уравнение которой $y = (0,00412 \pm 0,00006)x + (0,7068 \pm 0,0021)$ отвечает возрасту 296 ± 4 млн. лет и первичному отношению изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7068 \pm 0,0021$.

Петрохимические наблюдения фиксируют существование интенсивного наложенного процесса, который выразился в неравномерной альбитизации пород массива и грейзенизации вмещающих пород. Дополнительным подтверждением вторичного изменения пород может служить картина распределения рубидия и стронция (рис. 5). Между этими элементами не наблюдается обычной для них обратной корреляционной связи. Заслуживает внимания сравнительно низкое и неравномерное содержание стронция в этих породах, что, возможно, явилось следствием перераспределения и (или) неравномерного выноса стронция во время наложенного процесса. Этот процесс, однако, не повлиял на линейное расположение точек на изохронном графике (см. рис. 4). Для образцов, в различной степени затронутых вторичной альбитизацией, наблюдается четкая линейная зависимость. Это дает основание полагать, что процесс альбитизации не был значительно оторван во времени от момента формирования массива, а представлял собой, вероятнее всего, автометасоматический процесс.

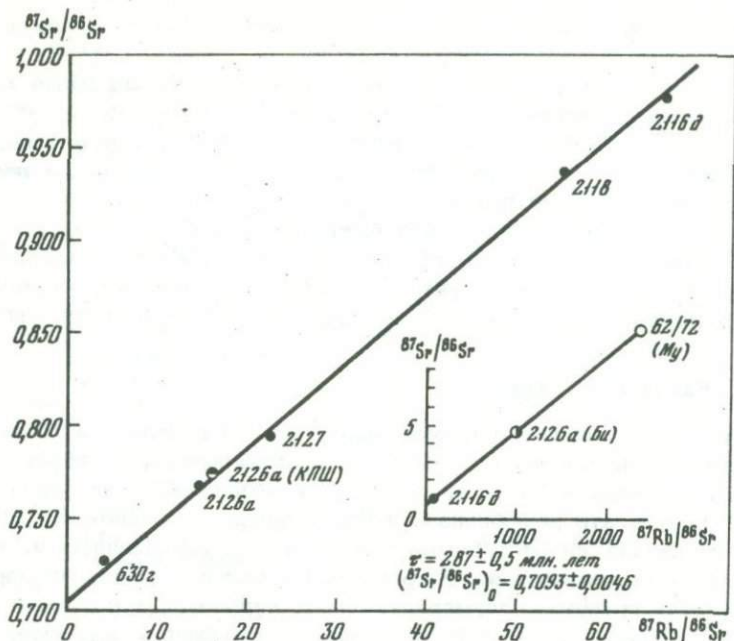
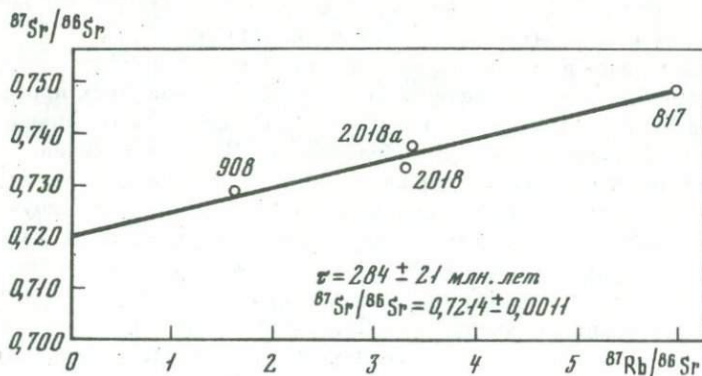
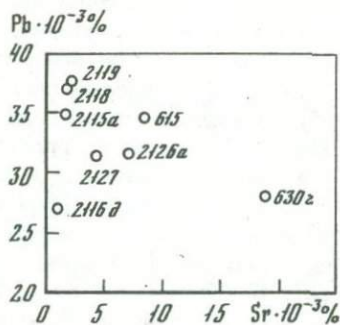


Рис. 4. Rb-Sr эволюционная диаграмма для лейкократовых гранитов Кыджимитского массива

Рис. 5. Распределение Rb и Sr в лейкократовых гранитах Кыджимитского массива

Рис. 6. Rb-Sr эволюционная диаграмма для реоморфических гранитов Малханской зоны



В таком случае полученная дата должна характеризовать время, близкое времени образования массива.

При включении в расчет изохроны биотита пробы 2126а и мусковита грейзена уравнение приобретает вид $y = (0,00399 \pm 0,00005)x + (0,7093 \pm 0,046)$ и отвечает возрасту 287 ± 1 млн. лет. Разница между двумя полученными цифрами, 296 и 287 млн. лет, лишь ненамного выходит за пределы доверительного интервала с $p = 0,95$ и, следовательно, может быть объяснена аналитической погрешностью. Однако возможно, что эта разница имеет реальный геологический смысл и фиксирует разрыв во времени между формированием массива и проявлением наложенного процесса альбитизации.

Малханская зона

Граниты и пегматиты ультраметаморфического генезиса в Малханской зоне расположены в осевых частях современных хребтов — Яблоновом, Малханском, Заганском, Чаган-Хуртей. Они образовались в результате ремобилизации более древних гранитов и насыщают последние жилородными телами как с расплывчатыми, так и с секущими контактами. Встречаются и более крупные реоморфические тела гранитов, размеры которых, впрочем, не превышают 20 км^2 . Одно из таких тел, находящееся в Яблоновом хребте, наиболее подробно нами исследовано. Главное место в нем занимают мелкозернистые до среднезернистых граниты, переполненные реликтами вмещающих более древних гранитов и гнейсов. В экзоконтакте встречаются жилородные тела аплитовидных гранитов, и то и другое пересечено жилами пегматитов.

Rb-Sr методом исследовались все представители ультраметаморфических образований: и граниты, и пегматиты. Анализ пегматитов дает основание относить их к мезозойским образованиям; по-видимому, они представляют собой продукты мезозойского этапа активизации и потому не рассматриваются в настоящей статье.

Результаты анализа реоморфических гранитов приведены в табл. 3 и на рис. 6. Уравнение прямой, проведенной через точки, соответствующие проанализированным пробам, $y = (0,00395 \pm 0,00029)x + (0,7214 \pm 0,0011)$ соответствует возрасту 284 ± 21 млн. лет и первичному отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7214 \pm 0,0011$.

Сравнительно высокое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7214$ вполне согласуется с генетическими особенностями этих пород, формировавшихся в результате реоморфизма более древних (предположительно нижнепалеозойских) образований. Из-за ограниченного количества анализированных образцов (4 шт.) и сравнительно большой погрешности в определении возраста ($\pm 7,5\%$) полученную дату (284 ± 21 млн. лет), видимо, следует рассматривать лишь как приближенную оценку времени формирования реоморфических гранитов. Эта дата, однако, находит себе подкрепление в значениях возраста, полученных свинцовым методом. Для монацита и циркона, извлеченных из пробы 2018, по свинец-урановому и свинец-ториевому

Таблица 3

Rb-Sr данные для пород Малханской зоны

Номер образца	Место взятия	Порода и анализированный материал	^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
908	Яблонный хр., примерно 600 км к югу от перевала из р. Средняя Улетка в Улетку хилокскую	Лейкократовый реоморфический гранит, порода	29,56	18,21	0,7287
2018/64	Яблонный хр., перевал из р. Средняя Улетка в Улетку хилокскую	То же	41,69	12,50	0,7330
2018/73	Там же, в 300 м от обр. 2018/64	"	45,40	13,37	0,7348
817/64	Яблонный хр., в 400-500 м к югу от перевала из р. Средняя Улетка в Улетку хилокскую	"	47,22	7,74	0,7458

отношениям получены удовлетворительно согласующиеся между собой значения возраста 300-340 млн. лет (см. статью Миркиной и др. в этом сборнике).

Между содержанием рубидия и стронция в анализированных пробах реоморфических гранитов наблюдается обратная корреляционная связь (коэффициент корреляции - 0,88), что, как уже отмечалось, наиболее характерно для магматических образований. Характер распределения рубидия и стронция в реоморфических гранитах позволяет предположить, что, во-первых, процесс их формирования происходил в условиях, близких к равновесным, и, во-вторых, что в последующем эти породы оставались закрытой системой по отношению к рубидию и стронцию. Это, в свою очередь, дает основание полагать, что исследованная группа пород отвечала изохронной модели и полученное значение возраста характеризует время их формирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты, полученные Rb-Sr методом для анализированных гранитоидов, показали, что время их формирования может быть отнесено к интервалу 340-285 млн. лет, что согласно геохронологической шкале соответствует карбону.

Магматические и метаморфические процессы каменноугольного возраста в Северо-Западном Забайкалье являются внегеосинклинальными и связываются с тектоно-магматической активизацией уже консолидированной к тому времени структуры.

Наиболее ранние образования (320–340 млн. лет) в каждой из рассмотренных зон представлены, как правило, разновидностями пород, характерными для начальных фаз интрузивных серий (щелочные породы сыннырского комплекса, сиениты и порфириовидные граниты витимканского комплекса), в то время как наиболее поздние (285 млн. лет) представлены породами, свойственными заключительным фазам этих серий (лейкократовые граниты кыджилитского комплекса). Интересно, что омоложенные значения возраста, полученные для биотита из гранита Чивыркуйского массива Rb-Sr и K-Ar методами (275 млн. лет), хорошо совпадают с возрастом наиболее поздних фаз интрузивного магматизма.

На основании имеющихся данных, видимо, можно говорить о длительности этапа интрузивного магматизма, продолжительность которого примерно составляет 50–60 млн. лет.

В этой же связи кажутся интересными и результаты, полученные для реоморфических гранитов Малханской зоны. По породе в целом Rb-Sr методом для них получено значение возраста 285 млн. лет, в то время как для циркона и монацита свинцовым методом – 300–340 млн. лет. Такая разница в полученных значениях возраста вряд ли может быть объяснена только аналитической погрешностью. Представляется достаточно вероятным, что наблюдаемая разница в значениях возраста отражает длительность метаморфического процесса, в ходе которого формировались породы. В рассмотренном случае это должно означать, что для акцессорных минералов система оказалась закрытой относительно урана, тория и свинца раньше, чем для рублидия и стронция по породе в целом. Судя по встречающимся в литературе данным, а также нашим наблюдениям для других районов, такая последовательность в образовании закрытой системы уран, торий-свинцовой и рублидий-стронциевой схем распада, видимо, вполне реальна для определенных геологических условий и заслуживает внимания. Это представляется тем более интересным и достаточно вероятным для реоморфических гранитоидов Малханской зоны, поскольку она примыкает к Монголо-Охотскому поясу, находящемуся в указанном промежуток времени в геосинклинальной (девон-нижний карбон) и инверсионной (средний-поздний карбон и пермь) стадиях развития.

Величина первичного изотопного отношения стронция для анализированных разновидностей пород приведена в табл. 4 и показывает некоторое увеличение его в направлении от северо-запада к юго-востоку, от пород Чивыркуйского плутона к реоморфическим гранитам Малханской зоны. По-видимому, такая закономерность может быть обусловлена изменением глубины зарождения магматического очага в указанном направлении. Из этой закономерности выпадают породы Сыннырского массива, для которых отмечено повышенное

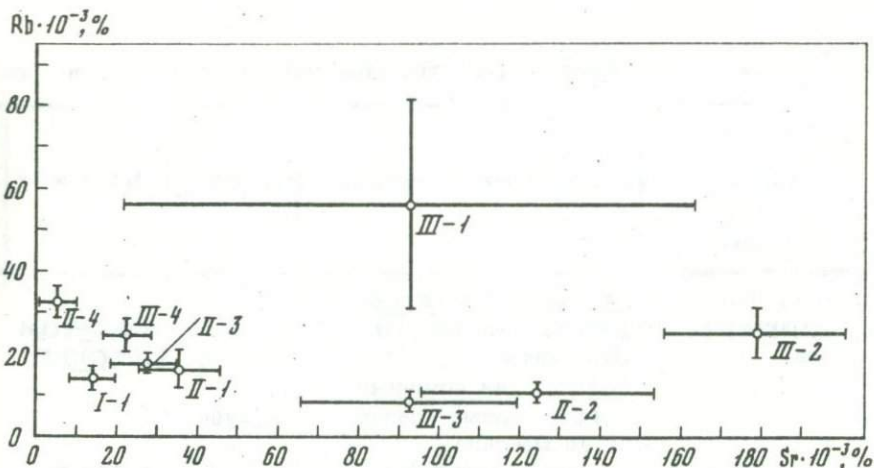


Рис. 7. Содержание Rb и Sr в различных разновидностях пород каменноугольного возраста

I - Малханская зона: I-1 - реоморфические граниты; II - Джидавитимская зона: II-1 - порфировидные граниты Огаринского массива; II-2 - порфировидные граниты Каринского массива; II-3 - грано-сиениты Шара-Азаргинского массива; II-4 - лейкократовые граниты Кыджимитского массива

III - Баргузино-Мамаканская зона: III-1 - нефелиновые сиениты Сыннырского массива; III-2 - пудаскиты Сыннырского массива; III-3 - порфировидные граниты Чивыркуйского массива; III-4 - лейкократовые граниты Синьского массива

первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7152$. Близость первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Чивыркуйском массиве с таковым для фанерозойских батолитов Северной Америки (14) дает основание полагать, что образование гранитоидов Чивыркуйского массива происходило за счет плавления базальтового слоя нижней коры. В отличие от них реоморфические граниты Малханской зоны представляют собой продукт частичного плавления (реоморфизма) пород верхней коры - гранитного слоя.

Из данных, приведенных в табл. 4 и на рис. 7, можно видеть также вариации в содержании рубидия и стронция и максимальное различие в величине отношения Rb/Sr в анализированных группах пород. (Для этих расчетов было использовано значительно большее число образцов, чем было проанализировано Rb-Sr методом).

Отмечается достаточно отчетливая тенденция к увеличению содержания рубидия и уменьшению стронция в направлении от ранних к более поздним членам магматического ряда, что, по-видимому, обусловлено общей направленностью распределения рубидия и стронция в ходе магматической дифференциации. Несколько особняком

Таблица 4

Сводная таблица результатов геохимического и геохронологического исследования гранитоидов Северо-Западного Забайкалья

Зона	Комплекс, массив, порода	Rb, 10 ⁻³ %	Возраст, млн. лет	
			данные Rb-Sr метода	данные других методов
Баргузино-Мамаканская зона	Сыннырский комплекс			
	Нефелиновые сиениты	56,4 _{+10,4}		
	Пуласкиты	25,0 _{+3,0}		
	Байкальский комплекс			
	Порфириовидные граниты Чивыркуйского массива			
	порода в целом биотит	8,3 _{+0,7}		
Джида-Витимская зона	Витимканский комплекс			
	Порфириовидные граниты Огаринского и Маректинского массивов	16,4 _{+1,5}		
	Сиениты Шара-Азаргинского массива	18,0 _{+0,6}		
	Кыджимитский комплекс			
	Лейкократовые граниты Кыджимитского массива			
	порода в целом	32,8 _{+1,4}		
	биотит и мусковит из грейзена			
Малханская зона	Реоморфические граниты	14,4 _{+1,4}		

Сводная таблица результатов геохимического и геохронологического исследования гранитоидов Северо-Западного Забайкалья

Sr, 10 ⁻³ %	Rb/Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Возраст, млн. лет	
			данные Rb-Sr метода	данные других методов
92,2 _{+29,0}	2,8	0,7152 _{+0,0008}	342 ₊₁₀	340(U-Pb)
178,3 _{+11,7}	0,14	-	-	-
101,9 _{+2,4}	0,15	0,708 _{-0,709}	-	330 (K-Ar)
			275	274 (K-Ar)
35,9 _{+10,1}	0,82	0,7119 _{+0,0006}	339 ₊₂₃	320 (K-Ar)
27,2 _{+2,6}	0,6	0,7127 _{+0,0020}	321 ₊₄₆	
5,7 _{+2,2}	21,30	0,7068 _{+0,0021}	296 ₊₄	K-Ar
		0,7093 _{+0,0046}	287 ₊₁	279(биотит)
				312(мусковит)
13,9 _{+2,7}	1,5	0,7214 _{+0,0011}	284 ₊₂₁	

расположены реоморфические граниты Малханской зоны, что нельзя считать неожиданным, так как они являются, по сути дела, продуктом ультраметаморфизма. Заметно выделяются из общей закономерности щелочные породы Сыннырского массива. Последние, как уже отмечалось ранее, не подчиняются наблюдаемой закономерности и в изменении величины первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

По-видимому, оба эти факта можно объяснить контаминацией магмы стронцием с повышенным содержанием радиогенной компоненты. Однако не все в этом вопросе в настоящее время до конца ясно и решить его предполагается при дальнейшем изучении щелочных пород сыннырского комплекса.

Как уже отмечалось выше, для нефелиновых сиенитов Сыннырского массива и реоморфических гранитов Малханской зоны была

установлена достаточно четкая обратная корреляционная связь между содержанием рубидия и стронция. Такое распределение рубидия и стронция, вытекающее из геохимических особенностей этих элементов, является признаком кристаллизационной или метаморфической дифференциации вещества в условиях равновесного состояния системы.

Видимо, это может служить также признаком того, что условие замкнутости системы относительно рубидия и стронция не нарушалось с момента ее кристаллизации. Быть может, дальнейшее углубленное изучение этого признака позволит нам более уверенно использовать его в качестве одного из критериев при геологической интерпретации возрастных значений, получаемых Rb-Sr изохронным методом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1967. Т. 2.
2. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Забайкалье. Л.: Недра, 1976.
3. Long L.E. Isotopic delution analysis of common and radiogenic strontium using ^{84}Sr -enriched spike. Earth Planet. Sci. Lett., 1966, vol. 1, N 5.
4. Жидков А.Я. Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелииноносности ее пород. - ДАН СССР, 1961, 140, № 1.
5. Жидков А.Я. Сложная Сыннырская интрузия сиенитов Северо-Байкальской щелочной провинции. - Геол. и геофиз., 1962, № 9.
6. Салоп Л.И. Геологическое строение и полезные ископаемые Байкальской горной области. - В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
7. Каширин К.Ф. Распределение стронция и бария в кислых и щелочных породах Конкудеро-Мамаканского комплекса (Северо-Байкальское нагорье). - В кн.: Стронций и барий в эндогенных образованиях. М.: Наука, 1973.
8. Глазунов О.М., Глазунова А.Д. Геохимия стронция в габброидных формациях Саяно-Байкальской области. - В кн.: Стронций и барий в эндогенных образованиях. М.: Наука, 1973.
9. Альмухамедов А.И., Нестеренко Г.В. Стронций и барий в процессах фракционирования базальтовой магмы. - В кн.: Стронций и барий в эндогенных образованиях. М.: Наука, 1973.
10. Миркина С.Л., Жидков А.Я., Голубчина М.Н. О радиологическом возрасте щелочных пород и гранитоидов Северного Прибайкалья. - ДАН СССР, 1973, 211, № 6.
11. Жидков А.Я., Миркина С.Л., Голубчина М.Н. Предварительные данные об абсолютном возрасте щелочного комплекса Северного Прибайкалья. - В кн.: Труды XI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
12. Козубова Л.А., Рублев А.Г., Апруб С.В., Левский Л.К. О возрасте тельмамского комплекса гранитоидов по данным К-Аг метода. - В кн.: Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976.
13. Hart S.R. The petrology and isotopic-mineral age relations of a contact zone in the front range, Colorado. - J. Geol., 1964, vol. 72, N 5.
14. Козубова Л.А., Мурина Г.А., Рублев А.Г., Шергина Ю.П. Кыджимитский комплекс редкометалльных гранитов и радиологическое обоснование его возраста. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1977, № 12.
15. Г. Фор, Дж. Пауэлл. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974.

С. Л. МИРКИНА, А. П. ЧУХОНИН, Л. А. КОЗУБОВА

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ПОСЛЕДУЮЩЕГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МАЛХАНСКОГО КОМПЛЕКСА ГРАНИТОВ ЗАБАЙКАЛЯ ПО ДАННЫМ СВИНЦОВОГО МЕТОДА

Граниты малханского комплекса выделены в центральной части Забайкалья, на территории раннепалеозойской складчатой области, где они слагают крупные батолиты, особенно хорошо обнаженные в мезозойских сводово-глыбовых структурах (рис. 1).

Батолиты расположены в гнейсовых толщах предположительно докембрийского возраста. Большинство исследователей считают, что плутоны сформировались в докембрии и позднейшим преобразованиям не подвергались. Однако имеются геологические наблюдения, которые дают основание считать эту точку зрения ошибочной. Так, апофизы плутонов встречаются в метаморфизованных эффузивах, габбро и диоритах, явно более молодых, чем гнейсы, и условно относимых к нижнему палеозою [3, 6]. Кроме того, на размытой поверхности гранитных плутонов залегают палеонтологически охарактеризованные нижнекаменноугольные толщи ортинкской свиты, а эти толщи, в свою очередь, гранитизированы в областях развития продуктов метаморфизма малханских гранитов. Таким образом, согласно геологическим данным батолиты сформировались в палеозое, вероятнее всего, в нижнем, и были метаморфизованы позднее нижнего карбона.

Для уточнения возраста гранитов малханского комплекса и времени их ремобилизации нами было проведено радиологическое изучение акцессорных минералов свинцово-изотопным методом.

Из трех проб гранитов малханского комплекса, слагающих батолит в Яблоновом хребте (пробы 946, 948 и 989а), менее других затронутых метаморфизмом, но несомненно претерпевших перекристаллизацию, извлечены сфен и апатит, а из пробы 989а, кроме того, циркон и ортит. Особенности морфологии, распределения и взаимоотношений акцессорных минералов гранита малханского комплекса свидетельствуют о первично магматической их природе и безусловной связи образования минералов с кристаллизацией гранитов, но не с последующим метаморфизмом пород. Вместе с тем почти все кристаллы сфенов и апатитов трещиноваты, часть трещин заполнена рудной пылью, что обусловлено, видимо, более поздними наложенными процессами в гранитах.

Были изучены также акцессорные циркон и монацит (проба 2018) из лейкократовых гранитов ультраметаморфического генезиса, слагающих небольшое тело среди малханских гранитов. Эти минералы заметным изменениям не подвержены. Содержание свинца определялось методом изотопного разбавления с погрешностью 1%, урана и тория — колориметрическим методом с арсеназо III с ошибкой

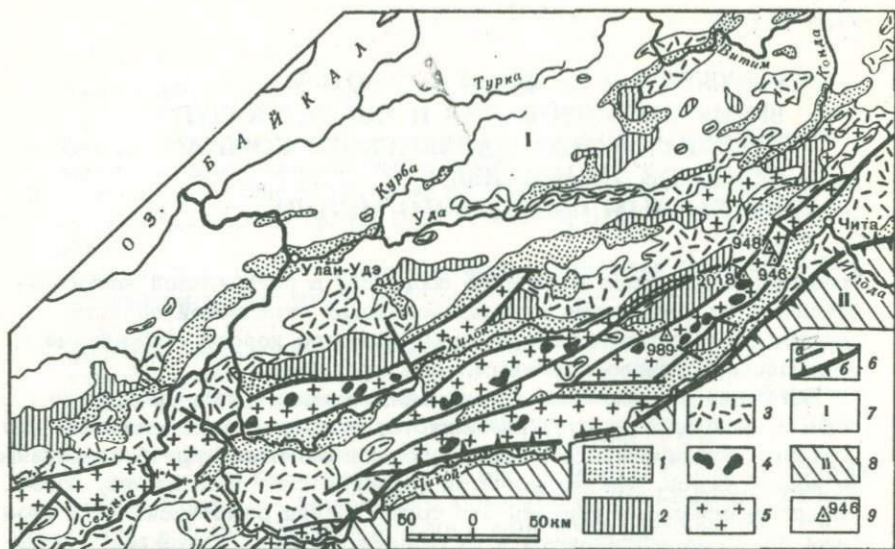


Рис. 1. Область распространения гранитов малханского комплекса и продуктов их ультраметаморфизма в Забайкалье

1 - нижнемеловые впадины, выполненные преимущественно осадочными отложениями; 2 - юрские впадины, выполненные грубообломочными и вулканогенными толщами; 3 - вулканоплутонические структуры перми и триаса; 4 - ультраметаморфические граниты позднекаменноугольного (300-320 млн. лет) возраста; 5 - ордовикские (438 млн. лет) граниты малханского комплекса; 6 - разломы: а - долгоживущие, ограничивающие сводово-глыбовые поднятия; б - Монголо-Охотского структурного шва

Области складчатости: 7 - раннепалеозойской, 8 - палеозойско-мезозойской (Монголо-Охотской); 9 - место отбора проб на радиологический анализ

~5%. Изотопный анализ свинца проводился на масс-спектрометре МИ-1309 методом термоионной эмиссии с применением сухого алюмосиликатного эмиттера.

Ошибка определения изотопного состава свинца составляла не более 0,2% при 95%-ном интервале доверительной вероятности. Фон свинца в "холостых" опытах составлял $(0,02-0,04) \cdot 10^{-6}$ г.

В таблице приведены результаты анализа аксессуарных минералов малханского комплекса. Все эти минералы характеризуются высоким содержанием "обыкновенного" свинца, причина которого осталась неясной, так как исследования минералов микронзондовым анализом¹ не обнаружили присутствия в них включений сульфидов или каких-либо иных посторонних примесей.

¹ Микронзондовый анализ выполнен В.В. Павшуковым.

Таблица

Результаты анализа акцессорных минералов малханского

Номер образца	Минерал	Содержание, %			Изотопный	
		U	Th	Pb	204	
989a	Сфен	0,017	0,018	0,0034	0,833	
	Апатит	0,0035	0,00076	0,0012	1,126	
	Циркон	0,0235	0,0137	0,0027	0,668	
	Ортит	0,0266	0,25	0,0225	1,004	
949	Сфен	0,031	0,014	0,0047	0,956	
	Апатит	0,004	0,0016	0,0016	1,178	
	Полевой шпат	-	-	-	1,374	
					1	
946	Сфен	0,028	0,018	0,0026	0,551	
	Апатит	0,004	0,0012	0,0013	1,134	
	Полевой шпат	-	-	-	1,367	
					1	
2018	Циркон	0,059	0,117	0,155	1,343	
	Монацит	0,075	1,65	0,202	1,191	
	Полевой шпат	-	-	-	1,391	
				1		

Примечание. При вычислении возраста использовались константы: $\lambda_{238} = 1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ г}^{-1}$; $\lambda_{235} = 9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ г}^{-1}$; $\lambda_{232} = 4,9475 \cdot 10^{-11} \text{ г}^{-1}$; $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$.

строенные по ним изохроны приведены на рис. 2-5. На всех графиках экспериментальные точки хорошо аппроксимируются прямой линией. По свинец-урановым отношениям по трем изохронам (свинец-урановой, свинец-актиноурановой и изохроне с конкордией) получены согласующиеся между собой значения возраста соответственно 323 ± 8 ; 300 ± 7 и 317 ± 10 млн. лет. Возраст, рассчитанный по свинец-ториевой изохроне, составляет 438 ± 10 млн. лет, такое расхождение между свинец-урановыми и свинец-ториевыми датировками можно объяснить, по-видимому, интенсивным влиянием наложенных процессов, имевших место ~ 300 млн. лет, сопровождавшихся высокотемпературным воздействием на минералы и приведших к потере ими продуктов распада урана. Свинец-ториевая система в этих условиях оказалась закрытой, и возраст, полученный по $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th} = 438 \pm 10$ млн. лет, отвечает времени образования акцессорных минералов. Устойчивость ториевой системы к воздей-

комплекса Забайкалья

состав Pb, %			Возраст, млн. лет		
206	207	208	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{208}\text{Th}$
39,211	14,148	45,808	349	351	510
35,443	18,236	45,195	366	375	826
52,478	12,317	34,538	340	323	376
23,932	16,148	58,916	349	620	426
40,855	15,938	42,251	267	257	449
32,956	18,738	47,128	336	297	532
25,141	21,239	52,246	-	-	-
18,30	15,46	38,03			
54,830	10,911	33,708	301	301	428
34,475	18,391	46,000	316	329	768
25,615	21,253	51,765	-	-	-
18,74	15,55	37,87			
26,181	20,952	51,524	337	1225	347
23,436	18,480	56,883	346	1005	338
25,314	21,135	52,160	-	-	-
18,20	15,19	37,50			

ствию наложенных процессов можно объяснить тем, что ортиты, сфены и апатиты обладают селективно цериевым составом редких земель, а иттрий содержится в них в ничтожных количествах [2, 4]. Близость геохимических свойств церия и тория, с одной стороны, и иттрия и урана - с другой, установлена на основании изучения химических составов радиоактивных и редкоземельных минералов [4]. Способность тория изоморфно замещать церий в кристаллической решетке сфена, апатита и ортита обуславливает более прочное его положение, а следовательно, и положение продуктов его распада по сравнению с ураном в изученных минералах. Устойчивость свинец-ториевой системы в цирконе обусловлена, по-видимому, способностью тория изоморфно замещать цирконий [1]. Типы распределения урана в кристаллах циркона различны и зачастую он заполняет поверхностные зоны кристалла и микротрещины, что облегчает уход из минерала продуктов его распада.

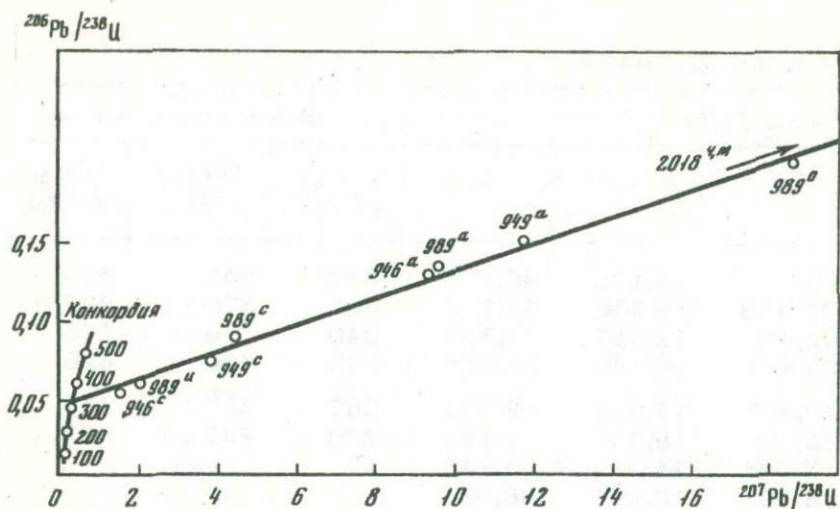


Рис. 4. Изохрона с конкордией для аксессуарных минералов из гранитов малханского комплекса $y = (0,00878 \pm 0,00022)x + (0,04514 \pm 0,00157)$, $\tau = 317 \pm 10$ млн.лет

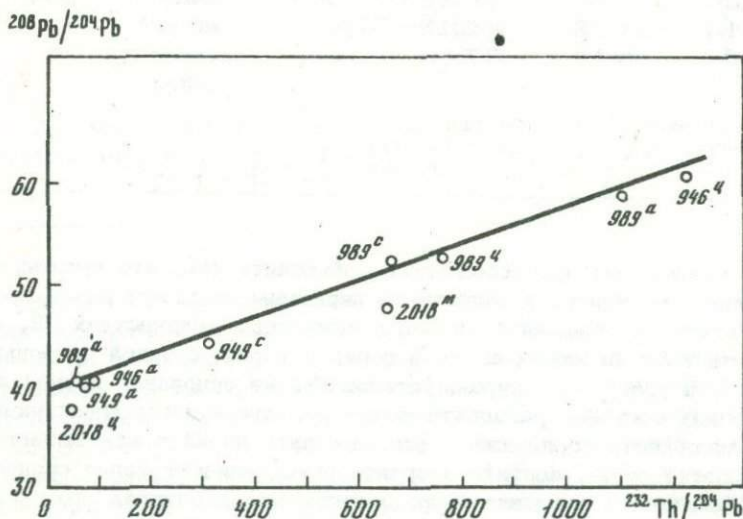


Рис. 5. Rb-Th изохрона для аксессуарных минералов из гранитов малханского комплекса $y = (0,01928 \pm 0,00039)x + (38,751 \pm 0,051)$, $\tau = 438 \pm 10$ млн.лет

В пользу высказанных соображений говорит и тот факт, что свинец полевых шпатов этих же образцов гранитов отличается более высоким содержанием изотопа свинца с массой 206 (продукта распада урана) по сравнению с изотопом 208 (продуктом распада тория) (см. таблицу). Монацит и циркон ультраметаморфических гранитов (обр. 2018) дают согласующиеся по свинец-урановому и свинец-ториевому отношениям значения возраста 330–350 млн. лет, причем их аналитические данные также попадают на свинец-урановую и свинец-актиноурановую изохроны (см. рис. 2 и 3) и удовлетворяют уравнению изохроны с конкордией для акцессорных минералов малханских гранитов. Иными словами, свинец-урановые системы акцессорных минералов малханских гранитов, а также циркона и монацита, принадлежащих уже вновь образованным гранитам – конечным продуктам ультраметаморфизма малханских батолитов, подчиняются одной изохронной модели. Это подтверждает одновременное образование ультраметаморфических гранитов и преобразование малханских гранитов, которое происходило 300–320 млн. лет назад. Вместе с тем свинец-ториевая система этих минералов, как и следовало ожидать, не подчиняется соответствующей изохронной модели для малханских гранитов: это видно на рис. 5, на котором точки 2018^M и 2018^Ц не попадают на изохрону.

Радиологическое изучение различных акцессорных минералов, извлеченных из гранитов малханского комплекса и ультраметаморфических гранитов, а также приведенные выше геологические наблюдения позволяют сделать следующие выводы:

1. Образование акцессорных минералов гранитов малханского комплекса, а следовательно, и самих плутонов относится к ордовику, как это устанавливается по свинец-ториевой изохроне – 438 ± 10 млн. лет (см. рис. 4).

2. Время последующего преобразования гранитов малханского комплекса датируется по трем свинец-урановым изохронам 300–320 млн. лет (см. рис. 1–3). Свинец-урановые изохроны не являются ложными, а характеризуют время сильнейшего метаморфизма и ремобилизации плутонов, которые они испытали в карбоне, когда за их счет образовалась масса мелких тел лейкократовых гранитов.

3. В условиях высокого метаморфизма, вызывающего частичную перекристаллизацию вмещающих пород, сфен, апатит, ортит и циркон могут полностью терять продукты радиоактивного распада уранового ряда – изотопы свинца с массами 206 и 207, но сохранять при этом радиогенный ториевый свинец – ^{208}Pb .

ЛИТЕРАТУРА

1. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 2. Минералогия редких элементов. М.: Наука, 1964, с. 336.
2. Елисеева О.П. Содержание и распределение урана, тория, иттрия и редкоземельных элементов в кристаллах акцессорных минералов гранитоидов. – Геохимия, 1977, № 9, с. 1338–1352.

3. Козубова Л.А. Раннепалеозойские интрузии. — В кн.: Интрузивные комплексы Забайкалья. М.: Недра, 1964, с. 44–55.
4. Ляхович В.В. Акцессорные минералы. М.: Наука, 1968.
5. Миркина С.Л., Герлинг Э.К., Шуколюков Ю.А. Определение абсолютного возраста щелочных комплексов Среднего Урала свинцово-изотопным и калий-аргоновым методами. — Геохимия, 1962, № 8, с. 643–648.
6. Щеглов А.Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. М.: Недра, 1966, с. 47–48.

УДК 550.93

А. И. ТУГАРИНОВ, С. Ф. КАРПЕНКО, А. В. ЛЯЛИКОВ

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СВИНЦА РУД И ПОРОД СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

В настоящей статье приводятся первые данные, полученные при изучении изотопного состава свинца полиметаллических руд месторождений Сардана, Уруй и Перевальное (Юго-Восточная Якутия). Детальное описание геологического строения района и геолого-минералогических особенностей месторождений освещено в литературе [1, 2], так что здесь будет приведена лишь краткая геологическая характеристика.

Изученные месторождения расположены в зоне, переходной между Сибирской платформой и Верхоянской складчатой системой, протягивающейся в меридиональном направлении почти на 600 км при ширине 100 км. Сложена эта зона мощными (более 10 км) терригенно-карбонатными толщами рифея, венда, нижнего палеозоя. Верхнепалеозойские и мезозойские отложения распространены незначительно. Магматические образования в пределах данной зоны играют подчиненную роль и представлены главным образом габбро-диабазами и диабазами позднепротерозойского и среднепалеозойского возраста.

Месторождения и рудопроявления свинца и цинка в рассматриваемом районе сосредоточены в породах юдомской свиты (венд), отвечающей началу платформенного этапа развития зоны. Отложения юдомской свиты лежат со стратиграфическим несогласием на терригенных отложениях верхнего рифея и согласно перекрываются карбонатными и терригенными отложениями нижнего кембрия. Рудные тела представляют собой согласные или полого секущие пластообразные залежи, приуроченные исключительно к верхним частям разреза юдомской свиты, представленным сахаровидными доломитами. Минеральный состав руд довольно простой, сложены они главным образом пиритом, галенитом и сфалеритом. Из нерудных минералов распространены доломит, кальцит и кварц. Количественные соотношения отдельных минералов в разных участках проявления

рудной минерализации непостоянны. В зависимости от минерального состава и по текстурно-структурным особенностям руд выделяют различные их разновидности, развитые без какой-либо определенной закономерности в разных участках месторождений.

Помимо Pb и Zn в рудах рассматриваемых месторождений установлены повышенные концентрации Ag и Ge, причем германий присутствует в основном в массивных тонкозернистых сфалеритовых рудах, а серебро — в крупнозернистых сфалерит-галенитовых рудах.

Геологические и минералого-петрографические наблюдения не позволяют однозначно решить вопрос о происхождении рассматриваемых месторождений, раскрыть механизм их образования. Следует заметить, что такая неопределенность генезиса характерна не только для месторождений юго-восточной Якутии, но и для месторождений стратиформного типа вообще [3]. Месторождения, относимые к этому классу, характеризуются как признаками седиментогенных, сингенетических, так и гидротермальных, эпигенетических образований.

Говоря о возрасте свинцово-цинковой минерализации рассматриваемого региона следует отметить, что среднепалеозойские дайки габбро-диабазов несомненно секут прожилково-вкрапленные руды Уруйского месторождения [2], из чего следует, что верхней возрастной границей процессов рудообразования нужно считать нижний палеозой. Нижней возрастной границей оруденения, учитывая признаки сингенетического происхождения руд и их приуроченность к осадкам юдомской свиты, следует считать конец венда.

Представляется, что большую помощь в решении вопросов генезиса свинцово-цинковой рудной минерализации в рассматриваемом регионе могут оказать свинцово-изотопные геохимические исследования. Исходя из этого, нами был определен изотопный состав свинца восьми галенитов, двух пиритов и сфалерита из руд месторождений Сардана, Уруй и Перевальное, а также трех галенитов, рассеянных в виде тонкой вкрапленности в карбонатных породах юдомской свиты и доломитах рифея, отобранных на значительном отдалении от рассматриваемых месторождений. Материал для исследований был передан нам сотрудниками Центрального научно-исследовательского геолого-разведочного института и Якутского территориального геологического управления.

Анализ изотопного состава свинца галенита проводился после разложения тщательно отобранных его кристаллов в азотной кислоте. Из пирита и сфалерита свинец выделялся на ионно-обменной смоле ЭДЭ-10п. Измерения изотопного состава свинца выполнены на масс-спектрометре МИ-1311 с использованием силикагелевой методики. Для контроля часть проб была проанализирована на масс-спектрометре TSN-206 фирмы "Камека". Полученные на разных приборах значения изотопных отношений для одних и тех же проб в общем не отличаются друг от друга.

Результаты определения изотопного состава свинца представлены в таблице и показаны на рисунке. Можно отметить, что для всех

Таблица

Изотопный состав свинца руд и вмещающих пород стратиформных полиметаллических месторождений Юго-Восточной Якутии

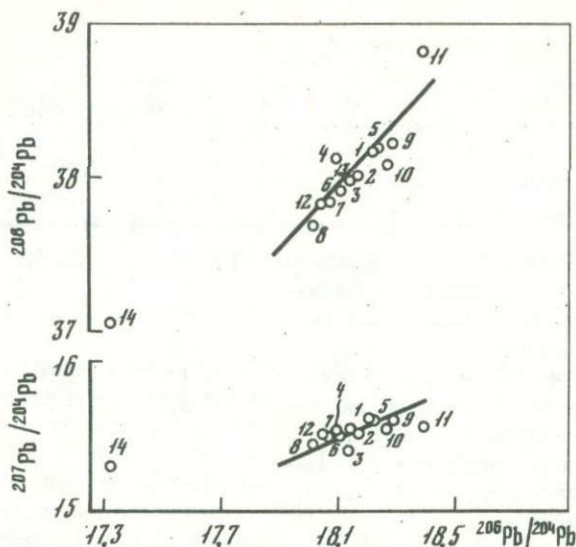
Номер пробы	Место отбора пробы, ее краткая характеристика	Изотопный состав свинца		
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
1	Сардана, канава 45, мелкозернистая сфалерит-галенитовая руда, галенит	18,22	15,60	38,18
2	Сардана, канава 43, полосчатая галенит-сфалеритовая руда, галенит	18,17	15,52	38,02
3	Сардана, шурф 2, бурендучная сфалеритовая руда с галенитом, галенит	18,14	15,41	38,00
4	Уруй, канава 401, массивная галенитовая руда со сфалеритом, галенит	18,10	15,53	38,13
5	Уруй, шурф 11, полосчатая галенит-сфалеритовая руда, галенит	18,23	15,60	38,19
6	Там же, массивная галенит-сфалеритовая руда, галенит	18,11	15,50	37,92
7	Сардана, шурф 5, массивная галенит-сфалеритовая руда, галенит	18,07	15,50	37,85
8	Сардана, канава 58, прожилково-вкрапленная сфалеритовая руда с галенитом, галенит	18,02	15,44	37,69
	Среднее	18,13	15,51	38,00
9	Сардана, шурф 6, прожилково-вкрапленная серноколчеданная руда, пирит	18,29	15,60	38,22
10	Сардана, скв. 3, глубина 219 м, массивная тонкозернистая серноколчеданная руда, пирит	18,27	15,54	38,09
11	Перевальное, канава 16, массивная тонкозернистая сфалеритовая руда, сфалерит	18,40	15,56	38,83

Таблица (окончание)

Номер пробы	Место отбора пробы, ее краткая характеристика	Изотопный состав свинца		
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
12	Ручей Эсселях, вкрапленность галенита в карбонатах юдомской свиты, галенит	18,05	15,51	37,84
13	Ручей Осенний, то же	18,15	15,54	38,02
14	Ручей Харыйалах, вкрапленность галенита в среднерифейских доломи-тах мускельской свиты, галенит	17,32	15,30	37,05

без исключения галенитов рудных залежей, независимо от текстурно-структурных и минералогических особенностей руд, характерен практически один и тот же изотопный состав свинца, в то время как пириты и особенно сфалерит из этих же руд обладают несколько отличным изотопным составом свинца. Различия эти невелики, тем не менее мы считаем, что они реальны. В доказательство этого можно привести следующие соображения: все точки рассматриваемых галенитов на графиках, построенных в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, расположены вдоль некоторой прямой, проходящей через начала координат, т.е. вдоль линии, характеризующей разброс точек изотопного состава свинца одной и той же пробы в связи с ошибками определения содержания малораспространенного изотопа ^{204}Pb . Точки же изотопного состава свинца пиритов и сфалерита лежат вне этой совокупности, что, безусловно, свидетельствует об ином, чем в галенитах, изотопном составе свинца в них.

Исходя из изложенного выше, можно рассчитать средний изотопный состав свинца галенитов рудных залежей. Следует отметить, что галениты рудных залежей обладают несколько меньшим содержанием радиогенных изотопов свинца, чем пириты и сфалерит, что в общем случае могло бы свидетельствовать об их более раннем образовании, если считать, что свинец привносился в руды из одного и того же источника на всех стадиях рудного процесса. Явное противоречие этих данных имеющихся геологическим и минералогическим наблюдениям, согласно которым устанавливается более раннее образование пирита и близкое к одновременному с галенитом образование сфалерита, заставляет нас считать, что механизм образования руд изученных месторождений, предусматривающий заим-



$^{207}\text{Rb}/^{204}\text{Rb}$ - $^{206}\text{Rb}/^{204}\text{Rb}$ и $^{208}\text{Rb}/^{204}\text{Rb}$ - $^{206}\text{Rb}/^{204}\text{Rb}$ диаграммы изотопного состава свинца полиметаллических месторождений Юго-Восточной Якутии

Номера точек соответствуют номерам проб в табл. 1. Прямые линии - линии "ошибки ^{204}Pb "

ствование свинца из одного и того же источника, неверен и что различия в изотопном составе свинца разных рудных минералов следует, по-видимому, связывать с привнесом свинца, извлеченного из разных источников. Несомненно, что этот вопрос заслуживает того, чтобы им занялись в дальнейшем.

Интересные выводы можно сделать из сравнения результатов изучения изотопного состава свинца галенитов рудных залежей и галенитов, рассеянных в виде тонкой вкрапленности в разновозрастных карбонатных породах рассматриваемого региона. При этом мы принимаем, что изотопный состав свинца таких галенитов характеризует свинец самой осадочной толщи. Можно отметить, что изотопный состав свинца галенитов, присутствующих в виде тонкой вкрапленности в карбонатных породах юдомской свиты (пробы 12 и 13), совершенно идентичен изотопному составу свинца галенитов рудных залежей, тогда как галенит, встречающийся в доломитах рифея (проба 14), содержит свинец с совершенно иным изотопным составом. На графиках изотопного состава свинца точки двух первых галенитов расположены неподалеку от прямой, проведенной через точки изотопного состава свинца рудных галенитов, а точка галенита из рифейских доломитов находится на значительном удалении от нее, характеризуясь в то же время значительно меньшим содержанием радиогенных изотопов свинца. Если предположения о том, что свинец галенитов, рассеянных в виде тонкой вкрапленности в

карбонатных породах, действительно характеризует свинец всей осадочной толщи, верно, то из этих данных следует, что источником свинца рудных залежей стратиформных полиметаллических месторождений Юго-Восточной Якутии служили карбонатные осадки юдомской свиты, к которой эти руды и приурочены.

Таким образом, полученные в настоящей работе данные свидетельствуют о различном изотопном составе свинца, присутствующего в разных рудных минералах полиметаллических рудных залежей, что, по-видимому, связано с изменением характера источника свинца (и остальных полезных компонентов) по мере развития процесса рудообразования. Важную роль при этом в качестве источника рудного вещества играли карбонатные осадки юдомской свиты, из которых в рудные залежи была вынесена основная масса свинца. Для выявления других вероятных источников рудного вещества и для уточнения причин различий в изотопном составе свинца различных рудных минералов необходимо провести дополнительные исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбунов А.И., Иноземцев И.Н., Старников А.И. - Разведка и охрана недр, 1972, № 5.
2. Ручкин Г.В., Боговин В.Д. - Геол. руд. месторожд., 1977, № 4.
3. Смирнов В.И. - Геол. руд. месторожд., 1966, № 4.

УДК 550.93

Н. Н. ФЕФЕЛОВ, С. Б. БРАНДТ, Б. П. САНИН

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГАЛЕНИТОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Ранее нами была показана возможность сопоставления изотопного состава свинца в галенитах из разнотипных полиметаллических месторождений Забайкалья с петрохимическим составом интрузивных пород соответствующих интрузивных комплексов данного региона.

При этом по результатам изотопных измерений выделена группа месторождений скарново-грейзеново-редкометалльно-галенит-сфалеритовой формации, генетически связываемой с гранитоидами Гуджирского и Кукульбейского комплексов, включающая также месторождения, ассоциируемые с Акатуевским комплексом, и группа месторождений сложной золото-сульфосольно-галенит-сфалеритовой формации парагенетически связываемых с малыми интрузиями производных щелочных базальтоидов, объединяемых в Акатуевский, Нерчинско-Заводской и Широкинский комплексы.

Сопоставление изотопного состава с петрохимией интрузивных комплексов, характеризуемой коэффициентами a , b , n и a/c (по Заварицкому), позволило выделить из данных групп месторождения галенит-сфалеритовой формации, связываемые с Акатуевским комплексом, и месторождения сульфосольно-галенит-сфалеритовой форма-

Таблица

Результаты изотопных измерений свинца и содержание микро

№ п/п	Номер пробы	Месторождение	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
1	2	3	4	5	6
1	б/н	Хапчеранга	18,120	15,470	37,810
2	301	Тоже	18,161	15,463	37,845
3	323	"	18,232	15,480	37,959
4	431	"	18,208	15,474	37,952
5	10	"	18,080	15,466	37,730
6	1076	Курылтыкен	18,224	15,474	37,942
7	1046	Тоже	18,171	15,471	37,852
8	640	"	18,143	15,470	37,708
9	410	Курултей	18,209	15,476	37,954
10	Д-530а	Джидотское	18,075	15,457	37,594
11	ПФ-13-01	Малый Ойногор	18,041	15,460	37,661
12	Суд-1	Сударовское	18,035	15,454	37,576
13	Г-216	Холтосонское	18,014	15,457	37,754
14	СК-40	Джидотское	17,996	15,450	37,614
15	Пр-34	Первомайское	17,989	15,444	37,705
16	Ир-8	Инкурское	17,978	15,455	37,694
17	1178а	Мыльниково-Хоркиринское	18,726	15,533	38,301
18	102/70	То же	18,704	15,538	38,299
19	664	Савинское-5	18,628	15,526	38,212
20	рт.14к	Тоже	18,579	15,530	38,146
21	рт.7к3гор	"	18,612	15,532	38,143
22	50/70	Савинское-4	18,615	15,515	38,186
23	60/70	Тоже	18,629	15,519	38,159
24	20/70	Кличкинское	18,651	15,537	38,231
25	15/70	Тоже	18,630	15,529	38,172
26	681	Шерлова Гора	18,741	15,531	38,533
27	б/н	Тоже	18,363	15,508	38,097
28	7	Этыка	18,444	15,516	38,146
29	6	Тоже	18,370	15,494	38,014
30	КА-31	Кадаинское	18,202	15,474	37,752
31	Бл-25	Тоже	18,269	15,492	37,833
32	ПКК-12	Осиновский шток	18,293	15,482	37,870
33	ПК-83	Покровское	18,377	15,490	38,081
34	ПК-370	Тоже	18,329	15,485	37,871
35	СП-7	Почекуевское	18,609	15,530	38,100
36	ПС-59	Смирновское	18,314	15,481	37,966

примесей

Петрохимические параметры				Cu	Sb	Ag	Bi	Sn	As
a	b	n	a/c	n · 10 ⁻⁴ %					
7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
7,71	4,12	96,3	7,9	6	5	4	6	6	6
9,2	8,4	49,6	4,1	6	5	4	6	6	6
-	-	-	-	3	7	4	1	4	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13,1	3,5	50,9	4,6	3	7	4	1	4	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	4	7	4	3	2	-
-	-	-	-	4	-	-	-	-	-
-	-	-	-	6	6	3	5	4	5
12,2	3,6	48,0	7,6	6	6	5	8	-	-
9,7	5,6	4,6	5,4	1	7	4	3	2	5
11,7	5,0	48,8	58,5	5	7	5	1	3	-
14,8	1,3	59,7	49,3	5	4	5	7	0,3	5
13,1	3,5	50,9	4,6	-	-	-	-	-	-
14,5	2,6	54,0	13,2	7	7	7	7	-	5
14,5	2,6	54,0	13,2	6	6	5	8	-	-
19,0	9,8	55,3	4,0	3	6	4	2	2	-
11,3	29,7	55,8	2,7	6	4	3	5	0,1	-
13,5	3,78	59,8	12,7	2	6	5	4	2	4
17,07	3,11	36,6	65,6	1	7	5	6	1	-
18,0	13,3	54,8	5,0	1	7	5	3	4	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14,4	0,24	51,9	12,7	6	5	4	4	4	8
12,4	28,0	67,0	3,1	5	7	6	3	4	2
14,7	1,3	54,4	11,3	4	7	4	5	3	7
-	-	-	-	6	7	0,1	3	6	-
-	-	-	-	4	4	4	7	66	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13,2	19,7	60,2	3,5	3	6	5	4	4	1
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
11,5	23,8	62,0	3,7	3	6	5	4	4	-
15,3	5,6	64,6	9,7	6	5	6	2	3	2
10,8	29,5	71,0	3,5	6	5	6	2	2	3
18,1	15,3	59,2	9,4	3	7	2	6	5	6
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Таблица (продолжение)

1	2	3	4	5	6
37	190	Михайлов- ское	18,367	15,490	37,869
38	МШ-9	Тоже	18,438	15,503	38,152
39	1142	Покойнинское	18,427	15,486	38,070
40	804	Благодатское	18,706	15,626	38,438
41	А-1	Акатуевское	18,681	15,584	38,348
42	А-2	Тоже	18,664	15,605	38,310
43	М-2	Меркурьева Гора	18,657	15,599	38,338
44	49ТА/75	Алекминский завод	18,600	15,579	38,279
45	4	Шахтмин- ское	18,465	15,551	38,139
46	8	Тоже	18,505	15,591	38,255
47	Вз-6	Воздвижен- ское	18,436	15,570	38,164
48	324	Благодатское	18,432	15,578	38,211
49	965	Нерчинск	18,345	15,535	38,063
50	974	Тоже	18,371	15,552	38,096
51	208-БО	Корийское	18,370	15,537	38,155
52	С-1609/76	Стрельцов- ское	18,667	15,569	38,562
53	ЛБ-1	Лабинское	18,633	15,577	38,333
54	963	Запокровское	18,549	15,551	38,205
55	Ар-1	Арбуканское	18,429	15,559	38,160
56	Ар-4	Тоже	18,436	15,555	38,223
57	Ва-1	Второе-Ар- буканское	18,478	15,566	38,193
58	И-5	Ртутный Ильдикан	18,362	15,553	38,079
59	3	Екатерино- Благодатское	18,367	15,556	38,109
60	1041	Лугинское	18,427	15,556	38,148
61	О-1519	Акатуевское	18,430	15,559	38,216
62	88а/75	Аркинское	18,190	15,540	37,858
63	СК-1	Кочковское	18,438	15,564	38,256
64	НШ-24	Ново-Широ- кинское (50 м от поверхности)	18,352	15,550	38,049
65	СШ-36	345-350 м	18,490	15,610	38,379
66	СШ-39	416-418 м	18,490	15,590	38,290
67	СШ-73	694-699 м	18,440	15,570	38,260
68	СШ-135	760-765 м	18,410	15,560	38,190
69	СШ-158	370-373 м	18,410	15,560	38,180

7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
16,2	11,0	62,8	7,4	1	6	5	2	6	2
10,1	31,5	69,4	3,3	1	6	4	2	6	2
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
11,5	23,8	62,0	3,7	6	5	6	2	2	3
18,0	6,1	58,4	18,0	1	6	6	3	5	-
14,2	18,8	65,4	3,5	0,3	7	4	2	2	-
11,9	9,1	23,1	39,7	5	6	5	1	0,1	3
9,4	18,6	15,0	13,4	5	6	4	2	0,1	6
14,0	17,6	64,3	8,7	6	6	5	3	-	4
16,0	12,0	60,5	7,3	6	7	5	1	-	33
4,6	28,6	60,0	0,6	4	6	3	3	6	6
5,5	16,7	6,2	0,5	4	7	4	2	6	5
5,6	24,3	13,5	0,9	4	7	4	2	6	5
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9,2	22,6	51,8	1,8	4	6	6	3	-	5
				4	6	10	2	0,2	-
8,3	32,7	57,4	1,9	4	10	55	0,1	0,4	-
6,4	32,0	57,8	1,1	-	-	50	-	-	-
7,6	27,3	58,2	1,6	8	6	40	1	0,2	-
10,8	19,7	62,8	1,9	20	3	70	2	0,4	-
12,6	18,0	60,9	2,6	3	2	44	0,03	-	-

Таблица (окончание)

1	2	3	4	5	6
70	СШ-1006	234-245 м	18,430	15,570	38,200
71	СШ-1007	234-245 м	18,454	15,585	38,210
72	83Ш/75	692-687 м	18,420	15,550	38,190
73	5МШ/75	234-245 м	18,440	15,560	38,220
74	14МШ/75	234-245 м	18,410	15,560	38,200
75	18МШ/75	234-245 м	18,410	15,560	38,200
76	327МШ/75	71 - 76 м	18,400	15,540	38,160
77	520МШ/75	498-500 м	18,420	15,550	38,200
78	2112	498-500 м	18,370	15,553	38,123
79	2106	498-500 м	18,325	15,553	38,069
80	15	498-500 м	18,347	15,558	38,075
81	16	498-500 м	18,368	15,555	38,007

ции, связываемые с Нерчинско-Заводским комплексом. Вместе с тем низкие коэффициенты корреляции ($r_b = 0,38$, $r_a = 0,32$, $r_n = 0,16$, $r_{a/c} = 0,12$) и достаточно слабое отличие изученных месторождений, получаемое из результатов сопоставления, указывали на то, что интрузивные комплексы не являются единственным источником рудных свинцов.

Ввиду этого в данной работе сделана попытка установить, каким образом изотопный состав свинца галенитов может быть связан с сопутствующей минерализацией, которая может косвенно характеризовать вмещающие породы или по крайней мере взаимодействие с ними интрузивных магм и рудных растворов. Сопутствующая минерализация характеризуется примесными элементами: Ag, Cu, Sb, Sn, Bi, и As. Результаты изотопных измерений свинца, содержание микропримесей и данные петрохимии интрузивных пород представлены в таблице. Ошибка изотопного анализа при использовании цирконий-силикатного эмиттера и однолучевого метода регистрации составляла $0,2 \div 0,4\%$. Контроль точности измерений производился по стандарту "Галенит-70".

Все измеренные свинцы аномальные, J- типа, в силу чего не могут быть интерпретированы моделями Холмса-Хаутерманса и Фаркуара-Рассела. Приемлемая возрастная интерпретация возможна на основе двухстадийной модели Гейса. В этом случае для месторождений, объединяемых линией регрессии A (рис. 1), при заданном времени свинцовой минерализации $t_2 = 150$ млн. лет "возраст" источника $t_1 = 1860 \pm 100$ млн. лет. При этом уран-свинцовое отношение на 1-й стадии эволюции $\mu_2 = 8,79$, а на второй стадии колебалось в пределах $\mu_2 = 8,2 \div 10,9$ с учетом имевшихся в наличии образцов. Для свинцов второй группы, связываемых с малыми интрузиями производных щелочных базальтоидов, наклон линии регрессии B менее определен в силу большей погрешности измере-

7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	255	-	-	-
-	-	-	-	6	6	5	4	0,2	3
-	-	-	-	10	10	20	0,6	0,4	6
-	-	-	-	10	10	16	10	0,2	6
-	-	-	-	10	10	20	10	0,2	6
-	-	-	-	10	10	-	-	-	-
-	-	-	-	10	10	24	3	0,4	3
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
11,3	25,2	64,1	2,7	6	6	5	3	0,2	3
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

ний ($0,3 \div 0,4\%$). При том же значении $t_2 = 150$ млн. лет, принимаемом сейчас за время рудогенеза в Забайкалье, обусловленного мезозойским этапом тектоно-магматической активизации [1], в рамках двух-стадийной модели следует, что данные свинцы были отторжены из более древнего источника ($t_1 = 2160 \pm 300$ млн. лет), имевшего высокое значение $\mu_1 = 8,89$, а μ_2 изменялось в пределах $9,0 \div 10,5$. Рассчитанные по данным изотопных измерений величины $\mu_1 = 8,79 \div 8,89$ и $\text{Th/U} = 4,2 \div 4,1$ близки к их средним значениям для земной коры и позволяют предполагать преимущественно коровое происхождение изученных месторождений.

Галениты содержат свинец, отторженный в моменты t_1 и t_2 , и их изотопный состав зависит как от данных возрастных значений, так и в равной степени от μ_1 и μ_2 . Величина μ является при этом геохимическим параметром, т.е. подвержена рассеянию наравне с другими химическими элементами. Следовательно, можно ожидать, что в определенных условиях изотопный состав свинца может быть связан и с содержанием микропримесей в самих галенитах. Для изучения такого соотношения сделано совместное сопоставление изотопного состава, петрохимии интрузивных пород и содержания микропримесей. Рассматривались только те пробы, для которых были известны все указанные характеристики. Обработка результатов производилась с помощью кластер-анализа на БЭМС-4 и графически представлена на рис. 2.

По данным R-анализа, наибольшая корреляция изотопного состава имеет в этом случае для микропримесей: As, Sb и Sn ($r_{\text{As}} = 0,38$, $r_{\text{Sb, Sn}} = 0,32$) и Cu, Ag, Bi ($r = 0,26$). Значимая величина корреляции остается лишь для коэффициента железистости-магнетизмности ($r_b = 0,32$), для остальных параметров она практически отсутствует ($r < 0,1$). Очевидно, коэффициент b лучше сохраняет генетические признаки соответствующих интрузивных комплексов

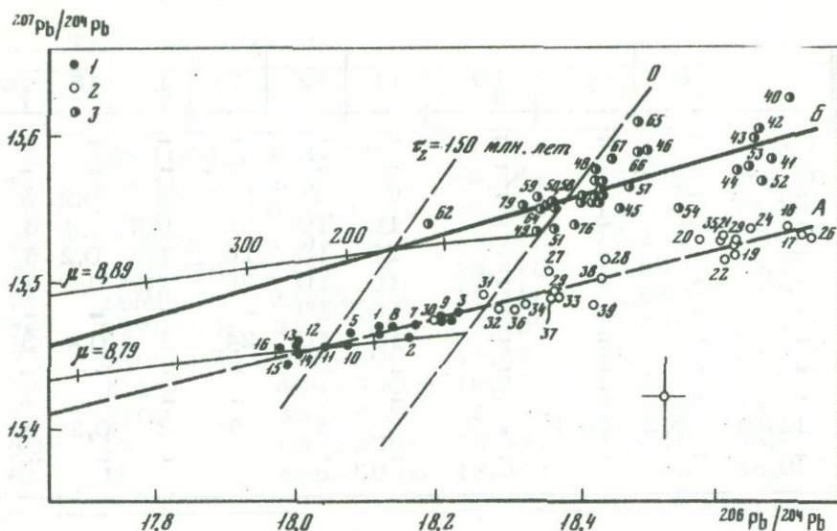


Рис. 1. График изотопного состава свинца галенитов Забайкалья
 1 - Западное Забайкалье; 2, 3 - Восточное Забайкалье
 $y = 13,36844 (\pm 0,14542) + 0,11578 (\pm 0,00792) \cdot x$; $y = 13,07041 (\pm 0,73253) + 0,13520 (\pm 0,03974) \cdot x$

сов по сравнению с другими петрохимическими параметрами, существенное уменьшение корреляции изотопного состава свинца с которыми отражает процесс ассимиляции интрузивными магмами вмещающих пород. В свою очередь более высокая корреляция изотопного состава с содержанием микропримесей может отражать процесс взаимодействия рудных растворов с вмещающими породами, ведущий к появлению новых генетических зависимостей, характеризующих геохимические особенности вмещающих пород данного региона. Отметим, что это может быть и следствием того, что содержание примесных элементов определялось априори, по образцам из разных штуфов.

Таким образом, все рассмотренные месторождения классифицируются по данным Q-анализа на группы, отличающиеся от полученных ранее. Тем не менее некоторые группы сохраняют генетический признак соответствующих интрузивных комплексов, с которыми исследователи этого региона связывают те или иные полиметаллические месторождения. Это отмечается для некоторых месторождений Западного Забайкалья (обр. 10, 13, 15, 16), генетически связываемых с гранитоидами Гуджирского комплекса, месторождений Широкинского рудного узла (обр. 65-69), парагенетически связываемых с малыми интрузиями Широкинского комплекса и некоторых других месторождений.

Для выяснения данной проблемы необходимы дальнейшие исследования с привлечением петрохимии вмещающих пород.

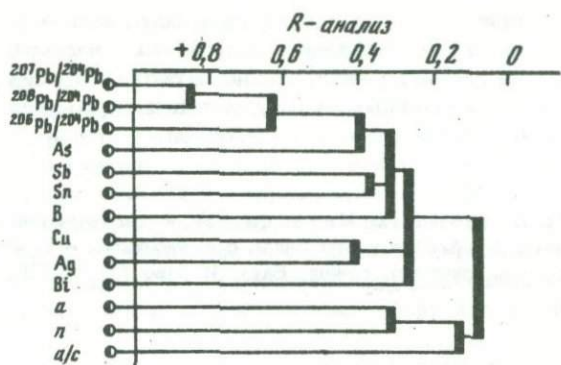


Рис. 2. Диаграмма кластер-анализа полиметаллических месторождений Забайкалья

Из других особенностей изотопного состава свинца галенитов Забайкалья следует отметить довольно узкие пределы вариаций изотопного состава для отдельных месторождений. При этом вариации наблюдаются как для галенитов, взятых с разных гипсометрических отметок; так и для образцов, отобранных по площади (Широкинский

рудный узел). В приповерхностных горизонтах отмечается уменьшение изотопных отношений, очевидно, связанное с эволюцией рудных растворов. Это может быть использовано в геохимических исследованиях в пределах отдельных рудных узлов и всего региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мейтув Г.М., Иванов В.В., Иванова Т.А. и др. Мезозойский магматизм Восточного Забайкалья и его связь с тектоникой. — В кн.: Материалы IV Всесоюз. петрогр. совещ. Баку: Изд-во АН АзССР, 1969, с. 173-175.

УДК 550.93

*Г.П. САНДИМИРОВА, Г.С. ПЛЮСНИН, В.И. КОВАЛЕНКО,
Ю.А. ПАХОЛЬЧЕНКО, А.В. ГОРЕГЛЯД, Н.В. ВЛАДЫКИН*

О ВОЗРАСТЕ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ МОНГОЛИИ (НА ПРИМЕРЕ МАССИВА ХАН-БОГДО)

На территории Монгольской Народной Республики выявлен Южно-Гобийский пояс массивов щелочных гранитов, с которым связан ряд редкометалльных проявлений [1]. Одним из наиболее интересных и типичных представителей массивов щелочных гранитов является Хан-Богдинский, занимающий площадь более 1000 км² и характеризующийся уникальной редкометалльной минерализацией.

Геологическое положение Хан-Богдинского массива и строение вмещающих пород его обрамления подробно освещены ранее [2], поэтому ограничимся кратким изложением представлений о геологии массива. Вмещающие породы представлены каменноугольными и пермскими эффузивными толщами: андезитами, туфами и обломочными породами, прорванными телами игнимбритов среднего и кислого состава, реже встречаются более древние докаменноугольные отложения, представленные основными эффузивами, габбро, кремнисто-граувакковыми и сланцевыми толщами с андезитами. В целом каменноугольно-пермские породы слагают крупную, свыше 40 км в диаметре, плоскодонную мульду, наложенную на докаменноугольное основание. Предполагаемая форма массива — крупная межформационная залежь. Контактная поверхность Хан-Богдинского массива на западе, юге и севере полого погружается под вмещающие породы. Кольцевое строение массива в плане хорошо фиксируется на космических снимках [2].

Главная фаза массива представлена катофорит-арфведсонитовыми гранитами; они секутся жилами и дайками экеритов и щелочногранитных пегматитов, несущих редкометалльную минерализацию, концентрирующуюся в зонах эндоконтакта или тяготеющую к провесам кровли.

Кольцевое строение массива подчеркивается распределением поздних даек микросиенитов, экеритов, грорудитов и щелочных гранит-порфиров, а также расположением ксенолитов и провесов кровли вмещающих вулканогенных пород. Ксенолиты и дайки жильных пород чаще всего концентрируются вдоль кольцевой зоны, отделяющей центральную часть массива от его периферии. Эта кольцевая зона четко фиксируется в современном рельефе наиболее высокими гипсометрическими отметками, представляя собой своеобразный кольцевой гребень на поверхности массива, к вершинам которого приурочены упоминавшиеся уже провесы кровли. По-видимому, современная эрозионная поверхность очень близка к апикальной поверхности массива.

Полевые геологические наблюдения позволили наметить последовательность образования пород Хан-Богдинского массива в следующем виде (от ранних к поздним): 1) биотитовые и амфибол-биотитовые (гастингситовые) граниты и граносиениты; 2) средне-зернистые щелочные моношлатовые граниты главной фазы; 3) полого-залегающие шпировые щелочногранитные пегматиты и жильные пегматоидные щелочные граниты; 4) редкометалльные мелкозернистые экериты, экерит-порфиры и полосчатые тела переслаивающихся экеритов, рокаллитов с шпировыми щелочногранитными пегматитами; 5) микросиениты и гранит-порфиры.

В послемагматический этап произошло окварцевание пегматитов и гранитов с образованием кварцевых штоков и жил, формирование карбонатных и кварц-карбонатных жил, а также гематитизация щелочных гранитов.

Биотитовые и амфибол-биотитовые (гастингситовые) граниты и граносиениты отмечаются только в провесах кровли массива. Они четко пересекаются щелочными гранитами главной фазы. В зоне контакта последние приобретают мелкозернистую структуру и в них появляются многочисленные пегматоидные шпирьы. Местами здесь отмечаются магматические брекчии, сложенные округленными обломками в различной степени фенитизированных биотитовых гранитов и цементирующими их пегматоидными щелочными гранитами главной фазы.

Разнообразные щелочногранитные пегматиты (шпировые и жильные), мелкозернистые экериты (с пегматитами и без них), как уже отмечалось, обычно тяготеют к зоне кольцевого гребня, реже - к зоне эндоконтакта.

Одной из характерных особенностей химического состава изучаемых гранитов является их высокая щелочность [3]. Коэффициент агиатности (1,8-2,0) значительно превышает значение аналогичного показателя для известных массивов щелочных гранитов Кольского полуострова (Кейвский), Казахстана, Тувы, Нигерии, и других районов мира [4]. По этой характеристике с гранитами Хан-Богдо могут сравниваться только уникальные щелочные граниты о-ва Рокалл в Северной Атлантике [5]. Кроме того, для пород массива характерна высокая кремнекислотность (табл. 1). В породах Хан-

Таблица 1

Средний состав щелочных гранитоидов Ханбогдинского массива и

Порода, место взятия пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Щелочной гранит главной фазы (среднее из 2 проб)	75,15	0,04	9,42	3,01	1,47	0,13
Экерит (среднее из 9 проб)	70,20	0,35	8,82	4,34	2,48	0,27
Щелочногранитный пегматит (среднее из 7 проб)	70,20	0,72	7,28	5,04	4,10	0,41
Коменцит, 13 км к востоку от сомона Хан-Богдо (субвулканическое тело)	75,21	0,18	10,75	1,22	1,69	0,04
Мелкозернистый эгириновый гранит (там же)	75,82	0,18	10,98	1,82	0,61	0,02

Анализы проб выполнены Л.И. Матвеевой (химическая лаборатория Института геохимии СО АН СССР).

Богдинского массива проявлена уникальная в минералогическом отношении редкометалльная минерализация, представленная, в частности, разнообразными цирконо-силикатами щелочей и кальция, различными ниобиевыми, редкоземельными и другими минералами. Здесь обнаружен новый кальциевый цирконо-силикат-армстронгит [6]. Редкоэлементный состав гранитоидов представлен в табл. 2 [7]. Как видно из табл. 2, при переходе от щелочных гранитов к экеритам и щелочно-гранитным пегматитам коэффициент агпайтности еще более возрастает. Параллельно увеличивается среднее содержание Sn, Zn, Zr, Gf, редкоземельных элементов и в этом же направлении падает в породах величина отношений K/Rb, Rb/Sr. Для всех разновидностей щелочных гранитов массива характерно резко пониженное (ниже кларков в гранитах) содержание Sr и Ba.

Калий-аргоновые датировки для мономинеральных фракций исследуемых гранитов, полученные методом изотопного разбавления с использованием в качестве трассера воздушного аргона, укладываются в довольно широкий интервал значений (табл. 3) от 245 до 362 млн. лет. Однако если учесть, что щелочные полевые шпаты имеют большую нестабильную зону и теряют в связи с этим радиогенный аргон легче, чем амфиболы и слюды [8], следует признать более надежными цифры, полученные по арфведсониту и полилититону. В то же время известна тенденция к завышению калий-аргоновых возрастов, устанавливаемых по образцам из зон эндоконтакта интруз-

некоторых пород его обрамления.

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ZrO ₂	F	П.п.п.	Сумма
0,04	0,33	5,06	4,95	-	-	-	-	99,60
0,27	0,92	5,22	4,86	-	-	-	-	-
0,21	0,85	5,07	3,40	-	-	-	-	-
0,05	0,52	4,15	4,36	0,10	0,78	0,10	0,48	99,61
0,02	0,25	4,43	4,52	0,14	0,33	0,08	0,23	99,43

Таблица 2

Редкоэлементный состав агпайтовых щелочных гранитов Хан-Богдинского массива

Элемент	Главная фаза	Экериты	Пегматиты	Элемент	Главная фаза	Экериты	Пегматиты
Калий	3,6	3,3	3,6	Ниобий	75	62	253
Натрий	3,5	3,8	3,5	Тантал	7,4	3,6	18,7
Фтор	0,144	0,218	0,210	Цирконий	3820	9450	18380
Литий	75	161	143	Гафний	80	203	413
Рубидий	180	209	189	Церий	174	400	1244
Бериллий	6,0	7,3	6,0	Лантан	87	240	845
Барий	19,5	21,0	27,9	Иттрий	88	286	396
Стронций	7,6	6,0	7,1	K/Rb	200	158	190
Свинец	23	18	20	Ba/Rb	0,10	0,10	0,14
Цинк	133	128	176	F/Li	19	13,5	15
Олово	6,9	18,1	7,1				

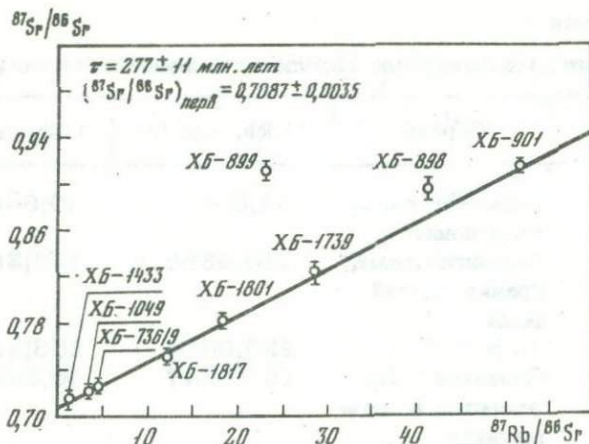
Примечание. Калий, натрий, фтор даны в %, остальные элементы - в г/т. Анализы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР.

Таблица 3

К-Аг возраст щелочных гранитов Хан-Богдинского массива

№ п/п	Номер пробы	Минерал	К, вес. %	Аг ^{град} , нмм ³ /г	Возраст, млн. лет
1	ХБ-898	Арфведсонит, гранит главной фазы	1,43	0,0152	266
2	ХБ-911	Арфведсонит, щелочногра- нитный пегма- тит	1,74	0,0182	270
3	ХБ-911	Щелочной по- левой шпат	10,96	0,01325	306
4	ХБ-903	То же	11,80	0,1210	258
5	ХБ-900	"	8,00	0,0780	245
6	ХБ-902	"	11,80	0,1320	279
7	ХБ-905	"	7,20	0,0899	305
8	ХБ-1253	Арфведсонит из экерита	1,40	0,0176	310
9	ХБ-1243	То же	1,00	0,0122	306
10	ХБ-1056	Арфведсонит из гранитов главной фазы	1,00	0,0104	278
11	ХБ-1054	То же	1,56	0,0163	273
12	ХБ-1059/6	"	1,74	0,0182	274
13	ХБ-1433/4	Лава, ксенолит	3,80	0,0535	351
14	ХБ-1421/8	Щелочной по- левой шпат	11,80	0,1340	289
15	ХБ-1428/11	Арфведсонит из пегматита	1,78	0,0263	362
16	ХБ-1428/10	Щелочной по- левой шпат	11,60	0,1180	260
17	ХБ-1433	Полилитнионит, щелочногра- нитный пегма- тит	9,00	0,1260	342

зий и маломощных жильных дериватов [9, 10], в сравнении с данными по породам главной интрузивной фазы. Это обусловлено разной скоростью охлаждения гомогенного расплава и перераспределением радиогенного аргона среди сосуществующих минералов после кристаллизации. Следовательно, калий-аргоновые даты для арфведсонита и полилитнионита из щелочногранитных пегматитов могут быть существенно удривнены и на этом основании должны быть исключены из



Rb-Sr изохрона щелочных гранитов для массива Хан-Богдо (Южная Монголия)

рассмотрения. В результате интервал возможных значений возраста для массива щелочных гранитов Хан-Богдо уменьшился до промежутка от 270 до 310 млн. лет при наиболее вероятном среднем значении 290 млн. лет.

Для окончательного решения проблемы возраста щелочных гранитов и их генезиса была сделана попытка использовать рубидий-стронциевый изохронный метод. С этой целью было проанализировано 5 проб щелочных гранитов из центральных частей массива, 2 пробы из ксенолитов ранних гастингситовых гранитов и две пробы арфведсонит-микроклиновых экеритов. Измерения проводились на масс-спектрометре МИ-1305 с трехлучевым источником ионов двулучевым компенсационным методом [11, 12]. Контроль за точностью и воспроизводимостью анализов осуществляется с помощью регулярно измеряемого стандарта Е. и А. ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для него на период измерений оказалось равным 0,070803).

На основании полученных данных (табл. 4) построена изохрона (рисунок) и вычислен возраст для уравнения регрессии $y = 0,7087 + 0,003867x$, который оказался равен 277 ± 11 млн при константе распада ^{87}Rb , равной $1,39 \cdot 10^{-11}$ лет $^{-1}$. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, рассчитанное по методу наименьших квадратов [13] при 95%-ном доверительном интервале оказалось равным $0,7087 \pm 0,0035$. Анализ характера распределения фигуративных точек, отображающих изотопный состав стронция в пробах, обнаруживает две выпадающие с изохроны точки. Повторные измерения подтвердили их положение на диаграмме и исключили возможность аналитической ошибки. По-видимому, в данном случае зафиксировано нарушение радиоактивного равновесия в системе $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ за счет выноса рубидия (см. табл. 4) и процессов изотопного обмена в афкальной части интрузии между расплавом и вмещающими ортофи-

Таблица 4

Результаты определения абсолютного возраста щелочных

Номер пробы	Порода	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г
ХБ-1433	Пегматит с полилитнионитом	44,0417	90,8426
ХБ-1049	Гастингситовый гранит ранней фазы	140,0388	104,3994
ХБ-736/9	То же	220,0614	156,3327
ХБ-1817	Слоистое тело экеритов и пегматитов	198,8847	46,0482
ХБ-1801	Среднезернистый щелочной гранит главной фазы	150,9594	23,1310
ХБ-899	Экерит	139,4239	17,0710
ХБ-1739	Щелочной гранит главной фазы с полилитнионитом	196,2432	19,2145
ХБ-898	Среднезернистый щелочной гранит главной фазы	199,4782	13,5811
ХБ-901	Экерит	237,2282	12,8799

рами из кровли массива. В пользу этого предположения свидетельствует редкоэлементный состав экерита, выпадающего с изохроны по сравнению с такой же породой, не испытавшей нарушения равновесия. Экериты из зоны эндоконтакта (ХБ-899) отличаются от экерита из более глубоких горизонтов массива (ХБ-901) по содержанию калия (3,05 и 3,93% соответственно) и концентрациям элементов-примесей (литий - 232 и 94 г/т, рубидий - 139 и 237 г/т, свинец - 7 и 25 г/т, цинк - 450 и 40 г/т). Аналогичными причинами, вероятно, следует объяснить и положение точки ХБ-898 относительно изохроны. Теперь рассмотрим полученные изотопные данные.

В мировой литературе известно крайне ограниченное число работ, посвященных исследованию изотопного состава первичного стронция в щелочных гранитах. Для хорошо изученных щелочных серий Монтереган-Хиллс первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет $0,7040 \pm 0,0002$, что близко к значению, найденному для щелочных базальтов [14]. В районе Осло исследован варисский комплекс интрузивных щелочных пород, включающий ларвиниты, биотитовые граниты и экериты различного состава. Здесь первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

гранитов массива Хан-Богдо (МНР) рубидий-стронциевым методом

^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
12,2644	8,9698	1,3673	0,7135
38,9863	10,3084	3,7820	0,7247
61,2643	15,4363	3,9688	0,7266
55,3842	4,5468	12,1809	0,7494
42,0380	2,2843	18,4030	0,7819
38,8259	1,6856	23,0339	0,9117
54,6486	1,8972	28,8049	0,8218
55,5495	1,3410	41,4239	0,8922
66,0619	1,2717	51,9477	0,9094

для экерита и грорудита оказалось равным соответственно 0,706 и 0,703 [15].

Наиболее пеструю картину дает исследование изотопного состава стронция в многочисленных массивах Нигерийской щелочной провинции [16]. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для мезозойских гранитоидов сиенитового состава (комплекс Зараңда) оказалось равным $0,7045 \pm 0,0033$; для рибекит-арфведсонитовых гранитов комплекса Лиру - $0,708 \pm 0,015$, для комплекса Амо - $0,713 \pm 0,011$ и $0,721 \pm 0,004$; для биотитовых гранитов комплекса Панкшин - $0,7066 \pm 0,013$, для комплекса Джос - $0,7078 \pm 0,011$, для комплекса Лиру - $0,729 \pm 0,009$; для альбит-рибекитовых гранитов комплекса Лиру - $0,752 \pm 0,021$. Аномально высокие отношения связываются с привнесением радиогенного ^{87}Sr в процессе постмагматической альбитизации и процессами ассимиляции материала древних гранитоидов в земной коре [16]. Наконец, для щелочных гранитов о-ва Рокал (Северная Атлантика) оно составило 0,7065 [17], а сиениты и нефелиновые сиениты серии Кунавара, отобранные близ Мадраса, характеризуются отношением $0,7051 \pm 0,0013$ [18]. Привлекает

внимание любопытный факт роста отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в исходном магматическом расплаве одновременно с увеличением его щелочности. Исключение составляют щелочные граниты Нигерии, где широко развиты процессы контаминации и постмагматического преобразования.

С одной стороны, обнаруженное явление подтверждает высказанное ранее предположение [2], что в образовании щелочных гранитов, в привносе щелочей, редких и рассеянных элементов большая роль принадлежала мантийным источникам. С другой стороны, намечающаяся связь щелочности и изотопного состава стронция позволяет допустить возможность формирования родоначальных магматических расплавов при участии трансмагматических растворов, возникших на разных глубинах в мантии с различающимися Rb/Sr отношениями из-за разной степени дифференциации мантийного вещества. С позиций этой гипотезы щелочные граниты с низкими коэффициентами аргитности генетически должны быть связаны с верхними глубоко дифференцированными слоями на границе коры и мантии, а наиболее щелочные разновидности, подобные породам массива Рокалль и Хан-Богдо, образовались за счет потоков трансмагматических растворов из более глубоких областей мантии с меньшей степенью дифференциации.

Поскольку все изложенное пока не выходит за рамки предположений, не исключается возможность образования огромного массива щелочных гранитов и из самостоятельной магмы, генерированной из базальтового слоя при выплавлении "пантеллеритовой" составляющей [19]. Естественно, процессы гибридности и контаминации коровым материалом должны рассматриваться особо с учетом геодинамической обстановки, химического состава и возраста вмещающих пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коваленко В.И. Редкометалльные гранитоиды и их вулканогенные аналоги. Новосибирск: Наука, 1976.
2. Дуранте М.В., Зоненшайн Л.П., Коваленко В.И. и др. Верхнепалеозойские отложения и магматизм Хан-Богдинского района Южной Монголии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, вып. 4, с. 85–104.
3. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П. и др. Редкометалльные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971.
4. Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Лапидес И.Л., Горегляд А.В. Щелочные амфиболы редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977.
5. Sabine P.A. The geology of Rochall North Atlantic. — Bull. Geol. Surv. Gr. Britain, 1960, N 16, p. 156–178.
6. Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Кашаев А.А. и др. Новый силикат кальция и циркония — армстронгит. — ДАН СССР, 1973, № 5, с. 1185–1188.
7. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977.

8. Брандт С.Б., Вороновский С.М. Дегидратация и сохранность радиогенного аргона в слодах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, вып. 11, с. 78–82.
9. Плюснин С.С., Волкова Н.В., Годвинский Г.П. и др. Закономерности распределения аргона и гелия в контактовых областях и зонах тектонических нарушений. — Геожимия, 1972, № 10, с. 1189–1196.
10. Брандт С.Б., Плюснин Г.С., Волкова Н.В., Смирнов В.Н. Использование discordантных значений абсолютного возраста для получения петрогенетической информации (на примере калий–аргонового метода). — В кн.: Ежегодник–1970. Иркутск: СибГЕОХИ, 1971, с. 250–257.
11. Сандиминова Г.П., Плюснин Г.С., Коваленко В.И. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb–Sr возраст редкометалльных гранитоидов МНР. — ДАН СССР, 1977, 233, с. 226–228.
12. Пампура В.Д., Плюснин Г.С., Сандиминова Г.П. Изотопный состав стронция современных гидросистем Камчатки. — Геожимия, 1977, № 7, с. 1087–1091.
13. Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченков О.А. Вычисление и статистическая оценка параметров прямолинейных изохрон. — В кн.: Графические методы изотопной геологии. М.: Недра, 1974.
14. Fairbairn H.W. Initial ratio of Strontium-87 to Strontium-86, whole age and discordant biotite in the Monteregian J, Igneous Province, Quebec. — J. Geophys. Res., 1966, vol. 68, N 24, p. 6515, 1963.
15. Gžamanske G.K. Petrologic aspects of the finnmarka igneous complex Oslo area, Norway. — J. Geol., 1965, vol. 23, N 2, p. 293.
16. Breemen O., Hutchins on J., Bowder P. Age and Origin of the Nigerian Mesozoic Granites: A Rb–Sr Isotopic Study, Contrib. Mineral. and Petrol., 1975, vol. 50, N 3, p. 157–172.
17. Moor bath S., Welke H. Isotopic evidence for the continental affinity of the Rockall Bank North Atlantic–Earth Plan. Sci. Lett., 1969, vol. 5, p. 211–216.
18. Clark G.S., Subb ara o K.V. Rh–Sr isotopic age of the Kunavaram series. A group of alkaline rocks from India. — Can. J. Earth Sci., 1971, vol. 8, N 12, p. 1597–1602.
19. Bailey D.K., Schairer J.F. The system $\text{Na}_2\text{O}–\text{Al}_2\text{O}_3–\text{Fe}_2\text{O}_3–\text{SiO}_2$ at atmosphere and petrogenesis of alkaline rocks. — J. Petrology, 1966, vol. 7, N 1.

УДК 550.93

П. В. КОВАЛЬ, В. Н. СМЕРНОВ

О ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ РАДИОЛОГИЧЕСКОГО ОМОЛОЖЕНИЯ “ДРЕВНИХ” ГНЕЙСО-ГРАНИТОВ МОНГОЛИИ (ПО ДАННЫМ К–Аг МЕТОДА)

Согласно наиболее распространенным представлениям [1–3] гнейсо-гранитные породы поднятий, вытянутых вдоль главных ветвей Монголо–Охотского линеамента, Селенгинской и Ононской (Бутэленское и Модотинс–Эрендабанское), рассматриваются как протерозойские образования. Вместе с тем в этих же работах содержатся сведения о вероятности более молодого (мезозойского) возраста

гнейсо-гранитных и сопутствующих им пегматитовых и аплитовых пород указанных поднятий.

Следует отметить, что Бутэлейское и Модотино-Эрендабанское поднятия непосредственно продолжают зоны распространения мезозойских "ультраметаморфических" [4] и мезоабиссальных пегматитовых гранитов Забайкалья. Выяснение возраста гранитизации пород выступов древнего фундамента имеет принципиальное значение для понимания тектонического развития и металлогении МНР. Нами было предпринято первое систематическое изучение калий-аргонового возраста гнейсо-гранитной ассоциации хребта Бутэлейн-Нуру.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГНЕЙСО-ГРАНИТНОЙ АССОЦИАЦИИ БУТЭЛЕЙСКОГО ПОДНЯТИЯ

Бутэлейское поднятие имеет протяженность свыше 400 км и ширину порядка 60-70 км. Оно отделяет Орхон-Селенгинскую систему разломов от Северо-Селенгинского прогиба. С северо-запада поднятие ограничено нарушениями Желтуринского, с юго-востока - Селенгинского разлома.

Поднятие сложено кристаллическими сланцами, гнейсами, гнейсо-гранитами и относительно слабо метаморфизованными породами, датируемыми нижним протерозоем (интенсивно метаморфизованные породы) - кембрием (сланцы) [2]. Слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы развиты главным образом в краевых частях поднятия. В направлении центральной части хребта Бутэлейн-Нуру они сменяются существенно биотитовыми, нередко мелкоочковыми сланцами, грубо- и тонкополосчатыми биотит-роговообманковыми и биотитовыми гнейсами, мигматитами и гнейсо-гранитами. В осевой части поднятия гнейсограниты преобладают. Гнейсогранитная толща насыщена дайковыми телами аплитовых гранитов, аплит-пегматитов и биотит-альбит-микроклиновых пегматитов с гранатом. Залегание гранитоидных жил преимущественно согласное с полосчатостью гнейсов.

Метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы имеют, как правило, относительно пологое залегание с падением полосчатости преимущественно к периферии поднятия. В направлении центральной части поднятия наблюдается заметное уменьшение углов падения.

Достаточно часто отмечаются также случаи поперечного простирания и замыкания полосчатости метаморфической толщи.

В целом для поднятия характерно преимущественно пологое и периклинальное залегание метаморфических пород, общее усиление интенсивности метаморфизма и гранитизации, а также насыщенности гранитными инъекциями в направлении осевой части хребта Бутэлейн-Нуру. Это дает основание представить Бутэлейское поднятие в виде цепочки гнейсогранитных куполов, сформировавшихся в древней относительно слабо метаморфизованной вулканогенно-терригенной толще. Примером такого купола, по-видимому, может служить Сун-

дильский массив, закартированный А.П. Разказчиковым и другими в северо-восточной части поднятия. Гнейсо-граниты Сундульского купола образовались в первую фазу становления массива, интрузивные жильные и пластообразные тела аplitовых гранитов и пегматитов — во вторую.

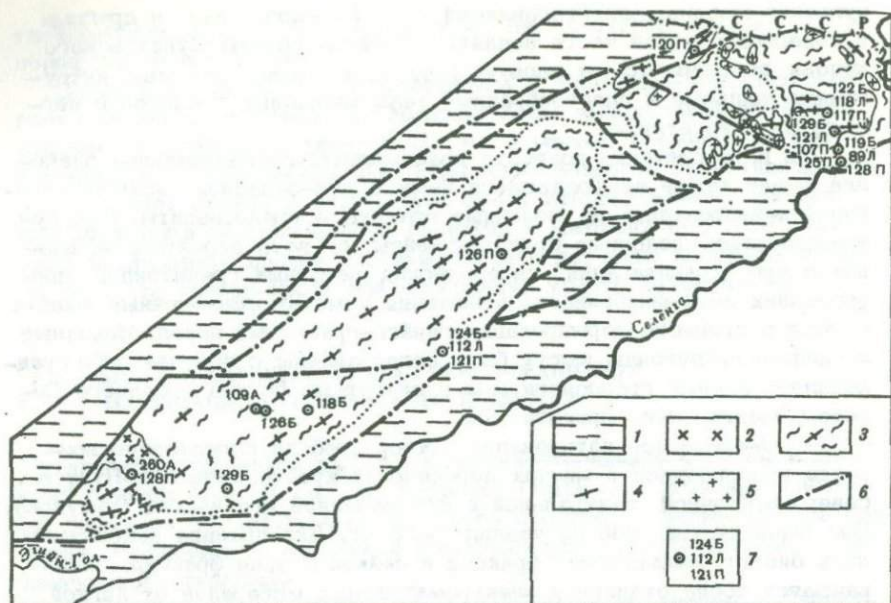
Для интерпретации возраста гранитизации принципиальное значение имеет также наблюдавшееся нами в юго-западной части наложение "гнейсирования" на щелочные граниты — граносиениты. Обнаруженные здесь щелочные гранито-гнейсы, по всей вероятности, возникли при "гранитизации" палеозойских щелочных гранитоидов, прорывающих венд-кембрийские отложения и метаморфизованных вместе с ними в процессе формирования гнейсо-гранитных пород. Исходные щелочные гранитоиды могут быть сопоставлены с поздне- либо среднепалеозойскими граносиенитами и сиенитами бортов соседнего Северо-Селенгинского прогиба [5].

Калий-аргоновое датирование. Отбор проб на определение возраста производился в местах пересечений хребта Бутэлейн-Нуру в северо-восточной, центральной и юго-западной его частях (рисунок). Вес большинства проб составлял 5–15 кг. Для анализа использовались биотит, амфиболовая фракция и лейкократовая фракция, оставшаяся после отделения электромагнитных минералов от легкой фракции, полученной при промывке проб. В большинстве случаев выделенный биотит имел свежий облик и соответствующие этому минералу содержания калия. Некоторая хлоритизация отмечена в обр. 2176 (таблица).

Переходя к геологической интерпретации результатов калий-аргонового датирования, отметим прежде всего поразительную для гнейсо-гранитной ассоциации выдержанность результатов, которые в массе своей отвечают нижнему мелу. Причем в это число попадают все главные парагенезисы ассоциации от кристаллических сланцев и парагнейсов и пегматитов. Исключение составляют лишь обр. 2269 щелочного ортогнейса, на котором мы подробнее остановимся ниже.

Второй важной особенностью полученных датировок является удовлетворительная сходимость (практически в рамках суммарной погрешности определения калия и радиогенного аргона) результатов, полученных по различным фракциям породы. Последнее можно расценивать как свидетельство хорошей сохранности радиогенного аргона в породах. Принимая во внимание выдержанность значений возрастов по ассоциации в целом, это может указывать также на отсутствие более поздних, чем гранитизация, наложенных высокотемпературных процессов, поскольку альтернативное предположение более позднего равномерного прогрева древней гнейсо-гранитной ассоциации и толщи сланцев противоречит наблюдаемой зональности метаморфизма.

Особое положение в серии представленных данных занимает обр. 2269 щелочного ортогнейса, для которого получен палеозойский возраст по амфиболу и позднемезозойский — по валовой пробе породы. Этот факт имеет существенное значение для геологической



Карта-схема К-Аг возрастов гнейсо/гранитной ассоциации Бутленского поднятия

1 - домезозойские, преимущественно венд-кембрийские метаморфизованные вулканогенно-осадочные и осадочные породы; 2 - щелочные амфибол-эгериновые гранитогнейсы; 3 - породы с телами гнейсогранитов, аплитовых гранитов и пегматитов; 4 - гнейсо-граниты; 5 - гранит-аплиты, пегматит-аплиты, пегматиты; 6 - разломы; 7 - значения К-Аг возрастов, определенные по амфиболу (А), биотиту (В), лейкократовой фракции (Л) и валовой пробе породы (П)

интерпретации результатов. Действительно, при гранитизации вулканогенно-осадочной толщи происходит практически полная перекристаллизация и существенное изменение состава исходных пород с образованием парагенезисов более высокой степени метаморфизма (амфиболитовой) и фиксации новой точки отсчета калий-аргонового возраста. При наложении того же процесса на гранитоиды могут образовываться парагенезисы, близкие к исходному, например щелочной ортогнейс, возникший на месте палеозойского щелочного гранита (см. обр. 2269, таблица). В этом случае, особенно при сохранении таких реликтовых минералов, как амфибол, пироксен, слюды, естественны неравномерные потери радиогенного аргона минералами исходной породы и, как следствие, несходящиеся значения возраста, получаемые по различным фракциям породы. Учитывая, что доля калия, приходящегося на амфибол в обр. 2269 щелочного гранитогнейса не превышает 1% общего содержания его в породе, а основным минералом-носителем калия является калиевый полевой шпат, вполне понятны и более древняя датировка по амфиболу

(260 млн. лет), и "нормальное" для гнейсо-гранитной ассоциации значение возраста по валовой пробе (128 млн. лет).

Таким образом, можно предположить следующее: 1) полученные калий-аргоновые возрасты фиксируют какой-то единый для всего поднятия региональный геологический процесс, одновременный с образованием зональности гнейсо-гранитной ассоциации (кристаллические сланцы - гнейсы, мигматиты-граниты, пегматиты); 2) исходные вулканогенно-терригенные толщи были относительно слабо метаморфизованы; 3) несходящиеся значения калий-аргоновых возрастов отвечают парагенезисам гнейсо-гранитной ассоциации, образовавшимся по доверхнемезозойским ортопородам. Реальным геологическим процессом, согласованно объясняющим имеющиеся факты, может быть позднемезозойская (J_3-K_1) гранитизация и сопутствующий ей метаморфизм древних (вероятно, венд-кембрийских) толщ.

С этой точки зрения рассмотрим имеющиеся геологические данные и соображения о возрасте гнейсо-гранитной ассоциации хребта Бутэлейн-Нуру. Как уже отмечалось, высокометаморфизованные и гранитизированные породы мезозойских поднятий МНР обычно рассматривают как более древние докембрийские образования [1-3]. Между тем, по данным И.П. Палей [2] и нашим наблюдениям, в Бутэлейнском поднятии гранитизация накладывается на относительно полого-залегающие вулканогенно-осадочные отложения венда-кембрия и, следовательно, имеет по крайней мере палеозойский возраст.

И.П. Палей отмечает также, что в экзоконтактной зоне Сундульского массива гранитизация развивается и по вулканогенно-осадочным породам триаса [2]. Возраст самого Сундульского массива на основании одного калий-аргонового анализа определяется им как триасовый (236±25 млн. лет, Лаборатория ЦНИГРИ [2]). В последнем случае, по-видимому, мы имеем дело с одним из примеров удревления возраста гнейсо-гранитов. Об этом, во-первых свидетельствуют калий-аргоновые возрасты пород Сундульского массива, приведенные в таблице. Во-вторых, весьма маловероятен процесс одновременного накопления и гранитизации вулканогенно-осадочных толщ в континентальном прогибе. Однако в любом случае эти данные свидетельствуют о мезозойском возрасте гранитизации Сундульского гнейсо-гранитного купола.

Гнейсо-гранитная ассоциация хребта Бутэлейн-Нуру аналогична комплексу мигматит-гранитных, гнейсо-гранитных и пегматитовых образований Заганского хребта, являющегося непосредственным продолжением хребта Бутэлейн-Нуру в Забайкалье. По данным Г.Л. Падалки и Л.А. Козубовой [2], абсолютный возраст пегматитов Байц-Кудуй в Заганском хребте составляет 118-170 млн. лет (свинцовый, гелиевый, калий-аргоновый методы).

Таким образом, представления о наиболее вероятном позднемезозойском (J_3-K_1) возрасте бутэлейнской гнейсо-гранитной ассоциации дают наиболее непротиворечивое объяснение большинству имеющихся данных по этому вопросу. Их дальнейшее развитие связано прежде всего с картированием гнейсо-гранитных купольных струк-

Таблица

Калий-аргоновый возраст пород гнейсо-гранитной ассоциации

Место взятия пробы	Номер проб	Характеристика пород
Северо-восточная часть поднятия		
Левый борт пади Цайтун	2173	Мелкозернистый мелкоочковый роговообманково-биотитовый гранито-гнейс
Сундульский массив центральная часть	2176	Мелкозернистый гнейсовидный аплитовый гранит с пегматитовыми шширами (жила)
центральная часть	2177	Среднезернистый биотитовый гранито-гнейс
южный экзоконтакт	2178	Среднезернистый роговообманково-биотитовый гранито-гнейс
южный экзоконтакт	2178/2	Мелкоочковый мелкозернистый биотитовый сланец
Центральная часть поднятия		
Верховья р. Шарангин-гол, правый борт	2169	Альбит-кварц-микроклиновый пегматит с биотитом и гранатом (жила)
Среднее течение р. Манхатуин-гол, правый борт	2168	Мелкозернистый биотитовый гранито-гнейс
Юго-западная часть поднятия		
Истоки р. Цзун-Ацагол	2267/9	Мелкозернистый биотитовый гранито-гнейс
Истоки р. Харцаингол	2267/3	Среднезернистый биотитовый гранито-гнейс
Истоки р. Шабартуин-гол	2267/15	Мелкозернистый лейкократовый гранит с пегматоидными шширами (жила)
Там же	2268/1	Среднезернистый роговообманково-плагноклазовый гнейс
Правый исток р. Харлаг-гол	2269	Мелкозернистый щелочной амфибол эгириновый гранито-гнейс (ортогнейс)

Буталеинского поднятия

Анализируемый материал	К, %	^{40}Ar , нмм ³ /г	Возраст, млн. лет
Северо-восточная часть поднятия			
Порода	4,60	$0,0209 \pm 0,0006$	120
Биотит	5,90	$0,0275 \pm 0,0004$	122
Лейкократовая фракция	5,96	$0,0268 \pm 0,0004$	117
Порода	5,57	$0,0256 \pm 0,0008$	117
Тоже	6,45	$0,0320 \pm 0,0006$	129
"	3,86	$0,0177 \pm 0,0004$	121
"	3,75	$0,0153 \pm 0,0003$	107
"	5,50	$0,0249 \pm 0,0002$	119
"	2,80	$0,0094 \pm 0,0003$	89
"	2,17	$0,0109 \pm 0,0005$	128
"	2,17	$0,0103 \pm 0,0004$	125
Центральная часть поднятия			
Порода	3,55	$0,0174 \pm 0,0005$	126
Биотит	7,17	$0,0341 \pm 0,0003$	124
Лейкократовая фракция	5,60	$0,0238 \pm 0,0004$	112
Порода	5,00	$0,0235 \pm 0,0006$	121
Юго-западная часть поднятия			
Биотит	6,65	0,0292	118
Тоже	7,00	0,0346	129
"	6,54	0,0316	126
Концентрат амфибола	0,95	0,00394	109
Тоже	0,68	0,00703	260
Порода	4,15	0,0205	128

тур и изучением взаимоотношений гранитизации с пермскими, триасовыми и юрскими отложениями поднятия.

Если представления о метаморфизме и гранитизации триасовых эффузивов соответствуют геологической реальности, то это дает серьезное основание полагать, что Бутэлейнское поднятие зародилось и начало развиваться в связи с позднемезозойским (J_2-3-K_1) тектоно-магматическим циклом и дальнейшей, более дробной дифференциацией сводово-глыбовых поднятий на отдельные блоки.

Касааясь проблемы позднемезозойской гранитизации мезозойских поднятий западной части Монголо-Охотского пояса (МНР) отметим, что процесс формирования гнейсо-гранитных и близких им по глубинности мезоабиссальных пегматитоносных ассоциаций тесно связан с развитием узких протяженных поднятий, сопутствующих главным разломам системы Монголо-Охотского линеамента (Бутэлейнское, Модотино-Эрендабанское поднятия) и отдельным крупным поперечным разломам (зона Их-Хайрханского ствола интрузий).

Развитие гнейсо-гранитных и мезоабиссальных пегматитоносных магматических ассоциаций в различных зонах позднемезозойского ареала магматизма представляет собой важную особенность магматизма Монголо-Охотского пояса, которая имеет принципиальное значение как для понимания вопросов тектоно-магматической зональности региона, так и для решения вопросов петрологии гранитоидов и металлогении. Очевидно, что позднемезозойские гнейсо-гранитные ассоциации можно рассматривать как корневые части колонн гранитоидного магмообразования мезозойских поднятий. Выделение позднемезозойских гнейсо-гранитных и мезоабиссальных пегматитоносных ассоциаций, изучение их положения в структуре ареала и соотношений с гранитоидами гипабиссальных и приповерхностных фаций дает возможность более обоснованного прогноза проявлений полезных ископаемых (например, пегматитовых). В частности, в Бутэлейнском поднятии не известны и маловероятны в будущем находки гипабиссальных и приповерхностных интрузий, аналогичных гуджирским соседнего Забайкалья, и сопутствующего им оруденения.

Выводы. Анализ данных калий-аргоновой геохронометрии и сопоставление их с геологическими материалами свидетельствуют о позднемезозойском (J_3-K_1) возрасте гнейсо-гранитной ассоциации (кристаллические сланцы — гнейсы, мигматиты, гнейсо-граниты — граниты, аплиты, пегматиты) Бутэлейнского поднятия.

Образование гнейсо-гранитной ассоциации связано с позднемезозойской гранитизацией относительно слабо метаморфизованных древних (предположительно венд-кембрийских) вулканогенно-терригенных толщ и формированием гнейсо-гранитных куполоподобных структур хребта Бутэлейн-Нуру.

Гнейсо-гранитная ассоциация Бутэлейнского поднятия представляет собой пример корневых глубинных фаций позднемезозойских гранитоидных систем. Подобные ассоциации, очевидно, могут быть выделены в пределах других мезозойских поднятий (например, Эрендабанского и в районе Их-Хайрханского ствола интрузий).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т. 2.
2. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974.
3. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975.
4. Козубова Л.А. Ультраметаморфизм в сводово-глыбовых поднятиях активизированной области Забайкалья. — Геол. и геофиз., 1976, № 6.
5. Коваль П.В., Салтыковский А.Я., Смирнов В.Н., Цэдэн Ц. Магматизм Дзидийского района МНР. — В кн.: Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР за 1973 г. Новосибирск: Наука, 1974.

УДК 550.93

А. Т. МАТРЕНИЦКИЙ

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО АБСОЛЮТНОМУ ВОЗРАСТУ ЭФФУЗИВНЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКОГО ПРОГИБА (МНР)

Орхон-Селенгинский прогиб — одна из крупнейших верхнепалеозойских вулканогенных структур Северной Монголии, наложенная на рифейско-кембрийский фундамент. Она служит продолжением области развития пермских и триасовых вулканических пород в верховьях р. Амур, в долинах рек Шилки, Ингоды и Якоя. Геологическое строение прогиба и его тектоническая структура подробно рассмотрены в публикациях А.А. Моссаковского и О. Томуртоого [8, 9, 12]. Помимо этих исследователей, опорные стратиграфические разрезы пермских вулканогенных толщ изучались В.В. Кепежинским и И.В. Лучицким [4, 5]. Ими впервые приведена общая петрохимическая характеристика пермских вулканических образований Орхон-Селенгинского прогиба. Развитые в его пределах интрузивные ассоциации пород изучены значительно слабее. О них имеются самые общие сведения в публикациях Э.В. Михайлова и Р.А. Хасина [2], которые выделили пермо-триасовый селенгинский интрузивный комплекс, отнеся к нему все известные к тому времени интрузивные массивы Орхон-Селенгинского прогиба. Несколько позднее Р.А. Хасин [13] включил селенгинский комплекс в состав монзонит-граносиенитовой формации, а А.С. Павленко, Л.В. Филиппов и Л.П. Орлова [10] — в состав адамеллит-граносиенит-порфировой формации.

В связи с новым этапом геологических работ в пределах Орхон-Селенгинского прогиба, открытием и разведкой Эрдэнетского месторождения медно-молибденовых руд и поисками этого типа руд в пределах прогиба необходимо более детальное изучение и расчленение позднепалеозойских интрузивных образований.

О возрасте вулканических толщ, слагающих Орхон-Селенгинский прогиб, существовало несколько различных точек зрения. Сначала появилась тенденция завышать возраст пород на основании литоло-

гического сходства с аналогичными толщами Забайкалья [1, 6], затем занижать возраст, исходя из общегеологических соображений и флористических находок [11] и лишь в последнее время благодаря детальному стратиграфическому расчленению этих толщ в работах А.Д. Моссаковского и О. Томуртоого были выделены обширные поля пермских вулканогенных образований занимающие большую часть территории прогиба. Эта неустойчивость представлений о возрасте вулканогенных толщ отразилась и на датировке пространственно связанных с ними и прорывающих их интрузивных образований. Одними геологами они датировались как карбоновые и нижнепермские, другими — как триасовые, а отдельными исследователями ранние фазы предположительно относились к силуро-девону.

В настоящее время в пределах западной части Орхон-Селенгинского прогиба верхнепалеозойские интрузивные образования выделяются в пермо-триасовый Селенгинский комплекс. Автором этот комплекс был расчленен на две ассоциации: более раннюю-габбро-сиенитовую и более позднюю-гранит-граносиенитовую.

Габбро-сиенитовая ассоциация интрузивных пород имеет ограниченное распространение. Относящиеся к ней массивы сосредоточены во внутренней части Орхон-Селенгинского вулканического прогиба и отличаются небольшими размерами (до 20 км²). Габбро-сиенитовые интрузии локализуются главным образом в пределах верхнепермской базальтовой свиты, тяготея к пересечениям разрывных нарушений или ослабленным участкам слоистости, особенно к контактам туфогенных прослоев, перекрытых плотными базальтовыми лавами. Массивы отличаются многофазным, нередко зональным строением. Они сложены оливин-пироксеновыми габбро, содержащими титаномагнетит, поздний биотит и ортоклаз, сиенито-диоритами и сиенитами.

Для массивов характерно большое количество разнообразных, разновозрастных даек от верхнепермских до нижнеюрских, секущих породы ассоциации, что свидетельствует об их приуроченности к долгоживущим разломам.

Радиологический анализ этих пород ранее не проводился. Они относились к триасу, нижней перми, а в отдельных случаях — вплоть до карбона и силуро-девона.

Анализ образцов пород габбро-сиенитовой ассоциации, проведенный в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР по биотиту из Западного Нарин-Толбуригольского массива, показал верхнепермский возраст этих пород в довольно узком интервале: оливиновое габбро — 252 ± 8 млн. лет, сиенито-диориты — 242 ± 7 , переходные сиениты — 268 ± 8 , сиениты — 248 ± 8 .

Породы габбро-сиенитовых массивов прорываются более поздними дайками гранит-граносиенитовой ассоциации, а также дайками амфиболовых трахиандезитов, возраст которых мы принимаем как поздне-триасовый-раннеюрский, поскольку они по составу и внешнему облику аналогичны межпластовым интрузивным телам, залегающим в флористически охарактеризованных отложениях ихэ-ульской свиты ($T_3 - J_1$).

Гранит-граносиенитовая ассоциация. Гипабиссальные интрузии граносиенитов с жильной серией мелкозернистых биотитовых гранитов и гранит-аплитов завершают развитие верхнепалеозойского магматизма. Они прорывают все эффузивные толщи перми и проявляются в зонах поствулканических разломов или в узлах пересечения разнонаправленных разломных систем. В бассейнах рек Селенга и Орхон на интрузивные массивы налагает терригенная абзогская свита (T_{2-3}), представленная в основании разреза грубыми конгломератами с галькой и валунами граносиенитов. Возраст свиты получен по флористическим данным [9]. Вследствие этого большинство исследователей Северной Монголии относят данную ассоциацию пород к пермо-триасу.

Гранит-граносиенитовые массивы имеют достаточно широкий ореол распространения, охватывающий не только Орхон-Селенгинский прогиб, но и обрамляющие его раздробленные орогенные поднятия. Отдельные интрузивы, особенно дайки порфиroidных граносиенитов и граносиенит-порфиоров, известны в юго-восточной части Прихубсугулья, на Хангайском поднятии и в бассейне р. Идэр, где они приурочены к тектоническим нарушениям, оперяющим крупные региональные разломы. В пределах западной части Орхон-Селенгинского прогиба гранит-граносиенитовые массивы тяготеют к его периферическим частям или приподнятым блокам, а также к выступам раннекаледонского фундамента. В последнем случае пермо-триасовые интрузии накладываются на нижнепалеозойские диориты, которые подвергаются калишпатизации и окварцеванию (бассейн р. Хануй-гол) или же прорывают девонские лейкократовые граниты (район сомона Их-Уул и оз. Урмэни-Нур).

Размеры граносиенитовых массивов в поперечном сечении варьируют в значительных пределах от нескольких сот квадратных метров до 500 км². Форма тел типичная трещинная — дайкообразная или плитоподобная. В случае залегания крупных интрузивов (Бухайнгольский, Хучжырийнгольский) в пределах верхнепермской базальтовой толщи в эндоконтактных частях массивов встречаются сиенит-диоритовые фации пород и увеличиваются размеры поздних интрузивных тел мелкозернистых гранитов и гранит-аплитов.

Радиологический анализ биотита граносиенитов из массива в долине р. Хануй-гол показал возраст 256 ± 8 млн. лет, гранитов долины р. Бухайн-гол — 226 ± 7 млн. лет, последняя цифра дала более молодой возраст вследствие широкого развития процессов калишпатизации и окварцевания, аналогичных процессам, распространенным на расположенном рядом месторождении медно-молибденовых руд Эрденет, а также наличия большого количества молодых даек, пересекающих массив. По лейкократовым розовым гранитам этой же ассоциации Н.Н. Херасковым, В.И. Гольденбергом и А.С. Павленко по биотиту получены данные 260–243 млн. лет.

Таким образом, все имеющиеся данные определения абсолютного возраста пород гранит-граносиенитовой ассоциации показывают верхнепермский возраст.

Терригенные и эффузивные образования, вмещающие породы данных интрузивных ассоциаций, выделены А.А. Моссаковским и О. Томуртоого в пермскую хануйскую серию, подразделяющуюся на четыре свиты (снизу вверх по разрезу): основных и средних эффузивов, кислых эффузивов, осадочно-вулканогенную и основных эффузивов. Свиты кислых эффузивов и осадочно-вулканогенная охарактеризованы по комплексу растительных остатков как раннепермская (первая) и верхи ранней перми - низы поздней перми (вторая).

При детальном петрографическом исследовании хануйской серии Б.В. Кепежинскас и И.В. Лучицким было также произведено К-Аг датирование этих образований, результаты которого показали несколько более молодой возраст, что наряду с его стремлением перенести некоторые черты стратиграфии из Забайкалья, послужило одной из причин для отдельных исследователей вновь относить часть пермских образований к раннему мезозою. Например, для свиты кислых эффузивов приводятся цифры в интервале $239 \pm 7 - 201 \pm 6$ млн. лет, а для свиты основных эффузивов, которые прорываются породами габбро-сиенитовой ассоциации, $-220 \pm 14 - 196 \pm 4$ млн. лет. Автором свита кислых эффузивов включена в нижнепермскую вулканоплутоническую ассоциацию, в которую входит толща липарит-трахилипаритов и трахитов, субвулканические межпластовые или секущие тела сиенит-порфиров, а также сопряженные с ними гипабиссальные плутоны щелочных граносиенитов-кварцевых сиенитов. Вулканогенная серия, достигающая мощности 2,5 км (район горы Хусутай-Обо), сложена преимущественно туфами, туфобрекчиями, лавобрекчиями, туфолавами и игнимбритами щелочно-салического состава. Они переслаиваются с покровами липаритов, трахилипаритов и кварцевых трахитов. Подчиненное значение имеют щелочные (эгириносодержащие) трахиты и игнимбриты.

Автором была отобрана проба трахилипарита из того же разреза свиты кислых эффузивов горы Хусутай-Обо, которая дала цифру 268 ± 8 млн. лет. Отобранный из образований этой ассоциации субвулканический щелочной гранит дал возраст по эгирин-рибекиту 234 ± 25 млн. лет. Близкие результаты получены Р.М. Яшиной [14] для Нумургинского массива, расположенного на западном продолжении Орхон-Селенгинского прогиба и приуроченного к Хангайской системе субширотных разломов, где возраст этих вулканитов колеблется от 288 ± 9 до 266 ± 10 млн. лет. Возраст тесно связанных с ними щелочных гранитов 262 ± 9 млн. лет, порфировидных щелочных сиенитов - 254 ± 10 млн. лет.

Полученные данные хорошо согласуются с данными по породам гранит-граносиенитовой ассоциации, которые прорывают данные образования, а также с флористическими датировками их возраста.

В результате полученных данных отчетливо видно, что возраст не меняется при выходе на западное продолжение Орхон-Селенгинского прогиба.

Все рассмотренные пермские образования секутся дайковыми телами липаритового и липарит-дацитового состава, не имеющими

Таблица

Возраст интрузивных и эффузивных пород западной половины Орхон-Селенгинского прогиба (МНР)

Ассоциация пород	Порода	Материал	Содержание		Возраст, млн. лет
			К, %	Аград* мг/г	
Свита кис- лых эффузи- вов	Трахилипа- рит	Валовая проба	2,11±0,04	41,2±0,9	268±11
	Щелочной гранит	Эгирин + рибекит	0,39±0,03	6,6±0,5	234±25
Габбро-сие- нитовая ассоциация	Габбро	Биотит	7,51±0,06	137,5±2,0	252±8
	Сиенито- диорит	То же	7,47±0,07	130,5±2,0	242±7
	Сиенит	"	7,20±0,06	122,5±2,0	268±8
	То же	"	7,27±0,06	130,5±2,0	248±8
Гранит-гра- носиенито- вая ассоци- ация	Граносиенит	"	6,58±0,05	122,5±2,0	256±8
	Гранит	"	6,99±0,06	113,5±2,0	226±7
Ареальная липаритовая ассоциация	Липарит	Валовая проба	3,11±0,04	52,2±1,0	232±9
	Гранит	Биотит	7,46±0,06	112,0±2,0	210±6

аналогов в стратифицированной толще и выделенными впервые В.В. Кепежинским и И.В. Лучицким в ареальную липаритовую ассоциацию. Возраст их определен в интервале 220 ± 1 - 191 ± 3 млн. лет [5]. Однако до настоящего времени большинством геологов эти образования картируются как средняя-верхняя юра, а иногда и как верхняя юра. Нами была взята проба липаритов, секущих верхнепермские базальты в долине р. Хануй-гол, которая дала цифру 232 ± 9 млн. лет, это подтверждает данные этих исследователей о триасовом возрасте этой ассоциации.

Наименее изученными остаются небольшие массивы молодых гранитов, прорывающих флористически охарактеризованную толщу абзогской свиты ($T_2 - T_3$) и немые трахиандезитовые отложения, залегающие выше, условно датированные как $T_3 - J_1$. Эти граниты одними авторами относятся к J_1 , другими - к J_2 . Радиологический анализ биотита из массива, расположенного к юго-востоку от сомона Хишиг-Ундур гранитов, показал возраст 210 ± 6 млн. лет, что наряду с петрографическими данными о несхожести этих гранитов с юрскими гранитами, прорывающими флористически охарактеризованные отложения средней юры, говорит о возможности отнесения этих образований к липаритовой ареальной ассоциации.

Таким образом, резюмируя сказанное выше, можно отметить следующее.

1. Породы габбро-сиенитовой и породы граносиенитовой ассоциаций имеют верхнепермский возраст.

2. Образования свиты кислых эффузивов относятся к нижней перми и не меняют свой возраст при переходе из западной части прогиба в западном направлении в районах развития вулканотектонических депрессий, сложенных пермскими вулканитами.

3. Часть интрузивных образований, как дайки, так и небольшие массивы, относимые в настоящее время к юре, по-видимому, имеет триасовый возраст и, возможно, относится к образованиям ареальной липаритовой ассоциации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев В.Г., Волхонин В.С., Гришин Г.Л. и др. Геологическое строение МНР (стратиграфия и тектоника). М.: Гостоптехиздат, 1959.
2. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т. 2.
3. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975.
4. Кепежинскас В.В., Лучицкий И.В. Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии. - В кн.: Ассоциации вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973.
5. Кепежинскас В.В., Лучицкий И.В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии. М.: Наука, 1974.
6. Маринов Н.А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
7. Матреницкий А.Т. Новые данные о пермских вулканоплутонических ассоциациях Орхон-Селенгинского прогиба Монголии. - В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
8. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозой Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. - Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 268.
9. Моссаковский А.А., Томуртоого О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976.
10. Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1974.
11. Петрович Ю.Я. Стратиграфическое положение осадочно-эффузивных образований Селенгинского прогиба в Северной Монголии и некоторые особенности их формирования. - В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1976.
12. Томуртоого О. Тектоника и история развития Орхон-Селенгинского прогиба (Монголия): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1973.
13. Хасин Р.А. Магматизм монгольской части Центрально-Азиатского складчатого пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1972.
14. Яшина Р.М., Павлов А.А., Аракелянц М.М. Абсолютный возраст и история формирования гранитоидных и щелочных пород Северной Монголии. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, вып. 3.

Г. Н. КОМАРОВА, М. А. АРАКЕЛЯНЦ, В. Н. ВОЛКОВ

О ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ И ГРАНИТОИДОВ ОДНОГО ИЗ РЕДКОМЕТАЛЬНО-ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ

Определение возраста рудных месторождений является важнейшей стороной их исследования. Значительные успехи в этом направлении связаны с применением радиологических методов датирования.

При изучении одного из редкометально-флюоритовых месторождений Сибири нами был отобран материал, позволивший затем определить возраст развитых здесь рудоносных метасоматитов калий-аргоновым методом. Полученные данные представляют особый интерес, поскольку они принципиально меняют существовавшее представление о верхнемезозойском времени формирования месторождения и развитых здесь гранитоидов.

Рассматриваемое месторождение изучалось К.Б. Булнаевым, В.И. Гальченко, Н.П. Заболотной, Я.С. Косалсом, М.И. Новиковой и др., по данным которых составлена приведенная ниже краткая характеристика его геологического строения. Большая часть площади рудного поля занята кристаллическими сланцами и мраморами, образующими смятую в складки и разбитую разломами немую метаморфическую толщу, возраст которой принимается протерозойским. Широко развиты прорывающие ее тела габбро-диоритов и гранитоидов. При этом габбро-диориты и наиболее ранние гранитоиды, также широко развитые за пределами рудного поля, объединяются в группу древних магматических пород. Более молодые по геологическим соотношениям интрузивные породы представлены комплексом рудоносных гранитоидов, к которым относятся тела лейкократовых гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов, а также рассекающие их дайки диоритовых порфиритов, сиенитовых порфиров и фельзитов. Лейкократовые граниты молодого комплекса полностью соответствуют составу щелочных гранитов по Дэли.

К этому же комплексу принадлежат породы магматического облика, по минеральному и химическому составу отвечающие щелочным сиенитам, образующие изометричное в плане тело на северной окраине рудного поля. Указанные породы ранее относились к апогранитам или постмагматическим микроклинитам.

Осадочные и магматические породы в пределах рудного поля подверглись метасоматозу, с которым связано образование скарнов и рудных тел. В контактах с гранитоидами, как показали проведенные исследования, образовались магнезиальные и апомагнезиальные известковые скарны, в которых распространены пироксен, гранат, везувиан и флогопит. Процесс рудоотложения, проявившийся наиболее интенсивно в скарнах и околоскарновых породах, начался с образования щелочных метасоматитов — микроклинитов. Позже в про-

Таблица 1

Возраст скарнов и метасоматитов, определенный К-Аг мето

№ п/п	Номер образца	Порода, метасоматит	Минерал
1	2г-87	Биотит-альбитовый метасоматит по сиениту	Биотит
2	1149-105	Гранатовый скарн	Флогопит
3	2г-28	Скарн	То же
4	1146-71	Гранат-пироксеновый скарн	"
5	1147-104	Пироксеновый скарн	"
6	1146-14	То же	"
7	1144-1	Грейзен с флюоритом и полевым шпатом	Слюда
8	1145-91	Флюорит-слюдистый грейзен по скарну	То же
9	1098-39	Апоскарновый грейзен с флюоритом и полевым шпатом	"

Таблица 2

Возраст гранитов и апоскарновых рудных метасоматитов,

№ п/п	Номер образцов	Порода, метасоматит	Минерал
1	Е-24	Гранит рудоносного комплекса	Микроклин-пертит
2	1146-78	То же	То же
3	1147-29	Полевошпатовый метасоматит с флюоритом	Калишпат
4	1098-46	То же	То же
5	1149-73	"	"
6	1098-39	Грейзен с флюоритом и полевым шпатом	"
7	1144-1	То же	"

цессе грейзенизации сформировались редкометально-флюоритовые метасоматиты, в составе которых широко развиты полевые шпаты при резко подчиненном количестве слюд. В результате этого предыдущими исследователями для целей датирования использовался главным образом калиевый полевой шпат.

дом по слюдам

К, %	Аг рад, нг/г	$\frac{^{40}\text{Аг рад}}{^{40}\text{Аг общ}}, \%$	Возраст, млн. лет
7,52±0,06	135±2,0	71; 90	248±8
7,71±0,06	141,0±2,0	85; 92	252±8
7,55±0,06	137±2,0	70; 77	250±8
7,68±0,07	132,0±2,0	80; 87	238±7
7,28±0,06	124,5±2	78; 80	236±8
7,49±0,06	126,0±2	77; 77	234±8
8,28±0,07	144,0±2,0	84; 86	240±7
6,07±0,05	103,0±2	70; 82	234±8
6,10±0,05	101,5±2,0	80; 81	230±7

определенный К-Аг методом по полевым шпатам

К, %	Аг рад, нг/г	$\frac{^{40}\text{Аг рад}}{^{40}\text{Аг общ}}, \%$	Возраст, млн. лет
5,96±0,06	68,6±1,5	72; 76	163±6
7,33±0,07	85,5±2,0	79; 83	165±6
10,05±0,08	125,5±2	74; 78	176±6
10,73±0,10	147,5±2,5	61; 85	193±6
11,04±0,10	144,0±2,0	66; 71	183±6
10,46±0,1	130,5±2,0	81; 82	177±5
10,65±0,09	120±2	34; 41	160±5

Минералы, для которых нами определен возраст, в большинстве случаев входят в состав скарнов и тесно связанных с ними рудоносных метасоматитов. Это прежде всего флогопиты из скарнов (№ 2-6 в табл. 1); слюды разного состава, сформировавшиеся при грейзенизации скарнов (№ 7-9 в табл. 1), биотит из альбит-био-

титового метасоматита по упоминавшемуся выше щелочному сиениту (№ 1 в табл. 1), а также калиевые полевые шпаты из микроклин-флюоритовых рудных метасоматитов, развивающихся по скарнам (№ 3-7 в табл. 2). Кроме того, определен возраст калиевых полевых шпатов из дейократовых гранитов, слагающих тела рудоносного интрузивного комплекса в северо-восточной и восточной частях месторождений (№ 1 и 2 в табл. 2).

Определение возраста указанных минералов проводилось в лаборатории абсолютного возраста геологических формаций ИГЕМ АН СССР. Содержание радиогенного аргона определялось на аргоновой установке конструкции ИГЕМ и масс-спектрометре МИ-1301 методом изотопного разбавления с применением в качестве эталона ^{38}Ar .

При рассмотрении результатов прежде всего привлекает внимание большая группа цифр (см. табл. 1), полученных по слюдам, значения которых отвечают возрастному интервалу 230-252 млн. лет. Как известно, степень сохранности Ar и K в структуре биотита, флогопита в низкотемпературных условиях достаточно высока и примерно одинакова, что и позволяет использовать эти минералы в целях геохронометрии. Геологические исследования на месторождении дают основание считать, что после формирования рудоносных метасоматитов магматическая и гидротермальная деятельность и связанный с ней прогрев пород здесь прекратились или во всяком случае не имели широкого распространения. Поэтому полученные по слюдам данные могут рассматриваться как возраст соответствующих исследованных пород: скарнов, альбит-биотитовых метасоматитов и грейзенов. Близость полученных между собой данных по слюдам можно рассматривать как доказательство их соответствия реальному возрасту формирования месторождения. Таким образом, мы полагаем, что становление месторождения происходило в конце пермского-начале триасового периодов. Наблюдающиеся незначительные вариации цифр K-Ar возраста, вероятно, связаны с различием условий существования минералов в разных участках месторождения на постгенетическом этапе его истории и вряд ли отражают деятельность периода образования метасоматитов.

Что касается данных, полученных по калиевым полевым шпатам (см. табл. 2), то они, по нашему мнению, не соответствуют времени образования исследованных пород, поскольку противоречат возрастным соотношениям, установленным геологическими и петрографическими наблюдениями. Действительно, K-Ar возраст калиевых полевых шпатов из лейкократовых гранитов (163-165 млн. лет) оказался более молодым, чем у калишпатов из микроклинных метасоматитов (177-193 млн. лет), которые являются постмагматическими производными первых. Более того, возраст калишпатов и слюд, извлеченных из одних и тех же образцов, взятых из грейзенов, оказался дискордантным (обр. 1098-39, 1144-1 в табл. 1, 2). Цифры по слюдам являются намного древнее (230 и 240 млн. лет), чем те, которые получены по калишпатам (177 и 160 млн. лет),

хотя микроскопические наблюдения устанавливают обратные возрастные соотношения между этими минералами. Очевидно, что возраст, полученный при исследовании калишпатов, следует считать омоложенным. Поскольку, как уже говорилось, в рудном поле не предполагается проявления гидротермальной и магматической деятельности после образования месторождения, указанное "омоложение" калишпатов может быть связано со способностью этого минерала терять Ag при низкотемпературной структурной перестройке [2]. Эта особенность калишпатов заставила в большинстве случаев отказаться от его использования при радиологическом датировании геологических объектов. Между тем существующие представления о юрском возрасте описанного месторождения, по данным Н.П. Заболотной и других исследователей [1], возникли на основе K-Ag датирования рудоносных гранитоидов и метасоматитов именно по калиевым полевым шпатам и существенно калишпатовым валовым пробам пород (27 возрастных цифр почти равномерно распределенных в интервале от 124 до 177 млн. лет). Правда, близкие K-Ag цифры были ими получены по сколиту из околорудно-измененных пород (138 млн. лет) и милариту (135 млн. лет). Однако это не увеличивает надежность датирования, поскольку пригодность двух последних минералов для геохронометрии практически не исследована. Поэтому юрский возраст данного месторождения и рудоносных гранитоидов представляется недостаточно обоснованным.

В заключение отметим, что полученные нами данные, свидетельствующие о возникновении рудоносных метасоматитов на рубеже пермского и триасового периодов, позволяют также пересмотреть вопрос о возрасте молодых гранитоидов рудного поля и района. Полученный по слюдам возраст метасоматитов (230-250 млн. лет) можно рассматривать в качестве верхней возрастной границы молодых (субщелочных и щелочных) гранитоидов месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заболотная Н.П., Пантелеев А.И., Новикова М.И., Шпанов Е.П. Абсолютный возраст осадочных, интрузивных и метасоматических пород флюорит-фенанит-берtrandитового месторождения Сибири. - В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1974, с. 217-222.
2. Харт С.Р., Девис Дж.Л., Штейгер Р.Г., Тилтон Дж.Р. Сопоставление вариаций изотопных возрастов по минералам и петрологических изменений, вызванных контактовым метаморфизмом. - В кн.: Радиометрическое датирование. М.: Атомиздат, 1973, с. 60-88.

М. Ф. КУЗНЕЦОВ, В. А. НАУМОВ, С. И. ТАРАСЕВИЧ

РАДИОЛОГИЧЕСКОЕ ДАТИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В данной статье рассматривается фактический материал по радиологическому датированию различных геологических образований, слагающих южную окраину Сибирской платформы. В этой связи авторы ставят перед собой задачу попытаться восстановить геоисторическую обстановку в значениях радиологического времени.

Радиолого-геохронологические исследования велись целенаправленно в течение нескольких лет совместно лабораторией абсолютного возраста Иркутского геологического управления и Иркутским государственным университетом [3-5, 12, 16-19]. Частично в настоящей работе использованы цифровые данные изотопных лабораторий ВСЕГЕИ [12, 25], ИГГД и ИГЕМ АН СССР [1, 12] и Института земной коры СО АН СССР [29, 30]. Все возрастные значения приводятся по данным радиологического калий-аргонового метода. Определения выполнены по калийсодержащим минералам, минеральным фракциям и в целом по валу для пород основного состава и древних образований кристаллического фундамента платформы. Магнетиты из железных руд измерены гелиевым методом. Одно определение соли выполнено кальциевым методом.

Описываемый регион территориально ограничен Иркутской областью и частично Эвенкийским национальным округом Красноярского края.

С юго-запада, юга, юго-востока и востока Сибирская платформа окружена горными сооружениями Восточно-Саянского нагорья, хребтом Хамар-Дабан, Байкальским и Байкало-Патомским нагорьями.

В геоморфологическом плане сочетание нагорий и плоской платформенной возвышенности воспринимается как открытый к северу амфитеатр. С севера к амфитеатру, именуемому Иркутским, примыкает Тунгусская синеклиза. Высокое же нагорье, составляя горное обрамление амфитеатра, представляет собой краевую антеклизу. Плоская возвышенность служит внутренним полем амфитеатра. Последнее представляет собой типичную древнюю платформу.

Геологическая обстановка в пределах внутреннего поля характеризуется развитием на древних породах фундамента, образований осадочного чехла, залегающего почти горизонтально. Магматические образования во внутреннем поле и в Тунгусской синеклизе представлены вулканогенными разностями и "сибирскими траппами". С траппами генетически связаны железорудные и исландско-шпатовые проявления [6, 8, 22]. Краевая антеклиза сложена древними образованиями, ее формирование завершилось в нижнем палеозое. В среднемеозойское время эта складчатая область оказалась поднятой в виде гигантского свода.

Южная часть платформы – сложное гетерогенное структурное сооружение, история формирования которого наполнена крупнейшими геологическими преобразованиями. К главным тектоническим структурам в пределах юга платформы относятся: Катангская антеклиза, Тунгусская синеклиза, Непская зона складок, наложенный Ангаро-Вилуйский и Иркутский прогибы.

Переходя к геологической интерпретации радиолого-геохронологических позиций различных геологических объектов, целесообразно для наглядного представления все цифровые значения, группируя по разностям, свести в гистограммы (рис. 1), а также схематично отразить в радиологическом времени длительность геоисторических событий и процессов в развитии юга платформы (рис. 2).

Радиологическое датирование в совокупности с прямыми геологическими наблюдениями, петрохимической изученностью пород и с учетом других фактических критериев позволяет значительно уточнить наши представления о геологической истории юга Сибирской платформы, выделив четыре основных этапа в ее развитии и в них – стадии и циклы.

Наиболее древним был кратогенный этап. В течение его обособился определенный участок первичной земной коры, обладающий значительной стабильностью и устойчивостью по отношению ко всем видам тектонических движений. Внутри этапа весьма условно, в связи с недостаточностью данных, можно выделить магматическую, нуклеарную и квазикратонную стадии. Геологические образования, связанные с кратогенным этапом, обнажаются в краевых поднятиях платформы (Иркутская и Бирюсинская глыбы), в Восточно-Саянском нагорье и прослеживаются буровыми скважинами во внутреннем поле Иркутского амфитеатра на глубине около 2700 м. Формирование и развитие древнейших структурных элементов Сибирской платформы занимает огромный промежуток времени. Начало их формирования относится, по-видимому, к катархею (3500 млн. лет), а конец – к началу позднего протерозоя (1600 млн. лет).

Следующий этап формирования и развития Сибирской платформы можно назвать прото платформенным. Он подразделяется на стадии: моногеосинклинальную, авлакогенно-глыбовую и субплатформенную. В течение этого также довольно длительного этапа Сибирский квазикратон расчленился на ряд мегаблоков и авлакогенов, совокупность которых сформировала нижний структурный ярус Сибирской платформы – ее фундамент. Закончился протоплатформенный этап в конце позднего протерозоя (650 млн. лет).

Собственно платформенный этап развития Сибирской платформы начинается с венда и продолжается до настоящего времени. История развития платформенного этапа по сравнению с двумя предыдущими менее длительна, но наполнена разнообразными геологическими событиями. Динамичный характер развития этого этапа платформы по наличию фактических данных полно представлен на рис. 2. На схеме прослеживаются вертикальные и латеральные ряды формаций, которые расположены в четкой зависимости друг от дру-

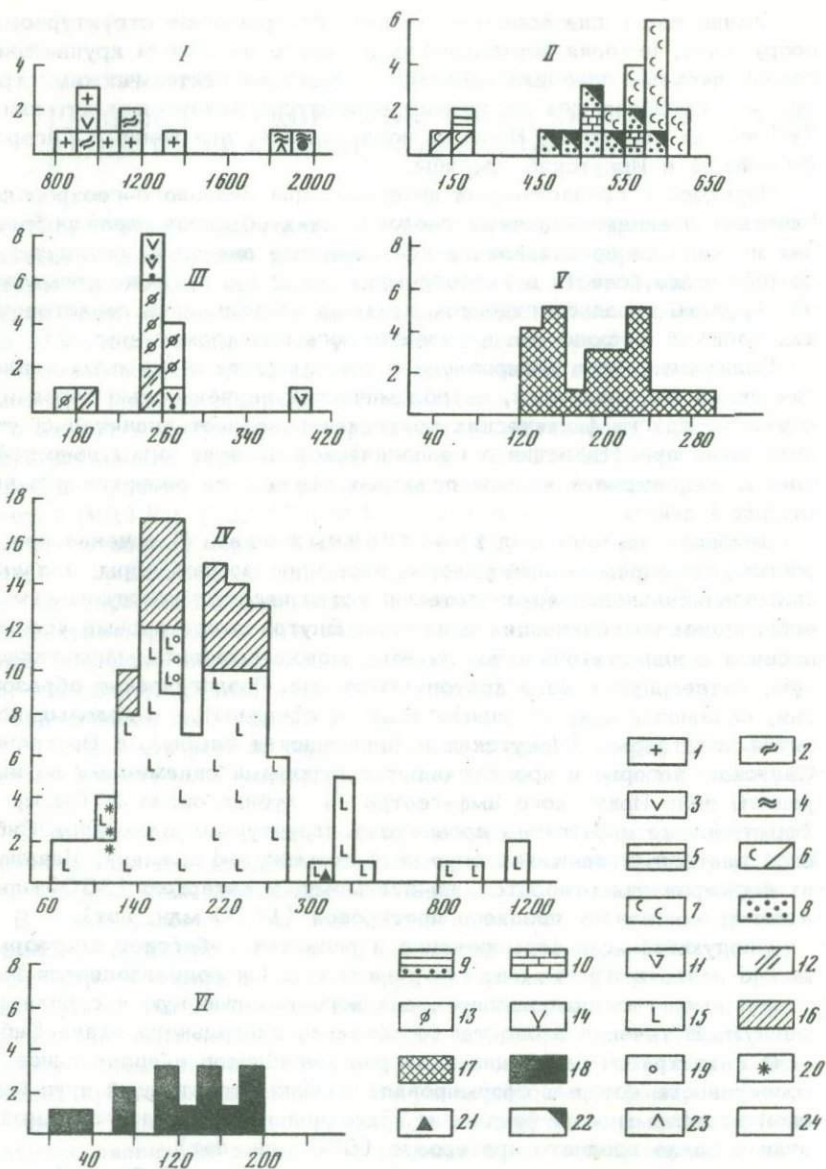


Рис. 1. Гистограммы возрастных значений для пород Юга Сибирской платформы

I – породы кристаллического фундамента: 1 – граниты; 2 – амфиболиты, сланцы; 3 – кислые эффузивы; 4 – гнейсо-граниты; *II* – терригенно-известняковые отложения и каменная соль: 5 – алевролиты; 6 – каменная соль перекристаллизованная; 7 – каменная соль; 8 – песчаники; 9 – песчаники известняковые; 10 – известняки;

га и образуют закономерный ряд мегаформаций, отражавших фациальные условия формирования.

В трансгрессивную стадию (С-О-S периоды) образовались молассонидная прибрежно-морская, карбонатно-галогенная, глинисто-песчаная и карбонатно-терригенная формации.

В регрессивную стадию (D - C периоды) сформировались отложения формаций кор выветривания, терригенно-олимиктовой и полимиктовой глинисто-песчаной углистой формации.

В аркогенную стадию (P-T периоды) в связи с мощным проявлением наземного вулканизма сформировалась терригенно-вулканогенная формация, занявшая огромное пространство Сибирской платформы.

В ингрессивную стадию (J-K-P-N-Q периоды) по отдельным прогибам накапливались отложения полимиктовой глинисто-песчаной углистой формации.

После некоторой (относительной) стабилизации тектонического режима на Сибирской платформе и окружающей ее территории (в краевой антеклизе) вновь начинается активизация колебательных движений, с которыми связано накопление каолиново-кварцевой формации предгорий и наложенных прогибов.

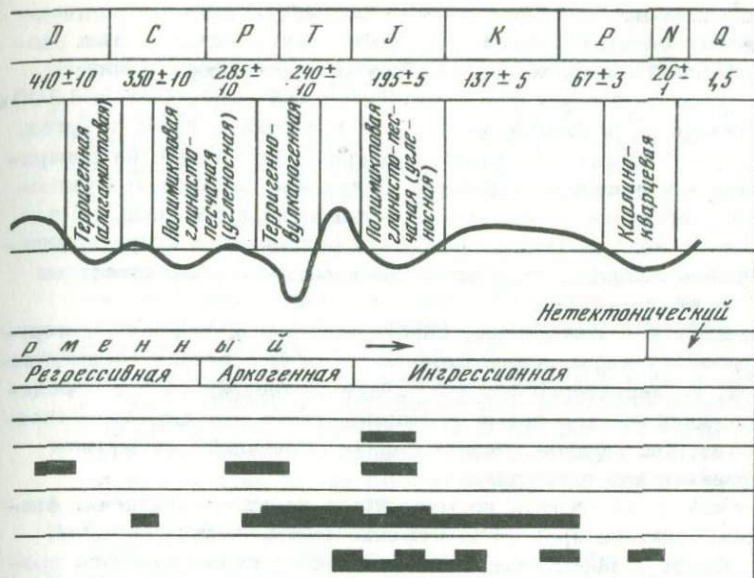
Интересно отметить, что периодическое чередование стадий поднятий и опусканий юга Сибирской платформы, а также закономерное изменение фациальных условий, образований различных по генезису и возрасту геологических формаций, вероятно, является следствием ряда общих факторов планетарного развития. С максимальными и минимальными изменениями скорости Земли связаны поднятия и опускания, тектоно-магматическая активизация и изменение климата [23, 35]. Однако следует иметь в виду, что кроме внешних астрологических факторов на формирование верхних горизонтов земной коры главное влияние оказывают глубинные процессы.

Радиологический материал, имеющийся в настоящее время (см. рис. 1, 2), позволяет с уверенностью датировать такие важные геологические события, как мощное накопление каменной соли, происходившее в трансгрессивную стадию в интервале времени 610-550 млн. лет. Также радиологически определено время образования карбонатных и терригенных толщ по глаукониту, что соот-

Окончание подписи к рис. 1

III - вулканогенные породы: 11 - щелочные туфы; 12 - туфы базальтов; 13 - вулканические бомбы базальтов; 14 - лавовые потоки и экструзии базальтов; IV - магматические образования: 15 - траппы; 16 - траппы рудных зон; V - околорудные породы: 17 - скарны по траппам; VI - железные руды: 18 - магнетиты; 19 - плагиоклаз; 20 - пироксен; 21 - амфиболово-пироксеновая фракция; 22 - глауконит; 23 - амфибол; 24 - биотит

Радиологические методы: для всех пород - калий-аргоновый; для магнетитов - гелиевый



возраста отвечает значению 220 ± 25 млн. лет. Меньший возраст имеют скарны по траппам от 185 до 110 млн. лет. Этот интервал рассматривается как приближенное время начала и конца скарнообразовательного процесса в целом.

Формирование железорудных месторождений юга Сибирской платформы по определению абсолютного возраста магнетитов приходится на интервал времени: 1) метасоматический тип руд - 170-160 млн. лет; 2) трещинно-жильный тип руд - 140-80 млн. лет [22, 24, 30].

Рудогенез, по-видимому, не ограничился юрско-меловым временем и проявился также в третичном периоде в виде маломощных гидротермальных проявлений с возрастной датировкой 40 и 14 млн. лет.

Время мезозойской активизации довольно четко прослеживается в ингрессивной стадии платформенного этапа развития. Радиологические возрасты отвечают: 1) формированию Иркутского прогиба. Время накопления глинисто-песчаной формации по алевролитам отвечает 170 млн. лет; 2) образованию кимберлитовых трубок взрыва в Присянье с возрастом по флогопиту 170 млн. лет; 3) внедрению эксплозий и интрузий траппов в краевой и центральной частях наложенного Ангаро-Вилуйского прогиба и Непской зоне складок в интервале времени 188-70 млн. лет. Этот возрастной предел отвечает на рис. 1 второму максимуму на гистограмме, построенной для траппов; 4) гидротермальному проявлению исландского шпата генетически связано с дайками долеритов, внедрившихся в радиологическое время от 135 до 155 млн. лет [18].

В последнее время появился материал, убедительно доказывающий правомерность выделения неотектонического этапа развития Сибирской платформы, в течение которого сформировались области поднятий и опусканий с относительной амплитудой до 1500 м. По долгоживущим разломам до сих пор выделяются гелий и аргон. В некоторых участках юга платформы происходит вынос на поверхность минерализованных гидротерм. Отдельные определения радиологического возраста железорудных проявлений дают значения в 14 млн. лет. Это указывает на то, что рудные тела гидротермального генезиса возникли гораздо позже самых молодых известных эндогенных образований.

Анализируя все изложенное, следует отметить, что в геосторическом развитии наблюдались сходные условия в разное геологическое время, но характерно то, что только по одному разу в определенное радиологическое время произошли такие важные геологические события, как мощное соленакопление, трапповый магматизм и формирование кор выветривания¹.

Возможно, в результате космических и геохронологических факторов происходит не простое повторение геологических событий, а закономерное и необратимое развитие всего геологического процесса развития Земли. Вероятно, это зависит не только от скорости вращения Земли, а определяется моментами резонанса космогенных и эндогенных процессов.

Появление в последние годы значительного количества геохронологических данных придает новый характер современному состоянию геологических знаний.

В порядке вывода стоит отметить, что радиологические исследования, проведенные в основном калий-аргоновым методом, дали интересный дополнительный материал по геологическому развитию юга Сибирской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гоньшакова В.И. Результаты определения абсолютного возраста траппов юго-восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973.
2. Демин А.Н., Таскин А.П., Александров В.К. и др. Развитие геологических структур юга Восточной Сибири и основные эпохи формирования разломов. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. Изд-во Иркут. ун-та, 1976.
3. Кузнецов М.Ф., Наумов В.И., Тарасевич С.И. Новые данные о возрастном и пространственном размещении траппов юго-восточной окраины Тунгусской синеклизы. — ДАН СССР, 1969, 185, № 3.
4. Кузнецов М.Ф., Наумов В.А., Тарасевич С.И. Абсолютный возраст траппов бассейна верхнего течения Нижней Тунгуски и его гео-

¹ Определение абсолютного возраста по продуктам кор выветривания производилось, но цифры получились заниженные за счет потери радиогенного аргона.

- лого-радиологическая интерпретация. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. — В кн.: Труды XVI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Наука, 1973.
5. Кузнецов М.Ф., Гуменюк В.А., Корабельникова В.В. и др. О времени и месте проявления траппового магматизма в южной и юго-восточной частях Сибирской платформы. — В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения: Тезисы докладов Второго Всесоюзного совещания. Иркутск, 1971.
 6. Ключанский Н.Г., Ковалевич В.Б. Некоторые особенности железорудной минерализации и вопроса связи ее с долеритами юга Сибирской платформы (в пределах Иркутской области). — В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Тезисы докладов Второго Всесоюзного совещания. Иркутск, 1971.
 7. Лебедев А.П., Краковский Ю.С. Изотопный возраст траппов Тунгусской синеклизы и некоторые вопросы петрологии базитов в связи с их абсолютной геохронологией. — В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. — В кн.: Труды XIV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Наука, 1967.
 8. Лебедев В.М. К вопросу о формировании трапповых впадин. — В кн.: Вопросы тектоники древних платформ. Новосибирск: Наука, 1974.
 9. Лурье М.Л., Полүнина Л.А., Туганова Е.В. Принципы расчленения интрузивных траппов позднепалеозойской-раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973.
 10. Лурье М.Л. Позднепалеозойские-раннемезозойские магматические породы Сибирской платформы. — В кн.: Геохронология СССР. М.: Наука, 1974, т. 2. Фанерозой.
 11. Малых А.В. О возрасте Непской зоны складок. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. Изд-во Иркут. ун-та, 1976.
 12. Мануйлова М.М., Тарасевич С.И., Яковлева С.З. Фундамент Сибирской платформы (по скважинам): Каталог данных изотопных определений возраста. Калий-аргоновый метод. — В кн.: Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. М.: Наука, 1968.
 13. Масайтис В.Л. Новые данные о распространении юрских отложений в пределах Вилюйско-Ангарского мезозойского прогиба. — В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1955, вып. 7.
 14. Масайтис В.Л. Среднепалеозойская трапповая формация на Сибирской платформе. — ДАН СССР, 1965, 162, № 3.
 15. Масайтис В.Л., Лурье М.Л. Геологическое и радиологическое обоснование возраста траппов. — В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения: Тезисы докладов Второго Всесоюзного совещания. Иркутск, 1971.
 16. Наумов В.А. О послепалеозойском трапповом магматизме в верхнем течении р. Нижней Тунгуски. — Геол. и разведка, 1966, № 10.
 17. Наумов В.А., Пермяков С.А., Тарасевич С.И. Новые данные об абсолютном возрасте траппов юго-восточной части Сибирской платформы. — ДАН СССР, 1966, 166, № 5.
 18. Наумов В.А., Тарасевич С.И. Абсолютный возраст траппов районов магнетитового и исландско-шпатового оруденения юго-восточной части Сибирской платформы. — ДАН СССР, 1971, 201, № 1.

19. Наумов В.А., Мухина А.М. Абсолютный возраст вулканогенных образований центральной части Сибирской платформы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 7.
20. Одинцов М.М. Материалы по геологии Сибирской платформы. – Изв. АН СССР, 1958, вып. 14.
21. Одинцов М.М. Активизация древних платформ и рудоносные глубинные магмы. – В кн.: Металлогения областей тектоно-магматической активизации: Тезисы докладов VII Всесоюзного металлогенического совещания. Иркутск, 1973.
22. Одинцов М.М., Страхов Л.Г. Закономерности размещения магнетитовых месторождений юга Сибирской платформы. – В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения: Тезисы докладов Второго Всесоюзного совещания. Иркутск, 1971.
23. Орлова А.В. Изменение климата земли как показатель неравномерной скорости ее вращения. В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
24. Оффман П.Е. Тектонические условия траппового вулканизма на Сибирской платформе. – В кн.: Базальты Плато: Международный геологический конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 7. М.: Недра, 1964.
25. Полевая Н.И., Титов Н.Е., Белжев В.С., Спринцсон В.Д. Опыт применения кальциевого метода для определения возраста силъвинов. – Геохимия, 1958, № 8.
26. Ревердатто В.В. О проблеме трапповых комплексов в связи с возрастом траппов Сибирской платформы. – Геол. и геофиз., 1968, № 4.
27. Садовников Г.Н. О возрасте вулканогенных образований Тунгусской синеклизы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 11.
28. Старосельцев В.С. Тектоника Тунгусской синеклизы. – В кн.: Вопросы тектоники древних платформ. М.: Недра, 1974.
29. Страхов Л.Г., Тарасевич С.И., Черненко А.И., Ширшев М.П. Возраст трапповых трубок взрыва и железорудных месторождений на юге Сибирской платформы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5.
30. Страхов Л.Г., Тарасевич С.И. Длительность процесса рудообразования на железорудных месторождениях Ангаро-Илимского типа. ДАН СССР, 1975, 222, № 5.
31. Тарасевич С.И., Пахновский М.А., Чечель Э.И. и др. Новые данные по определению абсолютного возраста каменной соли Сибирской платформы. – ДАН СССР, 1971, 199, № 4.
32. Тарасевич С.И. Каталог определений абсолютного возраста геологических образований Иркутской области, Восточного Забайкалья и Казахстана. Иркутск, 1964. Т. 2.
33. Тарасевич С.И. Каталог определений абсолютного возраста геологических образований Иркутской области. Иркутск, 1965. Т. 3.
34. Тарасевич С.И. Каталог определений абсолютного возраста геологических образований Иркутской области. Иркутск, 1971. Т. 4.
35. Цареградский В.А. К вопросу о деформациях земной коры. – В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
36. Ярошенко О.П. Спорово-пыльцевые комплексы и возраст туфогенных отложений Тунгусского бассейна. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 3.

*Ю. Г. КРЕЖЕВСКИХ, А. П. ГРЕВЦОВА***ГЕОХРОНОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ
ДЕРБЕКЕ-НЕЛЬГЕХИНСКОГО РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОГО
ПОЯСА ЯКУТИИ**

Дербек-Нельгехинский рудно-магматический пояс расположен в зоне глубинного разлома, который почти в широтном направлении пересекает субмеридиональные структуры верхоянского комплекса триасового и юрского возрастов. Этот комплекс представлен глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами и различными песчаниками, местами переходящими в конгломераты. Протяженность зоны магматических пород в пределах пояса достигает 150 км при ширине 6-10 км.

Магматические породы представлены андезиновыми гранитами (первая стадия), аплитовидными гранитами и аплитами (вторая стадия). Кроме того, в пределах зоны наблюдается большое количество различных даек (андезито-базальтов, диоритовых порфиритов, пикритов и лампрофиров). Наиболее крупные массивы магматических пород расположены в восточной части зоны, их размеры постепенно на запад уменьшаются, и они распадаются на ряд разрозненных выходов. Самый крупный - Безымянный массив, затем следуют Хотакчанский, Бургачанский, Тэнгкелийский и мелкие выходы Эгеляхского, Сардонгского и Гондеканского массивов.

Вопросы геохронологии интрузивов зоны разрабатывали Г.Л.Падалка, А.В.Зимкин, В.В.Еловских, Д.П.Васьковский, Ю.Г.Крежевских.

Первая попытка возрастного датирования была предпринята Н.И.Ненашевым [1], который пришел к выводу, что формирование интрузивов происходило начиная с поздней юры и до конца мелового периода.

В дальнейшем, основываясь на большом количестве определений абсолютного возраста, Н.И.Ненашев [2] приходит к выводу, что в пределах пояса магматические очаги функционировали в разное время и с различной длительностью.

Наши исследования гранитоидов Дербек-Нельгехинского между-речья показали, что при калий-аргоновом методе определения абсолютного возраста возможно как омоложение, так и удревание интрузивов, и поэтому возможен широкий возрастной разброс полученных данных. Как правило, такой разброс отмечается на участках, где проявляется интенсивный гибридный характер пород. Так, в Безымянном массиве разница возрастов достигает 50-80 млн. лет (возрастной диапазон 200-120 млн. лет). В нескольких участках интрузивов были отобраны пробы как среди метаморфизованных вмещающих пород, так и среди контаминированных гранитоидов и везде получены очень близкие цифры абсолютного возраста (200 млн. лет), тогда как андезиновые граниты без следов контаминации оказываются

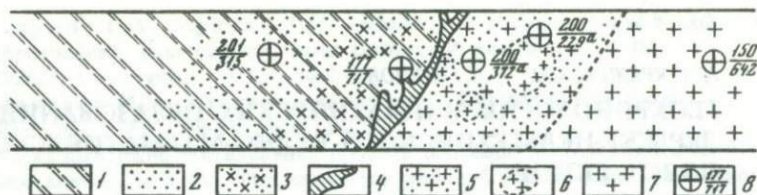


Рис. 1. Схема распределения и результаты определения абсолютного возраста проб у юго-западного контакта массива Безымянного

1 - осадочный комплекс, 2 - ороговиковые сланцы, 3 - биотит-кордиеритовые роговики, 4 - биотитовые породы, 5 - гранитоиды, 6 - тени ксенолитов (кварцевый диорит), 7 - андезитовый гранит, 8 - место отбора пробы и ее результаты (числитель - возраст в млн. лет, знаменатель - номер пробы)

на 50 млн. лет моложе. Подобные явления наблюдаются по Безымянному и Хатакчанскому массивам (рис. 1).

Характерно, что среди аплитовидных гранитоидов Дербеке-Нельгехинского междуречья, где ксенолиты практически отсутствуют, абсолютный возраст гранитов обычно совпадает во всех массивах (124-125 млн. лет, что соответствует пику II на гистограмме (рис. 2).

При геологическом картировании замечено, что плагиограниты на контакте с аплитовыми гранитоидами либо не имеют зоны закалки, либо она незначительна (2-3 см), что свидетельствует о формировании их в период существования единой тепловой аномалии. Плагиограниты образовались несколько раньше и по совпадающим пробам их формирование происходило в интервале 130-140 млн. лет (пик II^a на гистограмме рис. 2). Эти данные хорошо согласуются с гистограммой, построенной как по пробам, взятым в интрузивных породах междуречья, так и с гистограммой, составленной по анализам интрузивов огромного региона Верхояно-Колымской геосинклинальной зоны [3] (рис. 3).

Сочетание геологических методов с методом абсолютной геохронологии позволяет выделить верхнеюрский комплекс даек, среди которых разброс возрастов, определенных калий-аргоновым методом, значительно больше, чем в гранитоидах. Тем не менее верхнеюрский возраст их не вызывает сомнений. К этому комплексу мы относим дайки андезито-базальтов, дацитовых порфиритов и липаритов.

Вопрос возраста даек является наиболее сложной проблемой, так как в условиях сравнительно слабой обогащенности трудно наблюдать взаимоотношения дайковых тел. Сложность проблемы усугубляется тем, что для наиболее распространенных в зоне даек - диоритовых порфиритов - наблюдается широкий разброс значений абсолютного возраста. При этом наиболее древние дайки отмечаются в западной части зоны (187-201 млн. лет), тогда как в восточной части зоны

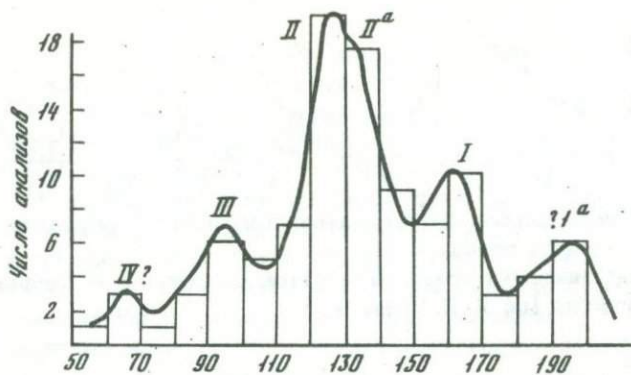


Рис. 2. Гистограмма распределения результатов определения абсолютного возраста пород Дербеке-Нельгехинской зоны (по 56 анализам)

отмечаются наиболее молодые дайки диоритовых порфиритов (108–119 млн.лет). Как показали петрографические исследования, эти молодые дайки отвечают диоритовым порфиритам винтливого типа, тесно связанным с лампрофирами, образование которых заканчивает магматическую деятельность на Дербеке-Нельгехинском междуречьи (максимум III на гистограмме рис. 2), т.е. соответствует поздне меловому времени.

Среди даек наиболее распространены тела диоритовых порфиритов, относительно возраста которых существует ряд противоречивых взглядов. Так, И.А.Кузнецов считает диоритовые порфириты ранней фазой гранитоидов. В.В.Еловских описывает порфириты как контактовую фацию гранитоидных массивов, а в других случаях он считает их ранней фазой интрузий. И.В.Марич отнес дайки порфиритов к пост-интрузивным образованиям.

Геологические данные и радиогеологические исследования свидетельствуют о том, что значительная часть даек диоритовых порфиритов наряду с дайками липаритов и липарито-дацитов, а также тела андезитов-базальтов и связанные с ними переходами андезиты образуют догранитный комплекс малых интрузивов позднеюрского возраста. Развитие этого комплекса хорошо синхронизируется с проявлениями средних и кислых эффузивов в области хребта Тас-Хаяхта.

Последовательность формирования позднеюрских даек можно представить в следующем виде: 1) дайки андезитов-базальтов и андезитов; 2) дайки диоритовых порфиритов; 3) дайки липаритов и липарито-дацитов.

В целом изложенный материал подтверждает, что интрузивные породы района формировались циклично, образуя два разновозрастных комплекса: позднеюрский и раннемеловой.

К более позднему-раннемеловому интрузивному комплексу исследованной площади отнесены различные граниты, а дайки лампрофиров и диоритовых порфиритов винтливого типа — к поздне мелово-

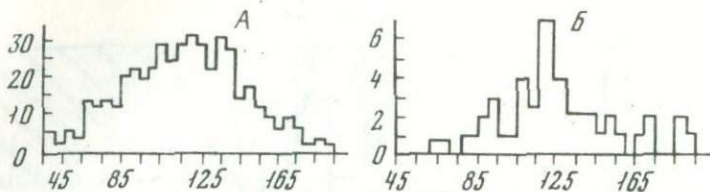


Рис. 3. Гистограммы распределения результатов определения абсолютного возраста пород

А - Верхояно-Чукотской складчатой области, В - Дербек-Нельгехинской зоны (по Ю.П. Ивенсену)

му времени. Вместе с геологическими и радиологическими исследованиями была проведена статистическая обработка петрохимических данных изученных пород. В обработке использованы 38 силикатных анализов по гранитоидам и 30 анализов даек. Необходимые расчеты произведены на машине М-220А по программе "Сапнов-3". Для оценки измерений компонентов по средним значениям вычислен критерий Аббе, который показывает существование закономерностей в распределении компонентов в упорядоченной выборке.

Было отмечено, что в гранитоидах пояса существуют отчетливые закономерности распределения по выборке SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO . В дайковых породах закономерно распределяется только Na_2O .

В связи с тем что исследованные выборки составлены упорядоченно, а именно анализы расположены в направлении с северо-восточного пояса на юго-запад, критерий Аббе указывает на закономерности в распределении окислов анализируемых пород в этом же направлении. Просмотр анализов, а также использование корреляционных связей и критерий Аббе говорит, что в гранитах с северо-востока на юго-запад уменьшается SiO_2 и увеличивается TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , т.е. увеличивается их основность. В дайковых породах закономерностей распределения компонентов по поясу не отмечается, если не считать уменьшения Na_2O в юго-западном направлении.

Подобная же специфика отмечается у каждого комплекса пород и в парной корреляции компонентов химического состава. В общих случаях отмечается устойчивое сообщество элементов, объединенных прямой связью (Fe , Ti , Mg , Al и Ca), но характер которой различен для каждой группы. Если в гранитоидах между компонентами наблюдается многократная связь средней интенсивности, то в дайках этой многократности не наблюдается и связь обычно слабее.

Таким образом, данные статистики свидетельствуют как о чертах различия обеих групп с одной стороны, так и о чертах общности - с другой. Последние могут быть обусловлены общностью магматического очага, давшего начало дайковому субэффузивному и интрузивному комплексам.

Используя вычисленные статистические параметры, удалось проверить гипотезы о генетическом родстве магматических пород пояса [4].

Известно, что математическая модель, основанная на сходстве этих петрохимических особенностей, составляет нулевую гипотезу в методе В.Н.Бондаренко. Критерий Бондаренко, вычисленный для каждой пары сравниваемых компонентов (SiO_2 , TiO_2 и т.д.), в принципе должен быть меньше допустимого значения критерия f^2 для заданного уровня значимости при одной степени свободы.

Сумма значений критерия для определенного количества пар химических компонентов образует общий критерий, который должен быть меньше допустимого значения f^2 для заданного уровня значимости и определенного количества степеней свободы.

Подсчитанный нами общий критерий значительно превышает значение критерия f^2 для уровня значимости 0,05 и 9 степеней свободы, равное 16,9, что, по данным В.Н.Бондаренко, свидетельствует об отсутствии генетического родства между дайками и гранитоидами.

Статистические исследования, сделанные нами, дополняют наши выводы по абсолютной геохронологии интрузивов пояса,

ЛИТЕРАТУРА

1. Ненашев Н.И. Мезокайнозойский магматизм и рудопроявления Восточной Якутии. Наука: ЯФ СО АН СССР, 1965.
2. Ненашев Н.И., Вихерт А.В., Возин В.Ф. Возраст складчатости и магматизма Дербек-Нельгехинской рудно-магматической зоны (Северо-Восточная Якутия). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 11.
3. Ивенсен Ю.П., Прошенко Е.Г. Рудные месторождения, их связь с изверженными породами, вещественный состав и структура. - В кн.: Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
4. Бондаренко В.Н. Проблема генетического родства и ее вероятная постановка. - В кн.: Математические методы в геологии. МГК, XXIII сессия. М.: Наука, 1968.

УДК 550.93

Н. И. НЕНАШЕВ, А. И. ЗАЙЦЕВ

ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

В пределах Восточной Якутии месторождения олова развиты весьма широко и представлены большим разнообразием формаций.

Геологические и радиологические данные свидетельствуют о многоэтапности и широком возрастном диапазоне проявления оловорудной минерализации на территории Восточной Якутии в мезозойско-кайнозойское время.

Время образования и некоторые вопросы генезиса оловорудных месторождений мы рассмотрим придерживаясь формационного деления, оловорудных проявлений, предложенного Б.Л.Флеровым и др. [15].

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФОРМАЦИИ ОЛОВОРУДНЫХ СКАРНОВ

Рудопроявления этой формации зафиксированы к настоящему времени в Момо-Полусненском районе и на стыке Яно-Адычанской и Южно-Верхоянской зон, а представлены они главным образом магнезиально-боратовым и сульфидным типами минерализации. В Момо-Полусненском районе месторождения магнезиально-боратового типа связаны с формированием магнезиальных скарнов, которые образуются на контакте палеозойских доломитов с гранитными интрузиями [15]. В состав рудных тел входят диопсид, шпинель, форстерит, флогопит, кальцит, магнетит и оловоносный людвигит, в кристаллической решетке которого находится до 1% олова. К представителям этого типа оруденения относятся месторождение Титовское, расположенное в экзоконтактной зоне Верхне-Тирехтяхского гранитоидного массива и Саханьинское, приуроченное к аналогичной зоне того же гранитоидного массива.

Титовское месторождение непосредственно датировано по флогопиту из людвигитового скарна. Но для обоснования этого возраста и выяснения возрастных и генетических взаимоотношений оруденения с гранитоидным массивом, нами произведено К-Аг датирование всех главных его разновидностей и ряда даек из эндо- и экзоконтактной зон. Результаты этих исследований приведены в табл. 1, из которой следует, что возраст гранодиоритов I фазы становления массива соответствует 143-150 млн. лет. Граниты II фазы имеют возраст 114-144 млн. лет, однако основная масса цифр укладывается в интервал 132-135 млн. лет. Дайки гранитов в основном синхронны возрасту гранитов II фазы, за исключением одной дайки гранит-порфиров (обр. А-1316), имеющий возраст 82 ± 3 млн. лет. Флогопит из людвигитового скарна имеет возраст 178 млн. лет, что, на первый взгляд, указывает на более древний возраст скарнообразования, чем внедрение гранитоидов массива. Но исследование данных табл. 1 с помощью диаграммы (рис. 1) показало, что изохронный возраст гранодиоритов I фазы становления равен 173 млн. лет, что соответствует времени скарнообразования, а гранитов II фазы 134 ± 8 млн. лет. Более молодой К-Аг возраст гранодиоритов, полученный прямым определением, по-видимому, обусловлен или влиянием внедрения гранитов II фазы или характеризует время кристаллизации гранодиоритов.

Саханьинское месторождение по флогопиту из людвигитовой залежи, показало К-Аг возраст 145 млн. лет, а возраст гранитоидов из этого массива, определенный по трем пробам, укладывается в интервал 143-153 млн. лет. Следовательно, время скарнообразования хорошо согласуется с временем формирования гранитоидов Саханьинского массива. Учитывая хорошее совпадение К-Аг данных времени скарнообразования и становления гранитоидных массивов, можно считать, что формирование шеелит-сульфидных скарнов Агылкынского месторождения, расположенного на стыке Яно-Адычанской и Южно-Верхоянской зон и приуроченного к экзоконтакто-

Таблица 1

К-Аг возраст изверженных пород Верхне-Тиректяхского массива и людвигитового скарна Титовского месторождения

Номер пробы	Порода	К, %	⁴⁰ Аг, нг/г	Возраст, млн. лет
А-1254	Гранодиориты (I фаза)	2,70	27,26	143 ⁺⁰
А-1262	То же	3,38	35,82	150 ⁺²
А-1263	Среднезернистый биотитовый гранит, порфиоровидный	3,30	33,70	144 ⁺¹
А-1317	Крупнозернистый биотитовый гранит (II фаза)	3,70	35,14	135 ⁺⁵
А-1318	То же, сульфидизированный	3,70	34,53	132 ⁺³
А-1256	Мелкозернистый гранит	4,30	40,05	132 ⁺⁰
А-338	Гранит	3,50	27,60	114 ⁺⁵
А-339	То же	2,27	19,90	125
А-1313	Мелкозернистый гранит, дайка в гранодиоритах (обр. А-1262)	3,98	37,70	134 ⁺⁰
А-1314	Мелкозернистый гранит, дайка в порфиоровидных биотитовых гранитах (обр. А-1263)	4,02	40,20	142 ⁺⁴
А-1257	То же, дайка, рвущая гранодиориты	4,15	30,80	107
А-1315	Лампрофир, дайка, рвущая гранодиориты (обр. А-1263)	1,50	13,85	125 ⁺³
А-477	Флогопит из людвигитового скарна	3,18	40,30	178 ⁺⁰
А-1316	Гранит-порфир, дайка	3,62	20,50	82 ⁺³

вой зоне штока, синхронно Саханьинскому месторождению. Значительно моложе, вероятно, оловянное оруденение сульфидно-кварцевого типа, известное в экзоконтактовой зоне Эрикагского штока (по соседству с Агылкы), гранитоиды которого по К-Аг датированию имеют возраст 125-130 млн. лет.

Чибагалахское месторождение оловорудных скарнов приурочено к контактовой зоне ордовикских карбонатных пород с Сыочанским гранитоидным массивом (хр. Тас-Хаяхта). На этом месторождении выделяются четыре стадии минерализации [16]: 1) магнезиальных скарнов; 2) известковых скарнов; 3) грейзенизации; 4) сульфидной минерализации. Продуктивная оловоносность на месторождении свя-

Таблица 2

К-Аг возраст изверженных пород и минералов из рудных тел Чибгалахского месторождения

Номер пробы	Порода, минерал	К, %	⁴⁰ Аг, нг/г	Возраст, млн. лет
А-484	Гранит биотитовый, Сыо-чанский массив	3,76	33,40	127±2
А-1763	То же	3,58	39,25	154±2
А-1764	Биотит из гранита (обр.А-1763)	6,85	83,73	173±2
А-2568	Пегматит, дайка в гранитах	6,975	49,80	102±0
А-1877	Мончикит, дайка сечет граниты	2,80	10,78	56±3
А-1875	Мусковит из грейзена	5,62	39,44	100±0
А-2567	Флогопит из лудвигитового скарна	7,00	62,10	126±0
А-1876	Флогопит из инфильтрационной жилы	7,92	81,29	146±8

Изложенный материал по оловоносным скарнам показывает, что время их образования синхронизируется с периодом внедрения и кульминацией кристаллизации гранитоидной магмы в плутоне, а оловоносные грейзены и более поздние гидротермы с оловом формируются на заключительной стадии кристаллизации магмы и даже позже — в период остывания кристаллизующегося плутона. Причем, интервал от скарнообразования до грейзенизации и затем до формирования и действия гидротерм может исчисляться десятками миллионов лет (в нашем случае: скарны — 146 млн. лет, а грейзены — 100 млн. лет).

Учитывая что в пределах Восточной Якутии гранитоидные массивы весьма разновозрастны, можно ожидать и выявления здесь новых, разновозрастных оловоносных скарнов. Для наглядности предлагается гистограмма распределения К-Аг цифр возраста оловоносных скарнов и сопутствующих им некоторых типов месторождений (рис. 2).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАССИТЕРИТ-КВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ

Месторождение Одинокое (хр. Полоусный) расположено в пределах одноименного штока гранит-порфиров, превращенного в кварц-мусковитовые, топаз- и турмалин-кварцевые грейзены с флюоритом, касситеритом, вольфрамитом, молибденитом и сульфидами. Неизменные

разности гранит-порфиров штока имеют К-Аг возраст 96 млн. лет. Слабоизмененные и микроклинизированные разности гранит-порфиров имеют возраст 92-96 млн. лет. Возраст кварц-топаз-слюдистых грейзенов, развитых по гранит-порфирам и роговикам, и представляющих рудные тела, равен 83-86 млн. лет.

Аналогичный возраст имеют оловоносные грейзены месторождения Кестер, которые подробно будут охарактеризованы при описании оловорудных месторождений Яно-Борулахской рудной зоны, где на большой территории развиты рудопроявления олова различных формационных типов.

По-видимому, близкий возраст имеют рудопроявления грейзенового типа и на Такалканском месторождении, где в равной мере развиты также руды касситерит-сульфидной формации. Прямых определений К-Аг возраста рудных тел у нас нет, но по соотношению рудных тел с магматическими образованиями, для которых известны данные К-Аг возраста [8], все же представляется возможным судить и о времени формирования месторождения. Возраст среднезернистых аляскитовых гранитов I фазы Такалканского массива равен 128 ± 6 млн. лет. Близкий возраст имеют некоторые дайки андезитов и камптонитов (124-128 млн.лет), рвущих эти граниты. В свою очередь, эти андезиты пересекаются кварц-турмалиновыми жилами с бериллом и касситеритом. В местах пересечения возраст даек андезитов омолаживается до 111-114 млн.лет. Другая группа даек андезитов секущих как граниты I фазы, так и кварц-турмалиновые жилы имеет возраст 72-84 млн.лет. Аналогичный возраст (85-106 млн.лет) отмечается и для даек керсантитов, которые рвут дайки ранних андезитов, а также для жил порфировидных гранитов дополнительной фазы (94 млн.лет). Дайки керсантитов и поздних андезитов секутся рудными телами касситерит-сульфидной формации. Таким образом, в пределах Такалканского месторождения наблюдается определенный разрыв во времени между образованием руд касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формаций, так как образование первых происходило не позднее чем 84 млн.лет и не ранее 100 млн.лет, а вторых - не древнее 72 млн.лет.

Рудопроявления кварцевого типа касситерит-кварцевой формации в пределах Восточной Якутии, где нередко с ними связана и вольфрамитовая минерализация, представлены достаточно широко. К представителям этого типа оловорудной минерализации относятся месторождения: Полярное (хр. Полоусный), Кутурукское (Яно-Борулахская зона), Кере-Юряхское, рудопроявления Чалбинского рудного узла (бассейн р.Адыча) и др.

Месторождение Полярное расположено в пределах Омчикандинского рудного узла. Оно приурочено к выходам небольших тел аляскитовых гранитов заключительной фазы становления Омчикандинского массива. К-Аг возраст биотитовых гранитов главной фазы становления массива из района месторождения, определенный по биотиту, по нашим данным, равен 138 млн. лет. Неизмененные разности этих гранитов (определение производилось Л.В.Фирсовым в

СВКНИИ) имеют возраст 150 млн. лет, а лейкократовые граниты, к которым приурочено месторождение, по данным Л.В.Фирсова, образовались 138 млн. лет тому назад. В то же время наши определения К-Аг возраста по циннвальдиту из рудных тел этого месторождения дают цифру 115 млн. лет.

Кере-Юряхское олово-вольфрамовое месторождение приурочено к одноименному массиву гранитоидов, входящих в Чалбинскую группу интрузий. Гранитоиды массива в значительной степени изменены постмагматическими процессами, которым, по мнению Я.В.Яковлева и Е.Р.Степанова [19], обязано образование рудных тел. Определение К-Аг возраста гранитоидов массива дают следующие цифры: порфирированные биотитовые граниты - 172-178 млн. лет (2 образца), биотитовые граниты - 160 млн. лет (1 образец), аплитовидные граниты - 163 млн. лет (1 образец), двуслюдяные граниты и турмалин-мусковитовые - 103-106 млн. лет (3 образца). К-Аг возраст мусковита из касситерит-мусковитовых рудных тел равен 111 млн. лет, а возраст мусковита из касситерит-кварц-мусковитовых жильных грейзенов находится в интервале 121-133 млн. лет и лишь один образец дает возраст 108 млн. лет. Можно отметить некоторое противоречие между радиологическим и геологическим возрастом рудных образований. Последние, по данным Я.В.Яковлева и Е.Р.Степанова [19], более поздние, чем турмалин-мусковитовые граниты. Эти противоречия обязаны радиологической гетерогенности как гранитоидов массива, так и рудных жил, как следствие длительности и сложности кристаллизации магматического очага. В качестве доказательства этому рассмотрим данные изохронного анализа гранитоидов и мусковитов месторождения, приведенные на рис. 3. Разброс точек на К-Аг диаграмме указывает на значительную открытость системы относительно элементов К-Аг системы. В то же время на этой диаграмме намечается две изохронные линии - одна из которых, представленная двуслюдяными и турмалин-мусковитовыми гранитами, отвечает возрасту 100 млн. лет с незначительным избытком радиогенного аргона (0,1 нг/г), другая (в основном мусковиты из рудных жил) - характеризуется возрастом 84 млн. лет, с избытком радиогенного аргона 16 нг/г (линия I). Несколько точек, представляющих биотитовые граниты и один образец мусковита, на К-Аг диаграмме расположено выше изохронных линий, которые имеют более крутой наклон зависимости, что предполагает их более древний возраст. Таким образом, имеющиеся данные позволяют судить о том, что кристаллизация гранитоидов главной фазы и образование двуслюдяных и турмалин-мусковитовых гранитов с последующим образованием оруденелых жильных грейзенов подтверждается и другим изохронным методом, с использованием диаграммы $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ (рис. 4).

Изохронный возраст мусковитов в данной системе координат равен 88 млн. лет, при первичном отношении $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 650$. Наличие избыточного аргона, по-видимому, связано с газово-жидкими включениями, насыщающими мусковит [19], а значительное преоб-

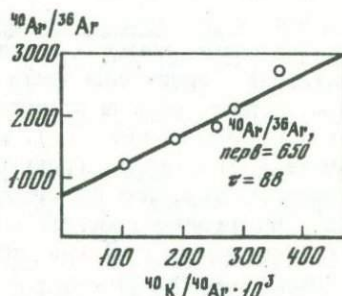
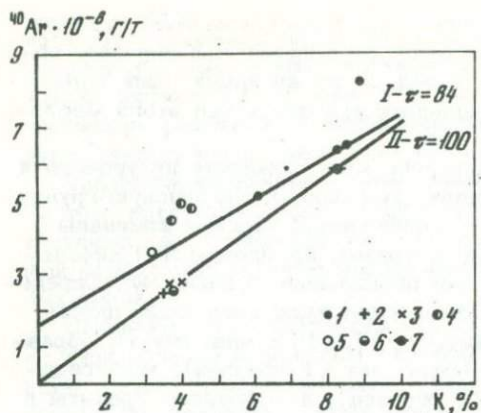


Рис. 3. К-Аг изохрона гранитоидов и мусковитов Кере-Юряхского месторождения

1 - мусковит из рудных тел; 2 - турмалин-мусковитовые граниты; 3 - двуслюдяные граниты; 4 - биотитовые и порфириновые граниты; 5 - аплитовые граниты; 6 - двуслюдяные граниты Кыаргастахского сателита Кере-Юряхского массива; 7 - мусковит из рудной жилы Кыаргастахского массива

Рис. 4. К-Аг изохроны мусковитов из жильных грейзенов Кере-Юряхского и Кыаргастахского месторождений

ладание ^{40}Ar над ^{36}Ar позволяет считать источником аргона гранитоиды Кере-Юряхского массива, выделявшие аргон при их перекристаллизации метасоматическими флюидами.

Непосредственно поблизости с Кере-Юряхским месторождением расположено Кыарагастахское рудопроявление касситерит-кварцевой формации, но сульфидно-кварцевого типа. Рудопроявление приурочено к штоку гранитоидов одноименного названия, являющегося апофизой Кере-Юряхского массива. Возраст двуслюдяных гранитов штока - 103 ± 3 млн. лет, а мусковитов из околосильного грейзена - 102 млн. лет.

Широкое распространение рудопроявлений кварцевого типа касситерит-кварцевой формации имеется и в Чалбинском рудном узле, который приурочен к одноименному гранитному массиву. Для гранитов Чалбинского массива характерна интенсивная метасоматическая переработка, выраженная в альбитизации и грейзенизации пород.

К участкам развития грейзенизации и наложенной биотитизации приурочены оловянные рудопроявления [13]. Широкое развитие метасоматических процессов в гранитах Чалбинского массива и возможная их неодновременность обусловили значительную гетерогенность К-Аг возраста пород (от 96 до 158 млн. лет). Намечаются группы К-Аг дат - 136-158 млн. лет (4 образца), 118-124 млн. лет (2 образца) и 96-108 млн. лет (3 образца), что указывает на длительность и сложность формирования гранитоидов этого инт-

рузива. На основании этих данных можно лишь констатировать, что кристаллизация массива происходила в интервале 136–158 млн. лет, а наиболее поздние метасоматические процессы проявлялись не древнее 96–108 млн. лет. Определение К-Аг возраста рудных жил, произведенное по мусковиту из мусковит-кварцевого околожильного грейзена, дает также значительный разброс цифр. Для мусковитов из руд месторождения Рябиновое получены цифры К-Аг возраста – 89, 114–116, 156 млн. лет, для рудопоявления Канавное – 104 млн. лет, для рудопоявлений Олений и Каменистое – 112–118 млн. лет и для мусковитов рудопоявления Наше – 109 и 127 млн. лет. По сути дела, возраст мусковитов из рудных жил отвечает трем группам К-Аг дат, полученным для гранитов Чалбинского массива, и они, по-видимому, отвечают определенным этапам его становления.

Бургавлийское месторождение. В центральной зоне Бургавлийского месторождения к контактовой зоне нескрытых интрузий приурочены оловянные рудопоявления сульфидно-кварцевого типа касситерит-кварцевой формации. Рудные тела сложены в основном кварцем, адуляром, арсенопиритом, касситеритом, реже-мусковитом и флюоритом. В качестве примеси отмечаются: сульфиды, турмалин, топаз, апатит, шеелит, вольфрамит [15]. В пределах рудной зоны развиты дайки диоритовых порфириров, имеющих возраст 100 млн. лет (1 образец) и 139–158 млн. лет (4 образца), кварцевых порфириров (142 млн. лет).

Возраст роговообманково-биотитовых гранодиоритов небольшого штока вблизи месторождения равен 152 млн. лет. Возраст рудных тел, определенный по смеси ортоклаза и кварца, равный 131–134 млн. лет, близок к возрасту серицитизированного песчаника из зальбанда рудного тела (144 млн. лет).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАССИТЕРИТ-СУЛЬФИДНОЙ ФОРМАЦИИ

Среди месторождений олова этой формации выделяются три типа: турмалиновый, хлоритовый и арсенопирит-пирротиновый.

Месторождения турмалинового типа, как правило, всегда расположены в контактовых зонах гранитоидных массивов. Относительно их генезиса и связи с магматизмом нет единого мнения. В настоящее время можно лишь констатировать тот факт, что рудопоявления касситерит-сульфидной формации по времени их образования значительно оторваны от формирования главных фаз гранитоидного магматизма, с которым они пространственно связаны [8].

Дьяхтардахский рудный узел расположен в южной части Полоусного синклиория, в зоне сочленения его с Селенияхским горстантиклинорием [17]. Магматические образования рудного узла представлены небольшим штоком гранит-порфириров и серий даек лампрофирового состава монцоноидного облика. К-Аг возраст гранит-порфириров 125 ± 1 млн. лет, для даек лампрофириров он находится в интервале 96–105 млн. лет. В гранит-порфирах штока отмечаются рудопояв-

ления грейзенового типа с оловом, вольфрамом и молибденом. Возраст их образования, по-видимому, близок к заключительной стадии кристаллизации гранит-порфиров.

Рудопоявления касситерит-сульфидной формации в пределах рудного узла представлены турмалиновым типом. Рудные зоны локализируются в терригенных породах и имеют пространственную связь с дайками лампрофиров. По имеющимся геологическим данным [17], эти дайки дорудные, что подтверждается также их термолюминесцентным анализом, выполненным в нашей лаборатории на образцах А.И.Холмогорова. На контактах с рудными телами интенсивность свечения термолюминесценции лампрофиров резко уменьшается; происходит выглаживание кривых термолюминесценции, как следствие термического воздействия на них рудных растворов [3]. Таким образом, образование касситерит-сульфидных руд происходило не древнее 96 млн.лет.

Укачилканское месторождение расположено в пределах хр.Полуосного, западнее Бакинського массива в участке пересечения субмеридионального Куранахского и субширотного Кюнь-Тасского глубинных разломов [18].

Вмещающими породами месторождения служат терригенные породы верхнеюрского и верхнетриасового возраста. Эти породы прорваны гранодиоритами Укачилканского массива, возраст которых 108 млн.лет (1 образец), штоком кварцевых диоритов (132 ± 2 млн.лет) и различными дайками диоритового и кислого состава. Дайки диоритовых порфиритов по геологическим данным и определению К-Аг возраста ($132-152$ млн.лет) дорудные. Определение К-Аг возраста дайки липаритов дает цифру 106 ± 2 млн.лет. Эти дайки рассечены касситерит-сульфидными (арсенопирит-пирротиновый тип) рудными телами [18] и возраст их, по-видимому, значительно моложе, чем 106 млн.лет.

Рудопоявление Атыр-Мога расположено в среднем течении р.Дулгаллах (Западное Верхоянье). Геологические данные, полученные на основании наблюдений за пересечениями прожилков, позволяют косвенно судить о возрасте оруденения. Ю.А.Филимоновым, чьи образцы анализировались нами на К-Аг возраст, зафиксировано на одном из участков месторождения пересечение дайки диоритовых порфиритов (К-Аг возраст 132 ± 4 млн.лет) дайкой-апофизой биотитового порфиroidного гранодиорита (106 ± 5 млн.лет), которая, в свою очередь, пересекается другой дайкой диоритовых порфиритов, с К-Аг возрастом 98 ± 2 млн.лет. Последняя пересечена прожилками кварцкарбонатного состава с сульфидами и тонкими сульфидными прожилками. Таким образом, эти геологические и геохронологические данные однозначно указывают, что возраст оруденения моложе, чем 98 млн.лет.

Нахчанский рудный узел расположен в хр.Полуосном, на междуречье рек Ольджо и Тирехтях (бассейн нижнего течения р.Яны). Геологическое строение рудного узла и его особенности описаны ранее [5]. В пределах месторождения отмечаются многочисленные

дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров, диабазовых порфиритов и лампрофиров. Среди ороговикованных пород месторождения наблюдается незначительно вскрытый эрозией апик интрузивного тела, представленного адалемитами, а в 15-20 км к северо-западу расположен огромный Хадараньинский массив биотитовых гранитов, К-Аг возраст которых 95-137 млн.лет [9]. Близкий к ним возраст имеют и дайки гранодиорит-порфиров месторождения - 122-124 млн.лет (обр. А-2047 - А-2054). К наиболее древним в пределах месторождения, по данным К-Аг датирования, относятся дайки кварцевых порфиров и измененных их разностей ("апогранитов") - 152-156 млн.лет (3 образца), хотя последние могут быть и измененными дайками гранит-порфиров. Дайки кварцевых порфиров, в местах сопряжения с рудными зонами, брекчированы и частично превращены в руду. Однако в этих дайках нередко содержатся обломки кварцевых жил [5]. По мнению Л.Н.Индолева и Г.Г.Невойса [5], эти дайки относятся к послегранитным образованиям и предполагаемый их геологический возраст - конец нижнего мела. Аналогичный возраст, по К-Аг данным, получен только для образца А-2049 - 112 ± 2 млн.лет. Возраст единичного образца гранит-порфиров из дайки, расположенной в зоне дробления, наиболее молодой - 88 млн.лет (обр. А-2052). В то же время геологические данные позволяют считать эти гранит-порфиры дорудными [5], а возраст оруденения касситерит-сульфидной формации - не древнее 88 млн.лет.

Приведенные выше немногочисленные данные косвенно указывают на значительную (по времени) оторванность рудного процесса от времени проявления в районе гранитоидного магматизма.

Детально вопрос о возрастных взаимоотношениях рудных тел различных оловоносных формаций и место их в общем развитии магматизма района рассмотрим на примере конкретных рудных узлов.

Депутатский рудный узел расположен в пределах юго-западной части Полоусненского синклинория, сложенного юрскими породами. Детальные исследования структуры, минералогии и магматизма Депутатского рудного узла приведены в работах И.Я.Некрасова [7], Б.Л.Флерова [14], Л.Н.Индолева и др. [6], Л.Н.Индолева и Г.Г.Невойса [5].

Депутатское месторождение относится к типичным представителям касситерит-сульфидной формации, занимает промежуточное положение между турмалиновым и хлоритовым типами. В то же время наличие на месторождении оловорудных проявлений грейзенового типа и полиметаллической минерализации позволило Б.Л.Флерову и др. [15] сделать вывод о том, что рудные тела месторождения принадлежат трем формациям: касситерит-кварцевой (грейзеновый тип), касситерит-сульфидной (турмалиновый и хлоритовый типы) и галенит-сфалеритовой. Геологические данные указывают на то, что образование месторождения начинается с проявления касситерит-кварцевой и заканчивается галенит-сфалеритовой формацией [6,15].

Относительный возраст рудных проявлений Депутатского месторождения устанавливается на основании их взаимоотношений с из-

Таблица 3

К-Аг возраст рудных тел Депутатского месторождения

Номер пробы	Порода, минерал	K, %	^{40}Ar , нг/г	Возраст млн. лет
A-486	Кварцево-сланцевой грейзен	2,91	23,40	115±4
A-1264	Мусковит из грейзена	8,05	62,60	111
A-963	Легкая фракция из ок- ложильно измененной породы на контакте с кварц-турмалиновым прожилком грейзеновой стадии	3,38	26,00	110±1
A-964	Мусковит из прожилка кварц-турмалиновой стадии касситерит- сульфидной формации	8,125	56,98	101
A-965	Легкая фракция из из- мененной породы в заль- банде жилы кварц-тур- малинового состава кас- ситерит-сульфидной фор- мации	3,00	Изохрон- ный воз- раст, с $^{40}\text{Ar}_{\text{перв}}/$ $^{36}\text{Ar} = 5500$	105
A-996	Легкая фракция в заль- банде жилы, сложенной кварцем, флюоритом, пиррогином, кассите- рит-флюорит-кварцевой стадии касситерит-суль- фидной формации	2,83	17,45	89±0

верженными породами и по характеру их структурного размещения. Оловоносные грейзены – наиболее ранние рудные образования района. Пространственно они связаны с измененными куполами гранитов и имеют с ними генетическую связь. Возраст мусковита из грейзена, а также валовых проб кварцево-сланцевых грейзенов равен 110–115 млн. лет (табл. 3).

Рудные тела касситерит-сульфидной формации отделены по времени от оловоносных грейзенов этапов внедрения даек диабазовых порфиритов. К-Аг определение возраста различных образцов, представляющих эту внутриминерализационную дайку диоритовых порфиритов [6], дает разброс цифр от 105 до 130 млн. лет. В то же время изохронный К-Аг возраст ее равен 104 млн. лет при избытке радиогенного аргона 1 нг/г. Эта дайка диабазовых порфиритов, в

свою очередь, пересекается прожилками пирротина, сфалерита и др., т.е. минерализацией, представляющей касситерит-сульфидную формацию, которая, таким образом, моложе оловоносных грейзенов и не древнее 104 млн. лет. Однако следует также отметить, что формирование касситерит-сульфидной формации, многостадийно [15] и достаточно длительно.

Так, например, легкая фракция измененной породы из зальбанда кварц-турмалиновой жилы I стадии касситерит-сульфидного этапа минерализации имеет возраст 105 млн. лет, а возраст легкой фракции из аналогичной породы, но взятой в зальбанде жилы, где проявлен минеральный парагенезис из касситерит-флюорит-кварцевой (второй) стадии касситерит-сульфидного этапа, равен 89 млн. лет. По данным Б.Л. Флерова и др. [15], эта цифра характеризует возраст руд хлоритового типа данной формации.

Наиболее молодой возраст (по геологическим данным) устанавливается для руд галенит-сфалеритовой формации. В северной части рудного узла в пределах Эвенского месторождения известны случаи пересечения даек керсантина зонами галенит-сфалерит-карбонатной минерализации, т.е. возраст последней моложе, чем 81 млн. лет.

Таким образом, резюмируя сказанное выше, можно сказать, что образование оловоносных грейзенов происходило в интервале 110-120 млн. лет, руд касситерит-сульфидной формации - 105-89 млн. лет, а свинцово-цинковое оруденение не древнее 81 млн. лет.

Рудный узел Илинтас (Дербек-Нельгехинская зона). Дербек-Нельгехинская рудная зона - классический пример секущих, по отношению к складчатости, рудных зон. Она представлена комплексом оловорудных месторождений касситерит-сульфидной формации различных типов. Наиболее интересное из них месторождение Илинтас - характерный представитель турмалинового типа.

Месторождение Илинтас приурочено к южной оконечности, наиболее крупного в Дербек-Нельгехинской зоне Безымянного массива гранитоидов. Оно в совокупности с рядом более мелких рудопроявлений, развитых в экзо- и эндоконтактовой зоне массива, образует Илинтасский рудный узел. История длительного развития Дербек-Нельгехинской рудной зоны обоснована в работе Н.И. Ненашева и др. [10], а детальное описание взаимоотношений изверженных пород и рудных тел в пределах рудного узла Илинтас проведено в работе [9].

О возрасте оруденения касситерит-сульфидной формации рассматриваемого месторождения существуют разные мнения. В последние годы в результате радиологических и геологических исследований выяснилось, что проявление оруденения на этом месторождении значительно оторвано во времени от становления гранитоидов массива. При этом сложилось мнение, что рудная минерализация генетически с ними не связана [8, 9, 15].

Однако полученные нами новые геохронологические и геологические данные дают основание уточнить прежние выводы. Гидротермальная деятельность в пределах рудного узла проявлялась неодно-

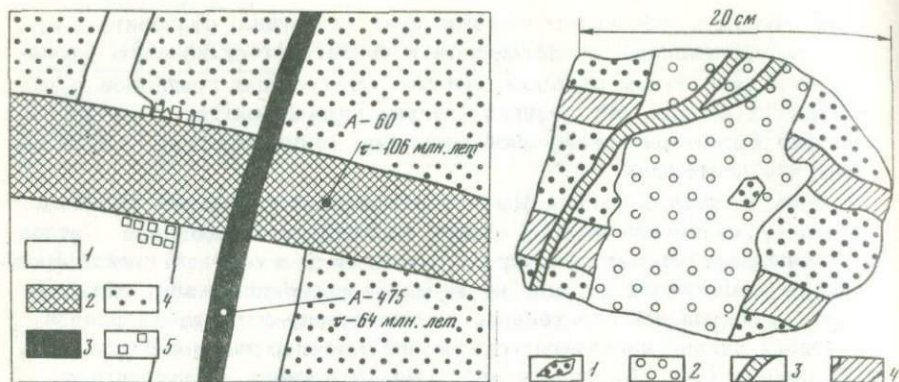


Рис. 5. Взаимоотношения различных стадий оруденения жилы Весна (Илинтас) с дайкой липарито-дацитов. Штольня 9 (241 м от устья)

1 - оруденение первых двух стадий - кварц-турмалиновой и касситерит-арсенопирит-кварцевой; 2 - дайка липарито-дацитов; 3 - оруденение трех последних (в том числе и сульфидной) стадий; 4 - терригенные породы верхнего триаса; 5 - обломки растащенной жилы первых двух стадий оруденения

Рис. 6. Взаимоотношения прожилка аплита с кварцевыми прожилками (зарисовка штуфа обн. Ш-59)

1 - ороговикованные терригенные породы; 2 - аплит; 3, 4 - кварцевые прожилки, соответственно второй и первой генераций

кратно и, по-видимому, сопутствовала всем этапам магматической деятельности. Наблюдаются следующие взаимоотношения жил с магматическими породами рудного узла. Прежде всего следует отметить, что кварцевые жилы секут гранитоиды этого массива и наблюдается окварцевание гранитов в зонах дробления. В то же время в апофизах массива, представленных лейкогранитами, в узком окончании их, фиксируется постепенный переход гранитов в крупные кварцевые обособления различной формы. В отличие от пегматоидных выделений и дифференцированных жил, где кварц представлен прозрачными, полупрозрачными темно-серыми разностями, здесь кварц молочно-белого цвета. Эти же апофизы в ряде случаев пересекаются кварцевыми прожилками нередко с турмалином. Аналогичные прожилки секут и дайки лампрофиров. Более определенные данные получены нами по жиле Весна, где отмечалось пересечение кварц-касситеритовой жилы дайкой липарито-дацита (обр. А-60 - 106 млн. лет), которая, в свою очередь, пересекается сульфидной жилой халькопирит-пирротинового состава. Определение К-Аг возраста легкой фракции из сульфидной жилы дало цифру 64 млн. лет (рис. 5).

Примером разновозрастности кварцевых образований служит взаимопересечение аплита и кварцевых прожилков (рис. 6), указывающее на то, что этапы гидротермальной деятельности разделялись

между собой во времени периодом магматической активности. Недостаточно верно мнение Б.Л. Флерова и др. [15] о наличии в пределах Илийтасского рудного узла только проявлений касситерит-сульфидного типа.

Г.И. Борисовым в 1946 г. при поисково-разведочных работах отмечались в гранитоидах Безымянного массива зоны грейзенизации северо-восточного направления шириной от 10 до 60 м при длине 1,7 км. Среди грейзенов наблюдались участки с прожилками турмалина и арсенопирита. Аналогичные грейзенизированные участки были зафиксированы в 1970 г. А.И. Шилиным в бассейне р. Силир. Однако рудопроявления грейзенового типа, по-видимому, не представляют практического интереса, хотя для образования россыпей они могут быть хорошим источником.

Кроме того, один из авторов в период работы на Илинтасе (1951-1955 гг.) изучал маломощные жилы Учугей и Харгальджу, имеющие кварц-касситеритовый с турмалином состав без сульфидов и карбонатов. Эти жилы целиком отработаны старателями в годы Великой Отечественной войны.

Таким образом, разновозрастность гидротермальных образований, распространенных в пределах этого рудного узла, не вызывает сомнений. В то же время важным моментом является установление возраста оруденения касситерит-сульфидной формации, главного источника олова в месторождении. Выше мы уже отмечали случай геологического контроля времени образования различных этапов этой формации (см. рис. 4). Дайка липарито-дацитов К-Аг возрастом 106 млн. лет разделяет по времени образования кварц-турмалиновую и касситерит-арсенопирит-кварцевую стадии минерализации от более поздних - сульфидной (пирротиновой) и сульфидно-карбонатной. Исходя из геологической ситуации и К-Аг возраста липарито-дацитов, возраст ранних стадий оруденения не моложе 106 млн. лет. Это подтверждается и прямым определением К-Аг возраста кварца из кварц-турмалиновых жил, который оказался равным 112 млн. лет (К-О,065%, ^{40}Ar - 0,5 нг/г). К-Аг возраст сульфидной стадии этой формации, определенный по легкой фракции, равен 64 млн. лет, т.е. между отложениями минералов ранних и поздних стадий касситерит-сульфидной формации был перерыв во времени (40-50 млн. лет).

Яно-Борулахская зона расположена в северной части Адычанского складчато-глыбового поднятия, скрытого под чехлом верхнетриасовых (в основном) терригенных отложений, прорванных многочисленными изверженными породами (преимущественного кислого состава) мезозойско-кайнозойского возраста. С последними парагенетически (и генетически) связаны многочисленные рудопоявления олова и других металлов.

Геология этой зоны, взаимоотношения изверженных и рудных тел, а также вопросы их генезиса отражены в работах Флерова и др. [15], О.П. Иванова [4], Э.А. Ефременко [1,2], Д.И. Овчинникова и др. [12], Б.Л. Флерова [14] и Н.И. Ненашева [11].

Важным моментом является установление многостадийности рудных образований Яно-Борулахской зоны. По данным О.П. Иванова [4] и Э.А. Ефременко [2], все месторождения района многостадийные и пространственно совмещенные. По их мнению, каждому магматическому акту отвечает определенный гидротермальный процесс, обуславливающий образование определенного минерального (рудного) парагенезиса. Этим авторам удалось зафиксировать факты прямого или косвенного пересечения рудных и магматических образований. Установлено, например, пересечение и метаморфизм ранних карбонатно-кварцевых жил биотитовыми гранитами Арга-Ынных-Хайского массива, пересечение кварц-турмалиновых жил дайками и жилами аляскитовых гранитов (месторождение Кестер); пересечение мрамтит-пирротиновых жил дайками диабазовых порфиритов (месторождение Улахан-Эгелях). Б.Л. Флеров [15] выделяет в Яно-Борулахской зоне рудопоявления касситерит-кварцевой формации различных типов и касситерит-сульфидной формации турмалинового и хлоритового типов. Рудопоявления касситерит-кварцевой формации генетически связаны с гранитоидными проявлениями и, по-видимому, неодновременны так же, как и гранитоидный магматизм района. Они представлены двумя типами — кварцевым и оловоносных грейзенов.

Представителями рудопоявления кварцевого типа являются Киргиляхское, Кутурукское, Олохтохское, Биляхское. Все они приурочены к экзо- или эндоконтактной зоне, вскрытых или нескрытых интрузий гранитоидов и относятся к олово-вольфрамовым. К-Аг возраст позднего мусковита для Киргиляхского месторождения дает цифру 106 млн. лет [4] и для Кутурукского месторождения — 94 млн. лет (обр. А-921). Возраст оловоносных грейзенов (месторождение Кестер) находится в интервале 70-100 млн. лет. Л.В. Фирсов по мусковит-лепидолитовому концентрату из грейзенов получил цифру 88 млн. лет. Близкий К-Аг возраст получен нами при анализе кварца из безрудного прожилка, секущего грейзенизированный участок в двуслюдяных гранитах Восточного купола Арга-Ынных-Хайского массива (обр. А-3350, К — 0,09%, ⁴⁰Аг — 0,53 нг/г, 85 млн. лет). Предположительно, по геологическим данным, оловоносные грейзены более молодые, чем проявления кварцевого типа.

Рудопоявления касситерит-сульфидной формации турмалинового типа (Хотон-Хайское) и хлоритового типа (Эге-Хайское), по-видимому, представляют собой телескопированные проявления, где ранние парагенезисы (кварц-турмалиновый, касситерит-кварцевый и т.д.) разделены во времени от поздних парагенезисов с сульфидами и карбонатами. Это фиксируется как геологическими [2,4], так и радиологическими определениями возраста.

Для касситерит-кварцевой ассоциации месторождения Эге-Хая определения К-Аг возраста по мусковиту дают цифру 92-109 млн. лет [4], а для позднего-хлорит-сульфидного-парагенезиса К-Аг возраст, определенный нами по серициту, равен 67 млн. лет. Последнее подтверждается пересечением сульфидными прожилками даек

диоритовых порфиритов и первых дайками диабазов. Кроме того, как отмечают Э.А. Ефременко [2] и О.П. Иванов [4] имеется определенный разрыв во времени между парагенезисами с турмалином и касситеритом. При этом зоны турмалинизации и кварц-турмалиновые жилы более древние по отношению к парагенезисам с касситеритом.

Учитывая литературные и приведенные геологические и радиологические данные, можно наметить такую последовательность формирования рудных и магматических образований Яно-Борулахской зоны. I. Внедрение и становление андезитовых гранитов и гранодиоритов Арга-Ынных-Хайского массива (158-188 млн. лет); дайки диабазовых и диоритовых порфиритов (не моложе 150 млн. лет). II. Внедрение даек фельзитов и кварцевых порфиров (131-134 млн. лет); образование некоторых мусковит-полевошпат-кварцевых жил (132 млн. лет); внедрение биотитовых гранитов Ынных-Хайского массива (126 млн. лет); образование двуслюдяных гранитов и апогранитов Арга-Ынных-Хайского массива (130 млн. лет). III. Турмалиновые граниты (115 млн. лет); образование рудных тел кварцевого типа касситерит-кварцевой формации (94-106 млн. лет) и ранних гидротермальных парагенезисов с турмалином и касситеритом (92-109 млн. лет) касситерит-сульфидной формации, внедрение даек лейкогранитов (95 млн. лет); максимальное проявление процессов грейзенизации и образование оловоносных грейзенов (80-85 млн. лет). IV. Внедрение даек диоритовых порфиритов 84-86 млн. лет; образование сульфидного парагенезиса касситерит-сульфидной формации (63-67 млн. лет). V. Внедрение даек основного состава (52-67 млн. лет).

Представленная нами схема последовательности формирования Яно-Борулахской рудно-магматической зоны имеет определенные отличия от приведенной аналогичной схемы Э.А. Ефременко [2] и существенно уточняет и дополняет ее. Анализ ее позволяет сделать вывод о значительном разрыве во времени оруденения района от внедрения здесь основной массы гранитоидных интрузий и выдвинуть предположение о возможной экстракции олова из вмещающих гранитоидов при проработке их поздними гидротермальными и пневмолитовыми растворами.

ВЫВОДЫ

Оруденения различных формационных типов Восточной Якутии развивались в широком интервале времени, что связано с длительной и сложной эволюцией магматизма в пределах региона. Эта сложность заключается, в основном, в смещении (скольжении) времени образования многочисленных (часто полихронных) гранитоидных плутонов в пределах Восточной Якутии в период от рубежа триаса и юры до эоцена включительно.

Формирование рудопоявлений олова различных формационных типов происходило неодновременно. Оловоносные скарны близки по

времени их образования к моменту внедрения гранитоидных интрузий (145–180 млн. лет – хр. Тас–Хаяхта, 143–145 млн. лет – Агылкинский район). Рудопроявления касситерит–кварцевой формации формируются в заключительную стадию становления гранитоидных массивов и имеют возраст 83–115 млн. лет (хр. Полоусный), 84 млн. лет (район Кере–Юряхского массива), 144 млн. лет (район Бургавли). В Чалбинском рудном узле отмечаются три этапа образования оловоносных руд этой формации: 89, 114–116, 156 млн. лет. Рудопроявления оловоносных грейзенов Кестер имеют возраст 80–85 млн. лет.

Месторождения касситерит–сульфидной формации представляют собой сложные телескопированные проявления, представленные совмещенными в пространстве, но разорванными во времени минеральными (рудными) парагенезисами. Наиболее ранние рудные парагенезисы образовались 105–115 млн. лет (Депутатский, Илинтасский рудные узлы) и 92–109 млн. лет назад (Яно–Борулахская зона). Поздний сульфидный парагенезис в этих рудах отложился 63–67 млн. лет (рудопроявления Илинтас и Эге–Хая). Определение К–Аг возраста поздних этапов минералообразования по касситерит–сульфидным рудопроявлениям Дьяхтардах, Атыр–Мога и Нахчанское показало, что образование их происходило не позднее 96–98, 88 млн. лет. Синхронно времени образования сульфидного парагенезиса касситерит–сульфидной формации происходило формирование полиметаллических рудопроявлений. В Депутатском рудном узле они образовались не позднее 81 млн. лет назад, в южном Верхоянье – 79–86 млн. лет (Дыбинский узел) и 66 млн. лет назад (Алтайское месторождение).

Длительное развитие магматических и рудных процессов приводит к образованию сложных телескопированных месторождений, генетическая связь которых с магматизмом может быть самой различной в конкретных рудных узлах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ефременко Э.А. Магматические и рудные комплексы Яно–Борулахского района (Северная Якутия): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1973, с. 20.
2. Ефременко Э.А. Гранитоидная формация высокоглиноземистого типа в Яно–Борулахском районе Якутии. – Геол. и геофиз., 1976, № 3, с. 33–44.
3. Зайцев А.И. Термолюминесценция горных пород и минералов Восточной Якутии и ее применение для решения геологических вопросов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1974, с. 25.
4. Иванов О.П. О целесообразности формального подхода к многостадийным жильным месторождениям при их формационном анализе. – В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972, с. 135–152.
5. Индолев Л.Н., Невойса Г.Г. Серебро–свинцовые месторождения Якутии. Новосибирск: Наука, 1974, с. 249.
6. Индслев Л.Н., Лир Ю.В., Марин Ю.Б. Взаимоотношения порфиритовых даек и касситерит–сульфидного оруденения на Депутатском место-

- рождении. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973, с. 169–177.
7. Некрасов И.Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1966, с. 379.
 8. Некрасов И.Я., Ненашев Н.И. О возрасте оловянного оруденения Северо-Восточной Якутии. — В кн.: Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения. М.: Наука, 1966, с. 356–359.
 9. Ненашев Н.И. Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. М.: Наука, 1965, с. 168.
 10. Ненашев Н.И., Вихерт А.В., Возин В.Ф. Возраст складчатости и магматизма Дербек-Нельгехинской рудно-магматической зоны (Северо-Восточная Якутия). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 11, с. 80–98.
 11. Ненашев Н.И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 152.
 12. Овчинников Д.И., Пантелеев А.А., Бейгуленко В.И. Калий-аргоновое датирование гранитоидов и дайковых пород в Центрально-Янском районе Якутии. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 293–296.
 13. Трунилина В.А., Вишневецкая Р.И., Кулагина Д.А. Геохимия олова в породах колымского комплекса (на примере Чибгалахского и Чалбинского массивов). — В кн.: Генезис оловорудных месторождений и связь их с магматизмом на территории Якутии. Якутск, 1975, с. 142–163.
 14. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976, с. 283.
 15. Флеров Б.Л., Индолев Л.Н., Яковлев Я.В., Бичус Б.Я. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М.: Наука, 1971, с. 315.
 16. Флеров Б.Л., Дорофеев А.В., Бичус Б.Я. и др. Минералогия и генезис Чибгалахского месторождения оловоносных скарнов. — В кн.: Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1974, с. 3–40.
 17. Флеров Б.Л., Холмогоров А.И., Кравцов Е.Д., Бичус Б.Я. Особенности структуры и генезиса касситерит-сульфидного месторождения в Дьяхтардахском рудном узле. — В кн.: Генезис оловорудных месторождений и связь их с магматизмом на территории Якутии. Якутск, 1975, с. 80–107.
 18. Яковлев Я.В. Укалчилканское месторождение — представитель арсенипирит-пирротинового типа касситерит-сульфидной формации. — В кн.: Генезис оловорудных месторождений и связь их с магматизмом на территории Якутии. Якутск, 1975, с. 50–79.
 19. Яковлев Я.В., Степанов Е.Р. Температура формирования Керей-Юряхского олово-вольфрамового месторождения. — В кн.: Генезис оловорудных месторождений и связь их с магматизмом на территории Якутии. Якутск, 1975, с. 108–116.

Н. В. ЕРЕМЕЕВ

О ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Формирование комплексов калиевых щелочных пород повсеместно приурочено к зонам тектонической активизации стабильных структур или к их границам. Тектоно-магматическая активизация может быть сопряжена с развитием блоковых структур фундамента в пределах древних платформ, а также в активизированных частях консолидированных структур областей завершённой складчатости, с окончанием геосинклинального процесса.

Калиевые щелочные породы представлены как интрузивными, так и вулканическими, субвулканическими породами. Часто отмечается их совместное присутствие в виде единых вулканоплутонических комплексов или близко расположенных вулканических полей и интрузивных тел.

Самый ранний этап формирования пород калиевой линии химизма — протерозой (массив Пуба, Онтарио, Канада). В палеозое, мезозое, кайнозое неоднократно возникали калиевые щелочные массивы. На территории СССР наиболее древние калиевые породы — девонские (Ишимский массив), а самые молодые — кайнозойские (массивы Юго-Восточного Памира).

Сопряженность калиевых щелочных массивов с зонами тектонической активизации позволяет использовать определение времени формирования комплексов калиевых щелочных пород для установления эпохи развития этих зон. Ниже, на примере двух щелочных провинций СССР — Центрально-Алданской (Якутия) и Западно-Таласской (Южный Казахстан) — будут показаны связи тектонических процессов и калиевого магматизма.

Абсолютный возраст пород щелочных массивов определялся в основном по минералам. В тех случаях, когда это были эффузивные породы и практически выделить минералы невозможно, определения производились по валовым пробам. Недостаточное количество данных по массиву Ирису заставило нас привлечь данные Е.Д. Андреевой. Все определения выполнены М.М. Аракелянц в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР калий-аргоновым методом.

Наиболее детальный анализ магматизма Алдана произвел Е.П. Максимов [1, 2], который отмечает аналогию Южно-Алданской субширотной системы впадин и глубинных разломов с известными рифтогенными системами типа Восточно-Африканской. Им произведено сравнение Алданской и других рифтогенных систем по протяженности и ширине рифтов и их впадин, по глубине залегания фундамента во впадинах, по характеру смещения, по разломами и другим тектоническим особенностям, по вулка-

низму, по возрасту и особенностям развития, по геофизическим характеристикам. Е.П. Максимовым обоснованно выделены четыре этапа магматической деятельности: первый — позднетриасовый — нижнеюрский; второй — средне-верхнеюрский; третий — верхнеюрский—нижнемеловой; четвертый — меловой. Во всех этапах мезозойской магматической деятельности им выделены естественные ассоциации или формации: лейцит-щелочносиенитовая, среднекислых гранитоидов и монзонит-сиенитовая. Рассмотрим наиболее детально взаимоотношение структур тектонической активизации и мезозойского магматизма Центрального Алдана на примере якутского и инаглинского комплексов.

Якутский комплекс образовался в подвижной зоне разломов на стыке двух блоков: относительно опущенного Верхне-Якутского блока-грабена и расположенного западнее, приподнятого Верхне-Нимгерканского горста. Здесь в архейском фундаменте расположен древний Якутский разлом, активизированный в мезозое. Вмещающие комплекс толщи представлены нижнекембрийскими доломитами, а также более древними, чем породы комплекса, субвулканическими телами кварцевых порфиров, гранит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров. Комплекс, в плане имеющий форму эллипса и площадь 28 км^2 , вытянут на восток-северо-восток. Он представляет собой вулканоплутон сложного состава, в строении которого участвуют остатки вулканогенной толщи, ограниченной кольцевым разломом и опущенной на глубину не менее 300–400 м [1]. Вулканическая толща кальдеры окружена по периферии и прорвана в центре интрузивными и экструзивными телами. С.М. Кравченко (1972) подразделяет вулканические породы кальдеры на три толщи: игнимбритовую и эпилейцит-ортоклазовых базальтов; эпилейцитовых фонолитов и трахифонолитов; псевдолейцитовых трахитов, их брекчий и игнимбритов. В северной части кальдеры в виде отдельных глуб среди трахитов нами встречены ороговикованные и ослоденелые пикриты, имеющие, по-видимому, незначительную мощность.

Интрузивные образования якутского комплекса представлены секущими штоками и дугообразными телами, перечисленными ниже в последовательности образования: пироксениты, позднее биотитизированные, микрошонкиниты, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, пуласкиты. В центре и западной части комплекса — два поздних интрузива авгитовых сиенитов.

Инаглинский массив, находящийся в северо-западной части Алданского щита, в пределах Олекмо-Алданского блока, связан с многократным обновлением крупнейшего Юхтинского разлома северо-западного простирания. Кроме того, здесь развиты разломы северо-восточного простирания. На месте пересечения одного из них с Юхтинским глубинным разломом расположен Инаглинский комплекс. Он имеет площадь около 20 км^2 и представляет собой интрузию центрального типа с дунитовым штоком площадью 16 км^2 , с отдельными телами перидотитов внутри дунитового тела, узкой прерывистой оторочкой тел перидотитов мощностью около 50 м. Послед-

Таблица 1

Результаты определения абсолютного возраста пород щелочных массивов Центрального Алдана

Комплекс (массив)	Порода	Материал	K, %	Ar град, нг/г	Возраст, млн. лет
Голец Лапчатый (Инагли)	Силлы, сиенит-порфир	Валовая проба	2,39±0,03	37,5±1,0	218±9
Вулканический нект Заря	Шонкинит	Ортоклаз	8,06±0,08	95,0±2,0	166±6
Якокут	Эпилейцитовый порфир	Валовая проба	10,47±0,09	109,5±2,0	149±5
То же	Пироксенит	Флогопит	8,53±0,07	85,8±2,0	143±5
"	Нефелиновый сиенит	Биотит	8,96±0,07	93,6±2,0	148±6
"	Пуласкит	То же	8,52±0,09	81,0±1,5	135±5
"	То же	"	5,07±0,04	46,4±1,5	131±5
Инагли	Ослоденелый перидотит	Биотит	7,73±0,06	76,6±1,5	141±10
То же	Шонкинит	То же	7,72±0,06	72,4±1,5	134±5
"	Пуласкит	Флогопит	2,22±0,04	21,2±0,8	136±8
"	Щелочной пегматит	Амфибол	1,97±0,03	19,4±1,0	141±10

ние окружены кольцевым телом шонкинитов мощностью до 500 м. Все указанные интрузивные тела прорваны пуласкитами и их пегматитами. Массив окружен силлами и лакколитами сиенит-порфиров и сиенит-диорит-порфиров. Для дунитов, перидотитов и шонкинитов характерно ослождение, причем в перидотитах с этим процессом, наложенным по ослабленным зонам, связана железо-медная минерализация.

Дуниты, по мнению А.М. Корчагина и других исследователей, верхнепротерозойские, дорифейские [3]; согласно другим предположениям - мезозойские [2, 5]. Определение абсолютного возраста дунитов затруднено из-за низкого содержания в них калия, свинца и углерода. Для щелочных пород литературные данные могут создать представление о широком интервале их образования: 140-105 млн. лет [6] и 144-119 млн. лет [3, 4].

История развития мезозойского щелочного магматизма в указанных комплексах Центрального Алдана по полученным данным (табл. 1) представляется следующей: окружающие Инаглинский массив силлы и лакколиты сиенит-диорит-порфиров (голец Лапчатый) имеют более древние цифры возраста и соответствуют верхнему триасу (218±9 млн. лет); первыми формировались вулканогенные толщи и сопро-

вождающие их неки и штоки, заполнившие кальдеры проседания в якутском вулканоплутоне и близрасположенном некке Заря, они имеют возраст 166–149 млн. лет. Почти одновременно и чуть позднее (в интервале 148–141 млн. лет) формировались интрузивные образования якутского и инаглинского комплексов. Более низкие цифры возраста некоторых интрузивов, например биотитового пироксенита, – 141 млн. лет, по сравнению с нефелиновым сиенитом – 148 млн. лет, связаны с ослюдением (143–141 млн. лет), короткое наложено на все интрузивные породы Инаглы и Якокута, исключая пуласкиты.

Второй исследованный нами регион развития калиевых щелочных пород включает северо-западные отроги Таласского Алатау. Щелочные породы приурочены здесь к зоне Срединного Тянь-Шаня, в строении которой принимают участие метаморфические образования протерозойского возраста, слагающие фундамент, а также смятые в складки отложения нижнего, среднего и верхнего палеозоя. Весь период палеозоя, вплоть до нижнего карбона, проходил геосинклинальный этап развития, а с конца нижнего и начала среднего карбона наступил орогенный этап. При этом происходило образование новых и подновление старых глубинных разломов. В одной из таких субширотных активизированных зон северной части Арысь-Угамской зоны находится Машатская впадина, выполненная основными и щелочными эффузивами, выделенными Т.Б. Молчановой [7, 8] в даубабинскую свиту.

Наибольшее распространение среди этих эффузивов (70% их площади) имеют щелочные и лейцитовые базальты. В меньших количествах присутствуют тефриты, иногда с прослоями лейцитов, трахитов, трахитовых порфиров. Среди базальтов отмечаются небольшие выходы пикрито-базальтов. Полученные нами геохронологические данные (табл. 2) – 264–278 млн. лет, как и данные К.А. Абдрахманова, А.И. Иванова, В.К. Монича, В.Д. Морозова [9] – (283–271 млн. лет), не отвечают геологическим наблюдениям: сиенитпорфиры, секущие вулканиты, имеют возраст 322 млн. лет, следовательно, вулканиты должны быть древнее, т.е. ниже-среднекарбонными. Явное омоложение возрастных данных для вулканитов, полученных по валовым пробам, является результатом широко проявленных процессов пелитизации ортоклаза, опацизации биотита и пироксена, частично также ожелезнения, карбонатизации и альбитизации.

Вблизи Даубабинского вулканогенного поля расположены многочисленные штоки богатых калием щелочных пород, наиболее крупные из которых – массивы Ирису и Каинды. Щелочные интрузивные массивы прорывают карбонатные толщи визейского, намюрского и турнейского ярусов нижнего и низов среднего карбона. Массив Ирису приурочен к пересечению разломов субмеридионального направления с субширотной глубинной зоной разломов. В строении массива принимают участие (от древних к молодым): пироксениты, шонкиниты, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, сиениты и монцо-

Таблица 2

Результаты определения абсолютного возраста пород калиевых щелочных массивов Таласского Алатау

Комплекс (массив)	Порода	Материал	K, %	Ag _{рад} , нг/г	Возраст млн. лет
Даубабза	Лейцитовый	Валовая	3,30 \pm 0,04	67,3 \pm 1,5	278 \pm 11
	тефрит	проба			
То же	Лейцитовый	То же	5,00 \pm 0,04	96,0 \pm 2,0	264 \pm 8
	базальт				
"	Шонкинит-порфир	"	2,55 \pm 0,03	50,1 \pm 1,0	270 \pm 8
"	Сиенит-порфир	"	5,72 \pm 0,05	136,0 \pm 2,0	322 \pm 10
Ирису	Пироксенит	Биотит	6,70 \pm 0,06	156,5 \pm 2,5	318 \pm 10*
То же	Шонкинит	То же	7,75 \pm 0,06	180,0 \pm 3,0	316 \pm 10*
"	Сиенит	"	7,40 \pm 0,06	175,5 \pm 3,0	320 \pm 10
Каинды	Пироксенит	"	7,72 \pm 0,06	178,0 \pm 3,0	316 \pm 9
То же	Шонкинит	"	7,40 \pm 0,06	168,5 \pm 3,0	310 \pm 9
"	Лейкошонкинит	"	7,66 \pm 0,06	182,5 \pm 3,0	322 \pm 10
"	Сиенит с нефелином	"	7,48 \pm 0,06	174,0 \pm 3,0	320 \pm 10
"	Сиенит с гранатом	"	7,34 \pm 0,06	162,0 \pm 3,0	302 \pm 9
"	Жильный порфировидный нефелин-псевдолейцитовый сиенит (фергусит)	"	8,37 \pm 0,07	135,0 \pm 2,0	224 \pm 8
"	Шонкинит	"	-	-	340**

* Данные Е.Д. Андреевой.

** Данные Э.А. Багдасарова и др. [11].

Примечание. Все измерения выполнены в Лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР.

ниты, а также многочисленные дайковые породы. Массив Каинды, расположенный в 8-10 км северо-восточнее, приурочен к той же зоне глубинного залегания, в месте пересечения разлома меридионального направления с субширотным надвигом. Массив характеризуется преобладанием наиболее ранних образований - пироксенитов, вслед за которыми образуются шонкиниты, затем псевдолейцитовые сиениты, монзониты, а также щелочноземельные сиениты. Среди пироксенитов распространены субмеридионально вытянутые жилы порфировидных мезократовых нефелин-псевдолейцитовых сиенитов, отнесенных В.А. Николаевым [10] к фергуситам.

Наши данные по возрасту интрузивных массивов Ирису и Каинды (см. табл. 2), а также данные по возрасту биотитового пироксенита Каинды сотрудников ВСЕГЕИ [11] (-340 млн. лет) указывают,

что они образовались в узком интервале, соответствующем среднему карбону (340–320 млн. лет), т.е. одновременно с вулканогенными толщами Даубабы. В первую фазу формировались пироксениты, цифры возраста которых 340–316 млн. лет, во вторую фазу – 320 млн. лет, в четвертую – сиениты – 320–302 млн. лет. Незначительное омоложение для некоторых пород Ирису и Каинды (до 302 млн. лет) связано с биотитизацией и другими наложенными процессами. Для жильных псевдолейцитовых сиенитов (фергуситов) получен возраст 224±8 млн. лет, что соответствует среднему триасу. Несомненно, что эти жильные породы более молодые, чем интрузивные, однако не настолько далеко оторваны по времени их формирования. Омоложение связано с развитием по псевдолейцитовым вкрапленникам вторичных минералов: серицита, кальцита, эпидота.

Таким образом, среди массивов Западно-Таласских калиевых щелочных пород внедрение вулканитов предшествовало образованию интрузивных тел, а близкие цифры возраста могут быть одним из доказательств их комагматичности.

Сравнение результатов изучения К-Аг методом времени формирования калиевых щелочных пород двух различных провинций позволяет сделать некоторые выводы. В обеих провинциях щелочные вулканиты образовались раньше, чем следующие за ними субвулканические тела и интрузивы. Вместе с тем выявляется единый и довольно узкий интервал времени для формирования этих вулканоплутонических ассоциаций. Калиевым щелочным породам свойственно широкое развитие постмагматического ослюденения, однако, по геохронологическим данным, эта слюда почти не оторвана по времени от периода кристаллизации магматических пород. Другие наложенные процессы изменения пород дают значительное омоложение цифр возраста; примером этому могут служить цифры для вулканитов Даубабы, жильных нефелин-псевдолейцитовых сиенитов Каинды, а также цифры для щелочных пород Алдана, приведенные в работах некоторых исследователей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Максимов Е.П. Серии мезозойских щелочных и субщелочных пород Центрального Алдана. – ДАН СССР, 1971, 200, № 5.
2. Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических комплексов Центрального Алдана. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 4.
3. Корчагин А.М., Андреева Е.М., Константинова Л.Н. и др. Верхнепротерозойские (синийские) терригенные отложения в районе Инаглинского массива ультраосновных и щелочных пород на Алданском щите. – ДАН СССР, 1967, 174, № 2.
4. Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченков А.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М.: Наука, 1974.
5. Ельянов А.А. О формационной принадлежности Центральных интрузивных массивов с дунитовыми ядрами. – В кн.: Геологические формации. Л.: Наука. 1968.

6. Ельянов А.А., Моралев В.М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. — ДАН СССР, 1961, 143, № 3.
7. Молчанова Т.В. Интрузивно-эффузивный щелочной комплекс северо-западных отрогов Таласского Алатау. — Бюл. Моск. о-ва испытат. природы. Отд. геол., 1958, 33, вып. 4.
8. Молчанова Т.В. Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных щелочных пород. М.: Наука, 1966.
9. Абдрахманов К.А., Иванов А.И., Монич В.К., Морозов В.Д. Абсолютный возраст щелочных пород северо-запада Таласского Алатау. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1961, вып. 4(45).
10. Николаев В.А. Щелочные породы Каинды в Таласском Алатау. — Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 11.
11. Багдасаров Э.А., Орлова М.П., Козырев В.И. Редкие и рассеянные элементы щелочных габброидов и базальтоидов Северного Тянь-Шаня. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Вторая серия, 1974, ч. 103, вып. 6.

УДК 550.93

Э. С. ОВЧАРЕК, Ф. Г. ФЕДЧИН, В. П. МИШИН

ЦИКЛИЧНОСТЬ МАГМАТИЗМА СИХОТЭ-АЛИНЯ ПО ДАННЫМ АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Специализированные исследования геологического развития Приморья начаты в 30-х годах и связаны с именами Г.П. Воляровича [5], В.З. Скорохода [17], А.З. Лазарева [11] и других геологов. В их трудах отмечается проявление в пределах Приморья различных фаз складчатости. Каждый исследователь выделял свой ряд разновременных фаз, однако с годами взгляды уточнялись, все более приближаясь к современному. В 1948 г. С.А. Музылев в геологической истории Сихотэ-Алиня выделил четыре этапа: докембрийский, герцинский, мезозойский (от триаса до валанжина) и верхнемеловой [13]. Близкие взгляды высказаны П.Н. Кропоткиным [10], отметившим наличие в Сихотэ-Алине четырех структурных этажей. Несколько позже Н.А. Беляевский [2] высказал мнение о том, что в ранние геологические эпохи на рассматриваемой территории, по-видимому, господствовали геосинклинальные условия. Позднее они стали сменяться геоантиклинальными, причем последние устанавливались на западе раньше, чем на востоке. Н.А. Беляевский выделил три структурных яруса, разделенных поверхностями крупных структурных несогласий. Впоследствии Н.А. Беляевский в соавторстве с Б.А. Петрушевским [3] уточнил свои взгляды, обосновав их новыми материалами. А.М. Смирнов [18] показал, что реликты древних геосинклинальных образований присутствуют в более молодых складчатых постгеосинклинальных областях.

Из приведенного, далеко не полного перечня взглядов видно, что идеи полициклического развития геологических структур Приморского края высказывались многими исследователями. Однако наряду с этим существуют и другие представления. Так, Н.П. Васильковский [4] утверждает, что все эвгеосинклинали заложены на океаническом (базальтовом) субстрате. Аналогичных взглядов о необратимом разрастании континентальной коры за счет океанической придерживаются А.В. Пейве, М.С. Марков, А.Л. Книппер, Н.А. Богданов [15], Дж. Г. Вилсон, один из создателей так называемой "новой глобальной тектоники" [22], Р.С. Дитц [21] и другие исследователи.

Приведенные ниже материалы, по нашему мнению, свидетельствуют в пользу первой точки зрения. Нами на основании новых данных абсолютной геохронологии, в геологической истории Сихотэ-Алиня устанавливаются три тектоно-магматических цикла: среднепалеозойский, позднепалеозойский и мезозойский (таблица). Под тектоно-магматическим циклом, в соответствии с общепринятыми представлениями, мы понимаем "период времени, охватывающий взаимосвязанные и направленные проявления тектонической и магматической активности в подвижных поясах от зарождения геосинклинали и превращения ее в складчатую область вплоть до окончательной ее консолидации и завершения тектонических и магматических процессов" [6].

Устанавливается определенная связь между развитием главных структурных элементов Приморья: Ханкайским массивом, прошедшим геосинклиналиное развитие в протерозое - раннем палеозое, Главным антиклинорием Сихотэ-Алиня, сформировавшимся в среднем и позднем палеозое, и Главным синклинорием Сихотэ-Алиня, представляющим собой область мезозойской складчатости. Эта связь выражается в том, что эвгеосинклиналиный магматизм более молодых структурных зон фиксируется главным образом внедрением основных интрузий вдоль разломов в ранее консолидированных участках земной коры.

Среднепалеозойскому циклу предшествует формирование позднебайкальских гранитоидов (570-580 млн. лет), внедрение которых произошло в заключительные этапы формирования древней геосинклинали на территории Ханкайского массива. Радиологические данные, полученные по монофракциям мусковитов из гранитных пегматитов центральной части Ханкайского массива и Находкинского блока в Южном Приморье, развитых на небольших площадях в окрестностях г. Лесозаводска, сел. Лесное, Тургенево, Митрофановка и на юге Приморья в районе с. Гайдамак, показывают близкие значения возраста - 570-580 млн. лет, соответствующие границе протерозоя и фанерозоя [1].

Полученный радиологический материал подтверждает предположение [9, 12] о наличии в конце раннего палеозоя единого кристаллического массива, протягивающегося от побережья Японского моря на юге в бассейн р. Большая Уссурка на севере, а на востоке -

Таблица

Магматические циклы Сихотэ-Алиня

Циклы магматизма по радиологическим данным	Тектоно-магматический		Возраст, млн. лет	Состав
	цикл	этап		
Позднепротерозойский		Орогенный	570-580	Гранитовые пегматиты
Среднепалеозойский	Каледонский	Геосинклинальный	460-470	Габброиды
		Инверсионный	380-400	Андезиты
		Орогенный	340-360	Гранитоиды
Позднепалеозойский	Герцинский	Геосинклинальный	330-340	Габброиды
		Инверсионный	260-280	Андезиты
		Орогенный	230-240	Гранитоиды
Мезозойский	Тихоокеанский	Геосинклинальный	170-190	Габброиды
		Инверсионный	120-130	Андезиты
		Орогенный	50-115	Гранитоиды

достигающего Даубихинского разлома и в некоторых местах центрального структурного шва.

Заложение рифтогенной структуры Сихотэ-Алиня происходит, вероятно, в раннем палеозое, так как для Южно-Приморской зоны, по нашим данным, габброиды датируются возрастом 460-470 млн. лет. Аналогичные по возрасту небольшие тела габброидов описаны для северной части Приморья [14]. Структурное положение указанных интрузий позволяет предполагать, в отличие от современных представлений [7], продолжение Даубихинского структурного шва значительно южнее. Вероятно, локализованные вдоль него габброиды с возрастом 460-470 млн. лет по времени формирования соответствуют спилито-диабазовой формации, развитой в центральном антиклинории Сихотэ-Алиня.

Среднепалеозойский цикл наиболее отчетливо проявлен в области Ханкайской структуры. Начинается он внедрением небольших массивов габброидов в зоне Даубихинского структурного шва, имеющих возраст 460-470 млн. лет. Возраст силлиманитовых и клинопироксеновых габбро, амфиболитов, а также вулканитов среднего и основного состава, развитых в районе сел Тургенево, Митрофановка, Кировка, Гайворон, Решетниково, колеблется в пределах 380-

400 млн. лет. Их сменяют крупные массивы биотитовых гранитов, прослеженные по обоим бортам р. Партизанской. Геологическое положение этих гранитов определяется тем, что они прорывают мусковитовые граниты [20], имеющие, по нашим данным, возраст 570–580 млн. лет, и перекрываются песчано-конгломератовыми отложениями нижнепермского возраста. В левом борту ключа Центрального в г. Партизанске из даек мусковитовых пегматитов этих гранитов по монофракциям мусковита, полевого шпата и валовому составу получены цифры возраста 360 ± 10 млн. лет. Аналогичные цифры возраста приводятся для гранитов Увальненского, Шмаковского и Гродековского массивов и комагматичных эффузивов [7].

Заканчивается цикл замыканием геосинклинальных прогибов, среднепалеозойской складчатостью, приведшей к консолидации Ханкайской структуры [7], и соответствует, с некоторой долей условности, каледонскому тектоно-магматическому циклу.

Позднепалеозойский цикл проявлен более отчетливо, чем предыдущий, и по времени отвечает герцинскому. Он охватывает период эвгеосинклинального развития зоны Главного антиклинория от раннего карбона (330–340 млн. лет) до поздней перми (230–240 млн. лет). К этому циклу, с определенной долей условности, мы относим формирование спилито-диабазовой формации родионовской и кокшаровской серий. Для первой из них по диабазовым порфиритам имеются данные 297 ± 8 и 335 ± 10 млн. лет. Интрузивный магматизм этого времени представлен внедрением крупных тел батолитового типа габброидов анненских (333 ± 5 млн. лет) и Муравьевского антиклинория (341 ± 10 млн. лет). В их строении принимают участие роговообманковые и пироксен-роговообманковые габбро, диориты, габбро-диориты, кварцевые диориты и реже — пироксениты, связанные между собой постепенными переходами. Массивы габброидов перекрыты пермскими отложениями и прорваны гранитами, возраст которых 230–240 млн. лет [7]. На западе Ханкайской структуры в районе с. Решетниково среди силлур-девонских отложений известны небольшие массивы крупнокристаллических пегматоидных габбро с возрастом 325 ± 12 млн. лет, приуроченные к зонам предполагаемых глубинных разломов [7].

Для ранней перми характерно формирование средних вулканитов, амфиболитов и диоритов с возрастом 260–280 млн. лет. Пространственно выходы этих пород тяготеют к Центральному и Муравьевскому антиклинориям. Андезитовые порфириты, характеризующиеся возрастом 260 ± 3 млн. лет, входят в состав песчано-сланцевой поспеловской свиты о-ва Русского и образуют дайки в районе бухты Тихой. Амфиболиты бухты Гайдамак имеют возраст 274 ± 8 млн. лет, а габброиды Муравьевского антиклинория и района г. Находки — 270 млн. лет. Вероятному перерыву магматической деятельности для Центрального антиклинория Сихотэ-Алиня соответствует формирование горизонта "слидистых песчаников", перекрывающих образования ранней перми [16].

К постинверсионным относятся кислые вулканиты и комагматичные им рудневские розовые граниты (230 ± 5 млн. лет), серые граниты у пос. Артемгрес (241 ± 1 млн. лет) и ряд других. Небольшие по размерам тела этих гранитов прорывают массивы гранитоидов среднепалеозойского цикла, характеризующиеся возрастом 360 млн. лет. Эти радиологические данные позволили нам разделить указанные выше гранитоиды на средне- и позднепалеозойские, в отличие от Ф.К. Шипулина [20], отнесших их к одному тектоно-магматическому циклу.

Окончание цикла знаменуется проявлением позднепалеозойской складчатости, охватывающей Ханкайский массив и Даубихинскую зону.

Мезозойский цикл начинается в верхнем триасе-ранней юре излиянием спилитов и диабазовых порфиритов, развитых преимущественно в Главном синклинии Сихотэ-Алиня и Прибрежной антиклинальной зоне. В Главном антиклинии он фиксируется внедрением небольших массивов габброидов с возрастом 170-190 млн. лет. Развиты они в окрестностях г. Углекаменска (190 ± 3 млн. лет), с. Владимиро-Александровского (186 ± 4 млн. лет), береговых обнажениях залива Восток (186 ± 3 млн. лет).

Собственно геосинклинальный этап мезозойского цикла заканчивается формированием флиша, в том числе и вулканогенного, на котором залегают базальные горизонты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Магматизм орогенного этапа подразделяется на четыре субцикла, в течение которых формируются в определенной эволюционной последовательности толщи различных по составу вулканитов и комагматичных им интрузий [8, 19].

Начало первого субцикла фиксируется маломощными горизонтами кислых туфов, залегающих в континентальной молассе сеноман-туронского возраста. Наиболее интенсивный магматизм приходится на интервал 85-115 млн. лет, в течение которого сформировалась толща вулканитов преимущественно среднеосновного состава (при крайне незначительной роли липаритов и дацитов) и внедрились дайки, силлы и небольшие по размерам штоки базальтов, долеритов, габбро-диабазов, габбро-диоритов, диоритов, диабазовых и диоритовых порфиритов и реже - пикритов и андезитов. Эволюция эффузивного магматизма этого субцикла направлена в сторону уменьшения кислотности пород во времени: липариты являются образованиями несколько более ранними, а часть базальтов - более поздними, чем основная масса андезитов и андезито-базальтов. Двухфазное внедрение большей части интрузий происходило в самом конце нижнего мела (95-105 млн. лет) до извержения основной массы вулканитов. Фазы внедрения были сближены во времени, сколько-нибудь заметного разрыва между ними не фиксируется. В пользу предположения о более раннем, по сравнению с вулканитами, формировании интрузий говорит, кроме цифр абсолютного возраста, и тот факт, что практически все интрузии приурочены к полям развития

нижнемеловых осадков, а дайки, как правило, ориентированы по простиранию осадочных пород и очень часто имеют межпластовый характер.

Второй субцикл начинается формированием антидромно построенной пестрой по составу мощной толщи вулканитов. В состав ее входят лавы, туфобрекчи и в различной мере спекшиеся туфы липаритов, липарито-дацитов, дацитов, андезито-дацитов, андезитов, андезито-базальтов и базальтов. Преобладают кислые и средние разновидности пород, находящиеся в соотношении 1:1. Завершается магматизм этого субцикла двухфазным внедрением интрузий гранитоидов. Определения абсолютного возраста вулканитов дают цифры 55–95 млн. лет, интрузий первой фазы внедрения (диоритов, габбро-диоритов, гранодиоритов, монзонитоидов) – 75–95 млн. лет, интрузий второй фазы (лейкократовых субщелочных гранитов) – 55–65 млн. лет.

Третий субцикл охватывает 50–60 млн. лет. В этот период накапливается довольно монотонная толща кислых вулканитов и внедряются интрузии гранитоидов. Эффузивные фации представлены лавами, различными туфами и игнимбритами биотитовых липаритов с линзами и субвулканическими телами стекол и перлитов. Интрузии сформировались в две сближенные во времени фазы. В первую фазу внедрились диориты, гранодиориты и биотит-роговообманковые граниты, во вторую – субщелочные аляскитовые граниты.

Для четвертого, заключительного субцикла магматизма характерно массовое излияние молодых базальтов и внедрение соответствующих по составу даек.

Орогенный магматизм, самый мощный в истории Сихотэ-Алиня, привел к консолидации региона.

Таким образом, в истории развития Сихотэ-Алинской системы при формировании главных структурных элементов: Ханкайского массива, Главного антиклинария и Главного синклиниория – устанавливается определенная цикличность, отражающая основные этапы формирования Сихотэ-Алиня и отвечающая общепринятым тектоно-магматическим циклам – каледонскому и герцинскому. Мезозойский цикл охватывает широкий диапазон времени (от верхнего триаса – ранней юры до палеогена) и разделяется на субциклы, часть из которых, по нашим представлениям, может быть отнесена к альпийскому тектоно-магматическому циклу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М.: Недра, 1975.
2. Белявский Н.А. Очерк геологии Приморья. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири и Дальнего Востока. Труды ВСЕГЕИ, 1956, с. 5–12.
3. Белявский Н.А., Петрушевский Б.А. Основные проблемы геологии зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана. – В кн.: Текто-

ника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М.: Наука, 1968, с. 15-29.

4. Васильковский Н.П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. - Тр. СНИИГГИМС, 1960, вып. 13.
5. Воларович Г.П. Основные фазы складчатости Дальневосточного края. - В кн.: Тр. XVII Междунар. геол. конгр. Л.; М.: ОНТИ, 1939, т. 2, с. 581-588.
6. Геологический словарь. М.: Недра, 1973. 410 с. Т. 2.
7. Геология СССР. Т. 32. Ч. 1. М.: Недра, 1969. 514 с.
8. Грачева А.А., Симаненко В.П., Федчин Ф.Г., Лапо М.С. Геолого-радиологическая интерпретация магматических образований Самаргинского рудного района. - В кн.: Геохимия вулканоплутонических ассоциаций и эндогенные месторождения Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 14-17.
9. Иванов Б.А. Структурно-фациальное и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня. - Сов. геол., 1960, № 10, с. 43.
10. Кропоткин П.Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части советского Дальнего Востока. - В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. 1, с. 736-764.
11. Лазарев А.З. Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины Дальневосточного края. - В кн.: Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр. Л.; М.: ОНТИ, 1939, т. 2, с. 589-596.
12. Мишкин М.А., Леликов Е.П., Овчарек Э.С. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье. - ДАН СССР, 1970, № 6, с. 1429.
13. Музылев С.А. Отчет о геологической съемке Амуро-Зейского междуречья. - Тр. Дальневост. науч.-исслед. базы АН СССР. Сер. геол., 1948, т. 1, с. 48-49.
14. Никогосян В.А. Основные черты магматизма центрального Сихотэ-Алиня. - В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 67.
15. Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А. Базальтовый слой земной коры в западной части Тихого океана. - ДАН СССР, 1971, 201, № 6, с. 1433-1436.
16. Силантьев В.Н. О составе и взаимоотношении перми и верхнего триаса в районе села Окраинки (Центральный Сихотэ-Алинь). - Информ. сб. Примор. геол. упр. Владивосток, 1962, № 3, с. 27.
17. Скороход А.З. Основные черты геологического строения южной части советского Дальнего Востока. Владивосток: Примор. геогр. о-во, 1941. 367 с.
18. Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 159 с.
19. Федчин Ф.Г., Грачева А.А., Неволлина В.П., Симаненко В.П., Семенова Н.Н. К вопросу о возрасте позднемелового магматизма Самаргинского рудного района. - В кн.: Вулканические и вулканоплутонические комплексы Востока Азии. Владивосток, 1976, с. 36-44.
20. Шипулин Ф.К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения. - Тр. ИГЕМ, 1957, вып. 8, с. 27-40.
21. Ditz R.S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. Geol. Soc. America. - Bull., 1963, vol. 74, N 7, p. 947-952.
22. Wilson A.F. The pyroxene granulites and associated gabbros of the Fraser Range, Western Australia and their economic significance. Proc. Australas Inst. - Mining and Metallurgy, N 231, 1969, p. 47-57.

Г. М. ГУНДОБИН, М. Н. ЗАХАРОВ, В. Н. СМИРНОВ,
Р. Г. КРАВЦОВА

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХРОНОЛОГИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ЭВЕНСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА И СВЯЗАННОЙ С НИМИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Охотско-Чукотский вулканический пояс — один из секторов планетарной вулcano-тектонической структуры, являющейся областью сочленения крупных блоков земной коры океанического и континентального типов. Всестороннее изучение этой области имеет важное значение для решения многих проблем современной геологии.

В последние годы исследованиями Института геохимии им. А.П.Виноградова СО АН СССР охвачена малоизученная территория северного побережья Охотского моря, известная как Верхне-Гижигинское поле Эвенской вулканической зоны Охотско-Чукотского пояса [1].

В строении Верхне-Гижигинского поля преобладающее развитие имеют породы андезит-игнимбритовой формации и прорывающие их многофазные сложно построенные плутоны гранитоидов, родственные по составу к эффузивам. Менее распространена вулcano-плутоническая ассоциация щелочных базальтоидов. К северу от изученной площади на Омолонском массиве малые интрузии эссексит-тешенитового комплекса отнесены к нижнему мелу [2, 3]. Нами ксенолиты щелочных базальтоидов отмечались в игнимбритах.

При геологическом картировании масштаба 1 : 200 000 породы андезит-игнимбритовой формации расчленены на три свиты. Нижняя и верхняя свиты сложены игнимбритами умеренно кислого состава, а средняя — преимущественно андезитами. Однако такой разрез вулканогенных отложений типичен не для всех частей площади. В пределах отдельных полей наблюдается более сложное его строение с характерным для наземного вулканизма непостоянством состава слагающих разрез отложений. Маркирующие горизонты или прослой туфогенно-ссадочных пород, могущие нести ископаемую флору или фауну, здесь не обнаруживаются, поэтому радиологические измерения являются единственным методом геохронологической датировки вулканогенных образований.

Структуры основания вулканического пояса в изученном районе представлены относительно слабо дислоцированными разновозрастными морскими отложениями перми, триаса, нижней и средней юры Гижигинского миогеосинклинального прогиба и Омолонского срединного массива. В северной части площади в пределах Хивачского выступа Омолонского срединного массива, где в пределах ограниченной площади встречаются поля мезозойских и девонских эффузивов, главной задачей является их расчленение.

Внутреннее строение Верхне-Гижигинского вулканического поля определяется сочетанием линейных и кольцевых вулканотектонических структур. Среди последних наиболее известна Верхне-Туромчинская интрузивно-купольная структура [4, 5]. Примером линейных вулканотектонических депрессий служит Предгорный грабен, примыкающий к Верхне-Туромчинской структуре с юга и представляющий депрессию рифтогенного характера, ориентированную в северо-восточном направлении вдоль Прихотской зоны разломов глубинного заложения, сложенную вулканитами основного и среднего состава.

На изученной территории установлены три фазы интрузивного магматизма. Ранняя фаза представлена монцодиоритами, главная — адамеллитами и гранодиоритами, заключительная — биотитовыми гранитами. Главные интрузивные массивы Верхне-Гижигинского поля следующие: Дактомычанский, Мало-Туромчинский, Гижига-Гармандинский и Прибрежный. Наиболее тесные связи с вулканизмом имеет Дактомычанский массив, слагающий центральную часть Верхне-Туромчинской вулканоструктуры. Остальные массивы целиком или частично залегают в породах фундамента вулканического пояса. Дактомычанский и Мало-Туромчинский массивы при близости их вещественного состава резко отличаются по структурам пород. Для Дактомычанского массива характерны порфировые структуры и гипабиссальный облик пород. В составе Мало-Туромчинского массива преобладают среднезернистые гранодиориты.

С процессами верхнемелового магматизма связано формирование различных гидротермальных проявлений. В наиболее ранний период происходило развитие процессов региональной пропилитизации, которые особенно интенсивно происходили в породах нижней свиты игнибригов, что затрудняет ее радиологическую датировку. Зоны кварцадуляр-гидрослюдистых метасоматитов, в ряде случаев несущие эпitherмальную золото-серебряную минерализацию, накладываются на поля регионально развитых пропилитов. По отношению к интрузивному магматизму они постритные, что фиксируется непосредственными геологическими наблюдениями. В частности, метасоматиты с рудной минерализацией наложены на граниты третьей фазы Мало-Туромчинского массива. Верхний возрастной предел оруденения не установлен.

Исходя из изложенного выше, для Эвенской вулканической зоны актуальной задачей геохронологических исследований является установление этапов магматизма и метаморфизма, возрастных соотношений между вулканической и плутонической фациями, решение вопроса о возрасте эпitherмальной золото-серебряной минерализации.

Для плутонической и вулканической фаций и рудных жил Верхне-Гижигинского поля Эвенской вулканической зоны Охотско-Чукотского пояса определялся калий-аргоновый возраст пород, биотитов и адуляров. Исследования проводились в лаборатории геохимии изотопов Института геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР. Содержание радиогенного аргона определялось методом изотопного

разбавления воздушным аргоном. В качестве эталонов использовались стандарты В1-70 и Азия/65, содержащие соответственно 0,0947 и 0,0442 мм³/г аргона-40. Средняя ошибка определения аргона не превышает 3%. При расчете возраста применялись константы $\epsilon = 0,557 \times 10^{-10}$ лет⁻¹ и $4,72 \times 10^{-10}$ лет⁻¹. Контроль, выполненный в Геологическом институте АН СССР, показал вполне удовлетворительную сходимость результатов [6]. Калий определялся методом фотометрии пламени по стандартной методике, принятой в Институте геохимии.

В работе использованы также данные калий-аргонового возраста лаборатории СВКНИИ ДВНЦ АН СССР [7, 8, 9]. Для одних и тех же объектов исследования между лабораториями Института геохимии и СВКНИИ обнаруживается удовлетворительная сходимость результатов К-Аг возраста (таблица).

На основе многочисленных определений калий-аргонового возраста валовых проб, по данным лаборатории СВКНИИ [9], для Охотско-Чукотского пояса намечаются три периода кульминации гранитоидного магматизма: 130-155, 104-127, 75-98 млн. лет. Как видно из таблицы, в пределах Верхне-Гижигинского вулканического поля преобладающее развитие имеют интрузии последнего, третьего периода магматизма.

Геохронологическими исследованиями выявлены три разновозрастные группы интрузий: 1) нижнемеловые малые интрузии и sillы тешенитов и монцодиоритов - 123-126 млн. лет; 2) крупные гранодиоритовые плутоны верхнего мела - 74-83 млн. лет; 3) эоценовые малые интрузии щелочных габброидов - 45-50 млн. лет. В гранодиоритовых плутонах монцодиориты ранней и граниты заключительной фазы, пользующиеся ограниченным распространением, в изученном районе не подвергались радиологическим исследованиям. По данным лаборатории СВКНИИ, граниты заключительной фазы имеют калий-аргоновый возраст 66-68 млн. лет. Изученные малые интрузии нижнего мела сопоставимы по вещественному составу и возрасту с эссексит-тешенитовым комплексом Омолонского массива.

Важной особенностью рассматриваемой территории является присутствие здесь, наряду с нижнемеловыми эссекситами, сходных по составу щелочных габброидов третичного возраста. Эффузивные аналоги эоценовых малых интрузий венчают стратиграфический разрез вулканитов Предгорного грабена. По данным лаборатории СВКНИИ, их калий-аргоновый возраст оценивается в 40-41 млн. лет. Возраст изученных нами малых интрузий щелочных габброидов 45-50 млн. лет. Таким образом, в пределах Верхне-Гижигинского вулканического поля четко намечается эоценовая вулcano-плутоническая ассоциация.

Для верхнего мела возрастные различия между вулканической и плутонической фациями более существенны. Гранодиоритовые плутоны имеют возраст 74-83 млн. лет, а родоначальные андезиты - 81-92 млн. лет.

Таблица

Значения калий-аргонового возраста магматических пород Чукотского пояса

Массив, свита, фаза, фация, формация, серия	Место взятия пробы	Порода
1	2	3
Верхне-Туромчинская вулканотектоническая структура		
Дактомычанский, главная фаза, апикальная часть	Вершина р. Ирокал	Гранодиорит
То же	Правобережье руч. Хулакогычан	"
" , заключительная фаза	Верховья руч. Джол	Гранит
Хитанджинский	Верховья р. Хитанджи	Гранодиорит
"	То же	"
Право-Вархаламский	Водораздел рек Вархалам и Хитанджа	Монцодиорит
Лево-Туромчинский	Устье руч. Заросшего	Монцогаббро
Меловая формация, нижняя свита	Правая вершина руч. Зеркального	Игнимбрит
То же	Левобережье руч. Паяц	Трахилипарит
" , средняя свита	Устье руч. Паяц	Латиандезит
"	Водораздел руч. Торок и Старт	"
"	Верховья р. М. Туромча	Андезит
"	Левобережье руч. Старт	Латиандезит
" , верхняя свита	Верховья р. М. Туромча	Кислый игнимбрит
" [7]	"	"
"	"	"
Метасоматит, кварц-адуляр-серпичитовый	-	-
То же	-	-
"	-	-
Слюдисто-кварцевый метасоматит [7]	-	-
Метасоматит адулярсодержащий [7]	-	-

Верхне-Гижигинского поля Эвенской вулканической зоны Охотско-

Номер пробы	Материал	Калий, %	Аргон, нмм ³ /г	Возраст млн. лет
4	5	6	7	8
Верхне-Туромчинская вулканотектоническая структура				
324	Биотит	7,00	0,0221	83
-	Порода	-	-	81*
-	"	-	-	66-68*
437	Биотит	6,80	0,01910	74
-	Порода	-	-	70*
415	"	1,12	0,00540	126
460	Биотит	6,40	0,01210	50
42	Порода	2,85	0,01280	118
250	"	3,25	0,00739	61
73	"	1,94	0,00677	92
2	"	2,28	0,00699	81
48	"	1,46	0,00509	92
1	"	1,78	0,00470	70
52	"	3,20	0,00868	72
-	"	-	-	72
-	"	-	-	84
ГО-2	"	5,53	0,0159	75
Г-1283/2+3	"	5,78	0,0169	77,5
Г-1283/1	"	7,08	0,0178	66,8
-	"	2,27	-	74
-	"	1,99	-	79

Таблица (окончание)

1	2	3
Алунитовый кварцит [7]		-
Адуляр-слюдистый-кварцевый метасоматит	1 -	-
Кварц-адуляр-серицитовый метасоматит	-	-
Адуляр-кварцевая жила	-	-
То же [7]	-	-
"		-
"		-
"		-
"		-
Адуляр-слюдисто-кварцевый метасоматит	-	-
Кварц-карбонатная жила	-	-
Тафтындинская вулcano-структура		
Мало-Туромчинский, главная фаза	Водораздел р. Гижиги и руч. Отменного	Гранодиорит
Крупная дайка	Левый борт р. М. Ту-ромчи, 1 км ниже устья руч. Отменного	Шшонит
Предгорный грабен		
Левое-Вархаламский	Левая терраса р. Вархалам, у выхода ее в предгорную тундру	Монцогаббро
Палеогеновая формация	Верховья р. Вархалам	Шшонит
Пиквикская вулcano-структура		
Меловая формация, нижняя свита	Правобережье руч. Пиквик	Кислый игнибрит
Палеогеновая формация	То же	Андезит
Хивачский выступ Омолонского массива		
Силл	Левый водораздел р. Хивач, напротив устья руч. Пиквик	Тешенит
Девонская формация, кедонская серия	Левый водораздел р. Хивач	Шшонит

* Неопубликованные данные В.К. Политова.

4	5	6	7	8
-	"	5,53	-	80
B-2724	"	5,01	0,0171	90
Ю-11	"	5,90	0,0209	93,5
B-2783	Порода	5,92	0,0172	77
-	"	3,08	-	76*
-	Адуляр	11,0	-	76
-	"	10,27	-	74
K-248	"	8,20	0,0398	127
P-3408	"	7,55	0,0315	110
P-4607	Порода	2,70	0,0113	110
P-4602	Адуляр	8,30	0,0273	87
B-2822	Порода	1,14	0,00292	56
Тафтындинская вулcano-структура				
394	Биотит	5,59	0,0174	83**
405	Порода	2,70	0,00296	30
Предгорный грабен				
419	Биотит	7,40	0,0122	45
-	-	-	-	40-41
Пиквикская вулcano-структура				
563	Порода	2,79	0,00691	65
569	"	1,58	0,00391	65
Хивачский выступ Омолонского массива				
591	"	1,34	0,00631	123
Г-2119	"	3,91	0,0140	95

** Та же цифра получена для валовой пробы Е.Г. Песковым (устное сообщение).

В стратиграфическом разрезе андезит-игнимбритовой формации возраст кислых игнимбритов изменяется от 118 до 72 млн. лет. Таким образом, начало формирования игнимбритовых толщ относится к альбу, а окончание — к датскому ярусу верхнего мела. Присутствие нижнемеловых игнимбритов в основании эффузивных толщ Эвенской вулканической зоны подтверждается палеоботаническими исследованиями [10]. В изученном районе отсутствует нижняя андезитовая формация апт-туронского возраста, слагающая в Центрально-Схотском районе нижние свиты вулканического пояса [11, 12]. Как свидетельствуют полученные нами данные калий-аргонового возраста, андезитовые горизонты рассеяны в толще андезит-игнимбритовой формации и не образуют единой свиты, как предполагалось ранее.

Нижние пропилитизированные слои андезит-игнимбритовой формации нередко обнаруживают несходящиеся значения возраста. Так, например, в бассейне руч. Пиквик игнимбриты, непосредственно залегающие на фаунистически охарактеризованных отложениях триаса, дают калий-аргоновый возраст 65 млн. лет. Такое омоложение нижнемеловых эффузивов может быть объяснено потерями аргона при развитии процессов региональной пропилитизации. Дата окончания эпохи регионального метаморфизма игнимбритов оценивается в 61–65 млн. лет.

Полученные цифры калий-аргонового возраста для девонских покровов шононитов кедонской серии, развитых в пределах Хивачского выступа Омолонского массива, оказываются очень низкими — 95 млн. лет. Последнее, вероятно, обусловлено интенсивным развитием в пределах этого участка процессов калиевого метасоматоза (что подтверждается непосредственными наблюдениями) в связи с верхнемеловой магматической деятельностью.

Как уже указывалось, возраст заключительной фазы гранитоидных интрузий, которые являются предрудными, датируется цифрой 66–68 млн. лет. Сопоставимые цифры (61–65 млн. лет) получены и для дорудных зон регионально пропилитизированных пород. Эти данные указывают на то, что нижняя возрастная граница эпитеpmальной золото-серебряной минерализации не должна быть ниже приведенных значений.

Полученные цифры калий-аргонового возраста для рудных образований имеют очень большой разброс — от 56 до 127 млн. лет. При этом, как видно из таблицы, большинство определений возраста рудных жил имеют более высокое значение, чем предшествующие их образованию граниты, а в отдельных случаях — и чем вмещающие оруденение породы. Учитывая хорошую согласованность значений абсолютного возраста магматических образований с их геологической позицией с неизбежностью приходится говорить о влиянии наложенных процессов, приводящих к повышению значений возраста рудных жил и сопровождающих их околожилных метасоматитов.

Причины наблюдающегося удренения возраста рудных образований однозначно не могут быть истолкованы, так как прямыми дан-

ными, объясняющими это явление, авторы не располагают. О них можно судить лишь по косвенным признакам. Заслуживает внимания длительность формирования рудоносных зон, в регрессивную стадию развития которых кварц-серицит-адуляровые метасоматиты замещались кварц-каолин-гидрослюдистым комплексом. Следует отметить, что развитие каолин-гидрослюдистого замещения связано не только с завершающей стадией рудного этапа минерализации, но и с наложением более позднего этапа минералообразования, значительно оторванного во времени от рудного. Отмечаются также явления кислотного выщелачивания, связанные с процессами гипергенеза в зоне окисления сульфидсодержащих руд. Весьма информативным показателем, указывающим на интенсивность развития позднего кварц-каолин-гидрослюдистого замещения, служит $K:Rb$ отношение. Особенности распределения калия и рубидия в околорудных метасоматитах и причины изменения калий-рубидиевого отношения были рассмотрены нами ранее [13]. Здесь необходимо лишь отметить, что для синрудных метасоматитов характерна стабильность $K:Rb$ отношения. Оно изменяется в очень узких пределах [от 280 до 300], что свидетельствует о прямой корреляционной зависимости между калием и рубидием. Только в зонах развития кварц-каолин-гидрослюдистого изменения наблюдается нарушение этой зависимости и в целом понижение $K:Rb$ отношения до 180-200. Последнее является следствием предпочтительного выноса калия относительно рубидия при кислотном разложении калиевого полевого шпата, что согласуется с теоретическими представлениями [14, 15] и экспериментальными данными [16].

В связи с отмеченной закономерностью представляет интерес проследить зависимость между содержаниями аргона, рубидия, $K:Rb$ отношением и полученными значениями возраста. Естественно ожидать, что в близко разновозрастных образованиях, какими являются околожильные метасоматиты и рудные жилы, должна проявиться тенденция к прямой связи между калием, рубидием и аргоном. Фактически прямая корреляционная связь отмечена только для пары рубидий-аргон (рис. 1), для пары калий - рубидий наблюдается значительно большее отклонение от линейной зависимости (рис. 2). Эти различия находят объяснение при рассмотрении графиков изменения значений $K:Rb$ отношения (рис. 3, 4), которое в исследованных образцах изменяется от 300 до 220. Понижение $K:Rb$ отношения, как уже говорилось, указывает на развитие поздних процессов аргиллизации, ведущих к избирательному выщелачиванию калия.

Показательно то, что между изменениями $K:Rb$ отношения, с одной стороны, и значениями возраста и содержанием аргона, с другой - наблюдается четкая обратная корреляционная зависимость (см. рис. 3, 4), т.е. чем интенсивнее процессы поздней аргиллизации, а следовательно, и вынос калия, тем больше полученные цифры калий-аргонового возраста образцов.

Таким образом, одной из возможных причин удревления возраста кварц-адуляровых жил и сопряженных с ними адулярсодержащих

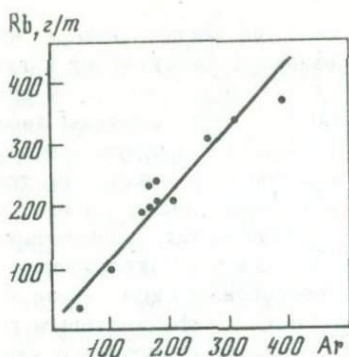


Рис. 1. Зависимость содержания радиогенного аргона от концентрации рубидия в образцах из рудных образований Верхне-Туромчинской вулканоструктуры

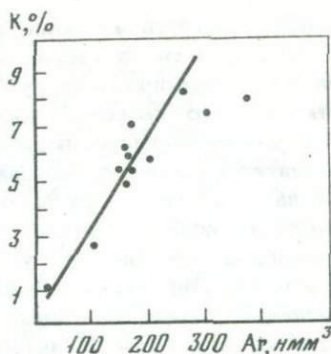


Рис. 2. Зависимость содержания радиогенного аргона от концентрации калия в образцах из рудных образований Верхне-Туромчинской вулканоструктуры

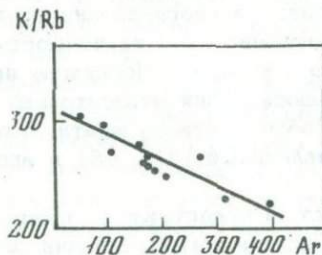


Рис. 3. Зависимость содержания радиогенного аргона от значений K/Rb отношения в образцах из рудных образований Верхне-Туромчинской вулканоструктуры

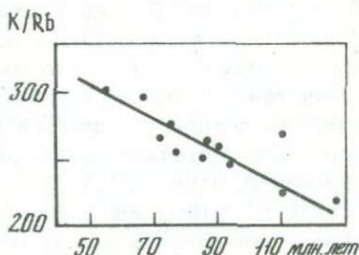


Рис. 4. Зависимость значений калий-аргоновых возрастов от K/Rb отношения в образцах из рудных образований Верхне-Туромчинской вулканоструктуры

метасоматитов является процесс избирательного выноса калия при кислотном замещении адуляра. Аналогичная тенденция предпочтительного удаления калия при каолинизации биотитов отмечалась Г.Д. Афанасьевым с соавторами [17].

ВЫВОДЫ

1. Геохимические исследования показали, что формирование андезит-игнимбритовой формации в пределах Верхне-Гижигинского вулканического поля охватывало значительный отрезок времени (от 118

до 72 млн. лет), при этом горизонты андезитов не имеют строгой стратиграфической приуроченности, а рассредоточены по всей толще рассматриваемой формации.

2. Установлены три разновозрастные группы интрузий: нижне-меловые малые интрузии и силлы тешенитов и монцодиоритов (123–126 млн. лет), крупные гранитоидные интрузии с периодом формирования 83–66 млн. лет и эоценовые малые интрузии щелочных габброидов (45–50 млн. лет).

3. Формирование полей региональных пропилитов началось, вероятно, в завершающий период внедрения гранитоидных интрузий и завершилось после их становления.

4. Зоны адуляровых метасоматитов и связанные с ними жилы с золото–серебряной минерализацией наложены на поля региональных пропилитов и интрузии гранитов заключительной фазы магматизма. Удревнение цифр калий–аргонового возраста, полученных при анализе материала из жильных образований, вероятно, обусловлено избирательным выносом калия при аргиллизации полевых шпатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аникеев Н.П., Васьковский А.П., Драбкин И.Е., Попов Г.Г., Титов В.А. Тектоника. – В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1970, т. 30, кн. 2, с. 413–416.
2. Билибин Ю.А. Эссексит–тешенитовый комплекс Омолонского района. – В кн.: Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т. 1, с. 101–214.
3. Шпетный А.П. Омолонский массив. – В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1970, т. 30, кн. 2, с. 211–218.
4. Умитбаев Р.Б., Середа Л.И., Болдырев М.В., Бабайцев С.Б., Базиева Л.Ф. Рудоконтролирующие структуры и неотектоника Эвенского золотоносного района. – В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974, с. 292–297.
5. Умитбаев Р.Б., Еремин Р.А., Найбородин В.И. и др. Глубинное строение, магматизм и металлогения Верхне–Туромчинской вулканотектонической структуры (СВ СССР). – В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 297–299.
6. Смирнов В.Н., Коваль П.В., Цыпуков Ю.П. и др. Калий–аргоновый возраст гранитоидных ассоциаций Хэнтея (МНР). – ДАН СССР, 1977, 232, № 1, с. 192–195.
7. Загрузина И.А. Абсолютный возраст Эвенского золото–серебряного месторождения. – Колыма, 1972, с. 36–37.
8. Загрузина И.А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо–Востока СССР. М.: Наука, 1977, с. 194–230.
9. Горбов В.В., Загрузина И.А., Сафронов Д.Н. Геохронологическая типизация некоторых мезозойских интрузивных комплексов Северо–Востока. – В кн.: Магматизм Северо–Востока Азии. Магадан.: Кн. изд-во, 1974, с. 96–101.
10. Филатова Н.И., Дворянкин А.И., Лебедев Е.Л. Стратиграфия меловых континентальных отложений внешней части Охотско–Чукотского вулканического пояса. – Сов. геол., 1971, № 5, с. 120–125.

11. Устиев Е.К. Вулкано-плутонические формации. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12, с. 3-30.
12. Песков Е.Г. Мотыжлейская вулканоструктура Тауйской вулканической зоны (Северное Прихотье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1977, с. 21.
13. Гундобин Г.М., Гуменюк В.А., Кравцова Р.Г. Редкие щелочи в метасоматах золото-серебряных месторождений Прихотья. - Геол. и геофиз., 1977, № 6, с. 109-115.
14. Лебедев В.И. О некоторых факторах, определяющих миграцию щелочных и щелочноземельных элементов в зоне гипергенезиса. - Геохимия, 1957, № 6, с. 508-517.
15. Лебедев В.И. Энергия гидротации, ионный обмен и причины образования существенно хлор-кальциевых вод. - В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с. 237-248.
16. Хитаров И.И., Колонин Г.Р. О переводе редких щелочных элементов из альбитизированного микроклина в раствор в гидротермальных условиях. - В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
17. Афанасьев Г.Д., Гукасян Р.Х., Даштаян Г.Г. Примеры цифр возраста, согласующиеся и несогласующиеся по определениям разными методами и по отношению к геологической позиции изучаемого объекта. - В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973, с. 3-13.

УДК 550.93

Е. В. БИБИКОВА, Т. И. КИРНОЗОВА, В. А. МАКАРОВ

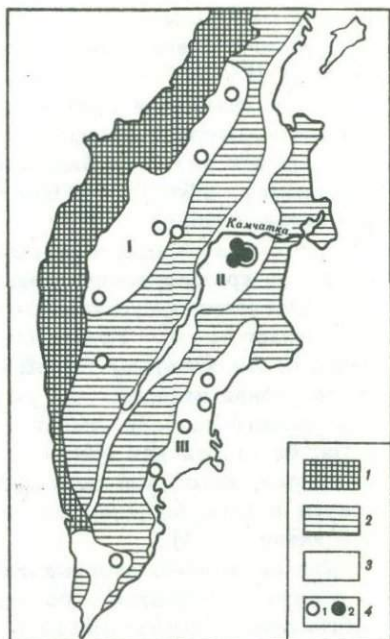
ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СВИНЦОВО-ИЗОТОПНОГО ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК (КАМЧАТКА)

В 1975-1976 гг. происходило извержение вулкана Толбачик на Камчатке, представившее собой природную лабораторию для рассмотрения многих процессов островодужного вулканизма. Изучение данного извержения проводилось как геологами и геофизиками Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, так и специалистами других институтов Союза. В последние годы для понимания процессов вулканизма все большее значение стали придавать изотопным исследованиям. Именно изотопные исследования, в первую очередь данные по изотопному составу свинца и стронция, могут пролить свет на многие вопросы, связанные с источником магм, глубиной магматического очага, ролью процессов коровой контаминации. По договору с Институтом вулканологии эта часть исследований была поручена ГЕОХИ АН СССР, и результаты первых измерений изотопного состава свинца лав вулкана Толбачик будут освещены в данном сообщении.

Камчатка - молодая орогенная область Тихоокеанской щелочно-земельной провинции с широко проявленным базальтовым вулканизмом островодужного типа.

Рис. 1. Схема расположения современных вулканов Камчатки

1 - Западно-Камчатский тыловой прогиб; 2 - Горст-антиклинальные пояса без вулканических проявлений; 3 - Вулканические зоны: I - Срединного хребта, II - Центральной Камчатской депрессии, III - Восточной вулканической зоны; 4 - действующие вулканы [1] Ключевская группа вулканов [2]. Обведен вулкан Плоский Толбачик



Вулкан Плоский Толбачик входит в Ключевскую группу вулканов, расположенную в Центральной Камчатской депрессии (рис. 1). По структурному положению это наиболее ослабленный участок земной коры - зона сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Земная кора имеет здесь континентальное строение и мощность около 35-40 км [1, 2].

Геофизические работы показали наличие под группой Ключевских вулканов аномальной зоны, трактуемой как первичный очаг, расположенной на глубине 50-60 км, т.е. в пределах верхней мантии, откуда и происходит подача базальтового материала.

Преобладающий тип пород в группе Ключевских вулканов - высокоглиноземистые базальты и андезит-базальты. В подчиненном количестве встречаются магнезиальные базальты, близкие к толеитам континентального типа и высококалиевые разности с содержанием K_2O до 2% [3].

Большое трещинное Толбачинское извержение началось 6 июня 1975 г. и продолжалось около полутора лет. Намечаются две существенно различные стадии извержения. С июня по сентябрь 1975 г. извержение было сосредоточено в северной зоне в 18 км к юго-западу от Плоского Толбачика на высоте 880 м над уровнем моря. Извержение носило эксплозивно-эффузивный характер. Изливалась вязкая крупноглыбовая магма магнезиального базальта. К концу извержения в этом участке стала поступать более щелочная магма промежуточного состава. Затихшее 15 сентября на северном участке извержение возобновилось 18 сентября в 10 км к югу. Из трещины протяженностью 600 км происходило излияние жидких лав субщелочного глиноземистого состава.

Согласно сейсмологическим наблюдениям подготовка извержения сопровождалась интенсивными движениями, захватившими нижние

горизонты земной коры и, возможно, верхней мантии. Глубина предполагаемого очага 20–30 км, диаметр магмоподводящего канала около 8 м.

Резко различный состав лав на северном и южном участках извержения с особой остротой поставил вопрос о генезисе лав. Являются ли эти разности базальтов дифференциатами единой базальтовой магмы, либо же это самостоятельные выплавки, поднятые с различных глубин?

На основании предварительных проведенных исследований высказаны две крайние точки зрения по этому вопросу. Геологами и геофизиками Института вулканологии о двух различных источниках излившихся магм – глубинного для Северного прорыва и периферического под вулканом Плоский Толбачик – для Южного. Другая точка зрения возникла как результат петрографического и петрохимического изучения лав и поддерживается геологами и геохимиками, ее сторонники предполагают генетическое родство этих двух типов лав, их единый источник. Геохимические данные свидетельствуют о большой роли летучих компонентов при процессах дифференциации [3, 4].

Для свинцово-изотопных исследований нам было представлено 5 образцов базальтов – по два представителя магнезиального и субщелочного глиноземистого состава и один базальт промежуточного состава. Такое количество материала для серьезных выводов не достаточно, и полученные результаты можно считать предварительными. Образцы базальтов были предоставлены нам в уже раздробленном и растертом виде, поэтому полностью исключить возможность загрязнения образцов в процессе их подготовки мы не можем.

Для полученных образцов в ЦАЛ ГЕОХИ был выполнен полный силикатный анализ (табл. 1), подтвердивший наличие двух четких групп – магнезиальной с содержанием MgO – 9–10% и K_2O – 0,8–0,9% и субщелочной глиноземистой разности с содержаниями Al_2O_3 – 17–18% и K_2O – около 2%. По химическому составу промежуточный базальт Северного прорыва значительно ближе к субщелочному базальту (K_2O – 1,8%, Al_2O_3 – 16,3%, MgO – 6,45%).

Для этих пяти образцов базальтов нами было измерено содержание урана, тория и свинца и изотопный состав свинца. Содержание свинца измерялось методом изотопного разбавления с точностью $\pm 1\%$, холостая поправка на свинец на один грамм породы составила 0,03 мкг. Уран и торий после хроматографического выделения определялись колориметрическим методом с Арсеназо III с точностью ± 5 –10%. Изотопный состав свинца был измерен на масс-спектрометре фирмы "Камека" методом термоионной эмиссии с применением силикагеля в качестве эмиттера ионов. Точность измерения $\pm 0,15$ на отношении 206/204. Полученные результаты представлены в табл. 2, из которой видны достаточно высокие содержания урана, тория и свинца, что вообще характерно для базальтов океанических дуг, особенно для выделенной недавно так называемой шо-

Таблица 1

Содержание основных компонентов в базальтах вулкана Толбачик

Окислы	Субщелочные базальты		Магнезиальные базальты		Промежуточный базальт
	ТЛ-02-03	ТФ-654	ТБ-11-7	Т-46	
SiO ₂	52,05	51,05	51,10	51,20	51,50
TiO ₂	1,61	1,44	0,95	0,94	1,46
Al ₂ O ₃	18,70	17,28	13,40	13,50	16,30
Fe ₂ O ₃	3,43	4,39	4,09	3,70	3,52
FeO	5,84	5,56	5,57	5,94	6,19
CaO	8,60	8,79	11,54	10,50	9,07
MgO	3,97	5,98	9,18	10,68	6,45
MnO	0,11	0,10	0,13	0,15	0,11
Na ₂ O	3,61	2,98	3,20	2,74	3,42
K ₂ O	2,22	1,67	0,95	0,83	1,80
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	0,15	0,44	0,10	0,18	0,17
Сумма	100,29	99,68	100,21	100,36	99,99

Анализы выполнены в ЦАС ГЕОХИ АН СССР, аналитик Н.С.Класова.

шонитовой ассоциации. Особенно высокие содержания этих элементов отмечаются для субщелочных глиноземистых базальтов. Несмотря на высокие содержания урана и тория, изотопный состав свинца в большинстве базальтов примитивен. Отношение $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ как для щелочных, так и для магнезиальных разновидностей составляет всего 15,5. В одном образце, правда, это отношение выше, что свидетельствует о контаминации инородным свинцом. На таком ограниченном количестве материала, которым мы располагали, трудно различить контаминацию природную от лабораторного загрязнения при подготовке образцов. Однако присутствие среди образцов базальтов с исключительно примитивным изотопным составом свинца говорит, скорее, о лабораторном загрязнении.

Таблица 2

Содержание свинца, урана и тория и изотопный состав свинца в современных базальтах вулкана Толбачик

Номер образца	Порода	Содержание, $10^{-4}\%$				Изотопные отношения		
		Pb	U	Th	Th/U	206/204	207/204	208/204
T-46	Магнезиальный базальт Северного прорыва	2,6	0,66	0,7	1,1	18,37	15,57	38,14
T-11-7	То же	2,7	0,70	0,8	1,1	18,20	15,49	37,84
T-654	Субшелочной глиноземистый базальт Южного прорыва	5,7	1,28	1,7	1,3	18,29	15,47	37,88
ТЛ-02-03	То же	6,15	1,13	1,8	1,6	18,15	15,43	37,70
T-636	Промежуточный базальт Северного прорыва	5,5	1,24	1,3	1,1	18,46	15,76	38,81

Поскольку строить собственные модели при наличии всего четырех образцов рискованно, мы попытаемся показать место наших результатов среди имеющихся свинцово-изотопных данных для базальтов дна океана и океанических дуг. Большинство имеющихся в литературе данных выполнено исследователями США, и в первую очередь М. Тацумото [5-8]. Из этих исследований следует, что наиболее низкие содержания урана, тория и свинца, на порядок ниже, чем проанализированные нами базальты вулкана Толбачик, имеют толеитовые базальты срединно-океанических хребтов. Изотопный состав свинца в них имеет мантийные характеристики с $\mu(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$ порядка 8,6. С другой стороны, изотопные данные говорят о гетерогенности мантии как горизонтальной, так и вертикальной, следовательно, выплавки разных глубин не должны иметь одинакового изотопного состава свинца. Гораздо более радиогенный изотопный состав свинца имеют щелочные базальты океанических островов. Для объяснения таких изотопных составов чаще привлекаются модели контаминации коровым свинцом, иногда они удовлетворяют модели дифференциации единого магматического источника (для океанических островов это поглощение океанических осадков при прохождении магмы с гораздо более радиогенным составом свинца). Особенно наглядно это было продемонстрировано Тацумото для базальтов японских островов [9]. В пределах Японии выделены три вул-

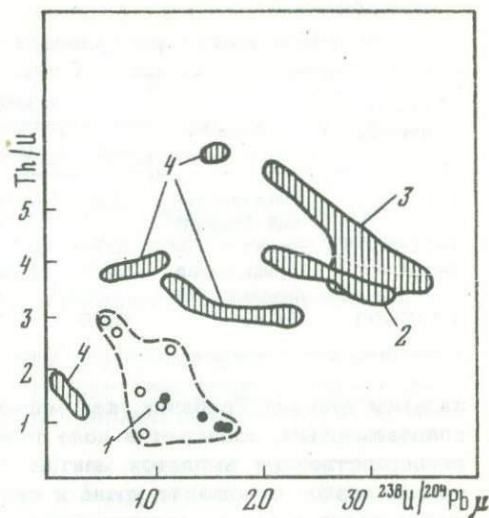
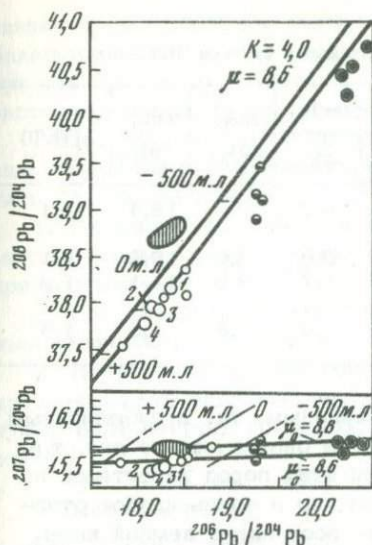


Рис. 2. Соотношение урана, тория и свинца в основных типах вулканических пород. Базальты вулкана Толбачик

Рис. 3. Соотношение изотопов свинца в некоторых типах вулканических пород: толеиты дна океана (1), щелочные базальты острова Пасхи (2), щелочные базальты острова Гуадалупе (3), базальты Японских островов (4). Данные Тапумото [5,9] базальты вулкана Толбачик. Номера соответствуют табл. 2

канических пояса с резко различным составом лав. Это — толеитовый пояс Тихоокеанского побережья, высокоглиноземистые базальты центральной Японии и субщелочные базальты со стороны Японского моря, т.е. со стороны континента. Интересна отмечаемая авторами обратная корреляция изотопных характеристик свинца содержанию радиоактивных элементов. Свинец более радиогенен в толеитовых базальтах Тихоокеанского побережья по сравнению со свинцом щелочных базальтов побережья Японского моря. В целом μ развития свинцов Японии выше, чем в мантии, и составляет 8,8.

Объяснить подобное соотношение можно контаминацией коровым свинцом, причем более древним со стороны континента. Авторы работы предлагают более оригинальное объяснение в рамках модели глобальной тектоники плит — захват около 1,5% по объему осадков Тихого океана с гораздо более радиогенным свинцом приведет к подобным соотношениям изотопов свинца. Это поглощение осадков сильнее проявилось со стороны Тихого океана.

Рассмотрим на некоторых графиках место базальтов Толбачика среди имеющихся свинцово-изотопных данных.

На рис. 2 в координатах μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) — K (Th/U) показано положение основных типов вулканических пород. Точки, отвечающие ба-

Таблица 3

Соотношение урана, тория и свинца в базальтах вулкана Толбачик

Номер образца	Порода	Содержание, 10 ⁻⁴ %			$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{238}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$	K(Th/U)
		Pb	U	Th			
T-46	Магнезиальный базальт	2,6	0,66	0,7	8,6	16,4	1,1
T-11-7	То же	2,7	0,70	0,8	8,6	16,2	1,1
T-654	Субщелочной базальт	5,7	1,28	1,7	8,6	14,1	1,3
ТЛ-02-03	То же	6,15	1,13	1,8	8,6	11,5	1,6

зальтам вулкана Толбачик, как магнезиальным, так и субщелочным глиноземистым, попадают в поле толеитов океанического дна, т.е. непосредственных вылавок мантии. Для этих пород характерно не только низкое отношение урана к свинцу, но и очень низкое отношение тория к урану, отличающее их от всех пород земной коры. На следующем графике (рис. 3) в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ также нанесены данные для основных типов океанических пород. Здесь также показаны кривые развития изотопного состава свинца при различных соотношениях урана и свинца в источнике, т.е. $\mu = 8,6$ отвечает соотношению урана и свинца, принятому для вещества верхней мантии. Непосредственно на эту кривую попадают толеитовые базальты срединно-океанических хребтов, а также щелочные базальты островов, возникшие при дифференциации этих толеитов. Породы, для которых отмечается контаминация коровым свинцом, расположены выше, здесь находятся базальты Японии и многих океанических островов. Таким образом, базальты Толбачика попадают непосредственно на кривую эволюции свинцов с μ , равным 8,6, свидетельствуя об отсутствии контаминации коровым веществом при формировании этих базальтов, о мантийном их происхождении.

В табл. 3 приведены данные по содержанию урана, тория, свинца в базальтах Толбачика, а также рассчитанные по этим данным μ , μ и K. Соотношение урана и свинца в базальтах значительно отличается от тех соотношений, в условиях которых формировался изотопный состав свинца этих пород. Это говорит о том, что в самое недавнее время, не отразившееся на изотопном составе свинца, происходила химическая дифференциация исходного вещества. Характерно, что субщелочные глиноземистые базальты обогащены свинцом относительно урана в большей степени, чем магнезиальные. На основе изучения петрохимии и геохимии различных лав Ключевской группы вулканов Л.Л. Леоновой и И.Т. Кирсановым [3] было высказано предположение о едином источнике субщелочных, нормально-щелочных и магнезиальных лав и об образовании субщелочных глиноземистых базальтов за счет обогащения летучими и

связанными с ними элементами нормально калиевых глиноземистых базальтов. Наши данные поддерживают эту гипотезу — большая летучесть свинца по сравнению с ураном приведет к наблюдаемым в настоящее время их соотношениям.

Таким образом, эти первые свинцово-изотопные измерения, проведенные нами для базальтов вулкана Толбачик, позволяют наметить следующие выводы:

1. Базальты вулкана Толбачик являются производными верхней мантии. Формирование изотопного состава этих пород проходило при соотношении $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ равном 8,6.

2. При становлении базальтов значительной контаминации коровым веществом не происходило.

3. Полученные данные согласуются с представлением о едином источнике двух различающихся по химическому составу лав и о ведущей роли летучих компонентов при дифференциации исходного вещества.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Федотов С.А. Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 4.
2. Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г., Камчатка. — ДАН СССР, 1976, 228, № 5.
3. Лебонова Л.Л., Кирсанов И.Т. Геохимия базальтов Ключевского вулкана Камчатки. — Геохимия, 1976, № 6.
4. Леонова Л.Л., Флеров Г.Б. Геохимия щелочных пород Центральной Камчатки. — Геохимия, 1974, № 1.
5. Tatsumoto M. Genetic relations of oceanic basalts as indicated by lead isotopes. Science, 1966, vol. 153.
6. Tatsumoto M. Lead isotopes in volcanic rocks and possible ocean floor thrusting beneath island arcs. — Earth Planet. Sci. Lett., 1965, N 6.
7. Church S.E., Tatsumoto M. Lead isotopic relations in Ocean Ridge basalts from Yuan de Fuca Gorda Ridge Area. — Contr. Mineral. Petrol., 1975, vol. 53.
8. Gast T. The isotopic composition of lead from St Helene and Ascension islands. — Earth Planet. Sci. Lett., 1969, N 5.
9. Tatsumoto M., Knight R. Isotopic composition of lead in volcanic rocks from central Honshu — with regard to basalt genesis. — Geochemical J., 1969, vol. 3.

*И. А. ЗАГРУЗИНА, Л. В. ЯКОВЛЕВА***ГЛАВНЫЕ ЭПОХИ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА
В ТИХООКЕАНСКОМ ПОЯСЕ И ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ**

В обрамлении впадины Тихого океана в грандиозных масштабах проявился мезозойский магматизм. Громадные по протяженности пояса гранитоидных плутонов, вытянутые на сотни и тысячи километров, почти сплошным кольцом окаймляют Тихий океан. Особенно широко мезозойские гранитоиды развиты на востоке Азии и на западе Америки. С ними связаны многочисленные месторождения полезных ископаемых — прежде всего золота, олова, вольфрама, молибдена, что и обусловило важность геохронологического изучения рассматриваемых пород.

К настоящему времени для мезозойских гранитоидов Тихоокеанского пояса имеется достаточно большое количество радиологических данных, обобщение которых позволило сделать выводы о последовательности, продолжительности и времени максимальной интенсивности проявления магмообразующих и рудообразующих процессов. Только в трех выпусках каталогов для территории Востока СССР ("Северо-Восток СССР", "Дальний Восток СССР", "Забайкалье") обобщено более 9 тысяч радиологических датировок, из которых основная часть приходится на гранитоиды (табл. 1, 2). Несколько тысяч датировок опубликовано для мезозойских гранитоидов Северной и Южной Америки, Японии, Австралии и других регионов.

За последние годы были проведены большие работы по систематизации радиологических данных для многих крупных регионов Тихоокеанского пояса: Северо-Востока СССР [5, 9], Дальнего Востока СССР [2], Северной Америки [21, 23], Южной Америки [18, 27], Японии [20], Австралии [16]. В результате этих обобщений было установлено, что применительно к мезо-кайнозойским складчатым структурам Тихоокеанского пояса данные определений возраста радиологическими методами могут быть интерпретированы как достаточно достоверное выражение времени формирования горных пород и проявления различных геологических процессов. На многочисленных примерах удалось показать хорошее соответствие датировок, полученных для мезозойских гранитоидов разными методами, а также соответствие радиологических и геологических данных. Характерным примером может служить позднемеловой (по геологическим данным) гранитоидный интрузив Боулдер в Штате Монтана, возраст которого, определенный калий-аргоновым, рубидий-стронциевым и свинцовым методами, равен 70–76 млн. лет [22].

Анализ радиологических данных показал, что в различных регионах Тихоокеанского пояса мезозойские гранитоиды формируются

Таблица 1.

Состояние геохронологической изученности Востока СССР

Регион	Забайкалье на 1.1 1975 г.		Северо-Восток на 1.1 1973 г.		Дальний Восток на 1.1 1976 г.	
	Число ана- лизоз	%	Число ана- лизоз	%	Число ана- лизоз	%
Учтенных в Ка- талогах	2114	100	3156	100	2086	100
Из них опубли- ковано	675	31,9	471	23,5	279	13,4
Материал						
Валовые пробы	1047	49,5	2092	66,3	1860	89,2
Слюды	872	41,3	96	3,0	173	8,3
Полевые шпаты	116	5,5	45	1,4	20	0,9
Прочие минералы	79	3,7	923	29,3	33	1,6
Породы						
Гранитоиды	1424	67,4	2623	81,3	1218	58,4
Эффузивы	419	19,8	305	9,7	569	27,3
Метаморфические породы	83	3,9	145	4,6	107	5,1
Околорудно-изме- ненные породы	188	8,9	46	1,4	192	9,2
Прочие породы	-	-	37	1,2	-	-
Возраст						
Докембрийские	268	12,7	235	7,4	102	4,9
Палеозойские	399	18,9	121	3,8	251	12,0
Мезозойские	1447	68,4	2518	79,8	1104	52,9
Кайнозойские	-	-	282	9,0	629	30,2

вались неодновременно. Это особенно отчетливо видно на примере орогенных (сининверсионных) гранитоидов, начало становления которых в соответствии с одновременностью инверсии в тихоокеанских мезозоидах, скользит во времени от раннего триаса до среднего мела.

Для орогенных сининверсионных гранитоидов установлены следующие диапазоны радиологических датировок (в млн. лет): 226-190 - в Северо-Вьетнамской и Бирмано-Малайской зонах Малайско-Тибетской складчатой системы [8, 26], 178-92 - в Северо-Американских Кордильерах [21, 23], 170-130 - в мезозойских прогибах Восточного Забайкалья [6], 166-70 - в Верхояно-Чукотской

Таблица 2

Распределение учтенных в "Каталогах" анализов по исполнителям

Регион	Число анализов	%	Регион	Число анализов	%
<u>Забайкалье</u>					
Всего по Забайкалью	2114	100,0	Аэрогеология	159	5,0
ЧТГУ	1082	51,2	ВСЕГЕИ	45	1,4
ИГЕМ АН СССР	457	21,6	Прочие	59	1,9
ВСЕГЕИ	353	16,7	<u>Дальний Восток СССР</u>		
Прочие	222	10,5	Всего по Дальнему Востоку	2086	100,0
<u>Северо-Восток СССР</u>			ДВТГУ	1044	50,0
Всего по Северо-Востоку	3156	100,0	ИГЕМ АН СССР	449	21,5
СВКНИИ ДВНЦ АН СССР	2416	76,6	ДВГИ АН СССР	202	9,7
ЯФ СО АН СССР	477	15,1	ВСЕГЕИ	197	9,5
			Прочие	194	9,3

складчатой области [5], 133-60 - в Сихотэ-Алинской складчатой системе [2, 7], 100-70 - в Андийском поясе [17, 19, 21].

Мезозойские внегеосинклинальные гранитоиды, близкие по времени формирования к сининверсионным, имеют исключительно широкое распространение в подвергшихся активизации герцинских, каледонских и докембрийских складчатых сооружениях [10] - например, в Центральном и Западном Забайкалье (235-180 млн. лет), в Бурейнском массиве (240-175 млн. лет), в Восточной Монголии (220-195 млн. лет), в Верхояно-Чукотской складчатой области (166-70 млн. лет) [5], в Сихотэ-Алинской складчатой системе (133-60 млн. лет) [2, 7], в Андийском поясе (100-70 млн. лет) [17, 19, 21].

Следует отметить, что почти во всех перечисленных выше структурах посторогенные гранитоиды формировались главным образом в позднем мелу - в интервале от 100 до 70 млн. лет.

По радиологическим данным, устанавливается сложная история формирования многих мезозойских плутонов в Тихоокеанском поясе. Так, в батолите Инио в течение периода 184-76 млн. лет происходили следующие события: 1) формирование монзонитов в южной части - 184-153 млн. лет; 2) образование преобладающих по объему кварцевых монзонитов в центральной части, а также даёк

и силлов аляскитов — 163–151 млн. лет; 3) дополнительные интрузии монзонитов на западной окраине батолита — 138–130 млн. лет; 4) внедрение даек кварцевых монзонитов — 93–76 млн. лет [24]. В Береговом батолите Перу вначале формировались габбро, диориты и тоналиты — 100–90 млн. лет, затем гранодиориты — 96–70 млн. лет, еще позднее монзониты, кварцевые монзониты и сиенито-диориты — 70–50 млн. лет, и наконец, субвулканические интрузивы кислого и среднего состава — 30 млн. лет [25]. В батолите Уайт-Крик в Британской Колумбии гранитоиды краевых зон имеют возраст 120 ± 5 млн. лет, лейкократовые граниты центральной части — 115 ± 5 млн. лет; кроме того, здесь установлены два периода наложенной термальной активности, приведшей к омоложению гранитоидов, которые приходятся соответственно на 85 и 65 млн. лет [28]. Подобными примерами могут служить и многие гранитоидные плутоны Северо-Востока СССР — Магаданский, Провиденский, Лаврентьевский [5].

При геохронологическом изучении необходимо учитывать сложность состава и генезиса крупных плутонов, разновозрастность их отдельных частей и наличие более молодых интрузивных фаз или проявлений наложенной термальной активности.

Для отдельных мезозойских гранитоидных комплексов и крупных, сложно построенных батолитов типа Сьерра-Невада, Южно-Калифорнийского, Береговых Хребтов Аляски и Британской Колумбии, диапазоны радиологических датировок достигают 20–50 млн. лет, для сравнительно небольших интрузивов — обычно не превышают 10–20 млн. лет. Такие большие диапазоны возрастных значений обусловлены не только истинной продолжительностью и сложной историей формирования гранитоидов, но и различными наложенными преобразованиями (повторный прогрессивный метаморфизм, метасоматоз, катаклаз, милонитизация), а также и аналитическими погрешностями, составляющими обычно около 3–5%. Поскольку современный уровень аналитических исследований по определению в породах содержания материнских и дочерних продуктов радиоактивного распада достаточно высок, главное значение в разбросе радиологических данных и искажении возраста пород по сравнению с ошибками эксперимента приобретают именно геологические процессы, приводящие к смещению радиоактивного равновесия.

Вследствие искусственной растянутости диапазонов возрастных значений, заведомо превышающих действительное время формирования гранитоидных плутонов и комплексов, последние по радиологическим данным далеко не всегда четко обособляются, а временные паузы между ними не фиксируются (рис. 1). Однако дискретность проявления мезозойского гранитоидного магматизма хорошо выявляется при рассмотрении наиболее надежных конкордантных возрастных значений, полученных для сосуществующих пар разных минералов, что удалось показать на примере Северо-Американских Кордильер [23] (рис. 2.). Относительная кратковременность формирования интрузивов (порядка 4–5 млн. лет) была установлена при

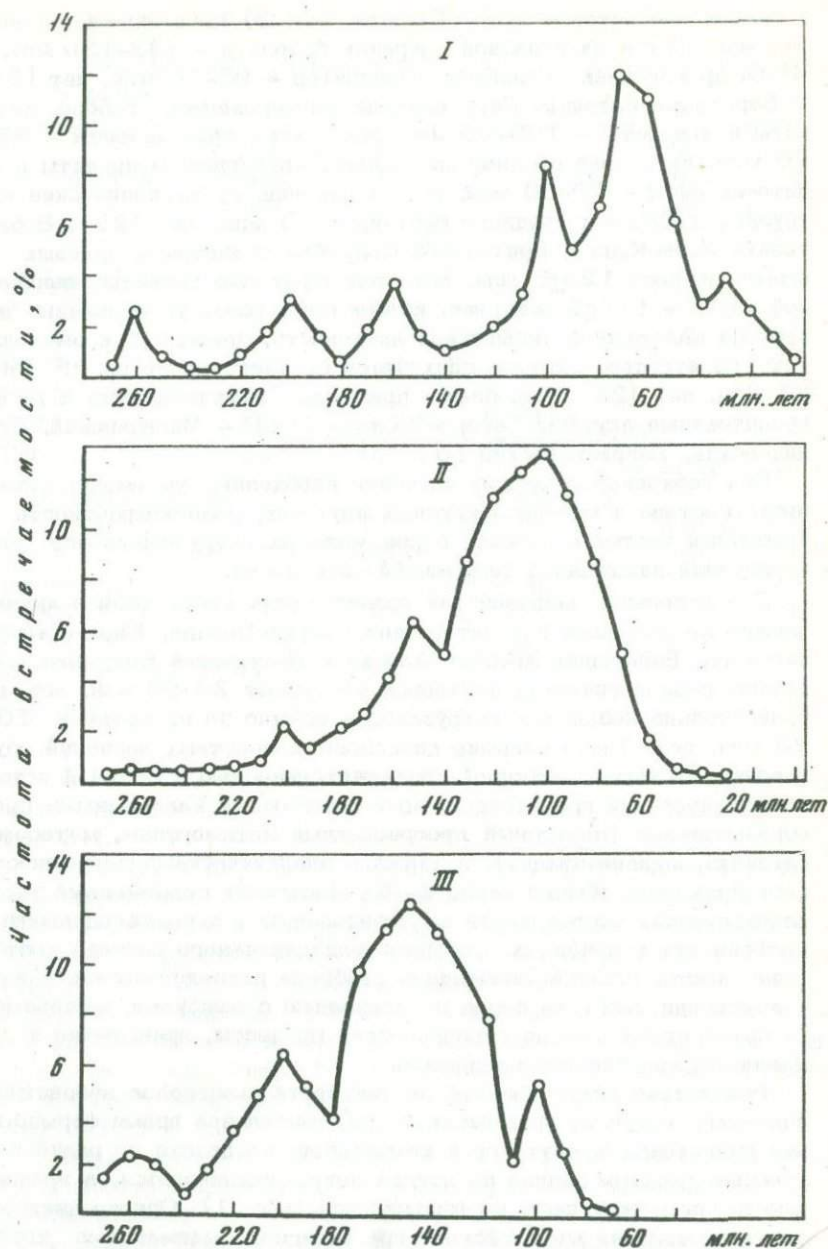


Рис. 1. Гистограммы возрастных значений, полученных калий-аргоновым методом для мезозойских гранитоидов Востока СССР по валовым пробам пород и мономинеральным фракциям

I - Дальний Восток (1170 проб), II - Северо-Восток СССР (2807 проб), III - Забайкалье (1302 пробы)

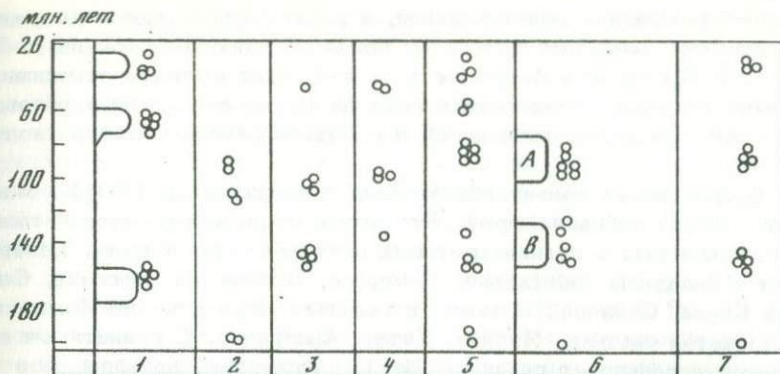


Рис. 2. Распределение конкордантных датировок, полученных для мезозойских гранитоидов по двум и более сосуществующим минералам

1 - Аляскинско-Алеутский батолит; 2 - Восточная Аляска; 3 - Юго-Восточная Аляска; 4 - Береговой хребет Британской Колумбии; 5 - Юго-Восточная Британская Колумбия и северный Вашингтон; 6 - батолиты Сьерра-Невада и Южно-Калифорнийский; 7 - Большой Бассейн в Неваде

изучении позднекайнозойских магматических пород, где влияние наложенных процессов минимально - например, на Кавказе. Появляется все больше данных, свидетельствующих о том, что истинная продолжительность формирования гранитоидных плутонов и комплексов невелика и составляет только первые миллионы лет [3]. Непрерывные ряды радиологических датировок, устанавливающиеся для гранитоидов почти всех регионов Тихоокеанского пояса, ни в какой мере не служат поэтому основанием для выводов о длительности и непрерывности мезозойского магматизма и отсутствии четко выраженных магматических этапов. Анализ причин дисперсии радиологических датировок позволяет считать вполне очевидным существование дискретных возрастных уровней образования гранитоидов.

В Тихоокеанском поясе отчетливо проявлены четыре главные эпохи мезозойского гранитообразования.

Первая эпоха приходится на 200 ± 10 млн. лет, границу триаса и юры. В это время сформировалась основная масса оловоносных гранитов в Бирмако-Малайской и Северо-Вьетнамской складчатых зонах, а также многие гранитоидные плутоны Монголии, Центрального и Западного Забайкалья, Бурейнского массива, Северо-Западного Китая, Восточной Австралии, с которыми в ряде случаев тоже связано оловянное, вольфрамовое и редкометальное оруденения. На Американском континенте в эту эпоху образовались только оловоносные граниты Боливии и Колумбии, принадлежащие к структурам основания, на котором впоследствии развивались мезозойские и

раннекайнозойские геосинклинали, и резко отличающиеся по составу и характеру металлоносности от более поздних гранитоидов [14, 15]. В Британской Колумбии и на юге Чили имеются относящиеся к этой же эпохе немногочисленные диоритовые и гранодиоритовые плутоны с медно-молибденовой и свинцово-цинковой минерализацией [19].

Вторая эпоха гранитообразования приходится на 150 ± 15 млн. лет (вторая половина юры). Это время становления многочисленных гранитных и гранодиоритовых плутонов в Восточном, Центральном и Западном Забайкалье, Монголии, Буреинском массиве, Северной Корее, Становой области; в меньшей мере — в Яно-Кольмской складчатой системе, Японии, Китае, Австралии. С гранитными плутонами ассоциирует главным образом оловянное, вольфрамовое и молибденовое оруденение, а с диорит-гранодиоритовыми — золотое, молибденовое, свинцовое и цинковое. В Британской Колумбии и Аляскинско-Алеутском секторе Северо-Американских Кордильер и на юге Чили формировались преимущественно диоритовые, гранодиоритовые и тоналитовые интрузивы, контролирующие медное, молибденовое, железное и свинцово-цинковое оруденения.

Третья эпоха (100 ± 10 млн. лет) соответствует границе раннего и позднего мела. Гранитоиды, относящиеся к ней, сосредоточены в основном на Северо-Востоке СССР (Яно-Кольмская и Чукотская мезозойские складчатые системы, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс), в Северном Сихотэ-Алине, Становой области, Японии; в меньшей мере — в Корее, Юго-Восточном Китае, Буреинском массиве, Австралии, Новой Зеландии. Исключительно широкое распространение гранитоиды этого возраста имеют в Северной и Южной Америке, практически вдоль всего побережья Тихого океана. Характер их металлоносности такой же, как и у гранитоидов предшествующей эпохи.

Четвертая эпоха (70 ± 10 млн. лет) близка к границе позднего мела и палеогена. В это время сформировалась главная масса олово-вольфрамоносных гранитов в Яно-Кольмской, Чукотской и Сихотэ-Алинской складчатых системах, в Северном Вьетнаме, Бирмано-Малайской зоне, Юго-Восточном Китае, Буреинском массиве. Широкое распространение гранитоиды, относящиеся к данной эпохе, имеют в Охотско-Чукотском и Сихотэ-Алинском вулканогенных поясах, в Японии, Австралии, Тасмании, Новой Зеландии [12, 13, 16].

Исключительно большой интенсивностью проявления рассматриваемая эпоха характеризуется в Северной и Южной Америке, где с многочисленными диорит-гранодиоритовыми и тоналитовыми интрузивами, как и в предшествующие эпохи, по-прежнему ассоциирует преимущественно медно-молибденовое и полиметаллическое оруденения.

К четырем перечисленным эпохам, продолжительность каждой из которых составляет около 20 млн. лет, приурочено до 70-75%

всех имеющихся для гранитоидов Тихоокеанского обрамления радиологических датировок, что позволяет считать рассматриваемые эпохи дискретными.

Заслуживают внимания две главные особенности мезозойского гранитоидного магматизма в Тихоокеанском поясе: 1) отчетливая диссимметрия, проявляющаяся в сохранении на протяжении всего мезозоя устойчивых различий в составе и металлоносности синхронных гранитоидов азиатской и американской частей; 2) преемственность магматизма и металлогении — унаследованность более поздними гранитоидами главных петрологических черт и металлогенического профиля предшествующих гранитоидных формаций. Вследствие этого прилегающие к Тихому океану области проявления мезозойского магматизма приобретают преимущественно литофильный характер металлогении на Азиатском и халькофильно-сидерофильный характер на Американском континенте, а качественно сходная минерализация почти везде проявляется неоднократно. В большинстве регионов Тихоокеанского пояса устанавливается несколько эпох оловянности [11], золотонности [1, 4], медно-молибденового [29], полиметаллического и другого рудообразования, время проявления которых в общем соответствует рассмотренным выше четырем главным эпохам гранитообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бондаренко Е.И. О возрасте некоторых магматических комплексов и оруденения Сихотэ-Алинской складчатой области по радиологическим данным. — В кн.: Вопросы геологии и минерального сырья Дальнего Востока. Хабаровск, 1971, с. 26—31.
2. Бондаренко Е.И. Эволюция мезо-кайнозойского магматизма и оруденения северной части Сихотэ-Алинской складчатой системы по радиологическим данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1977. 31 с.
3. Добрецов Н.Л., Попов Н.В. О длительности формирования гранитоидных плутонов. — Геол. и геофиз., 1974, № 1, с. 50—60.
4. Загрузина И.А. Абсолютное датирование золоторудных формаций и золотоносных магматических комплексов Северо-Востока СССР. — В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1971, с. 109—112.
5. Загрузина И.А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 278 с.
6. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами: Забайкалье /Под ред. И.А. Загрузиной, Н.И. Полевой. Л.: Недра, 1976. 436 с.
7. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами: Дальний Восток СССР /Под ред. И.А. Загрузиной, Н.И. Полевой. Л.: Недра, 1977. 348 с.
8. Кудрявцев Г.А., Агентов В.Б., Гатинский Ю.Г., Мишина А.В. Геология Юго-Восточной Азии: Индокитай. Л.: Недра, 1969. 238 с.

9. Ненашев Н.И. Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. М.: Недра, 1965. 250 с.
10. Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. 224 с.
11. Томсон И.Н., Кравцов В.С. Этапы и циклы оловянного оруденения в Тихоокеанском рудном поясе. — В кн.: Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама. Новосибирск: Наука, 1975, с. 63–70.
12. Aronson J.L. Regional geochronology of New Zealand. — *Geochim. cosmochim. acta*, 1968, vol. 32, N 7, p. 669–697.
13. Bennett R., Page R.W., Bladon G.M. Catalogue of isotopic age determinations of Australian rocks, 1966–1970. — *Rept. Dep. Miner. and Energ. Bur. Miner. Resour.—Geol. Geophys.*, 1975, 162, 135 p.
14. Butterlin I. La posición estructural de los Andes de Colombia. — *Bol. Geol. Publ. espec.*, 1972, N 5/2, p. 1185–1200.
15. Clark A.H., Farrar E. The Bolivian tin province: notes on the available geochronological data. — *Econ. geol.*, 1973, vol. 68, N 1, p. 102–106.
16. Dury G.H., Langford-Smith T. Australian geochronology. — *Austral. J. Sci.*, 1968, vol. 30, N 8, p. 304–306.
17. Farrar E., Clark A.H., Haynes S.L., Quirt G.S., Conn H., Zentilli M. K-Ar evidence for the post-paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of Northern Chile. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, vol. 10, N 1, p. 10–20.
18. Giletti B.I., Day H.W. Potassium-argon ages of igneous intrusive rocks in Peru. — *Nature*, 1968, N 220, p. 570–572.
19. Halpern M., Carlin G. Radiometric chronology of crystalline rocks from southern Chile. — *Antarct. I.U.S.*, 1971, vol. 6, N 5, p. 191–193.
20. Kawano Y., Ueda Y. K-Ar dating of the igneous rocks in Japan. Granitic rocks, summary. *Sci. Repts. Tohoku Univ.*, ser. 3; 1967, vol. 10, N 1, p. 65–76.
21. Kistler R.W. Phanerozoic batholiths in western N. America: a summary of some recent work on variations in time, space, chemistry and isotopic compositions. — *Annu. Rev. Earth and Planet Sci.*, vol. 2, Palo Alto, Calif., 1974, p. 403–418.
22. Knopf A. Time required to emplace the Boulder batholith, Montana: a first approximation. — *Amer. J. Sci.*, 1964, vol. 262, N 10, p. 1207–1211.
23. Lanphere M.A., Reed B.L. Timing of Mesozoic and Cenozoic plutonic events in circum-Pacific North America. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1973, vol. 84, N 12, p. 3773–3782.
24. Mc Kee E.H., Nash D.B. Potassium-argon ages of granitic rocks in the Inyo batholith, east-central California. — *Bull. geol. Soc. America*, 1967, vol. 78, N 5, p. 669–679.
25. Myers I.S. Calderon subsidence and fluidization: mechanisms of intrusion of the Coastal Batholith of Pem into its own volcanic ejecta. — *Bull. geol. Soc. Am.*, 1975, vol. 86, N 9, p. 1209–1220.
26. Snelling N.I., Bignell I.D., Harding R.R. Ages of Malayan granites. — *Geol. en mijnbouw*, 1968, vol. 47, N 5, p. 358–359.
27. Stewart I.W., Evernden I.F., Snelling N.I. Age determination from Andean Pem: a reconnaissance survey. — *Bull. geol. Soc. Am.*, 1974, N 7, p. 1107–1116.

28. Wanless R.K., Loveridge W.D., Mursky G.A. A geochronological study of the White Creek batholith, southeastern British Columbia. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1968, vol. 5, N 3, p. 375–386.
29. White W.M.H., Harakal I.E., Carter N.C. Potassium-argon ages of some ore deposits in British Columbia. — *Canad. Mining and Metallurg Bull.*, 1968, vol. 61, N 679, p. 1326–1334.

УДК 550.93

Ю. А. ХОДАК

О ТИПИЗАЦИИ ДРЕВНИХ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ ТОЛЩ НА ПРИМЕРЕ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ЩИТОВ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

На юге Дальнего Востока — на Малом Хингане и прилегающих площадях — наблюдаются достаточно полные разрезы древних железо-марганцевых толщ, слагающих остов срединных массивов — обломков северо-восточного выступа щита в Приамурской герцинской складчатой эвгеосинклинальной области Монголо-Охотского пояса и на самом щите. Представляется теоретически и практически интересным сопоставить их с учетом геохронологических данных с одно-возрастными, также железо-марганцевыми толщами щитов Южной Америки.

В основании разреза Малого Хингана и смежных районов наблюдаются верхнеархейско-нижнепротерозойские эвгеосинклинальные отложения, слагающие антиклинории остова древних блоков. Эти отложения представлены кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами, местами железистыми кварцитами, мраморами видимой мощностью свыше 10 000 м. Среди них встречены эвлизиты и гондиты [1]. Они прорваны и нередко сильно мигматизированы синтетектоническими гранитоидами с абсолютным возрастом 2,2–2,7 млрд. лет.

В разрезе архей-нижнего протерозоя Западного Хингано-Буреинского антиклинория, прослеживающегося в юго-запад-южном направлении на Малом Хингане [2], выделяются две толщи амурского комплекса. Нижняя толща, развитая в ядре антиклинория, представлена слюдястыми сланцами, нередко титано-биотитовыми, с пластами гнейсов, хлоритовых и двуслюдястых сланцев, амфиболитов. Верхняя толща наблюдается на крыльях антиклинория; она состоит из биотитовых гнейсов и сланцев.

Данный тип разреза на щите венчается джеспилитовой формацией с магнетито-гематитовыми рудами, завершающей при беломорской складчатости развитие его амфиболит-гнейсово-сланцевого эвгеосинклинального остова. Основание же разреза представлено здесь сильно мигматизированными архейскими толщами древнего

"темени" Дальнего Востока, сходными по составу и структурному положению с железоносной формацией Кануну остова Гвианского щита Южной Америки [3, 4].

Серия Кануну сложена пироксеновыми, двупироксеновыми (гиперстеновыми и др.) гнейсами, нередко гранито-гнейсами, в частности чарнокитовыми, биотитовыми, двуслюдыстыми кристаллическими сланцами, гранулитами, кварцитами, амфиболитами, основными, местами и ультраосновными лавами, иногда с линзами силикатно-карбонатных пород; выше залегающая серия Маруду более кварцитовая, почти без чарнокитов. Общая видимая мощность толщ около 10 000 м. Они прорваны и мигматизированы гранитоидами и пегматитами, определения абсолютного возраста которых достигают 3,7–0,4 млрд. лет. В этих отложениях развиты железо-марганцевые руды, карбонатные (за исключением редких линз), графитовые, высокоглиноземистые породы.

Если рассмотренные архейско-нижнепротерозойские толщи щита и срединных массивов его выступа на юге Дальнего Востока завершают геосинклинальное развитие их остова с развитием железорудной формации в верхней части, то древнейшая железоносная формация Гвианского щита отражает формирование гранито-гнейсового базифицированного его остова при эволюции терригенной эвгеосинклинали рифтовой стадии раздробления, раздвигания катархейских стабилизированных блоков. Прогобы щита специфичны многосторонним сносом обломочного материала и интенсивным вулканизмом, подавляющим переотложение продуктов выветривания, концентрацию железа, марганца, алюминия.

Развитие архейской эвгеосинклинали Гвианского щита завершилось белозерской складчатостью с внедрением гранитоидных интрузий, последствия которой сказались на характере верхнеархейских прогибов и слагающих их пород. В своей нижней части они уже не являются эвгеосинклинальными. На западном борту щита, в Венесуэле, верхнеархейские толщи представлены терригенными, терригенно-карбонатными, преимущественно доломитовыми, иногда пересыщенными магнезиом породами серии Иматака с абсолютным возрастом 2,9–3,2 млрд. лет. Данные толщи включают пачки хемогенных тонкополосчатых кварцитов, нередко железорудных, образующих крупные месторождения магнетит-гематитовых руд; местами отмечаются родонит-спессартиновые – гондитовые породы.

Вверх по разрезу верхнеархейских толщ Гвианского щита снова отмечаются эвгеосинклинальные черты, характеризующиеся широким развитием в них метаморфизованных андезитов, базальтов, их туфов, местами риолитов, дацитов, их брекчий, кремнистых пород. Общая мощность верхнеархейских отложений порядка 10 000 м. Их накопление завершается беломорской складчатостью с внедрением ультрабазитовых, базитовых малых интрузий и синтетонических гранитоидов с абсолютным возрастом 2,5–2,6 млрд. лет. Этим завершается геосинклинальное развитие Гвианского щита.

Еще выше по разделу древних толщ железо-марганцеворудные пачки не отмечаются. Наблюдаются вулканогенно-обломочные орогенные толщи нижнего-среднего протерозоя, венчаемые грубообломочными молассами серий Орацу, Рораима, прорванных карельскими, местами раннекарельскими щелочными гранитоидами с абсолютным возрастом 1,7-1,9 млрд. лет.

Таким образом, месторождения железных руд и марганценовые породы Гвианского щита расположены в кремнистых, кремнисто-доломитовых пачках среди терригенных миогеосинклинальных отложений низов верхнеархейских толщ, слагающих их прогибов. С развитием эвгеосинклинали железо-марганцевое оруденение значительно ослабевает, как и в остове древних массивов и щита юга Дальнего Востока. Что касается последнего, то там, как уже отмечалось, типично эвгеосинклинальное развитие остова массивов и щита (на Малом Хингане и в смежных районах) завершилось, в отличие от Гвианского щита, не белозерской, а беломорской складчатостью, и возможно, исходя из данных абсолютного возраста в 2,2-2,7 млрд. лет, захватывающей и ранние этапы балтийской складчатости.

Среднепротерозойские отложения юга Дальнего Востока несогласно перекрывают отложения амурского комплекса (и его стратиграфических аналогов) кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов с джеспилитовой формацией в верхней части, а также досреднепротерозойские, нередко весьма широко развитые гранитоиды. Они слагают ядра древних синклиналиев.

Состав, степень метаморфизма, характер складчатости среднепротерозойских отложений на срединных массивах и щите различны. На последнем они менее метаморфизованы и представлены филлитовыми сланцами, местами ставролитовыми, кварцитами, доломитами, а также седиментационными магнезитами общей мощностью около 10 000 м. На массивах среднепротерозойские отложения более метаморфизованы, сложены гнейсами, кварцитами, нередко силлиманитовыми, биотитовыми, слюдястыми сланцами, мраморами, графитовыми породами, иногда с существенными скоплениями графита; мощность толщ около 6000 м.

В разрезе Хингано-Буреинского синклиналия выделяются три толщи среднепротерозойской союзненской серии. Нижняя толща представлена силлиманитовыми, биотитовыми сланцами, гнейсами, кварцитами с пластами и пачками графитовых мраморов. Средняя толща состоит из мраморов, местами доломитовых, диопсидовых гнейсов, графитоносных пород. Верхняя толща сложена графитовыми породами - кварцитами, метаморфизованными песчаниками и алевролитами, нередко силлиманитовыми, дистеновыми, слюдястыми сланцами, с пластами и пачками существенно графитовых сланцев, особенно в верхней части [5].

Породы союзненской серии и ее стратиграфических аналогов интенсивно инъецированы и контактово-метаморфизованы дорифейскими и более молодыми гранитоидами, в результате чего образовались

гиперстеновые, диопсидовые и другие разновидности пород, характерные для высоких степеней метаморфизма. Это дало основание ряду исследователей [6] рассматривать их как древнейшие отложения юга Дальнего Востока, что нам представляется не правомерным.

Этому представлению, помимо изложенных структурных, формационных факторов, противоречат и данные абсолютного возраста прорывающих их изверженных пород: стратиграфические и структурные аналоги амурского комплекса на щите прорываются пегматитами, имеющими абсолютный возраст 2,2–2,7 млрд. лет, аналоги союженской серии – пегматитами с возрастом 1,4–1,7 млрд. лет [7, 8].

Перекрываются среднепротерозойские отложения юга Дальнего Востока рифейскими, в том числе железо–марганцеворудными формациями, которые мы рассмотрим ниже после анализа древних железо–марганценосных толщ Восточнобразильского щита Южной Америки.

Основание Восточнобразильского щита слагают мигматизированные и гранитизированные верхнеархейские эвгеосинклинальные отложения – кварциты, гранулиты, гнейсы, чернокиты, кристаллические сланцы, амфиболиты, метаморфизованные основные лавы серии Мантикейра, прорванные гранитоидами с абсолютным возрастом около 2,5 млрд. лет. Они примерно одновозрастны эвгеосинклинальному консолидированному остову массивов и щита юга Дальнего Востока и миогеосинклинальной марганцево–железородной серии Иматака Гвианского щита. В отличие от последнего на площади Восточнобразильского щита формирование гранито–гнейсового остова завершилось, как и на юге Дальнего Востока, в более позднюю – не белозерскую, а беломорскую эпоху складчатости. Этот остов, как и в Гвианском щите, а также и в ляодунском–наннимском основании Китайско–Корейского щита, не характеризуется наличием железо–марганцеворудных и железородных формаций, которые развиты несколько выше по разрезу, обычно уже в миогеосинклинальных толщах.

Выполняющие миогеосинклинальные нижнепротерозойские прогибы отложения доминанской серии Риу дас Вельяс охватывают возрастную интервал 1,9–2,5 млрд. лет, т.е. до времени позднебалтийских–раннекарельских тектонических движений, стратиграфически соответствуя низам субплатформенного чехла Гвианского щита [3, 9, 10].

Нижняя часть серии Риу дас Вельяс мощностью около 2000 м сложена филлитовыми, граувакковыми породами, зеленосланцевыми вулканогенными образованиями с пластами и пачками кварцитов, доломитов, нередко железородных и марганцевых. Среди железородных пород, помимо сугубо кремнистых магнетит–гематитовых разновидностей, развиты ферродоломит–анкеритовые и сидерит–плезито–брейнеритовые концентрации. Среди марганцевых образований отмеча-

ются браунит-спессартиновые - гондитовые концентрации, обычно приуроченные к железистым кремнисто-доломитовым пачкам.

В верхней части серии Риу дас Вельяс мощностью порядка 2000-3000 м часто встречаются граувакки, кварциты, сланцы, филлиты, нередко красных тонов от обогащения гематитом и окисленным магнетитом, алевроит-песчаные породы, конгломераты.

Серия прорвана базитовыми дайками и гранитоидами, имеющими абсолютный возраст 1,9 млрд. лет. Широкое развитие гранитоидов отражает влияние позднебалтийской складчатости в обрамляющих Восточнобразильский щит нижне-верхнепротерозойских геосинклиналях.

Структурно-формационное положение доминанской нижнепротерозойской марганцево-железородной формации Риу дас Вельяс, залегающей в миогеосинклинальных прогибах на беломорском острове, сходно с положением верхнеархейской миогеосинклинальной марганцево-железородной формации Иматака на Гвианском щите с крупными месторождениями в Венесуэле и вместе с тем отлично от структурно-формационного положения железородной формации верхов эвгеосинклинального остова щита юга Дальнего Востока.

Миогеосинклинальные нижнепротерозойские толщи Восточнобразильского щита, как и верхнеархейские - на Гвианском щите, в отличие от их возрастных эвгеосинклинальных аналогов - метаморфизованных глинисто-песчаных на юге Дальнего Востока - характеризуются обилием хомогенных кварцитов среди сланцево-песчаных пород, а также незначительным развитием вулканогенных образований. Для обоих южноамериканских щитов специфично наличие доломитовых пачек и листомезито-брейнеритовых рудных скоплениях, несколько аналогичных седиментационным магнетит-сидеритовым рудам нижнего рифея краевого прогиба Русской платформы на западном склоне Урала.

Вместе с тем характер железо-марганцевого оруденения в отмеченных щитах различен. Магнетитовые, гематитовые руды иматакской формации Гвианского щита существенно кремнистые. В доминанской же формации Риу дас Вельяс Восточнобразильского щита карбонатные руды железа и марганца наряду с окисными рудами этих металлов играют существенную роль в разрезе.

На серии Риу дас Вельяс залегает главная марганцевородная и железородная формация Бразилии - среднепротерозойско-нижнерифейская минасская серия с абсолютным возрастом 1,4-2,0 млрд. лет [3, 9, 11]. Серия Минас слагает субплатформенного типа впадины на балтийском острове Риу дас Вельяс. Она сложена обломочными и хомогенными кварцитами, филлитами, сланцами, с пластами конгломератов, доломитами, с пачками и пластами кремнистых и доломитовых железных и марганцевых руд; мощность минасской итабиритовой формации около 5000-6000 м.

На Гвианском щите итабиритовой рудной формации стратиграфически соответствуют молассы Рораима, а на юге Дальнего Востока — миогеосинклинальные карбонатно-обломочные графитовые толщи срединных массивов и карбонатно-сланцевые (местами магнезит-доломитовые) породы щита.

Марганцево-железородная формация Итабира Бразилии является результатом длительной эволюции осадочных формаций и связанных с ними кор выветривания, появляясь в средней части субплатформенного миасского чехла щита на консолидированном двумя активными складчатостями (беломорской и балтийской) основании. Аналогов данного типа рудных формаций в докембрии юга Дальнего Востока и в других регионах СССР не наблюдается.

На юге Дальнего Востока марганцевородные и железородные формации развиты выше по разрезу, отчетливо развиваясь в верхней — нижнекембрийской частях миогеосинклинальных прогибов на древних массивах Малого Хингана и правобережья р. Уссури. Ранее эти толщи считались стратиграфическими аналогами аньшаньской серии Китайско-Корейского щита. Любопытно также отметить, что криворожская железородная формация Украинского щита, обычно сопоставляемая с аньшаньской серией [12] в отличие от последней связана не с завершающей стадией формирования щита, а с наложенным грабенным прогибом в уже сформировавшемся щите. Обе формации — криворожская и аньшаньская — относятся к нижнему протерозою, хотя последняя, вероятно, несколько старше, судя по данным абсолютного возраста прорывающих ее пегматитов.

Рифейские и ниже-среднекембрийские толщи Малого Хингана мощностью 3000—4000 м унаследованно выполняют ядро Хингано-Бурейнского синклиория; нижняя часть толщ, относящихся к рифею, представлена песчано-филлитовыми, в меньшей степени карбонатными породами, сменяющимися вверх по разрезу магнезит-доломитовой свитой. На этой верхнерифейской мурандавской свите с размывом залегают нижнекембрийская рудоносная песчано-сланцевая свита, включающая пласты и пачки преимущественно кремнистых железных и марганцевых руд [1, 5].

Малохинганская марганцево-железородная формация нижнего кембрия завершает развитие древних рудных толщ региона, проходящее уже байкальско-раннекаледонский (салаирский) складчатый этап, так же как и железо-марганцевородная субплатформенная формация района Мату-Гросу западного ограничения Зетландобразильского щита.

На основе данных геохронологии и сравнительного литолого-формационного анализа для юга Дальнего Востока и щитов Южной Америки можно привести типизацию древних железо-марганцевых толщ и выделить несколько этапов их образования: 1) 3,7—4,0 млрд. лет, завершаемый белозерской складчатостью; терригенная эвгеосинклиналь становления гранитного остова Гвианского щита; 2) до 2,2—2,7 млрд. лет с беломорской складчатостью; карбонатно-тер-

ригенные марганцево-железородные геосинклинали юга Дальнего Востока и Южной Америки; 3) до 1,9 млрд. лет с позднебалтийско-раннекарельской складчатостью; карбонатно-кремнисто-сланцевые марганцево-железородные миогеосинклинальные прогибы на Восточнобразильском щите; 4) до 1,7-1,4 млрд. лет с карельско-готской складчатостью; миогеосинклинальные прогибы юга Дальнего Востока, Бразилии, развивавшиеся до среднего рифея, молассовые впадины Гвианского щита; 5) до 1,35 млрд. лет с готской складчатостью; сланцево-карбонатно-кварцитовые миогеосинклинальные прогибы Бразилии, юга Дальнего Востока (на щите - субплатформенные впадины); 6) примерно до 0,5 млрд. лет с байкальско-раннекаледонской (или салаирской) на юге Дальнего Востока в пределах обрамления древних срединных массивов, с байкальской складчатостью или активностью; краевые прогибы Западнобразильского, а также, но в меньшей степени, Восточнобразильского щитов, молассовые впадины последнего. Перед байкальскими движениями следует отметить гренвильскую, а местами делийскую (Восточнобразильский щит) активность щитов Южной Америки, их обрамления, фиксируемую данными абсолютного возраста прорывающих толщи гранитоидных интрузий от 1350, 1275, 1200, 1100, 880 до 900 млн. лет; раннегренвильские движения и магматизм сопряжены с отмеченной в пункте 5 готской тектонической активностью, сопровождаемой гранитоидными интрузиями на Гвианском щите.

На юге Дальнего Востока фиксируется готская тектоническая активность, сопровождаемая внедрением гранитоидов, имеющих абсолютный возраст 1,4 млрд. лет, что отмечено в пункте 4 (для щита), а также активностью прогибания в гренвильскую, делийскую, байкальскую эпохи, почти повсеместно с раннесалаирскими движениями, фиксируемыми перерывом между рифеем (или синием) и нижним кембрием на массивах и щите.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кулиш Л.И., Кулиш Е.А. *Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока.* Хабаровск, 1974.
2. Ходак Ю.А. *Геологическое строение Малого Хингана и его положение в структуре Дальнего Востока.* - Сов. геол., 1963, № 6.
3. Берзин Н.А. *Докембрий Южной Америки.* - В кн.: *Докембрий континентов: Северная и Южная Америка.* Новосибирск: Наука, 1976.
4. Ходак Ю.А. *Сравнение древнего западного обрамления Тихоокеанских вулканических поясов с вулканическими поясами и древними блоками Луны, Меркурия и Марса.* - В кн.: *Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов.* Владивосток, 1976.
5. Ходак Ю.А. *Вторичные изменения древних осадочно-метаморфических пород и руд Малого Хингана.* - В кн.: *Очерки по металлогении осадочных пород.* М.: Изд-во АН СССР, 1961.

6. Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
7. Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Геохронология материков. М.: Недра, 1970.
8. Ch'eng Yü-chi, Chung Fu-tao, Su Yung-chün. The Presinian system of North and Northeastern China. Acta geol. - Sinica, vol. 1, 1973, N 1.
9. Pomerene J. Geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Ibirite, and Macacos quadrangles Minas Gerais, Brazil. - US Geol. Surv. Professional Paper, 1964, 341-D.
10. Шубер Б. Марганцеворудные месторождения Гвианы и их связь со структурой фундамента. - В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наук. думка, 1972.
11. Формозова Л.Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. - Тр. ГИН АН СССР, 1973, вып. 250.
12. Белевцев Я.Н. Геология Криворожских железорудных месторождений. Киев: Наук. думка, 1962. Т. 1.

УДК 550.93

В. А. КОСТИН

РЕАКТОР С УСТРОЙСТВОМ, ПРЕДОТВРАЩАЮЩИМ ВЫБРОС ПРОБ В ПРОЦЕССЕ ПЛАВКИ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ИХ ВОЗРАСТА К-Аг МЕТОДОМ

При плавлении пород и минералов с целью определения их абсолютного возраста К-Аг методом часто происходит выброс из тигля реактора навески пробы. Выброс происходит вследствие вспучивания зерен пробы, их растрескивания при нагреве, а также при откачке реактора без тренировочной трубки. Постепенное повышение температуры в тигле реактора и медленная откачка из него воздуха требуют относительно большой затраты времени и не всегда позволяют избежать выброса навески из тигля. Потеря даже незначительной части навески пробы, а следовательно, и радиогенного аргона влечет за собой занижение абсолютного возраста. Указанная потеря в значительной степени обусловлена конструктивными недостатками реакторов [1-3], используемых для выделения радиогенного аргона из пород и минералов.

Нами предлагается устройство, позволившее полностью предотвратить выброс проб в процессе плавки при определении их возраста калий-аргоновым методом. Это устройство является конструктивным дополнением к ранее описанному реактору [1]. Схема реактора с устройством для предотвращения выброса проб в процессе плавки изображена на рисунке. Детали устройства изготовлены из нержавеющей стали.

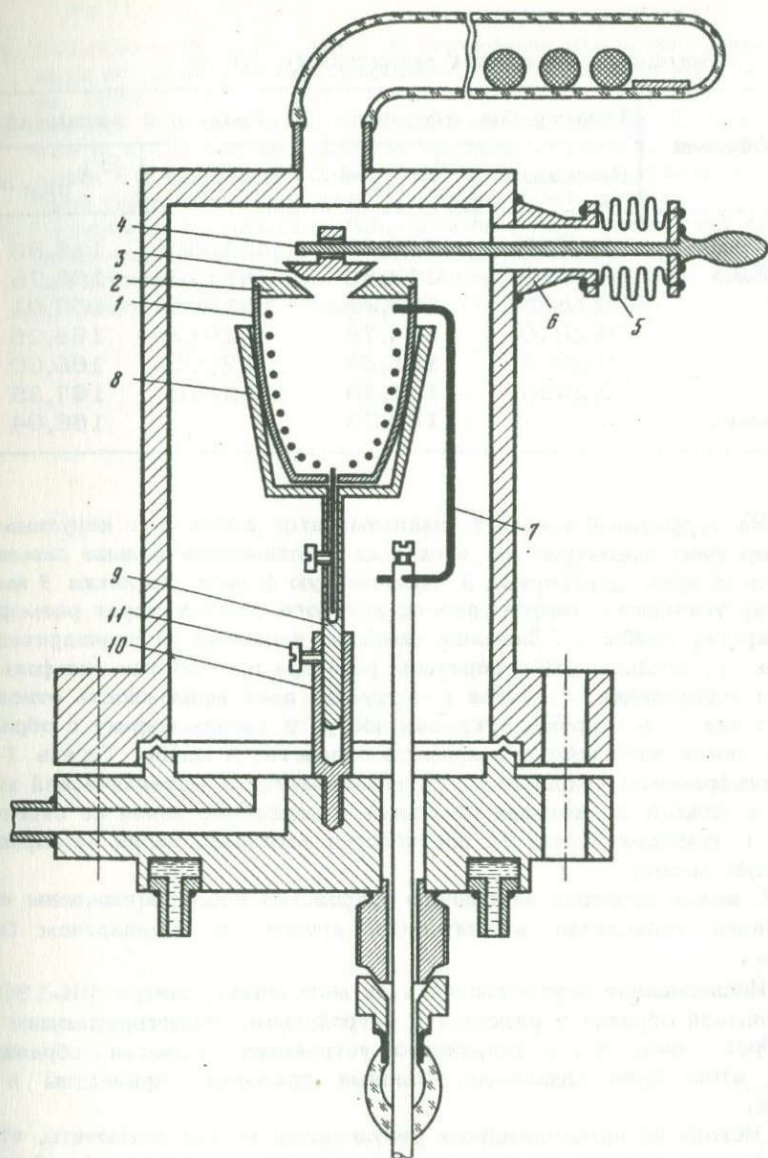


Схема реактора с устройством, предотвращающим выброс проб в процессе плавки при определении их возраста калий-аргоновым методом

1 - корундовый тигель; 2 - шайба; 3 - заслонка; 4 - шток; 5 - сильфон; 6 - переходник; 7 - вольфрамовая спираль; 8 - металлический корпус; 9 - ножка; 10 - стойка; 11 - фиксатор

Таблица
Результаты измерения радиогенного аргона

Образец	Реактор без заслонки		Реактор с заслонкой	
	Навеска, г	^{40}Ar рад нг/г	Навеска, г	^{40}Ar рад, нг/г
Биотит (70-А)	0,1050	164,68	0,1040	166,86
	0,1103	149,81	0,1125	168,78
	0,1056	137,98	0,1005	169,01
	0,2010	134,78	0,2012	168,25
	0,2008	155,69	0,2005	168,00
	0,2020	161,43	0,2018	167,35
Среднее	-	150,73	-	168,04

На корундовый тигель 1 накладывается шайба 2 с конусным отверстием диаметром на несколько миллиметров больше диаметра шариков проб, завернутых в алюминиевую фольгу. Заслонка 3 имеет форму усеченного конуса; размер которого соответствует размеру отверстия шайбы 2. Заслонка свободно насажена на цилиндрический шток 4, соединенный с корпусом реактора при помощи сифона 5 и переходника 6. Такая конструкция дает возможность отводить заслонку 3 в сторону, открывая доступ в тигель шариком с образцом, после чего плотно закрывать отверстие в шайбе. Тигель 1 с вольфрамовой спиралью 7 устанавливается в металлический корпус с ножкой 9, которая находится в подвижной связи со стойкой 10. С помощью винта 11 достигается установка тигля на определенную высоту.

С целью проверки описанного устройства нами произведены измерения количества радиогенного аргона в стандартном биотите.

Исследования осуществлялись на масс-спектрометре МИ-1305 с плавкой образца в реакторе с устройством, предотвращающим выброс проб, и без указанного устройства. Навески образца при этом были одинаковы. Данные проверки приведены в таблице.

Исходя из представленных результатов, можно заключить, что воспроизводимость анализа при использовании реактора новой конструкции значительно лучше. Это обусловлено исключением выброса проб из тигля реактора в процессе плавки.

Применение описанного устройства позволяет значительно ускорить процесс плавки образца, что, в свою очередь, сокращает время проведения всего анализа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амирханов Х.И., Брандт С.Б. Определение абсолютного возраста пород по радиоактивному превращению калия-40 в аргон-40. Махачкала, 1956.
2. Либман М.Л., Самойленко Н.К., Толстихин Н.В., Шуклюков Ю.А. Система для выделения благородных газов из пород и минералов. - В кн.: Бюллетень Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Наука, 1967, вып. 8.
3. Чеджемов Г.Х., Костин В.А., Даниляк М.М. Реактор для тренировки и плавления пород и минералов при определении их возраста калий-аргоновым методом. - В кн.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1975.

СОДЕРЖАНИЕ

А.И. Тугаринов, Е.В. Бибикова, Т.В. Грачева, З.М. Моторина, В.А. Макаров. Эпохи магматизма Восточного Забайкалья по данным Rb-U метода датирования	5
Г.С. Плюснин, Г.П. Сандиминова, В.Н. Смирнов, Ю.А. Пахольченко, В.И. Коваленко, П.В. Коваль, В.Д. Козлов, Ю.П. Трошин. Сравнительное изучение K-Ar и Rb-Sr возраста гранитоидов Забайкалья и Монголии	14
Г.А. Мурина, Ю.П. Шергина, П.Б. Лебедев, Л.А. Козубова. Rb-Sr возраст и геохимические особенности интрузивного магматизма раннего этапа активизации в Северо-Западном Забайкалье	32
С.Л. Миркина, А.П. Чухонин, Л.А. Козубова. Время формирования и последующего преобразования малханского комплекса гранитов Забайкалья по данным свинцового метода	51
А.И. Тугаринов, С.Ф. Карпенко, А.В. Ляликов. Изотопный состав свинца руд и пород стратиформных свинцово-цинковых месторождений Юго-Восточной Якутии	58
Н.Н. Фефелов, С.Б. Брандт, Б.П. Санин. Изотопный состав галенитов Забайкалья	63
Г.П. Сандиминова, Г.С. Плюснин, В.И. Коваленко, Ю.А. Пахольченко, А.В. Горегляд, Н.В. Владыкин. О возрасте щелочных гранитов Монголии (на примере массива Хан-Богдо)	72
П.В. Коваль, В.Н. Смирнов. О петрогенетическом значении радиологического омоложения древних гнейсогранитов Монголии (по данным K-Ar метода)	81
А.Т. Матреницкий. Новые данные по абсолютному возрасту эффузивных и интрузивных пород Орхон-Селенгинского прогиба (МНР)	89
Г.Н. Комарова, М.М. Аракелянц, В.Н. Волков. О времени формирования метасоматитов и гранитоидов одного из редкометалло-флюоритовых месторождений Сибири	95
М.Ф. Кузнецов, В.А. Наумов, С.И. Тарасевич. Радиологическое датирование основных этапов развития Юга Сибирской платформы.	100
Ю.Г. Крежевских, А.П. Гревцова. Геохронология магматических образований Дербек-Нельгехинского рудно-магматического пояса Якутии	109
Н.И. Ненашев, А.И. Зайцев. Время образования оловорудных месторождений Восточной Якутии	113
Н.В. Еремеев. О времени формирования вулканоплутонических ассоциаций калиевых щелочных пород	132
Э.С. Овчарек, Ф.Г. Федчин, В.П. Мишин. Цикличность магматизма Сихотэ-Алиня по данным абсолютной геохронологии	138
Г.М. Гундобин, М.Н. Захаров, В.Н. Смирнов, Р.Г. Кравцова. Новые данные по геохронологии магматических формаций Эвенской вулканической зоны Охотско-Чукотского пояса и связанной с ними рудной минерализации	145

Е.В. Бибилова, Т.И. Кирнозова, В.А. Макаров. Первые результаты свинцово-изотопного изучения современных базальтов вулкана Толбачик (Камчатка)	156
И.А. Загрузина, Л.В. Яковлева. Главные эпохи мезозойского магматизма в Тихоокеанском поясе и их металлоносность	164
Ю.А. Ходак. О типизации древних железо-марганцевых толщ на примере юга Дальнего Востока и щитов Южной Америки	173
В.А. Костин. Реактор с устройством, предотвращающим выброс проб в процессе плавки при определении их возраста К-Аг методом	180

Эпохи магматизма Восточного Забайкалья по данным Pb-U метода датирования. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Моторина З.М., Маканов В.А. – В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

Измерение Pb-U методом абсолютного возраста акцессорных цирконов в магматических и метаморфических образованиях Восточного Забайкалья позволило надежно датировать четыре эпохи магматизма: верхнепротерозойскую – 850 ± 30 млн. лет; каледонскую – 500 ± 20 млн. лет; герцинскую – 240 ± 20 млн. лет; киммерийскую – 400 ± 10 млн. лет назад.

Изучение изотопного состава свинца микроклинов из гранитоидов докембрийского возраста и галенитов полиметаллических месторождений показало, что гранито-гнейсы нижнего палеозоя могут рассматриваться как возможный источник свинца полиметаллических месторождений.

Табл. 2. Ил. 3. Библиогр.: 12 назв.

Сравнительное изучение K-Ar и Rb-Sr возраста гранитоидов Забайкалья и Монголии. Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П., Смирнов В.Н., Пахольченко Ю.А., Коваленко В.И., Коваль П.В., Козлов В.Д., Трошин Ю.П. – В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

Rb-Sr изохронные даты подтверждают вывод о преобладании в Хэнтэй-Даурском поднятии гранитоидов мезозойской эпохи тектогенеза и возможности их расчленения на ранее- и позднемезозойские. Отмечается удовлетворительная сходимость рубидий-стронциевого возраста с калий-аргоновым и геологическим.

Табл. 3. Ил. 7. Библиогр.: 11 назв.

Rb-Sr возраст и геохимические особенности интрузивного магматизма раннего этапа активизации в Северо-Западном Забайкалье. Мурина Г.А., Шергина Ю.П., Лебедев П.Б., Козубова Л.А. – В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

Rb-Sr изохронным методом исследован возраст некоторых интрузивных и ультраметаморфических пород Северо-Западного Забайкалья. Полученные данные дают основание говорить о наличии обширной группы гранитоидов, образовавшихся во внегеосинклинальных условиях в средне-позднепалеозойское время (340–285 млн. лет назад) и связывать их формирование с ранним этапом активизации региона.

Отмечается закономерное увеличение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах в направлении с северо-запада к юго-востоку, что дает основание предполагать уменьшение глубины зарождения магматического очага в том же направлении.

Табл. 4. Ил. 7. Библиогр.: 16 назв.

УДК 550.93

Время формирования и последующего преобразования малханского комплекса гранитов Забайкалья по данным свинцового метода. Миркина С.Л., Чухонин А.П., Козубова Л.А. – В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

С помощью изохронных вариантов свинцового метода установлено время образования гранитов малханского комплекса – 438 ± 10 млн. лет, а также время сильнейшего метаморфизма и ремобилизации плутонов с образованием за их счет мелких тел лейкократовых гранитов – 300–320 млн. лет назад. Показано, что в условиях метаморфизма амфиболовой фации сфен, апатит, ортит и циркон могут полностью терять продукты радиоактивного распада уранового ряда и сохранять при этом радиогенный ториевый свинец.

Табл. 1. Ил. 5. Библиогр.: 6 назв.

УДК 550.93

Изотопный состав свинца руд и пород стратиформных свинцово-цинковых месторождений Юго-Восточной Якутии. Тугаринов А.И., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В. – В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

В работе приводятся первые данные, полученные при изучении изотопного состава свинца полиметаллических руд месторождений Сардана, Уруй и Перевальное. Обнаружено различие в изотопных характеристиках свинца из разных рудных минералов полиметаллических рудных залежей, которое связывается с изменением характера источника рудного вещества и доли участия в процессе рудообразования карбонатных осадков юдомской свиты.

Табл. 1. Ил. 1. Библиогр.: 3 назв.

УДК 550.93

Изотопный состав галенитов Забайкалья. Фефелов Н.Н., Брандт С.Б., Санин Б.П. – В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

Рассматриваются вопросы геохронометрии и генезиса рудных свинцов Забайкалья, обсуждается соотношение изотопного состава свинца с сопутствующей минерализацией и с петрохимией вмещающих пород.

Табл. 1. Ил. 2. Библиогр. 1 назв.

УДК 550.93

О возрасте щелочных гранитов Монголии (на примере массива Хан-Богдо). Сандимирова Г.П., Плюснин Г.С., Коваленко В.И., Пахольченко Ю.А., Горегляд А.В., Владыкин Н.В. – В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

В работе рассматриваются результаты определения абсолютного возраста щелочных пород массива Хан-Богдо калий-аргоновым ($260-310$ млн. лет) и изохронным рубидий-стронциевым (277 ± 11 млн. лет) методами. Полученное первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное

0,7087±0,0035, не противоречит гипотезе образования щелочных гранитов за счет мантийного источника.

Табл. 4. Ил. 1. Библиогр.: 19 назв.

УДК 550.93

О петрогенетическом значении радиологического омоложения "древних" гнейсогранитов Монголии (по данным К-Аг метода). Коваль П.В., Смирнов В.Н. — В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

По установленному мнению, метаморфические породы мезозойских поднятий в МНР считаются протерозойскими. Полученные поздне-мезозойские значения калий-аргонового определения возраста гнейсогранитов (100–140 млн. лет) в ряде случаев дают основания высказать гипотезу о позднемезозойской гранитизации. Гнейсогранитные образования рассматриваются как пример "корневой" части магматических систем позднего мезозоя Монголии и Забайкалья.

Табл. 1. Ил. 2. Библиогр.: 5 назв.

УДК 550.93

Новые данные по абсолютному возрасту эффузивных и интрузивных пород Орхон-Селингинского прогиба (МНР). Матреницкий А.Т. — В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

В пределах Орхон-Селенгинского прогиба выделены две ассоциации позднепалеозойских интрузивных пород: габбро-сиенитовая и гранит-граносиенитовая, для которых на основании изложенных в статье данных их радиологического анализа установлен верхнепермский возраст.

Вмещающие эти интрузивные образования породы свиты кислых эффузивов относятся к нижней перми и не изменяют своего возраста при переходе из западной части Орхон-Селенгинского прогиба на юго-западное обрамление.

Табл. 1. Библиогр.: 14 назв.

УДК 550.93

О времени формирования метасоматитов и гранитоидов одного из редкометалло-флюоритовых месторождений Сибири. Комарова Г.Н., Аракелянц М.М., Волков В.Н. — В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

В статье приводится К-Аг возраст слюд из скарнов и рудоносных метасоматитов, отвечающий рубежу перми и триаса. Полученные данные меняют традиционное представление о верхнемезозойском возрасте минерализации и рудоносных гранитоидах месторождения.

Табл. 2. Библиогр.: 2 назв.

УДК 550.93

Радиологическое датирование основных этапов развития юга Сибирской платформы. Кузнецов М.Ф., Наумов В.А., Тарасевич С.И. — В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

Проведены радиолого-геохронологические исследования юга Сибирской платформы. Выделены четыре основных геосторических этапа.

В собственно платформенном этапе развития определено время осадочного чехла, вулканитов, кимберлитов. Достоверно датируется время и длительность соленакопления, траппового магматизма и его отдельных фаз, формирования железорудных месторождений.

Ил. 2. Библиогр.: 36 назв.

УДК 550.93

Геохронология магматических образований Дербек-Нельгехинского рудно-магматического пояса Якутии. Крежевских Ю.Г., Гревцева А.П. - В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

Рассматривается последовательность образования магматических пород Дербек-Нельгехинского междуречья в связи с процессами гибридезма и контаминации, по данным калий-аргоновой геохронометрии.

УДК 550.93

Время образования оловорудных месторождений Восточной Якутии. Ненашев Н.И., Зайцев А.И. - В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотской зоны (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

В работе впервые для Восточной Якутии дается радиогеохронология оловорудных месторождений формации оловорудных скарнов касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формации и сопряженных с ними пространственно тел изверженных пород, образующих с этими месторождениями рудно-магматические узлы.

Показано, что оруденения различных формационных типов формировались в широком диапазоне позднемезозойского времени. В отношении времени становления гранитоидных плутонов наиболее древними являются оловорудные скарны, затем идут месторождения касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формаций.

Выявлен большой разрыв во времени формирования между продуктивной стадией на олово и сульфидной стадией оруденения в месторождениях касситерит-сульфидной формации.

Табл. 3. Ил. 6. Библиогр.: 19 назв.

УДК 550.93

О времени формирования вулcano-плутонических ассоциаций калиевых щелочных пород. Еремеев Н.В. - В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотской зоны (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1978.

Сопряженность калиевых щелочных массивов с зонами тектонической активизации позволяет использовать возрастные датировки комплексов калиевых щелочных пород для установления эпохи развития этих зон. Связь тектонических процессов и калиевого магматизма показана на примере двух щелочных провинций: Центрально-Алданской (Якутия) и Западно-Таласской (Южный Казахстан).

Табл. 2. Библиогр.: 12 назв.

Цикличность магматизма Сихотэ-Алиня по данным абсолютной геохронологии. Овчарек Э.С., Федчин Ф.Г., Мишин В.П. - В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

В истории развития Сихотэ-Алинской системы при формировании главных структурных элементов: Ханкайского массива, Главного антиклинория и Главного синклинория - устанавливается определенная цикличность, отражающая основные этапы формирования Сихотэ-Алиня и отвечающая общепринятым тектоно-магматическим циклам - каледонскому и герцинскому. Мезозойский цикл охватывает широкий диапазон времени (от верхнего триаса - ранней юры до палеогена) и разделяется на субциклы, часть из которых, по нашим представлениям, может быть отнесена к альпийскому тектоно-магматическому циклу.

Табл. 1. Библиогр.: 22 назв.

Новые данные по геохронологии магматических формаций Эвенской вулканической зоны Охотско-Чукотского пояса и связанной с ними рудной минерализации. Гундобин Г.М., Захаров М.Н., Смирнов В.Н., Кравцова Р.Г. - В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

Геохронологическими исследованиями в пределах Верхне-Гижигинского поля Эвенской вулканической зоны Охотско-Чукотского пояса выявлены три разновозрастные группы интрузий: 1) нижнемеловые тешениты и монодиориты - 123-126 млн. лет; 2) крупные гранитоидные плутоны верхнего мела - 66-83 млн. лет; 3) эоценовые малые интрузивы щелочных габброидов - 45-50 млн. лет.

Вулканогенные образования андезит-игнимбритовой формации, вмещающие гранитоидные плутоны и рудную минерализацию, формировались в период 118-72 млн. лет.

Возраст эпitherмальной золото-серебряной минерализации оценивается в 66-79 млн. лет. Данные калий-аргонового возраста позволяют связывать золото-серебряные проявления с заключительным этапом формирования крупных плутонов гранитоидов.

Несходящиеся значения калий-аргонового возраста, эффект "удривнения", полученный для адулярсодержащих метасоматитов и адуляр-кварцевых жил, авторы связывают с процессами пострудной аргиллизации и с гипергенным кислотным выщелачиванием калия при каолинизации адуляров.

Табл. 1. Ил. 4. Библиогр.: 17 назв.

Первые результаты свинцово-изотопного изучения современных базальтов вулкана Толбачик (Камчатка). Бибикова Е.В., Кириозова Т.И., Макаров В.А. - В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

Измерены содержание урана, тория, свинца и изотопный состав свинца в пяти пробах магматических и субщелочных глиноземистых базальтов различных фаз излияния вулкана Толбачик (извержение 1975-1976 гг.).

Полученные данные свидетельствуют о мантийном происхождении базальтов и согласуются с представлением о едином источнике двух различающихся по химическому составу лав.

Табл. 3. Ил. 3. Библиогр.: 9 назв.

УДК 550.93

Главные эпохи мезозойского магматизма в Тихоокеанском поясе и их металлоносность. Загрузина И.А., Яковлева Л.В. - В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотской зоны (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

К настоящему времени для мезозойских гранитоидов Тихоокеанского пояса имеется достаточно большое количество радиологических данных, обобщение которых позволило сделать выводы о последовательности, продолжительности и времени максимальной интенсивности проявления магнообразующих и рудообразующих процессов.

Табл. 2. Ил. 2. Библиогр.: 29 назв.

УДК 550.93

О типизации древних железо-марганцевых толщ с учетом геохронологических данных на примере юга Дальнего Востока и шитов Южной Америки. Ходак Ю.А. - В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

С позиций сравнительного литолого-формационного анализа и с учетом геохронологических данных рассматриваются древние железо-марганцевые толщи на примере юга Дальнего Востока и шитов Южной Америки, приводится их типизация, структурное положение в сравнении с другими регионами Земли. Намечаются этапы их образования и развития: раннеархейский, беломорский, позднебалтийско-раннекарельский, карельско-готский, готский, байкальский, байкальско-каледонский (или салаирский).

Библиогр.: 12 назв.

УДК 550.93

Реактор с устройством, предотвращающим выброс проб в процессе плавки при определении их возраста К-Аг методом. Костик В.А. - В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса (XX юбилейная сессия). М.: Наука, 1980.

Описана конструкция реактора с устройством, предотвращающим выброс проб в процессе плавки при определении их возраста калий-аргоновым методом. Точность анализов при использовании данного реактора значительно выше.

Табл. 1. Ил. 1. Библиогр.: 3 назв.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

*Утверждено к печати Институтом геохимии
им. А.П. Виноградова
СО АН СССР*

Редактор издательства *Н.В. Знаменская*
Художник *Н.В. Илларионова*
Художественный редактор *С.А. Литвак*
Технический редактор *Н.А. Посканная*
Корректор *В.Н. Пчелкина*

ИБ № 17217

Подписано к печати 08.09.80. Т — 15646
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1.
Печать офсетная. Усл.печ. л. 12,0. Уч.-изд.л. 13,2
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1555
Цена 2 руб.

Издательств "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 руб.

3445