

# ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ процессов вулканизма и осадкообразования



·Наука·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО

Комиссия по определению абсолютного возраста  
геологических формаций

ИЗОТОПНОЕ  
ДАТИРОВАНИЕ  
процессов  
вулканизма  
и осадкообразования

4346  
Ответственный редактор

доктор химических наук Ю.А. ШУКОЛЮКОВ



МОСКВА  
"НАУКА"  
1985



Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

Рассматривается поведение изотопных систем К—Аг, U—Pb, Pb—Sr, используемых для определения возраста вулканических и осадочных образований. Ряд статей посвящен конкретным примерам изотопного датирования эпох вулканизма в пределах крупных регионов СССР.

Табл. 22. Ил. 88. Библ. 440 назв.

Рецензенты:

*В.И. Виноградов, С.Ф. Карпенко*

## ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ВУЛКАНИЗМА И ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

*Утверждено к печати*

*Институтом геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского*

Редактор *А.И. Жилина*, Художник *О.В. Камаев*, Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*

Технические редакторы *В.В. Лебедева, Г.П. Каренина*

Корректор *Е.Н. Сафронникова*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 29208

Подписано к печати 04.05.85. Т — 00868. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл.печл. 12,0. Усл.кр.-отт. 12.2

Уч.-изд.л. 14.8. Тираж 600 экз. Тип. зак. 275. Цена 2р. 30к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "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

*Е.В. Бибикова*

## УРАН-СВИНЦОВАЯ ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМА В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Геохимия урана и свинца в породах вулканического происхождения — тема слишком широкая для освещения в рамках статьи. В данной работе рассматриваются возможности изотопного датирования вулканических пород с использованием в качестве геохронометра U—Pb системы пород в целом и отдельных минеральных составляющих.

В табл. 1 приведены содержания урана и свинца по данным А.П. Виноградова [5] для пород различного химического состава (от базальтов до кислых разностей вулканитов). Содержание урана и свинца в базальтах океанических областей почти на порядок ниже приведенных величин [32]. Обращает внимание факт, что содержания свинца во всех типах вулканических пород на порядок выше содержаний урана в тех же породах. Это обуславливает ничтожность радиогенной добавки, особенно в вулканитах фанерозоя, и создает значительные трудности при извлечении возрастной информации из изотопно-аналитических данных. Интерпретация изотопных данных возможна лишь с применением графических методов расчета, что ограничивает использование систем с неоднократно нарушенными U—Pb изотопными отношениями.

Изучением распределения урана в породах вулканического происхождения, проводимым обычно методами f-радиографии [28], установлено, что подавляющая часть его приурочена к основной массе. Детальное исследование распределения свинца в вулканитах кислого состава с применением масс-спектрального анализа было выполнено Лиманом [22]. По его данным, большая часть свинца также связана с основной массой и лишь для санидина коэффициент распределения равен единице. Такая приуроченность урана и свинца к основной массе вызывает легкую подвижность их при процессах изменения вулканических пород, которые, начиная с подводного и поверхностного выветривания и кончая метаморфическими преобразованиями пород, затрагивают прежде всего основную массу. Легкая подвижность урана и свинца в породах вулканического происхождения ограничивает использование уран-свинцовой изотопной системы в качестве геохронометра.

Серьезным препятствием для изотопного датирования вулканических пород по U—Pb системе могут служить возможные процессы смешения расплавов и контаминации магм при их формировании. Подобные процессы приводят к смешению уран-свинцовых систем различного возраста и препятствуют извлечению корректной возрастной информации из изотопных данных.

Очевидно, что значение этих трех, наиболее существенных ограничений использования U—Pb изотопной системы вулканических пород в качестве

Т а б л и ц а 1

Среднее (% массы) содержание урана и свинца в главных типах пород [5]

Элемент	Базальты	Андезиты	Кислые породы
Свинец	0,0008	0,0015	0,002
Уран	0,00005	0,00018	0,00035

геохронометра (незначительности радиогенной добавки, нарушенности U—Pb изотопной системы при процессах более позднего изменения пород и возможности смешения различных U—Pb систем при процессах формирования расплавов), различно в зависимости от возраста и генезиса пород.

Сначала рассмотрим U—Pb изотопную систему вулканических пород в целом для "молодых" и "древних", включив в первую группу породы фанерозоя и верхнего докембрия, а во вторую — породы раннего докембрия и проведя границу на рубеже 1,5–2,0 млрд. лет. Очевидно, что если для первой группы пород наиболее существенны ограничения, связанные со сложностью расчета радиогенной добавки и возможными явлениями контаминации расплавов, то для второй группы на первое место должны выходить изотопные нарушения, связанные с более поздними метаморфическими процессами.

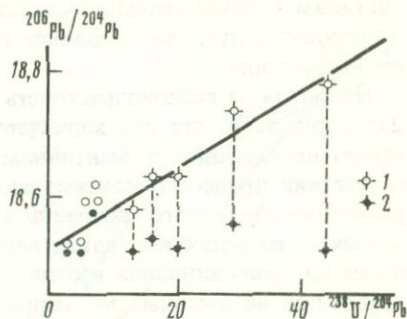
Интенсивное изучение в последние годы современных вулканических пород океанических областей и континентальных окраин с применением самых современных методов анализа дало ценную информацию о процессах образования и преобразования этих пород.

Рассмотрение U—Pb изотопной системы в породах океанического дна обычно проводится с целью получить генетическую, а не возрастную информацию. Изотопные данные выявляют изотопную неоднородность верхней мантии, смешение резервуаров различной степени дифференцированности при формировании базальтов срединно-океанических областей, роль процессов контаминации расплавов веществом океанической литосферы и сиалическим веществом коры при формировании расплавов в пределах островных дуг и на краях континентов. Однако обсуждение этих вопросов выходит за рамки данной статьи, касающейся лишь возможностей изотопного датирования вулканических пород по U—Pb изотопной системе в них.

При анализе U—Pb изотопных данных на изохронных диаграммах в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  даже для современных вулканических пород океанического дна обычно наблюдается линейная корреляция точек, соответствующая изотопным возрастам от 1,0 до 3,0 млрд. лет. Авторы по-разному интерпретируют эти изохронные зависимости. Некоторые исследователи вслед за Бруксом с соавторами [16] считают, что это — время дифференциации мантийного источника базальтов. Однако все большее число исследователей уделяют внимание смешению различных мантийных резервуаров как причине линейных корреляций на изохронных диаграммах [32]. Для нашего изложения важен лишь тот факт, что возрасты, получаемые на этих диаграммах, не имеют ничего общего

Рис. 1. Изохронная диаграмма для плиты Маска [37]

1 — базальты, 2 — отношения исправлены на возраст 40 млн. лет;  $T = 39 \pm 7$  млн. лет



со временем формирования вулканических пород, а незначительная радиогенная добавка, особенно по  $^{207}\text{Pb}$ , для молодых вулканических пород не вносит существенного сдвига в наблюдаемые мантийные корреляции.

Большой возрастной смысл должно иметь рассмотрение изотопных данных на уран-свинцовых изохронных диаграммах, в первую очередь на диаграмме  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ . Действительно, в работе [37] успешно решается вопрос о возрасте базальтов плиты Маска, содержащих  $0,2 \cdot 10^{-4}\%$  урана (рис. 1). Полученный изотопный возраст  $39 \pm 7$  млн. лет, правда с большой погрешностью измерения, совпадает с K-Ar возрастом этих базальтов. Для них не отмечаются ни контаминации веществом океанических осадков, ни более поздние нарушения U-Pb изотопной системы. Это, пожалуй, единственный пример успешного датирования молодых вулканических пород по U-Pb изотопной системе в них. Для вулканических островных дуг и континентальных областей даже на U-Pb изохронных диаграммах линейные корреляции либо полностью отсутствуют [29], либо имеют обратный наклон, отражающий смешение источников с различной величиной  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  при формировании вулканических пород [32].

В работе [33] по изучению U-Pb изотопной системы в вулканиках Берегового хребта, Орегона и Вашингтона рассмотрены возможные изменения изотопных зависимостей при процессах коровой контаминации. В аналогичном исследовании андезитов Анд [15] удалось установить источник контаминирующего вещества. В одних случаях это — вещество докембрийских гранулитов с низкой величиной параметра  $\mu$ , а в других — палеозойские осадки с достаточно высоким содержанием урана.

Таким образом, U-Pb изотопная система молодых вулканических пород не только не имеет никаких преимуществ перед K-Ar и Rb-Sr изотопными системами при извлечении возрастной информации, но чаще просто не дает решения о возрасте пород. Однако она успешно применяется для получения генетической информации, выявляя процессы контаминации и устанавливая природу контаминирующего субстрата.

Иные возможности раскрывает U-Pb изотопная система раннедокембрийских вулканических пород для их изотопного датирования, в первую очередь вулкаников зеленокаменных поясов.

Всесторонним изучением геологии и геохимии вулканических пород зеленокаменных поясов выявлена близость их по всем основным характе-

ристикам к современным вулканическим породам океанических областей и островных дуг, что позволяет исследователям проводить аналогии в их происхождении [6, 7].

Несмотря на разновозрастность зеленокаменных поясов (3,7–2,6 и даже 2,0 млрд. лет), для них характерны многие общие геохимические черты, свидетельствующие о мантийном источнике расплавов и практическом отсутствии процессов контаминации их веществом коры [6, 7, 10]. Из-за раннедокембрийского возраста этих пород и отсутствия контаминации саилическим веществом единственным серьезным ограничением их датирования по уран-свинцовой изотопной системе остается возможность ее нарушения при наложенных метаморфических процессах. Несмотря на низкую степень метаморфизма этих образований, обычно зеленосланцевую, Pb–Sr изотопная система в них, как правило, нарушена. Рассмотрим поведение U–Pb изотопной системы в вулканитах зеленокаменных поясов.

Одной из наиболее серьезных работ по изучению U–Pb изотопной системы базальтов зеленокаменных поясов является исследование Зинха [29], датировавшего подушечные базальты серии Онвервахт, древнейшего стратиграфического подразделения системы Свазиленд (Южная Африка). Она сложена преимущественно вулканическими породами с подчиненным развитием черта и серпентинизированных ультраосновных пород. Лежащие выше нее серии Фиг Три и Моди состоят уже преимущественно из осадочных пород.

Для изучения подушечных базальтов серии Онвервахт получена линейная корреляция точек на изохронной диаграмме  $^{206}\text{Rb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , отвечающая изотопному возрасту  $3230 \pm 30$  млн. лет. Прохождение изохроны через нулевую точку кривой эволюции и через изотопный состав свинца галенитов, генетически связанных с этими вулканитами, подтверждало правильность полученного изохронного возраста; Rb–Sr возраст этих вулканитов всего 2500 млн. лет, более высоких значений возраста для пород серии Онвервахт получено не было.

Хотя радиогенная добавка свинца в породах не превышала 10%, автор рассмотрены изотопные данные и на U–Pb изохронную диаграмму с конкордией внесена поправка на изотопный состав генетически связанных галенитов. Полученный возраст (рис. 2) составил  $3290 \pm 45$  млн. лет. Была показана катастрофическая потеря вулканитами урана в современное время, очевидно, при процессах поверхностного изменения пород. Автор рассматривает полученный возраст как время образования базальтов. Однако несколько позже, в свете новых данных, мы оценим, отвечает ли это истине.

Интересное исследование по изучению U–Pb изотопной системы древних вулканических пород — работа Видала с соавторами [38], о вулканитах зеленокаменного пояса Суомуссалми (Финляндия). Пояс представлен в низах разреза вулканическими породами коматиитового и толеитового состава; средняя часть сложена осадочными породами, а верхи разреза — вулканическими породами, главным образом андезит-дацитового состава. Породы пояса претерпели складчатость, а затем были интродуцированы гранитами и гранодиоритами. Залегают пояс среди мигматизированных гнейсов, также испытавших сложную метаморфическую историю.

Рис. 2. Изохронная диаграмма с конкордией для подущечных базальтов серии Онвервахт (Южная Африка [29])

1 — базальты, 2 — кислотные выщелки;  
 $T = 3290 \pm 45$  млн. лет

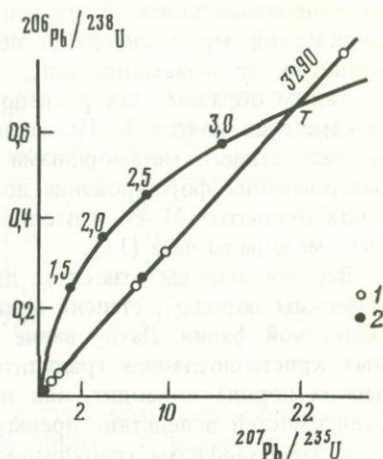
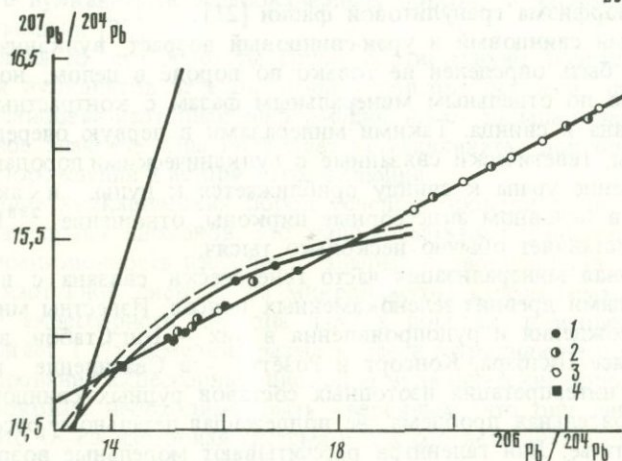


Рис. 3. Изохронная диаграмма для пород зеленокаменного пояса Суомуссалми (Финляндия) [38]

1 — граниты фундамента; 2 — граниты, прорывающие пояс; 3 — вулканиты; 4 — галениты;  $T = 2650$  млн. лет



Исследовалась U—Pb изотопная система всех разновидностей вулканических пород, слагающих пояс (коматиты, базальты, андезиты), а также породы фундамента и прорывающие граниты. На рис. 3 видна прекрасная линейная корреляция всех проанализированных точек, отвечающая возрасту 2650 млн. лет и проходящая через нулевую точку эволюционной кривой, а также через изотопный состав галенитов, генетически связанных с вулканитами пояса. Очевидно, что нахождение на одной прямой с единым наклоном точек вулканических пород, а также гранитов прорывающих и метаморфизирующих вулканитов подтверждает, что возраст 2650 млн. лет соответствует времени внедрения гранитов и что в это время происходила гомогенизация U—Pb изотопной системы как в породах фундамента, так и в вулканитах зеленокаменного пояса. Для вулканических пород Суомуссалми также фиксируется катастрофическая потеря урана в современное время.

По-видимому, и для вулканитов Онвервахта возраст 3290 млн. лет отвечает не времени формирования пород, а времени их раннего метаморфизма (зеленосланцевая фация) при внедрении гранитов, завершающих

формирование пояса. В последние годы Sm—Nd изотопным методом для вулканитов серии Онвервахт получен возраст 3,5 млрд. лет [18], а для гранитов, прорывающих пояс, — порядка 3,3 млрд. лет [25].

Таким образом, для раннедокембрийских вулканических пород зеленокаменных поясов U—Pb изотопная система позволяет устанавливать возраст раннего метаморфизма пород пояса под воздействием гранитов, завершающих формирование пояса. В настоящее время для оценки возраста открытых U—Pb изотопных систем успешно применяются графические методы расчета [11].

Все эти выводы относятся лишь к слабо метаморфизованным вулканическим породам, степень метаморфизма которых не превышает амфиболитовой фации. Датирование по U—Pb изотопной системе пироксеновых кристаллосланцев гранулитовой фации метаморфизма (метавулканических пород) приводит, как правило, к получению ложных изохронных зависимостей вследствие преимущественного удаления из пород урана в ходе метаморфизма гранулитовой фации [21].

Изотопный свинцовый и уран-свинцовый возраст вулканических пород может быть определен не только по породе в целом, но часто более успешно по отдельным минеральным фазам с контрастным соотношением урана и свинца. Такими минералами в первую очередь являются галениты, генетически связанные с вулканическими породами, в которых отношение урана к свинцу приближается к нулю, и акцессорные минералы, в основном акцессорные цирконы, отношение  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  в которых составляет обычно несколько тысяч.

Галенитовая минерализация часто генетически связана с вулканическими породами древних зеленокаменных поясов. Известны многочисленные месторождения и рудопроявления в них — Биг Стабби, в зеленокаменном поясе Пилбара, Консофт и Розетта — в Свазиленде и другие. Возрастная интерпретация изотопных составов рудных свинцов — сложная самостоятельная проблема, не подлежащая детальному рассмотрению в данной статье. Для галенитов рассчитывают модельные возрасты, учитывая положение изотопного состава данных галенитов относительно модельной кривой эволюции изотопного состава рудных свинцов, рассчитанной по принятым в настоящее время данным: начальный возраст Земли (4,57 млрд. лет), изотопный состав свинца троиллита Каньон Дьябло  $\alpha = 9,307$ ,  $\beta = 10,294$  [34], константы распада урана и отношение  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  по [31], а также величину  $\mu$  ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ).

Однако, чтобы кривая эволюции свинца проходила через точки свинцов стратиформных месторождений известного возраста, принимаются дополнительные допущения об изменении величины  $\mu$  в истории Земли. Так, из наиболее принятых в настоящее время моделей эволюции изотопного состава рудных свинцов модель Стэсси и Крамерса [30] построена с учетом изменения величины  $\mu$  3,7 млрд. лет назад с 7,19 до 9,74. По модели Камминга и Ричардса [16], идет постоянное во времени нарастание величины  $\mu$ . Доу и Зартман [12] в своей модели наибольшее внимание уделяют процессам перемешивания различных резервуаров с различными параметрами  $\mu$  при формировании расплавов. Возрасты, рассчитанные по различным моделям для раннего докембрия, могут различаться на 100—150 млн. лет. В табл. 2 приведены изотопные составы свин-

Т а б л и ц а 2

Изотопные составы свинца древнейших рудопроявлений Мира и возраст, рассчитанный по модели [30]

Формация	Изотопные составы свинца, 204-1			Возраст, млн. лет	Источник
	206	207	208		
Исуа	11,151	13,137	31,179	3750	[14]
Пилбара	11,95	13,72	31,94	3500	[27]
Барбертон	12,461	14,077	32,285	3230	[29]
Родезия	13,795	14,876	33,490	2650	[29]
Суомуссалми	13,61	14,83	33,48	2650	[38]

ца галенитов древнейших месторождений и рудопроявлений, генетически связанных с вулканитами зеленокаменных поясов, и возрасты, рассчитанные по модели [27].

Несмотря на то, что возрасты грубо соответствуют возрастам, полученным для вулканитов зеленокаменных поясов другими изотопными методами, свинцово-изотопная информация имеет больше генетическое, а не возрастное значение. Она позволяет устанавливать источник свинца рудных месторождений и историю его эволюции.

Датирование вулканических пород успешно проводится по изотопной системе акцессорных цирконов. Это стало возможным сравнительно недавно, когда прецизионность изотопного анализа позволила проводить изучение U—Pb изотопной системы из микронавесок акцессорных цирконов. Содержание акцессорного циркона даже в породах дацитового состава редко достигает 1 г/т, а мелкие размеры зерен затрудняют его сепарацию.

Для датирования акцессорных цирконов вулканических пород по акцессорным цирконам необходимо быть уверенным, что они сингенетичны породе, и что U—Pb изотопная система в них соответствует времени кристаллизации породы, учитывая при этом возможность более позднего нарушения системы либо влияния на нее процессов контаминации.

Акцессорные цирконы вулканических пород обладают рядом минералогических и геохимических особенностей, позволяющих судить об их генезисе. Это, как правило, мелкие (< 0,075 мм) идиоморфные, прозрачные, слабоокрашенные зерна (рис. 4). Тонкая внутренняя зональность, характерная для цирконов вулканических пород, подтверждает их магматический генезис, а отсутствие реликтовых ядер ограничивает вероятность контаминации. Содержание урана в цирконах обычно низкое, однородное (0,01—0,03%), что существенно отличает их от цирконов гранитоидов. Это различие хорошо видно на рис. 5, где приведены содержания урана и отношение Th/U в цирконах из первично-коровых гранитов и древнейших вулканитов зеленокаменных поясов. Обычно в гранитах одновременно присутствуют акцессорные цирконы с резко различным содержанием урана (0,02—0,15%), отражающим, по-видимому, длительность кристаллизации циркона при изменении концентрации урана в расплаве.

Для цирконов вулканических пород характерна в целом более высокая величина Th/U отношения, выраженного на графике через величину

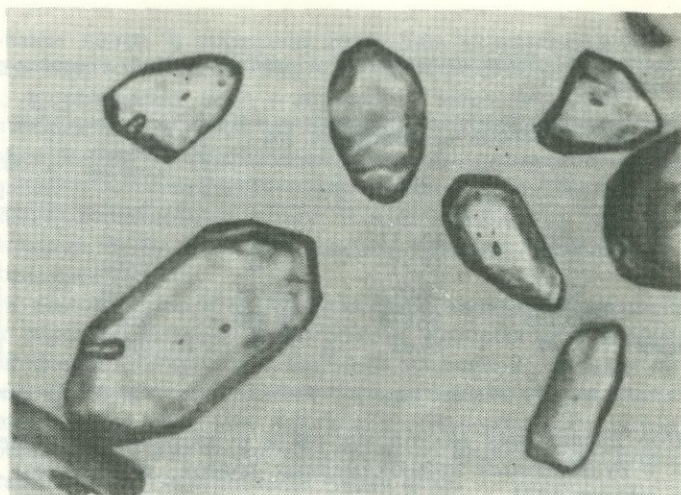


Рис. 4. Акцессорные цирконы в вулканитах Карпат

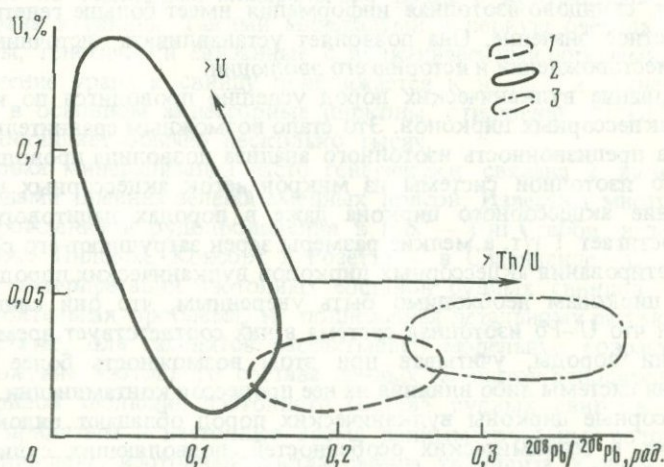


Рис. 5. Диаграмма  $U - ({}^{208}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})$  для акцессорных цирконов из древнейших пород Земли

I — первично-коровые граниты (Амитсок, Уйвак, Мортон, Омолон, Огот), II — вулканиты зеленокаменных поясов (Исуа, Пилбара, Коюка, Лопий), III — Ультра-метаморфические граниты

радиогенных свинцов ( ${}^{208}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ ). Постоянное содержание урана в цирконах из вулканических пород затрудняет построение внутренних изохрон для различных фракций минерала.

Одной из первых работ, показавших возможность изотопного датирования вулканических пород по  $U-Pb$  изотопной системе акцессорных цирконов, была работа Р. Пиджена [26]. Им были изучены акцессорные цирконы из метадацитов зеленокаменного пояса Варравуна блока Пилбара (Западная Австралия). Дацинты относятся к самым верхам разреза зеленокамен-

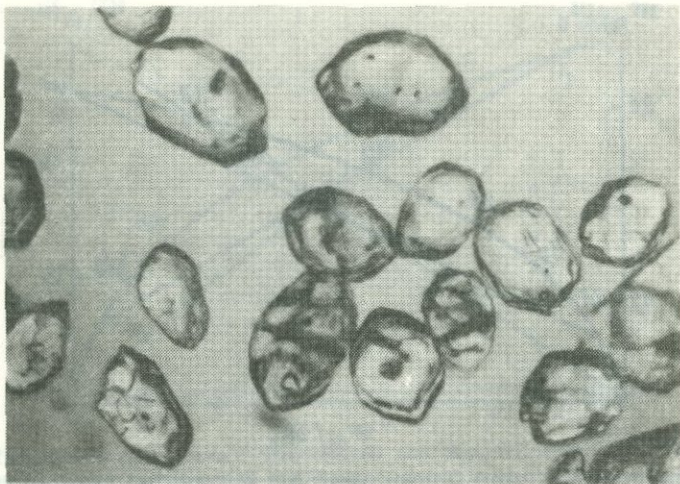


Рис. 6. Акцессорные цирконы в метаандезитах конкской свиты (Украинский щит)

ного пояса. Несмотря на нарушение  $Rb-Sr$  изотопной системы в породах, определяющей возраст в 2,3 млрд. лет,  $U-Pb$  изотопная система акцессорных цирконов с большой надежностью датировала время образования пород в  $3,452 \pm 16$  млрд. лет.

Недавно для низов разреза этого зеленокаменного пояса, включающего коматииты и базальты, получен  $Sm-Nd$  методом возраст 3,56 млрд. лет [19]. Учитывая, что по современным представлениям, кислые вулканиды зеленокаменных поясов образуются при вторичном плавлении базальтов, можно считать, что возраст 3,452 млрд. лет, полученный по акцессорным цирконам, соответствует времени кристаллизации дацитов. Возраст гранитов, прорывающих вулканиды зеленокаменного пояса, не превышает 3,3–3,4 млрд. лет.

Нами также было выполнено несколько работ по изотопному датированию вулканитов древнейших зеленокаменных поясов СССР с использованием в качестве геохронометра  $U-Pb$  изотопной системы акцессорных цирконов.

Одна из таких работ была выполнена для апокератофиров конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья Украинского щита [13]. Район Среднего Приднепровья представляет собой классическую область развития архейских пород гранит-зеленокаменной ассоциации, где среди обширных полей гранитов и мигматитов днепровского комплекса залегают вулканогенно-осадочные породы конкско-верховцевской серии, слагающие несколько прерывистых зеленокаменных поясов сложной конфигурации. В составе конкско-верховцевской серии выделяются четыре свиты: аульская, конкская, белозерская и тепловская. В конкской свите преобладают метаморфизованные в зеленосланцевой фации вулканиды от основного до кислого состава, представленные апопикритовыми актинолититами, метадиабазами и metabазальтами, метакератофитами, в меньшей степени — андезитами и кварцевыми порфирами. Осадочные породы играют подчиненную роль. Мощность конкской свиты около 4,5 км.

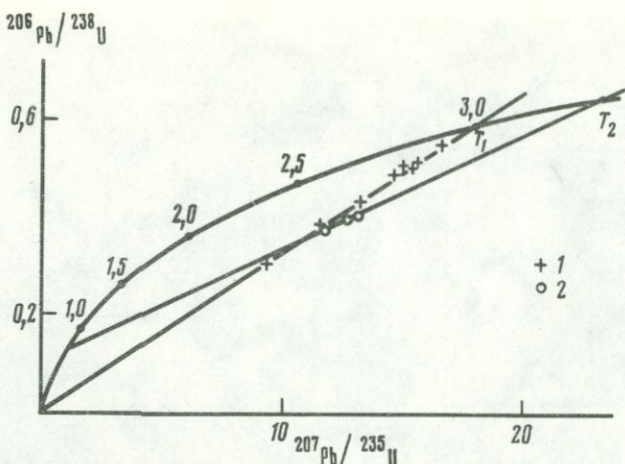


Рис. 7. Изохронная диаграмма с конкордией для акцессорных цирконов из пород Среднего Приднепровья [2]

1 — граниты Днепровского комплекса, 2 — метаандезиты конкской свиты;  $T_1 = 3000 \pm 20$  млн. лет,  $T_2 = 3250 \pm 120$  млн. лет

Нами изучалась U–Pb изотопная система трех проб метакератофиров верхов конкской свиты. Минералогическое изучение цирконов показало их высокую однородность. Циркон представлен мелкими ( $< 0,07$  мм) идиоморфными призматическими зернами, прозрачными с блестящими поверхностями, видимые внутренние ядра в них не обнаружены (рис. 6). Возраст, полученный для этих цирконов по верхнему пересечению дискордии, построенной по точкам цирконов с конкордией,  $3250 \pm 120$  млн. лет (рис. 7).

Важной геологической и геохронологической проблемой остается установление возрастных соотношений гранитов с вулканитами зеленокаменных поясов, искаженных в ходе более поздних тектонических и метаморфических преобразований пород. Возраст акцессорных цирконов из гранитов днепровского комплекса  $3000 \pm 20$  млн. лет [2]. Изохрона для них также приведена на рис. 7. Геохимическая характеристика акцессорных цирконов согласуется с представлением об анатектическом происхождении гранитов при плавлении вулканических пород конкско-верховцевской серии. Rb–Sr возраст вулканитов [1]  $2310$  млн. лет. Е.Н. Бартницкий [1] изучил Sm–Nd систему метакератофиров конкской серии и рассчитал модельные возрасты, варьирующие от 4,9 до 3,24 млрд. лет. Из всего приведенного геохронологического материала объективно следует, что именно U–Pb изотопная система акцессорных цирконов позволила определить время палеовулканизма в этом регионе.

Другим примером успешного датирования вулканитов раннедокембрийских зеленокаменных поясов может служить геохронологическое изучение дацитов Койкарской структуры в Центральной Карелии [3]. В пределах этого зеленокаменного пояса развита толща андезит-дацит-липаритового состава, которая относится к верхам разреза, лежит выше коматитит-базальтовой серии и отделена от нее полимиктовыми конгломератами. Ориен-

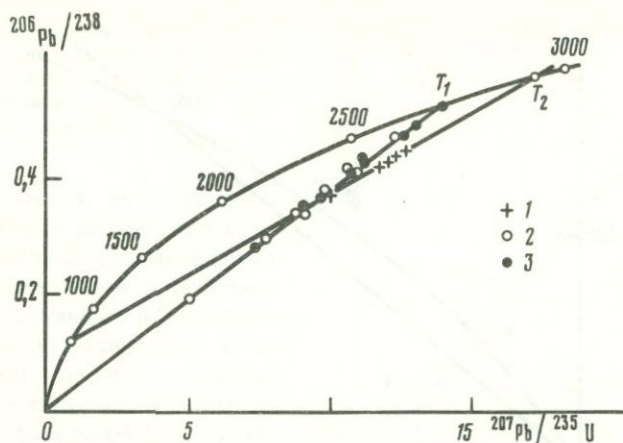


Рис. 8. Изохронная диаграмма с конкордией для пород Центральной Карелии [3]  
 1 — метадациты Койкарской структуры (лопий); 2 — граниты, прорывающие лопий; 3 — гранито-гнейсы фундамента;  $T_1 = 2740 \pm 50$  млн. лет,  $T_2 = 2935 \pm 20$  млн. лет

тировочная мощность толщи 1000–1200 м. Для нее характерно грубое переслаивание лапиллиевых, агломератовых и гравелитовых метатuffов дацитового состава. Породы интенсивно дислоцированы.

Акцессорные цирконы, выделенные из пробы дацита, представлены мелкими, призматическими, почти бесцветными, прозрачными зернами с тонкой внутренней зональностью, что указывает на их магматическое происхождение. По геохимической характеристике (низкому содержанию урана и высокому отношению Th/U) акцессорные цирконы дацитов типичны для вулканических пород.

Для U–Pb изотопных систем отдельных фракций циркона, разделенного по плотности и электромагнитной восприимчивости, построена дискордия, дающая верхнее пересечение с конкордией, соответствующая  $2935 \pm 20$  млн. лет (рис. 8). Полученный возраст определяет минимальную верхнюю границу времени формирования койкарского вулканического комплекса и согласуется с возрастом 2850 млн. лет, полученным для Семченской интрузии габбро-диоритов [9], прорывающей аналогичный койкарскому комплекс средних–кислых вулканитов. Таким образом, и в этом случае возраст процессов вулканизма успешно определен по U–Pb изотопной системе акцессорных цирконов вулканических пород.

U–Pb изотопная система акцессорных цирконов из вулканитов зеленокаменных поясов позволяет не только датировать эти образования, но и дает ценную информацию о длительности процессов вулканизма в пределах одного вулканического пояса. Классической работой в этом направлении явилось исследование Нана и Сарстана [24] длительности формирования зеленокаменного пояса Учи-Лейк в Канаде. Для акцессорных цирконов трех горизонтов кислых вулканитов, разделенных прослоями карбонатных пород (что указывает на наличие перерыва и внутренней стабилизации перед новой фазой вулканической деятельности), получены соответственно изохронные возрасты  $2959 \pm 3$ ,  $2800 \pm 12$  и  $2732 \pm 5$  млн. лет, от-

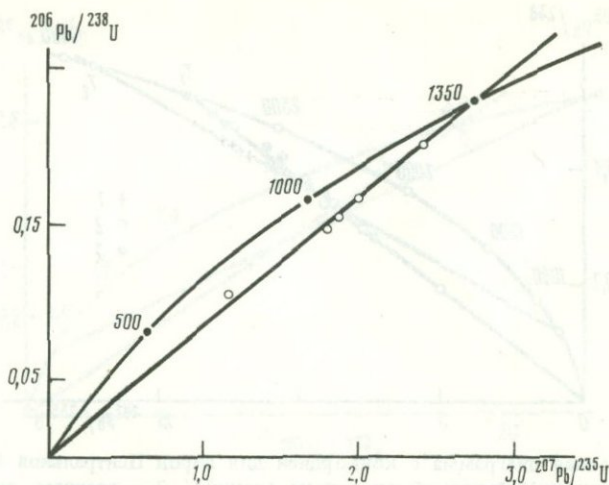


Рис. 9. Изохронная диаграмма с конкордией для акцессорных цирконов машакской свиты Урала [8]

$T = 1350 \pm 20$  млн. лет

вечающие длительности процессов вулканизма в пределах одного пояса в 220 млн. лет.

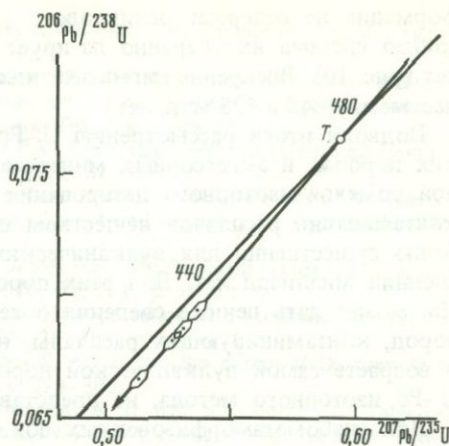
Аналогичные оценки длительности процессов вулканизма могут быть сделаны и по нашим данным для вулкаников зеленокаменных поясов Украинского и Балтийского щитов. Для обоих регионов разрыв во времени между возрастом вулкаников и прорывающих гранитов составляет около 200–250 млн. лет (см. рис. 7 и 8).

Так успешно решается проблема датирования древнейших вулканических пород зеленокаменных поясов. Очевидно, что с переходом к более молодым формациям возникает опасность присутствия в цирконах реликтового радиогенного свинца, поскольку все большую роль играет вещество уже сформированной коры, контаминация им даже глубинных магм.

Нами были датированы акцессорные цирконы из вулканических пород машакской свиты Урала [8], относимой к верхнепротерозойским образованиям. Цирконы представлены мелкими хорошо оформленными зернами, в них, однако, отмечалось большое количество включений инородных минералов, причем в пробах с большим количеством включений содержалось повышенное количество обыкновенного свинца. На изохронной диаграмме с конкордией (рис. 9) точки цирконов определяют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту  $1350 \pm 20$  млн. лет. Хорошая линейная корреляция точек, исключает вероятность присутствия в цирконах древней радиогенной компоненты и дает уверенность в правильной оценке возраста вулканизма.

Однако при датировании еще более молодых, фанерозойских образований изотопными исследованиями обычно выявляется присутствие в цирконах древнего радиогенного свинца. Существует предположение, что затравкой при росте новых зерен акцессорного циркона в контаминированных

Рис. 10. Изохронная диаграмма с конкордией для акцессорных цирконов из вулканитов группы Флер де Лис п-ва Бурлингтон (Канада) [23]  
 $T = 475 \pm 10$  млн. лет



магмах служили не полностью переплавленные реликтовые кристаллы цирконов. Сохранившаяся часть древнего радиогенного свинца, присутствующая в цирконах в переменных количествах и не обеспеченная ураном, — главная помеха надежного изотопного датирования фанерозойских вулканитов по акцессорному циркону.

На изохронных диаграммах с конкордией точки таких акцессорных цирконов должны располагаться правее конкордии достаточно хаотично, отражая как присутствие древнего радиогенного свинца, так и обычно отмечаемое в цирконах нарушение U—Pb изотопной системы в более позднее время.

Действительно, подобное расположение точек на изохронной диаграмме с конкордией наблюдали Хиггинс с соавторами [20] при датировании акцессорных цирконов из метавулканических пород Центральных Аппалачей. Возраст цирконов по изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  составил 640—400 млн. лет, что интерпретировалось некоторыми исследователями как длительность вулканической деятельности в данном регионе. На изохронной диаграмме с конкордией точки цирконов расположились хаотично правее конкордии, что отразило присутствие в цирконах древней радиогенной компоненты. Вулканические породы, по мнению авторов работы, возникли при частичном плавлении в основании докембрийской коры либо были вышпавлены в пределах коры, причем контаминантом, по-видимому, были гнейсы Балтимора. Непереплавленные до конца зародыши прежних зерен циркона, сохранившие часть древнего радиогенного свинца, могли служить центрами кристаллизации новых зерен циркона.

Подобное значительное завышение возраста по изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  отмечается многими исследователями для фанерозойских акцессорных цирконов. Отмечалось оно и нами [4] для акцессорных цирконов из вулканитов в фундаменте Карпат Мармарошского массива.

Однако если молодые, фанерозойские вулканические породы возникли в пределах древних офиолитовых поясов, на активных окраинах континентов, где отсутствовала докембрийская сиалическая кора, то акцессорные цирконы таких вулканитов не содержали древнего унаследованного радиогенного свинца. Они надежно датируют время вулканизма.

Примером подобного исследования может служить работа Дж. Маттинсона [23] по изотопному датированию акцессорных цирконов из вулканитов группы Флер де Лис полуострова Бурлингтон. Данная зона рассматривается как граница Северного континента в верхнем докембрий—раннем палеозое. Акцессорные цирконы из туфов и порфиритов данной

формации не содержат реликтового радиогенного свинца, и U—Pb изотопная система их уверенно датирует время вулканизма в  $475 \pm 10$  млн. лет (рис. 10). Внедрение магматических пород произошло несколько позднее, между 445 и 435 млн. лет.

Подводя итоги рассмотрению U—Pb изотопной системы в вулканических породах и акцессорных минералах из них, можно сказать, что главной помехой изотопного датирования являются возможные процессы контаминации расплавов веществом древней сиалической коры, что особенно существенно для вулканических пород, сформировавшихся в последний миллиард лет. Для этих пород изучение U—Pb изотопной системы может дать ценные сведения о генезисе пород, о составе и возрасте пород, контаминирующих расплавы, но сделать однозначное заключение о возрасте самой вулканической породы, базируясь только на данных U—Pb изотопного метода, не представляется возможным.

Для слабометаморфизованных докембрийских вулканических пород зеленокаменных поясов U—Pb изотопная система оказывается ценным геохронометром. Для пород в целом она, как правило, датирует время проявления раннего метаморфического изменения под воздействием гранитоидов, завершающих формирование зеленокаменного пояса. U—Pb изотопная система акцессорных цирконов позволяет оценить как время протекания процесса вулканизма, так и длительность этого процесса.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Бартницкий Е.Н., Елисеева Г.Д., Котловская Ф.И.* Рубидий-стронциевая и самарий-неодимовая системы в эффузивных породах конкско-верховцевской серии Украинского щита. — В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования: Тез. докл. Киев: Наукова думка, 1982, с. 33.
2. *Бибилова Е.В., Кирилова Т.И., Грачева Т.В.* Изотопный возраст древнейших гранитоидов Приднепровья. — Геохимия, 1983, № 4.
3. *Бибилова Е.В., Крылов И.Н.* Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии. — ДАН СССР, 1983, 268, № 5, с. 1231—1234.
4. *Бойко А.К., Бибилова Е.В., Грачева Т.В.* Возраст кислых вулканических пород в фундаменте внутренних восточных Карпат. — Геологич. ж., 1980, № 5, с. 108—111.
5. *Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
6. *Ганн Б.М.* Петрохимическое сопоставление современной и архейской океанической коры и островных дуг. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 391—406.
7. *Конди К.К.* Модели распределения малых элементов и происхождение архейских вулканических пород. — Там же, с. 421—427.
8. *Краснобаев А.А., Бибилова Е.В., Степанов А.И.* и др. Возраст эффузивов мажакской свиты и проблема радиологической границы нижней—средний рифей. — См. настоящий сборник.
9. *Кратц К.О., Любач-Жученко С.Б., Горюхов И.М.* и др. Проблемы датирования и корреляции эпох вулканизма и осадконакопления восточной части Балтийского щита. — В кн.: Проблемы изотопн. датиров. процессов вулканизма и осадкообразов.: Тез. докл. Киев: Наукова думка, 1982, с. 19—20.
10. *Мурбат С.* Граничные условия эволюции архейской коры по изотопным данным. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 356—366.
11. *Неймарк Л.А., Левченко О.А.* Об одном методе расчета возраста открытых U—Pb изотопных систем. — Геохимия, 1979, № 5, с. 686—692.
12. *Стейси Дж.С., Доу Б.Р., Сильвер Л.Т., Зартман Р.Е.* Плюмботектоника ПА. До-

кембрийские колчеданные месторождения. — В кн.: Геохронология и проблемы рудобразования. М.: Наука, 1977, с. 93—106.

13. Шербак Н.П., Бибикова Е.В., Жуков Г.В., Макаров В.А. Изотопное датирование палеовулканитов конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья. — В кн.: Изотопная геохронология докембрия: Тез. докл. Уфа, 1980.

14. Appel P.W.V., Moorbath S., Taylor P.N. Least radiogenic terrestrial lead from Isua, West Greenland. — Nature, 1978, 272, N 5653, p. 524—526.

15. Barreiro B. Lead isotope data from Late Cenozoic volcanic rocks of the Andes. — In: Fifth Intern. conf. on geochronol., cosmochronol. and isotope geol. Abstr. Nikko, 1982, p. 16—17.

16. Brooks C., Hart S.R., Hoffman A., James D.E. Rb—Sr mantle isochrons from ocean regions. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, 32, N 1, p. 51—70.

17. Cumming G.L., Richards J.R. Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, 28, N 2, p. 155—171.

18. Hamilton P.J., Evensen N.M., O'Nions R. et al. Nd—Sm dating of Onverwacht volcanics South Africa. — Nature, 1979, 279, p. 298—300.

19. Hamilton P.J., Evensen N.M., O'Nions R.K. et al. Sm—Nd dating of Talga-Talga subgroup, Warrawoona group, Pilbara block, Western Australia. — In: Second Archean symp. Extend. abstr. Perth, 1980, 185 p.

20. Higgins M.W., Sinha A.K., Zartman R.E., Kirk W.S. U—Pb zircon dates from the central Appalachian Piedmont: A possible case of inherited radiogenic lead. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, 88, p. 125—132.

21. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Interpretation of Nd, Sr, Pb isotope data from Archean migmatites on Lofoten-Vesteralen, Norway. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, 41, N 3, p. 245—253.

22. Leemann W. Partition of Pb between volcanic glass and coexisting sanidin and plagioclase feldspars. — Geochim. et cosmochim. acta, 1979, 43, N 1, p. 171—175.

23. Mattinson J.M. U—Pb ages of some crystalline rocks from the Burlington Peninsula, Newfoundland and implication for the age of Fleur de Lys metamorphism. — Canad. J. Earth Sci., 1977, 14, N 12, p. 2316—2324.

24. Nunes P.D., Thursten P.C. Evolution of a single greenstone belt over 220 m.y. — a zircon study of the Uchi-lake area North-Western Ontario. — Geol. Surv. Open File Rep., 1978, N 701, p. 315—316.

25. Oosthuyzen E.J. The geochronology of a suite of rocks from the granite terraine surrounding the Barberton Mountain Land — 1970: Ph. D. Thesis / Univ. Witwatersrand. Johannesburg, 1970. 94 p.

26. Pidgeon R.T. 3450 m.y. old volcanics in the Archean Layerd greenstone succession of the Pilbara block, Western Australia. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, 37, N 3, p. 421—428.

27. Sangster D.F., Brooks W.A. Primitive lead in an Australian Zn—Pb—Ba deposit. — Nature, 1977, 270, N 5636, p. 423.

28. Seitz M.G. Uranium and thorium partitioning in diopside-melt and whitlockite-melt systems. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1973, 72, p. 581—590.

29. Sinha A.K. U—Th—Pb systematics and the age of the Onverwacht series, South Africa. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, 16, N 2, p. 219—228.

30. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, 26, N 2, p. 207—221.

31. Steiger R.H., Yeger E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, 36, N 3, p. 359—362.

32. Tatsumoto M. Lead isotopes in volcanic rocks and possible ocean-floor thrusting beneath island arcs. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, 6, N 3, p. 369—376.

33. Tatsumoto M., Snavely P.D. Isotopic composition of lead in rocks of Coast Range, Oregon and Washington. — J. Geophys. Res., 1969, 74, N 4, p. 1087—1095.

34. Tatsumoto M., Knight R.J., Allegre C.J. Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead 207 to lead 206. — Science, 1973, 180, p. 1279—1283.

35. Tatsumoto M. Isotopic composition of lead in ocean basalt and its implication to mantle evolution. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, 38, N 1, p. 63—87.

36. Ulrich T.J., Burger A.Y., Nicolaysen L.O. Least radiogenic terrestrial leads. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, 2, N 3, p. 179–184.

37. Unruh D., Tatsumoto M. Lead isotopic composition and U, Th and Pb concentrations in sediments and basalts from the Nazca plate. — Init. Rep. DSDP, 1976, 34, p. 341–347.

38. Vidal Ph., Blais S., Jahn B.M., Capdevila R. U–Pb and Rb–Sr systematics of the Suomussalmi Archean greenstone belt (Eastern Finland). — Geochim. et cosmochim. acta, 1980, 44, N 12, p. 2033–2044.

УДК 550.93

И.М. Горохов

## Rb–Sr СИСТЕМЫ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ

При датировании пород любого генезиса Rb–Sr методом исследователь должен учитывать ряд факторов общего характера, оказывающих влияние на формирование и трансформацию Rb–Sr систем в породах и слагающих их минералах. В число этих факторов входят состав исходного материала, из которого образуется порода, взаимодействие этого материала с окружающей средой на стадии, предшествующей становлению породы, и геохимическая история породы после ее образования.

Для вулканогенных пород исходным материалом является магматический расплав, образованный из вещества верхней мантии или земной коры. Поскольку применение изохронной модели требует гомогенности первичного изотопного состава Sr в сериях образцов, взятых из одного и того же или из разных лавовых потоков, возможность датирования вулканитов зависит прежде всего от однородности отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в расплаве. Любые отношения Rb/Sr в источнике, будь то верхняя мантия или кора, со временем будут приводить к различию изотопного состава Sr в разных его участках. Последующее плавление материала источника без перемещения вело бы к излиянию магматических расплавов с неодинаковыми отношениями Rb/Sr и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Далее, на пути к поверхности изотопный состав Sr в расплаве может изменяться при взаимодействии последнего со стенками магматических каналов и камер, сложенных породами с более высокими отношениями Rb/Sr и содержащими некоторое количество  $^{87}\text{Sr}_p$  (радиогенного Sr). Валовая или селективная контаминация магмы таким материалом вызовет локальное обогащение отдельных ее порций радиогенным  $^{87}\text{Sr}$  и, возможно, Rb, что также приведет к неоднородности отношений Rb/Sr и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в продуктах магматической кристаллизации.

Наконец, после своего формирования породы и их Rb–Sr системы могут в той или иной степени подвергаться преобразованиям, зависящим от термального и флюидного режима их существования. Океанические вулканиты могут реагировать во время и вскоре после своего излияния с морской водой. Кроме того, все вулканогенные породы более или менее легко подвергаются низкотемпературным метасоматическим изменениям, приводящим к преобразованию их Rb–Sr систем.

## Rb—Sr систематика докристаллизационной истории вулканогенных пород

Так как всякий источник магматического расплава имеет свою предысторию, однородности изотопного состава Sr в серии образцов вулканогенных пород можно ожидать только в двух случаях: если источник гомогенен по Rb/Sr отношению и если после образования расплава из любого, в том числе гетерогенного источника, в нем до излияния на поверхность происходит уравнивание изотопного состава Sr.

В общем случае, когда источник (верхняя мантия или кора) гетероген и полного уравнивания из-за быстрого поднятия магмы к поверхности не происходит, на эволюционных диаграммах в координатах  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  может наблюдаться корреляция отношений Rb/Sr и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в нулевой момент времени. Таким образом, точки образцов вулканогенных пород в момент кристаллизации вместо того, чтобы образовывать на эволюционной диаграмме горизонтальную прямую, параллельную оси абсцисс, будут лежать на линии с "первичным наклоном" [58], которая является отражением докристаллизационной истории пород. Дальнейшая эволюция таких Rb—Sr систем приведет к псевдохронным зависимостям, показывающим завышенный возраст по отношению к моменту излияния.

Псевдохроны с первичным наклоном для индивидуальных групп вулканических пород, по-видимому, представляют собой довольно обычно явление и свойственны вулканитам самого различного состава и происхождения: континентальным и океаническим толеитовым и щелочным базальтам [10, 18, 20, 60, 61], андезитам [33, 57], дацитам [57] и работе риолитам [11]. В табл. 1, в большей своей части заимствованной из работы [73], приведены параметры некоторых псевдохрон для континентальных вулкаников. Графические примеры показаны на рис. 1. Для наглядности по оси ординат откладывались не измеренные значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , как это обычно практикуется в Rb—Sr геохронологии, а первичные отношения, вычис-

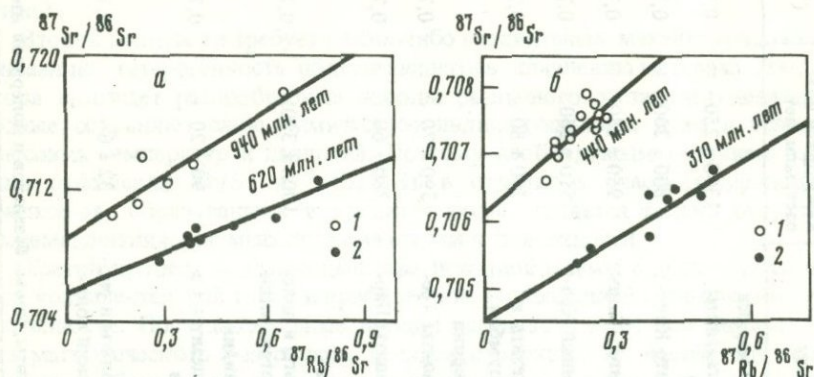


Рис. 1. Rb—Sr псевдохроны для континентальных вулкаников

По оси ординат первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , а также возраста, оцененного независимым методом

а — плиоцен-голоценовые базальты района р. Снайк, штат Айдахо, США [61]; 1 — базальты Кинг Хилла; 2 — базальты Лунного Кратера; б — кайнозойские андезиты и дациты, Перу [57]; 1 — вулканики Арекипа, 2 — вулканики Барросо

Т а б л и ц а 1. Псевдохронные зависимости для континентальных вулканитов

Породы	Кажущийся возраст, млн. лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Число образцов	Лаборатория	Ссылка
<b>Северная Америка</b>					
Базальтовые гавайиты, Гранд Каньон	1300 ± 250	0,7023 ± 0,0003	17	Орегонский Университет, Юджин, США	[60]
Базальты, Плато Колорадо	800 ± 200	0,7032 ± 0,0003	9	То же	[59]
Базальты, Кратер Кинг-Хилл	950 ± 280	0,7092 ± 0,0001	6	Орегонский Университет, Юджин, США, и Техасский Университет, Даллас, США	[61]
Базальты, Лунный Кратер	510 ± 260	0,7066 ± 0,0001	4	То же	[61]
Базальты, андезиты и дациты, р. Колумбия	270 ± 80	0,7032 ± 0,0004	6	Геологическая служба США, Денвер, США	[50]
<b>Южная Америка</b>					
Андезиты и дациты Арекипа, Перу	390 ± 70	0,7062 ± 0,0002	16	Отдел земного магнетизма, Институт Карнеги, Вашингтон, США	[57]
Андезиты и дациты Баросо, Перу	280 ± 60	0,7046 ± 0,0003	8	То же	[57]
<b>Антарктида</b>					
Юрские базальты и долериты, плато Вегенерисен	1000 ± 310	0,7040 ± 0,0008	11	Университет Огайо, Колумбус, США	[38]
<b>Новая Зеландия</b>					
Базальты и андезиты, Северный остров	90 ± 20	0,7046 ± 0,0002	20	Австралийский Национальный Университет, Канберра, Австралия	[33]
<b>Азия</b>					
Щелочные базальты и риолиты, Аравийский полуостров	32 ± 6	0,7035 ± 0,0001	14	Оксфордский Университет, Оксфорд, Англия	[21]

Все вулканиты, кроме базальтов и долеритов Антарктиды, имеют третичный или более молодой геологический возраст.

ленные на основании измеренных отношений  $Rb/Sr$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , а также возраста пород, определенного независимым геохронологическим, стратиграфическим или палеонтологическим методом. Таким образом, значения, приведенные на рис. 1, характеризуют "избыточный возраст" вулканитов во время их кристаллизации. Разброс точек относительно аппроксимирующих прямых линий здесь, как и в других случаях псевдохронных зависимостей (табл. 1), превышает экспериментальные ошибки.

Разнообразные причины появления псевдохронных зависимостей могут быть рассмотрены в рамках следующих основных процессов [11]: полное или частичное плавление гетерогенной мантии, полное или частичное плавление гетерогенной коры, контаминация мантийной магмы коровым материалом в ходе ее подъема на поверхность.

Первый процесс предполагает унаследование вулканитами отношений  $Rb/Sr$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  из мантийных источников континентальной литосферы. Причиной вариаций изотопного состава  $Sr$  в этом случае является длительное существование в мантии под континентами различных отношений  $Rb/Sr$ , которая, конечно, должна подразумевать вариации содержаний и других несовместимых элементов. Химическая гетерогенность вытекает из ограниченного диффузионного переноса катионов даже в частично расплавленной мантии. Например, масштаб миграции  $Sr$  в этих условиях оценивается десятками метров за 1 млн. лет и первыми километрами за 1 млрд. лет [53]. Поэтому гетерогенность мантии может выражаться в чередовании участков значительного размера, относительно обедненных и обогащенных литофильными элементами. Происхождение обогащенного материала весьма гипотетично. Он мог бы, например, сохраняться в верхней мантии в виде отдельных участков или подошвы литосферы либо накапливаться в результате всплытия каплевидных фрагментов нижней мантии [19, 87]. Альтернативная возможность [83] заключается в обогащении определенных участков литосферы литофильными элементами и радиогенным  $^{87}Sr$  вследствие ассимиляции в зонах субдукции океанической коры, прореагировавшей с морской водой (см. ниже).

Второй процесс не требует каких-либо специальных механизмов, обеспечивающих гетерогенность подвергающегося плавлению материала, так как кора включает разнообразные породы различного состава и генезиса, которые сохраняют свою химическую индивидуальность даже в условиях высоких температур и давлений. Поэтому необходимым условием вариации отношений  $Rb/Sr$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в отдельных участках излившихся расплавов, образованных в пределах коры, является только отсутствие перемешивания в момент подъема магмы к поверхности.

Третий процесс — взаимодействие исходной магмы с древними породами континентальной коры и приобретение ею изотопной и химической гетерогенности. Последовательные порции расплава извергались бы при этом из магматического резервуара, начиная с верхних его частей, где магма, вероятно, более подвержена контаминации по сравнению с нижними участками, из которых она удаляется позднее. Вариантом этой картины может быть прерывистая деятельность магматического очага с контаминацией расплава вследствие реакции с породами, слагающими стенки каналов и вулканического жерла.

Вопрос о том, в какой степени и при каких обстоятельствах происходит такое смешивание магм с веществом боковых пород, недостаточно ясен. На больших глубинах в пределах верхней мантии скорость вертикального перемещения базальтовых и андезитовых магм высока, и ассимиляция боковых пород в этом случае не должна быть значительной. Однако по мере подъема магмы на уровень коры скорость, по-видимому, заметно снижается в результате уменьшения силы гидростатического выталкивания. Потерявшая скорость магма может оказаться в длительном контакте с окружающими породами, и последние будут нагреваться до температур, при которых возможно их полное или частичное плавление. Этот нагрев будет особенно значительным в верхних частях промежуточных магматических камер.

Концентрация Sr и отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в смеси двух компонентов контролируются уравнениями [15, 37]:

$$\text{Sr}_M = f \text{Sr}_B + (1 - f) \text{Sr}_S, \quad (1)$$

$$\begin{aligned} (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_M &= f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_B \text{Sr}_B/\text{Sr}_M + \\ &+ (1 - f) (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_S \text{Sr}_S/\text{Sr}_M, \end{aligned} \quad (2)$$

где подстрочные индексы относятся к концентрациям и изотопному отношению Sr в базальтовом (B) и сиалическом (S) компонентах и результирующей смеси (M). Коэффициент  $f$  представляет собой весовую или объемную долю базальтового компонента, содержащуюся в любой данной смеси. Уравнения (1) и (2) могут быть объединены путем решения их относительно  $f$ :

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_M = a/\text{Sr}_M + b, \quad (3)$$

где

$$a = \text{Sr}_B \text{Sr}_S [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_S - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_B] / (\text{Sr}_B - \text{Sr}_S),$$

$$b = [\text{Sr}_B (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_B - \text{Sr}_S (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_S] / (\text{Sr}_B - \text{Sr}_S).$$

Уравнение (3) представляет собой гиперболу в координатах  $\text{Sr}_M - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_M$ . В координатах  $1/\text{Sr}_M - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_M$  оно дает прямую линию с наклоном  $a$  и пересечением с ординатой  $b$ . Действенность уравнения (3) основана на предположении, что концентрация Sr в контаминированной базальтовой магме не изменялась в результате фракционной кристаллизации после смешивания и образование вторичных минералов или химическое выветривание лавовых потоков не нарушало изотопную систематику Sr. Пример смешанной системы приведен на рис. 2, где показаны результаты для базальта Киркпатрик, Антарктида [37]. Небольшой разброс точек относительно аппроксимирующих линий свидетельствует о выполнении условий модели смешивания.

Помимо корреляционных зависимостей в указанных системах координат характерными признаками смешанных систем являются связи между отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и содержаниями главных окислов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ ) в образцах вулканитов [37], а также между этим отношением и содержаниями некоторых второстепенных элементов, например, Zr и Nb [10]. Иногда наблюдается корреляция между

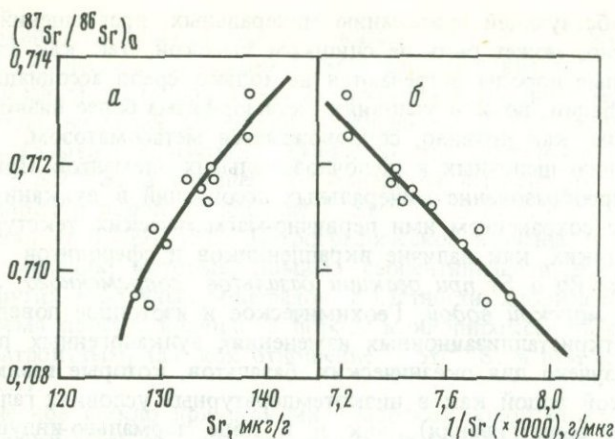


Рис. 2. Связь первичных отложений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и содержания Sr в базальтовых потоках г. Киркпатрик, Антарктида [37]

*a* — гиперболическая зависимость, *б* — прямолинейная зависимость

концентрациями Rb и Sr [33, 57]. Однако большинство этих соотношений может возникнуть и при различных видах частичного плавления или смешивания материала гетерогенной мантии, и поэтому их нельзя использовать в качестве критерия, позволяющего отличать коровую контаминацию от других процессов, которые приводят к появлению псевдохронных зависимостей. С другой стороны, отсутствие корреляций, характеризующих систематику смешивания, еще не дает оснований для утверждения, что псевдохрона — результат мантийного процесса. Если образцы взяты на значительном расстоянии друг от друга и представляют разные вулканические провинции, то вариации содержаний Rb и Sr и отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  как в первичных магмах, так и в контаминирующих материалах ограничивают возможность появления соотношений, характерных для смешанных систем. Кроме того, комбинированный эффект ассимиляции вмещающей породы и фракционной кристаллизации магматического расплава может ослаблять и даже уничтожать коррелятивные связи на элементном уровне, лишь незначительно влияя на параметры псевдохронных зависимостей [29, 94]. К аналогичному результату приводит селективная контаминация магмы радиогенным  $^{87}\text{Sr}$ , сопровождаемая фракционной кристаллизацией [17].

#### Rb—Sr систематика посткристаллизационной истории вулканогенных пород

В зоне гипергенеза все магматические породы метастабильны. Особенно это относится к вулканитам, сложенным мелкозернистыми высокотемпературными минералами. В поверхностных и близповерхностных условиях минералогические преобразования вулканогенных пород могут быть только регрессивными и зависят от двух факторов: доступа поровых флюидов, включающих  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ , для образования низкотемпературных минералов — хлорита, эпидота, серицита и карбонатов и темпера-

туры, способствующей протеканию минеральных превращений. Последняя, вероятно, может быть не слишком высокой, так как измененные вулканогенные породы встречаются не только среди ассоциаций зеленосланцевой фаши, но и в условиях метаморфизма более низкой ступени. Метаморфизм, как правило, сопровождается метасоматозом, включающим миграцию щелочных и щелочноземельных элементов. При этом значительное преобразование минеральных ассоциаций в вулканитах может проходить с сохранением ими первично-магматических текстурных особенностей, таких, как наличие вкрапленников и сферолитов.

*Поведение Rb и Sr при реакции базальтов современного океанического дна с морской водой.* Геохимическое и изотопное поведение Rb и Sr при посткристаллизационных изменениях вулканогенных пород лучше всего изучено для океанических базальтов, которые взаимодействуют с морской водой как в низкотемпературных условиях гальмиролиза (подводного выветривания), так и в ходе термально-индуцированной конвективной циркуляции воды через океаническую кору. Глубина проникновения термальных растворов при такой циркуляции, возможно, составляет более 2 км от поверхности морского дна [84]. Вода поступает в толщу пород океанического дна по разломам и трещинам, а также по зонам, сложенным галькой и брекчиями, тогда как проницаемость массивных базальтов достаточно мала. Уплотнение коры приводит к закрытию путей движения растворов и прекращению циркуляции, общая продолжительность которой может, по различным оценкам, колебаться от 3 до 80 млн. лет [86]. Степень измененности пород зависит от состава и температуры циркулирующих растворов и отношения раствор/порода. Последнее во многом определяется геологическим положением пород (близостью к поверхности океанического дна или к проницаемой зоне) [63] и длительностью их активного взаимодействия с растворами.

Взаимодействие базальтов с нагретой морской водой включает три основные стадии: возникновение вторичных продуктов с участием вещества преобразованных базальтов, образование карбонатов за счет материала, растворенного в морской воде, и уплотнение океанической коры [86]. На первой стадии, соответствующей гальмиролизу, происходит проникновение морской воды в поры, вакуоли и трещины пород, разрушение вулканического стекла с образованием палагонита, изменение первичных минералов — плагиоклаза, оливина, пироксенов и возникновение новообразованных минералов — смектитов, хлоритов, цеолитов, серпентина и окислов железа. На второй стадии в порах и вакуолях отлагаются карбонаты. В условиях гидротермальной циркуляции вторичные минералы могут образовывать жилы, выполняющие трещины, по которым происходит движение растворов [48, 81]. На третьей стадии, вероятно, происходит лишь дегидратация океанической коры без каких-либо химических изменений. Согласно данным, полученным в Атлантике [81, 86], длительность первой стадии не превышает 3 млн. лет, тогда как вторая стадия может охватывать интервал до 10 млн. лет. Третья стадия весьма продолжительна и может длиться многие десятки миллионов лет.

Rb—Sr систематика измененных вулканитов является следствием минералогических превращений. Изучение толеитовых базальтов Тихого океана

в районе архипелага Новые Гебриды показало [16], что серпентинизация приводит к увеличению отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в оливине от 0,7031 (неизмененный базальт) до 0,7055 (базальт, прореагировавший с морской водой). Сходную, но менее выраженную тенденцию (0,7042 в измененном базальте) показывает плагиоклаз. Очевидно, что увеличение изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в измененных минералах вызвано их взаимодействием с морской водой, отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в которой в настоящее время составляет 0,7091 [51]. Петрографическое изучение показало отчетливые изменения, которые, помимо серпентинизации, проявились в развитии других вторичных минералов, в частности, хлорита и кальцита. В то же время присутствующий в породе клинопироксен, по-видимому, остался незатронутым, так как отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в нем сохранилось равным 0,7031.

Вулканическое стекло при реакции с морской водой может претерпевать по меньшей мере два вида изменений [85]: ионный обмен, который затрагивает только поверхность стекла, и разрушение с образованием палагонита. Эти процессы имеют различные химические тенденции. В ходе обмена отношение  $\text{K}/\text{Rb}$  в измененном стекле увеличивается с ростом содержания  $\text{K}$  (рис. 3). Это увеличение, однако, меньше, чем наблюдалось бы при простом добавлении материала, растворенного в морской воде, к веществу стекла. Теоретическая линия смешивания показана на рис. 3 пунктиром. Таким образом,  $\text{Rb}$  при обмене с морской водой обогащается в стекле, хотя и в меньшей степени, чем  $\text{K}$ . Общая тенденция к обогащению для редких щелочных металлов увеличивается с уменьшением ионного радиуса ( $\text{K} > \text{Rb} > \text{Cs}$ ) и противоположна наблюдаемой при адсорбции на глинистых минералах [45], что позволяет предполагать диффузионный механизм ионного обмена стекла с морской водой.

Палагониты (гидратированные гели, возникающие при изменении сидеромеланового стекла) также показывают систематическое изменение  $\text{K}/\text{Rb}$  отношения в зависимости от содержания  $\text{K}$  (см. рис. 3). Однако в отличие от стекол в палагонитах, взятых на большей глубине по разрезу скважины, наблюдается увеличение  $\text{K}/\text{Rb}$  отношения. Это может быть связано либо с уменьшением доступа растворов к породе, либо с изменением их состава и температуры.

Содержание  $\text{Sr}$  в измененных базальтовых стеклах практически не меняется [85]. В то же время отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  растет с увеличением степени гальмиролиза и в стеклах, и в палагонитах.

Подобно палагонитам, большинство вторичных минералов в той или иной степени использует при своем образовании материал исходных вулканогенных пород. Наиболее важную новообразованную фазу представляют смектиты. В этих минералах щелочные металлы и  $\text{Sr}$  могут находиться в разных местах кристаллической структуры.  $\text{Sr}$  легко попадает в октаэдрические положения, но может в виде гидратированного иона находиться и в межслоевых положениях. Это связано с высокой энергией гидратации иона  $\text{Sr}^{2+}$ , который в результате способствует сохранению гидратированных межслоевых промежутков и возможности ионного обмена. В то же время ионы  $\text{K}^+$  и  $\text{Rb}^+$  с низкими энергиями гидратации сорбируются только в межслоевых положениях, где они вызывают дегидратацию и последующее сжатие, фиксирующее их в структуре.

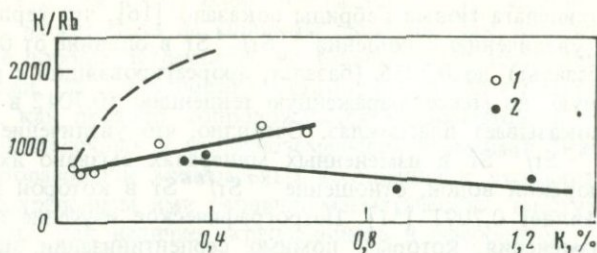


Рис. 3. Зависимость K/Rb отношения от концентрации K в процессе взаимодействия вулканического стекла с морской водой. Проект глубоководного бурения, скважина 418 [85]

1 — базальтовое стекло, 2 — палагонит; пунктир — теоретическая линия смешивания неизмененного базальтового стекла с морской водой

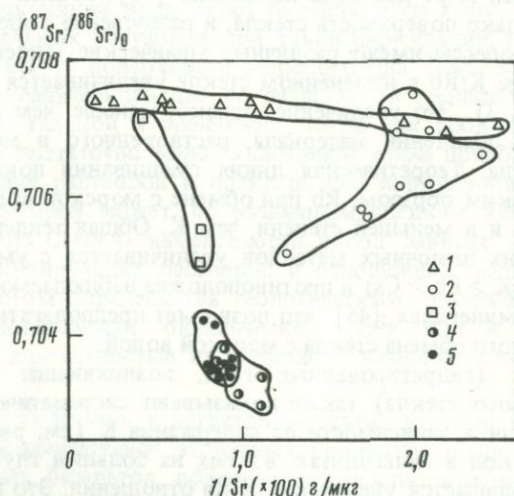


Рис. 4. Связь первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и содержания Sr в базальтах и продуктах их взаимодействия с морской водой. Проект глубоководного бурения, скважина 418 [49, 81, 85]

1 — кальциты, 2 — смектиты, 3 — палагониты, 4 — базальтовые стекла, 5 — неизмененные базальты

В связи с тем, что энергия гидратации иона  $\text{Rb}^+$  (74 ккал/моль) ниже, чем иона  $\text{K}^+$  (79 ккал/моль), новообразованные смектиты обогащаются Rb относительно K по сравнению как с морской водой, так и с материалом базальтов [86]. Первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в смектитах находятся в промежутке между соответствующими значениями в неизмененных базальтах и морской воде [24, 49, 52, 81]. Отсюда следует, что смектиты в процессе образования наследуют некоторое количество Sr из базальтового материала, возможно претерпевшего к этому времени частичную палагонитизацию [49]. Действительно, на диаграмме смешивания (рис. 4) точки смектитов образуют вытянутое поле, конечным членом которого могла быть смесь валового базальта или базальтового стекла с палагонитом.

Корреляция между содержанием Rb или отношением K/Rb и отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в смектитах отсутствует [86]. Это подчеркивает различное кристаллохимическое поведение щелочных металлов и Sr, так как в принципе можно было бы ожидать, что большой объем воды, требуемый для привноса достаточного количества щелочных металлов, приведет также к соответствующему повышению отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Цеолиты, подобно смектитам, образуются на стадии гальмиролиза. Они наследуют Sr базальтового материала с низким отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и также способны адсорбировать Sr морской воды [25, 52].

Жильные кальциты, возникшие на поздней стадии гидротермального изменения базальтов, содержат Sr с отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , идентичным отношению в океанической воде соответствующего возраста (см. рис. 4) [48, 49, 81]. Таким образом, базальтовый компонент не участвует в формировании их Rb—Sr систем, хотя возможно, что он служит основным источником Ca, освобождающегося при образовании хлоритов [86]. В кальцитах же, образующих сростки со смектитами, отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  несколько ниже, что указывает либо на ограниченный обмен растворов с материалом базальтов, либо на обмен Sr с ассоциированными смектитами [81].

Минералогические изменения базальтов, естественно, влекут за собой изменения их валового химического состава. Несомненным фактом является рост содержания воды по мере повышения степени гальмиролиза. Концентрации K, Fe и Ti также увеличиваются, тогда как концентрации Ca, Mg и  $\text{SiO}_2$  падают. Ион  $\text{Fe}^{3+}$  замещает  $\text{Fe}^{2+}$  [1, 44, 46].

Rb—Sr систематика преобразованных базальтов отражает различные варианты смешивания "свежих" пород, палагонитов, измененного вулканического стекла и вторичных минералов. В краевых частях базальтовых фрагментов установлено увеличение содержания Rb по сравнению со свежей породой в 5 раз, а содержания K — только в 2 раза [45]. Эта тенденция согласуется с поведением упомянутых элементов в процессе образования палагонитов (см. рис. 3). Напротив, концентрация Sr в валовых пробах базальтов мало зависит от степени их изменения [28, 45, 77, 85] и обычно близка к таковой для "свежих" базальтов срединно-океанических хребтов (MORB).

Аналогичные результаты получены и в экспериментах по гидротермальной обработке базальтов морской водой и искусственными хлоридными растворами, содержащими Na, K и Ca [69]. Колебания содержания Sr определяются совокупностью минеральных преобразований, возможно, зависящих от эффективного соотношения вода/порода [67]. При высоких значениях этого параметра Sr, по-видимому, выщелачивается из силикатной фракции базальтов, а при относительно низких значениях образуются Ca-содержащие вторичные силикаты, такие, как эпидот, аккумулирующие значительные количества Sr [55, 66] (рис. 5).

Отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в измененных базальтах повышаются [46, 47], причем повышение может быть коррелировано с увеличением содержания  $\text{H}_2\text{O}$  [28, 82], во всяком случае для содержаний, больших 1% (рис. 6, а). Поскольку концентрация Sr в базальтах при этом практически не меняется, речь, очевидно, идет об его изотопном обмене с морской водой. Логично предположить, что положительная корреляция отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и содержания  $\text{H}_2\text{O}$  вызвана появлением в измененном базальте

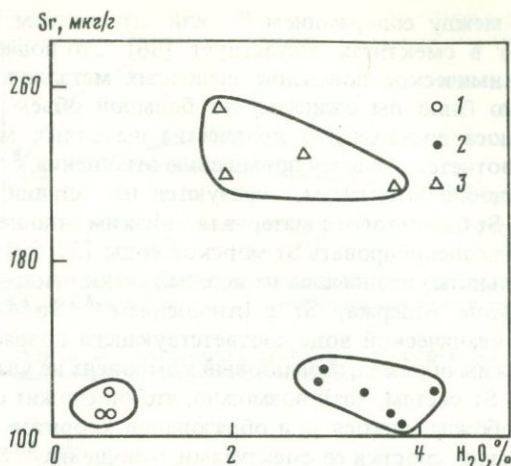


Рис. 5. Связь концентрации Sr с содержанием  $H_2O$  в неизмененных базальтах Срединно-Атлантического хребта [55], показывающая обогащение Sr богатых эпидотом пород

1 — свежие базальты; 2 — измененные базальты, богатые хлоритом; 3 — измененные базальты, богатые эпидотом

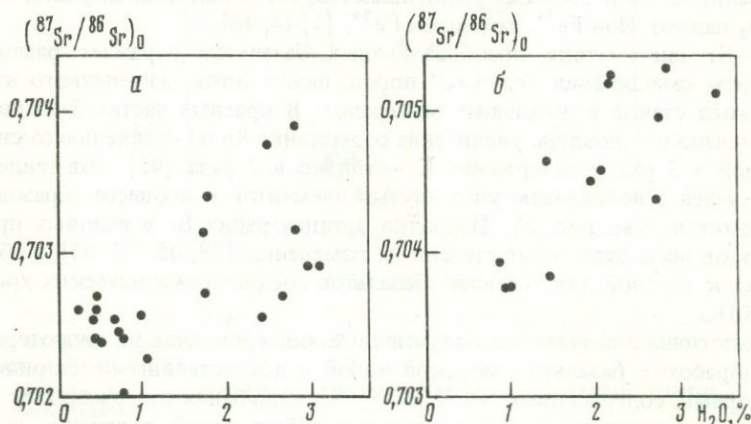


Рис. 6. Связь первичных отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  и содержания  $H_2O$  в базальтах

а — базальты океанического дна [28]; б — юрские андезиты и дациты Арекипа, Южное Перу [56]

какого-либо содержащего воду минерала, который в ходе своего образования становится способным к изотопному обмену Sr. Вероятно, таким минералом является хлорит [82].

Процесс изотопного обмена, проявляющийся в больших масштабах при гидротермальном изменении океанических базальтов в зонах спрединга, имеет большое значение для геохимии изотопов Sr, так как приводит, с одной стороны, к контаминации базальтов стронцием с относительно высоким  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , а с другой — к понижению отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в океани-

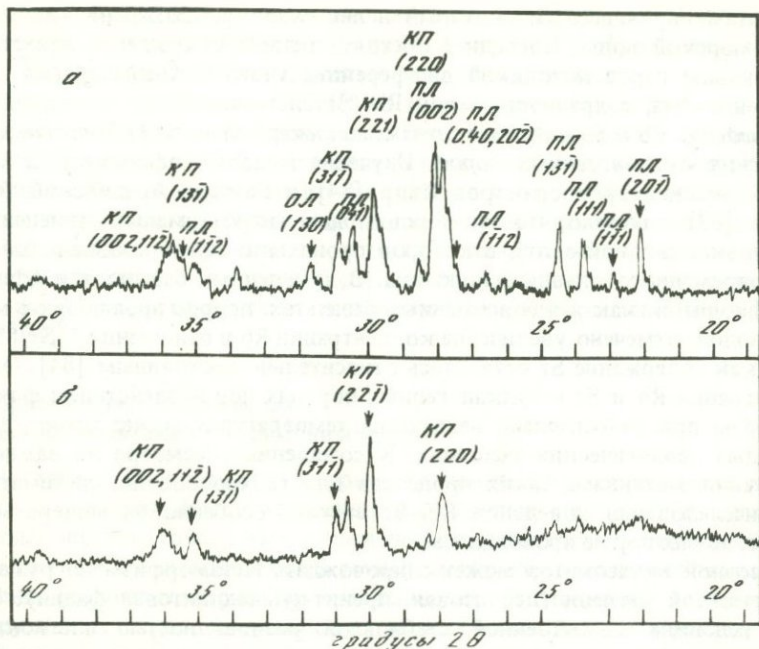


Рис. 7. Участки рентгеновских дифрактограмм (излучение  $\text{CuK}\alpha$ ), полученных для измененного океанического базальта Атлантического океана до (а) и после (б) обработки горячей 6N HCl [71]

ческой воде. С точки зрения геохронологии способность вулканических пород к изотопному обмену Sr в гидротермальных условиях важна при оценке их пригодности для определения возраста.

Измененные и неизмененные минеральные фазы в преобразованных базальтах образуют тесный конгломерат (конечно, не в геологическом значении этого слова), который вряд ли может быть успешно разделен на индивидуальные составляющие с помощью обычных методов минеральной сепарации. Однако существует, по крайней мере в некоторых случаях, возможность разделения устойчивых (неизмененных?) и неустойчивых (измененных?) фаз путем обработки породы химическими агентами, избирательно растворяющими те или иные компоненты [28, 71]. Например, выщелачивание 6N HCl образцов океанических базальтов, содержащих помимо незатронутого клинопироксена измененные плагиоклазы, оливин и вулканическое стекло, а также новообразованные смектиты, карбонаты и окислы железа, привело к понижению отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от 0,7030–0,7044 в необработанных породах до 0,7029–0,7032 [71].

Дифрактограммы, полученные для одного из образцов до и после выщелачивания (рис. 7), показывают, что обработка HCl приводит не к простому удалению слабо связанных микроэлементов, а к дифференциальному растворению измененных фаз (плагиоклазов и оливина) и относительному обогащению клинопироксена. При этом происходит удаление значительной доли присутствующего в базальте Sr (до 80%) и в том чис-

ле контаминирующего Sr, который ведет свое происхождение из материала морской воды. Последнее обстоятельство открывает известные перспективы перед методикой дифференциального выщелачивания для выделения фаз, сохранивших свои Rb—Sr системы.

*Поведение Rb и Sr в других случаях гидротермально-метасоматического изменения вулканогенных пород.* Изучение меловых офиолитовых ассоциаций массива Тродос, остров Кипр [84] и Самайл, Аравийский полуостров [63] показало, что эти породы были гидротермально изменены в обстановке, сходной с той, в которой происходит преобразование базальтов современного океанического дна. В измененных базальтах и долеритах офиолитов, как и в современных базальтах, прореагировавших с морской водой, отмечено увеличение концентрации Rb и отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , тогда как содержание Sr оставалось относительно постоянным [84]. Однако миграция Rb и Sr в вулканогенных породах под воздействием флюидной фазы при относительно невысоких температурах может происходить и в иных геологических условиях. К сожалению, несмотря на важность понимания механизма таких процессов для геохронологии, систематические исследования поведения Rb—Sr систем, особенно на минеральном уровне, до сих пор не проводились.

Щелочной метасоматоз может сопровождать метаморфизм погружения очень низкой ступени (цеолитовая, пренит-пумпеллиитовая фации). При этих условиях единственной стабильной разновидностью плагиоклаза является альбит, который замещает кальцийсодержащие плагиоклазы и образует вкрапленники, по-видимому, не встречающиеся в неизмененных вулканитах. Если воздействующие растворы богаты K, плагиоклазы могут замещаться и калиевым полевым шпатом [54, 70]. Оливин, пироксен и другие темноцветные минералы обычно хлоритизируются. Вулканическое стекло разлагается с образованием хлорофрита, цеолитов, слюд, глинистых и других вторичных минералов, заполняющих миндалины и трещины [95].

Характерные химические изменения, сопровождающие гидротермально-метасоматическое преобразование вулканитов, — увеличение содержания воды, сильная карбонатизация, увеличение отношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ; Rb может и обогащаться [70], и выщелачиваться [32], причем в последнем случае наблюдается его преимущественное удаление по сравнению с K. Различные тенденции поведения Rb, по-видимому, определяются вариациями состава воздействующих растворов.

Са, освобождающийся в результате разрушения первичных минералов, либо входит в состав новых минеральных фаз (например, эпидота, кальцита, гейландита, филлипсита, пренита и пумпеллиита), либо метасоматически удаляется из породы. Аналогичным образом ведет себя и Sr, хотя отношение Sr/Ca варьирует в разных фазах в связи с различием соответствующих коэффициентов распределения. Изучение взаимодействия базальтов с геотермальными флюидами в Исландии [32] показало, что значительная часть выщелоченного Sr аккумулируется новообразованными минералами, вероятно, эпидотом и хлоритом. В условиях метаморфизма цеолитовой фации высокие содержания Sr установлены в гейландитах и филлипситах, выполняющих миндалины вулканогенных пород [95]. В древних вулканитах, подвергшихся метасоматозу, бедные Rb вторичные

минералы будут иметь аномально высокие отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , как, например, кальцит из трахитов Вултэна, Австралия [26], отражая накопление  $^{87}\text{Sr}_p$  в породах до начала метасоматических процессов.

Первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в измененных породах могут быть, как и для базальтов океанического дна, коррелированы с содержанием  $\text{H}_2\text{O}$  [56] (см. рис. 6, б), хотя иногда такая корреляция отсутствует [68]. В общем, степень нарушения Rb—Sr систем в континентальных вулканитах, подвергшихся посткристаллизационному гидротермально-метасоматическому воздействию, зависит от пористости и проницаемости породы, а также от эффективного отношения вода/порода в различных ее участках [32]. Эти же факторы определяют и интенсивность минеральных преобразований [70].

### Применение Rb—Sr метода для датирования вулканогенных пород

В связи с быстрым охлаждением вулканических пород время окончательной фиксации Rb/Sr отношений в различных минералах или участках породы должно совпадать со временем ее физического становления. Это дает прямой и в принципе более точный метод определения возраста вулканогенно-осадочных серий по сравнению с традиционным датированием интрузивных пород, прорывающих те или иные серии и перекрываемых другими. Изохронный подход позволяет использовать для определения возраста как минералы, так и образцы породы в целом, причем последние на практике анализируются значительно чаще в связи с трудностью выделения минеральных фракций.

Дело осложняется, однако, тенденциями вулканитов и к унаследованию, и к перестройке Rb—Sr систем. Поэтому в тех случаях, когда это возможно, весьма желательно изучение как образцов породы в целом, так и выделенных минералов: это дает более полную геохронологическую информацию и может служить средством эффективного внутреннего контроля получаемых возрастных значений. На рис. 8 показаны результаты [42, 64] для кислых вулканитов провинции Виктория (Австралия), верхнедевонский возраст которых надежно установлен по фауне, обнаруженной в переслаивающихся осадочных породах. Полученные значения возраста согласуются с K—Ar данными (347–373 млн. лет) по биотитам из этих же пород [64] и с геохронологической шкалой [42]. В связи с большим различием Rb/Sr отношений в минеральных фракциях по сравнению с образцами породы в целом, датирование по минералам иногда может быть осуществлено даже для четвертичных вулканитов кислого состава [80].

Изохроны с хорошей линейностью, дающие возрасты, согласующиеся с геологическим положением пород и с другими геохронологическими данными, получены во многих случаях и по минералам, выделенным из базальтов и долеритов [74, 75]. На рис. 9 приведены результаты для валовой пробы и минеральных фракций долерита Гардар, Юго-Западная Гренландия [75], которые хорошо подтверждаются рубидий-стронциевыми [13, 14, 90], а также палеомагнитными данными для других пород этого комплекса.

Датирование вулканитов с использованием образцов породы в целом весьма популярно в практической геохронологии, особенно для пород кислого состава. При этом на графиках часто фиксируются строгие изохронные зависимости [23, 79], и в ряде случаев было показано, что вычисленный возраст соответствует установленному на основании стратиграфических данных [39, 41, 42, 64]. Одна из таких изохрон приведена на рис. 10. Однако наряду с этим известны примеры как завышения, так и занижения возрастов.

Хотя завышение возраста вулканитов при анализе образцов породы в целом может быть связано с ассимиляцией вмещающих пород *in situ* [6] либо с извлечением из них радиогенного  $^{87}\text{Sr}$  позднемагматическими гидротермальными флюидами [75, 76], основная проблема получения завышенных возрастов связана с существованием псевдохрон с "первичным наклоном". Поскольку эта категория псевдохронных зависимостей по определению дает возрастные значения, превышающие возраст излияния магматических расплавов, их, конечно, нельзя использовать для стратиграфических построений и оценок. Вычисленные значения, однако, могут при выполнении определенных условий иметь более общий геологический смысл в рамках упомянутых выше трех процессов, ведущих к возникновению положительной корреляции между отношениями  $\text{Rb/Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Эти условия таковы [11, 18, 73]: 1) области формирования всех рассматриваемых пород (как мантийных, так и коровых) должны иметь в какое-то время один и тот же изотопный состав  $\text{Sr}$ ; 2) индивидуальные подсистемы, представляющие те или иные разновидности пород, должны быть замкнутыми по отношению к  $\text{Rb}$  и  $\text{Sr}$  со времени своего образования до момента излияния магмы, порождавшей вулканогенные породы; 3) во время движения магмы к поверхности и излияния не должно происходить фракционирования  $\text{Rb/Sr}$  отношения; 4) вулканиты не должны подвергаться посткристаллизационным изменениям.

Первое условие в применении к мантийному материалу – гомогенность относительно изотопного состава  $\text{Sr}$  во время дифференциации, что приводит к вариациям отношений  $\text{Rb/Sr}$  в различных участках мантии. Для пород, кристаллизовавшихся в пределах коры, оно требует общности источника с одним и тем же отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Если, например, первичная магма возникла из однородного (мантийного?) источника и, не достигнув поверхности, кристаллизовалась в виде ряда фаз с различающимися  $\text{Rb/Sr}$  отношениями, то в последних с течением времени происходило бы накопление радиогенного  $^{87}\text{Sr}$ , приводящее к корреляции отношений  $\text{Rb/Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Близкое к полному повторное плавление такого тела и извержение магмы на поверхность без перемешивания и дифференциации дали бы "эруптивные" изохроны, датирующие первичную дифференциацию, т.е. привели бы к возникновению гетерогенности  $\text{Rb/Sr}$  отношений в пределах коры [20, 22, 30]. Наконец, для случая контаминации мантийной магмы коровым материалом условие гомогенности первичного изотопного состава  $\text{Sr}$  в обоих компонентах смеси подразумевается одноактная дифференциация коровой породы из мантийного материала.

Второе условие как для мантийных, так и для коровых пород представляется во многих случаях выполнимым вследствие ограниченной миграции  $\text{Rb}$  и  $\text{Sr}$ . Однако существенно, чтобы развитие гетерогенности

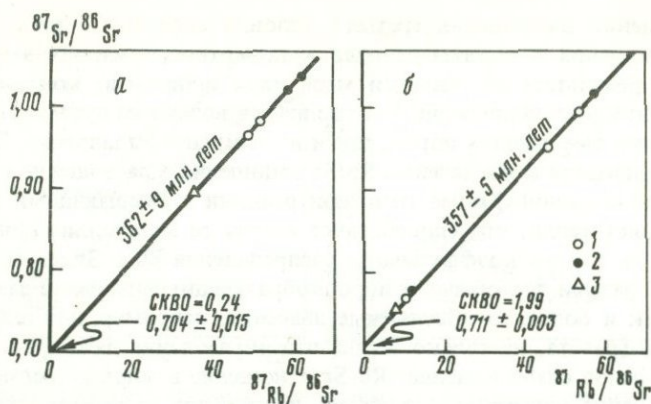


Рис. 8. Эволюционные диаграммы для верхнедевонских кислых вулканитов Сербии, Виктория, Австралия [42, 64]

1 — породы в целом; 2 — калиевые полевые шпаты; 3 — плагиоклазы: а — риолит, б — невадит

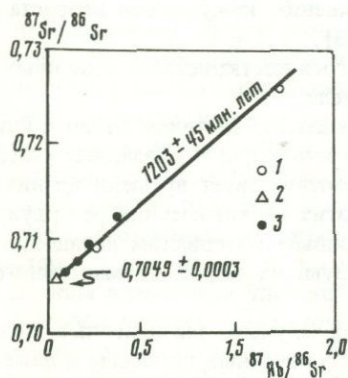
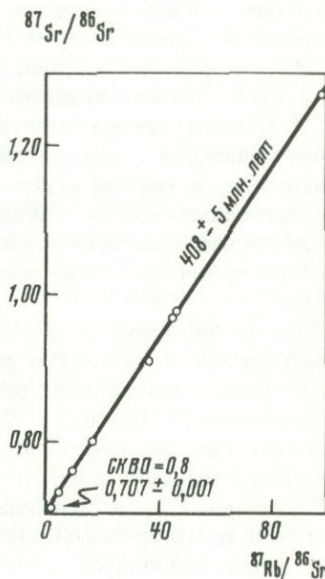


Рис. 9. Эволюционная диаграмма для долерита Гардар, Юго-Западная Гренландия [75]

1 — порода в целом, 2 — апатит, 3 — различные фракции полевых шпатов

Рис. 10. Эволюционная диаграмма для валовых проб нижнедевонских реолитовых порфиров Истпорт, штат Мэн, США [39, 42]



Rb/Sr отношений в мантии или коре было результатом дискретного процесса. Если же эта гетерогенность возникает в ходе непрерывного или полихронного процесса, то вычисленный "возраст" будет представлять собой некоторую среднюю величину [18]. При смешивании коровых и мантийных источников также необходимо, чтобы первые не представляли собой разновозрастную совокупность, т.е. формирование коровой провинции и связанное с этим событием фракционирование Rb/Sr отношений может рассматриваться как моментальное в сравнении со временем, прошедшим от образования коровых пород до излияния магмы, реагирующей с этими породами [11].

При оценке выполнения третьего условия следует иметь в виду, что Rb/Sr отношения в поднимающихся к поверхности магмах могут изменяться в результате по меньшей мере двух процессов: контаминации и фракционной кристаллизации. Контаминация возможна путем как валовой ассимиляции вмещающих пород, так и их частичного плавления. Последнее должно приводить к увеличению Rb/Sr отношения в расплаве по сравнению с исходной породой. Кроме того, при реакции с вмещающими породами магма теряет тепло, что способствует началу ее кристаллизации. Правда, несмотря на то, что коэффициенты распределения Rb и Sr между твердой и жидкой фазами для обычных породообразующих минералов различаются на порядок и более, их абсолютные значения, например, для оливина, пироксена и граната, настолько малы, что образование даже больших масс этих минералов слабо изменяет Rb/Sr отношение в жидкой магме. Однако кристаллизация плагиоклаза, если она происходит, вызывает значительное увеличение содержания Rb в расплаве по отношению к Sr.

Диагностика этого процесса легко производится по наличию или отсутствию отрицательной Eu-аномалии в распределении редкоземельных элементов. Так или иначе, увеличение отношения Rb/Sr в магматическом расплаве должно приводить к уменьшению кажущегося возраста мантийного или корового события [11, 31, 73].

Роль четвертого условия, касающегося посткристаллизационных изменений, была оценена в предыдущем разделе.

Если псевдохронная зависимость явилась следствием полного или частичного плавления гетерогенной мантии или коры и указанные условия соблюдаются, то наклон псевдохроны соответствует времени возникновения гетерогенности Rb/Sr отношения в этих геохимических резервуарах. При контаминации мантийной магмы коровым материалом псевдохрона определяет время отделения контаминирующих пород от мантийного источника.

Таким образом, в благоприятных случаях вычисленные возрастные значения могут датировать реальные гипогенные процессы и даже определять важные этапы эволюции вещества Земли. На этом основании некоторые авторы [8, 18, 19, 31, 73, 87, 92] интерпретировали такого рода зависимости как для континентальных, так и для океанических вулканитов в терминах событий, определяющих дифференциацию мантийного вещества ("эруптивные" или "мантийные" изохроны<sup>1</sup>). В то же время противниками этой точки зрения выдвинуты не менее убедительные доводы в пользу трактовки псевдохрон с "первичным наклоном" как линий смешивания [68, 94], основанные, в частности, на значительном расхождении завышенных Sm-Nd, Pb-Pb и Rb-Sr возрастов [21, 93] для континентальных вулканитов. Вопрос остается дискуссионным, однако даже в тех случаях, когда контаминация не вносит существенных изменений в Rb-Sr система-

<sup>1</sup> Отличие "эруптивных" или "мантийных" изохрон [18, 19] от обычных Rb-Sr изохронных зависимостей заключается не только в том, что первые датируют процессы, предшествующие становлению пород. Прежде всего "мантийные" изохроны не являются изохронами в строгом смысле слова, так как разброс точек относительно аппроксимирующих прямых всегда превышает экспериментальную ошибку. Кроме того, они, как правило, строятся в системе координат, где по оси ординат откладываются не измеренные, а "первичные" отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

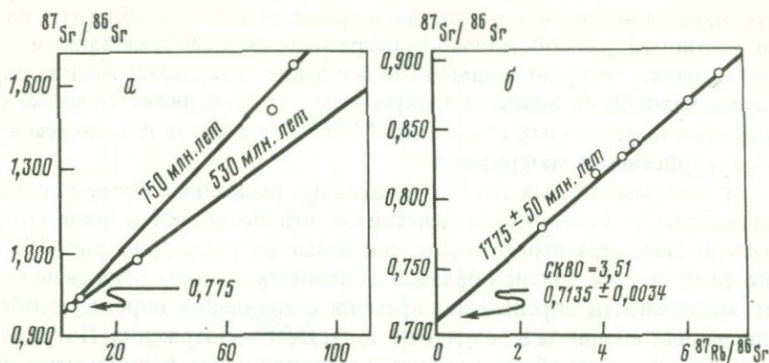


Рис. 11. Эволюционные диаграммы для валовых проб кислых вулканитов [43], показывающих заниженный Rb—Sr возраст по сравнению со стратиграфическим и с U—Pb данными для цирконов на конкордия-диаграмме

*a* — среднерифейские альбитофиры машакской свиты, Южный Урал, U—Pb возраст цирконов 1300–1350 млн. лет [2]; *б* — доятулийские кварцевые порфиры Лехтинской структуры, Карелия, U—Pb возраст цирконов 2420 млн. лет [3]

тику континентальных вулканитов, интерпретация псевдохронных зависимостей как "эруптивных" или "мантйных" изохрон серьезно ограничивается необходимостью выполнения рассмотренных выше условий.

Занижение возраста вулканитов (рис. 11) может сопровождаться и разбросом точек на эволюционных диаграммах [5, 12; 43, 62], и наличием удовлетворительных линейных зависимостей [7, 43, 72, 91].

Склонность кислых вулканитов к "омоложению" породила среди значительной части геохронологов скептическое отношение к этим породам как к материалу для Rb—Sr датирования. В частности, пригодность полученных по ним возрастных значений для построения геохронологической шкалы палеозоя явилась предметом оживленной дискуссии [40, 42, 65]. Тем не менее, разногласия могут быть в известной мере смягчены, если вопрос о сохранности Rb—Sr систем в вулканитах рассматривать с учетом не только химического состава, но и структуры и посткристаллизационной истории последних.

Прежде всего необходимо отметить, что подавляющее большинство заниженных значений возраста (по образцам породы в целом) получено для вулканогенных пород, входящих в состав серий, которые претерпели достаточно высокотемпературный региональный метаморфизм, начиная с зеленосланцевой фации и выше. Эти вулканиты, таким образом, длительное время находились в условиях температур, давлений и флюидного режима, благоприятных для миграции Rb и Sr. Анализ имеющихся данных показывает, что из неметаморфизованных вулканитов наибольшую склонность к перестройке Rb—Sr систем проявляют кислые пирокластические породы. В некоторых случаях это приводит к отсутствию линейных зависимостей на эволюционных диаграммах [78], в других — к избыточному разбросу точек около аппроксимирующих прямых [12, 27, 34, 36], регистрируемому повышенными значениями СКВО (среднего квадрата взвешенных отклонений) [4]. Очень слабая устойчивость Rb—Sr систем в туфах, несомненно, определяется их кластической структурой, которая

характеризуется высокой пористостью и проницаемостью и облегчает циркуляцию растворов, способствующую регрессивным преобразованиям. Другим фактором, затрудняющим использование пирокластических пород для определения Rb—Sr возраста изохронным методом, является возможная неоднородность первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в связи с наличием в них примеси терригенного материала.

Rb—Sr системы кислых лав, по-видимому, несколько более стабильны по отношению к внешним воздействиям, что позволяет в ряде случаев получать по ним стратиграфически значимые возрасты (см. рис. 8 и 10). Однако само по себе взятие образцов из лавовых потоков отнюдь не гарантирует возможности определения времени становления породы, особенно если последняя возникла в результате подводного извержения. Погружение в условиях непрерывной циркуляции растворов через проницаемые зоны ведет к метаморфическим изменениям в условиях от цеолитовой фации и выше, сопровождаемым метасоматозом, который включает миграцию ряда элементов, и в том числе Rb и Sr. Переход калиевого полевого шпата из высокотемпературной в низкотемпературную модификацию, вероятно, влечет за собой удаление радиогенного  $^{87}\text{Sr}$  из рубидиевых мест в кристаллической решетке и тем самым облегчает его миграцию. Деитрификация вулканического стекла действует в том же направлении.

Добавочный фактор, способствующий потере  $^{87}\text{Sr}$ , кислыми вулканами, — низкая концентрация Ca. Она обуславливает малое содержание или отсутствие минералов-акцепторов, способных образовывать "ловушки" и аккумулировать радиогенный  $^{87}\text{Sr}$ , освобождающийся при вторичном преобразовании минералов с высокими Rb/Sr отношениями. Соответственно, эффективность улавливания Sr должна быть здесь значительно меньше, чем в случае основных вулканитов. Интересно, что даже в пределах одного и того же поля распространения вулканогенных пород устойчивость Rb—Sr систем в образцах породы в целом может зависеть от содержания Sr или от величины Rb/Sr отношений.

На рис. 12, а представлены результаты для протерозойских риолитов и риолитовых туфов Сен-Франсуа Маунтинз, штат Миссури, США [12], возраст которых на основании U—Pb анализа цирконов считается равным около 1480 млн. лет. Первичные структуры пород, излившихся и пирокластических, очень хорошо сохранились, однако присутствие эпидота и кальцита и временами окислов железа свидетельствует о посткристаллизационных изменениях. Модельные Rb—Sr возрасты индивидуальных образцов колеблются в интервале 1130—1470 млн. лет и тем ближе к предполагаемому времени образования вулканитов, чем выше содержание Sr в образцах.

Полученная картина нарушения Rb—Sr систем под влиянием вторичного события 1130—1200 млн. лет назад может быть интерпретирована двояким образом. Согласно первому, довольно прямолинейному варианту, можно предполагать переменную потерю Sr (обычного и радиогенного) породами, первоначальная концентрация Sr в которых была более или менее одинаковой. Согласно второму варианту, концентрация Sr в породах изначально была неоднородной, и потеря (главным образом  $^{87}\text{Sr}$ ) происходила преимущественно из участков, обедненных минеральными фазами, способными улавливать мигрирующий Sr, т.е. из участков с низким содержанием Ca и обычным Sr. Этот вариант представляется более

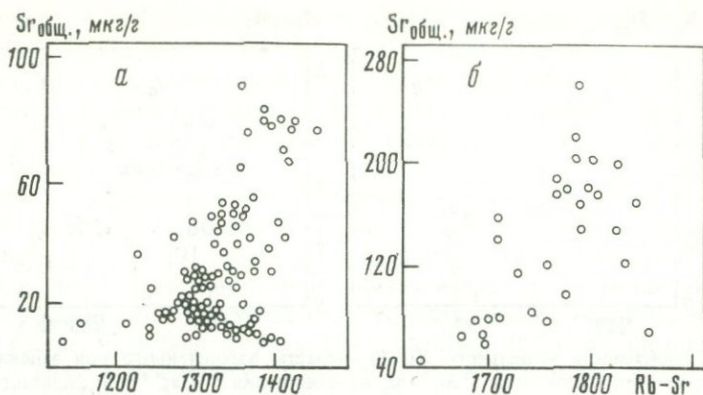


Рис. 12. Зависимость модельного Rb—Sr возраста, вычисленного при заданном значении первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , от содержания Sr в индивидуальных образцах вулканитов

*а* — риолиты и риолитовые туфы Сен-Франсуа Маунтинз, штат Миссури, США [12];  
*б* — дациты и риодациты Лейчхардт, Квинсленд, Австралия [72]

правдоподобным, так как здесь в отличие от первого, по которому все сводится к случайным потерям Sr, предлагается геохимическое объяснение величины таких потерь.

Другой пример зависимости модельных Rb—Sr возрастов от содержания Sr в протерозойских вулканитах приведен на рис. 12 [72]. Дацинты и риодациты Австралии (Лейчхарт, Квинсленд) представлены массивными разностями, минеральные ассоциации которых включают кварц + альбит + микроклин + биотит + серицит + эпидот + хлорит + пирит ± кальцит. Несмотря на то, что минеральный состав отражает метаморфические преобразования низкой ступени, первично-магматическая структура пород (реликтовые сферолиты, идиоморфные зерна полевого шпата) достаточно хорошо сохранилась. Модельные Rb—Sr возрасты вулканитов Лейчхардта лежат в интервале 1630–1860 млн. лет и большей частью занижены относительно U—Rb возраста цирконов из этих пород (1865 ± 3 млн. лет), причем величина занижения, как и в предыдущем случае, зависит от содержания Sr в породах.

Если связь между значением модельного возраста и концентрацией Rb в образцах отсутствует [12, 72], то описанный выше механизм приводит к обратной корреляции степени устойчивости Rb—Sr систем и Rb/Sr отношения (рис. 13). В результате на эволюционных диаграммах возникают криволинейные зависимости [5, 9, 27, 35, 72].

На рис. 14 приведены Rb—Sr отношения для вулканитов серии Колдбрук, Нью-Брансвик, Канада [27, 35], перекрываемой покровами серии Сент-Джон, содержащими раннекембрийские окаменелости. Набор точек имеет значительную кривизну и может быть интерпретирован как изменяющийся по возрасту от 405 до 777 млн. лет в зависимости от того, какая часть графика используется для вычисления возраста. При этом только нижняя часть последовательности (С) согласуется со стратиграфическим положением серии. Уменьшение кажущегося возраста для пород с высокими Rb/Sr отношениями сопровождается увеличением экстраполирован-

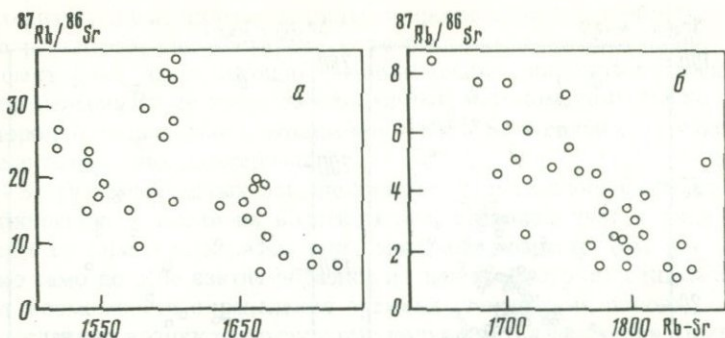


Рис. 13. Зависимость модельного Rb-Sr возраста, вычисленного при заданном значении первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , от отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  в индивидуальных образцах вулканитов [72]

*a* — риолиты и риодациты формации Аргилла, Квинсленд, Австралия; *б* — дациты и риодациты Лейчхардт, Квинсленд, Австралия

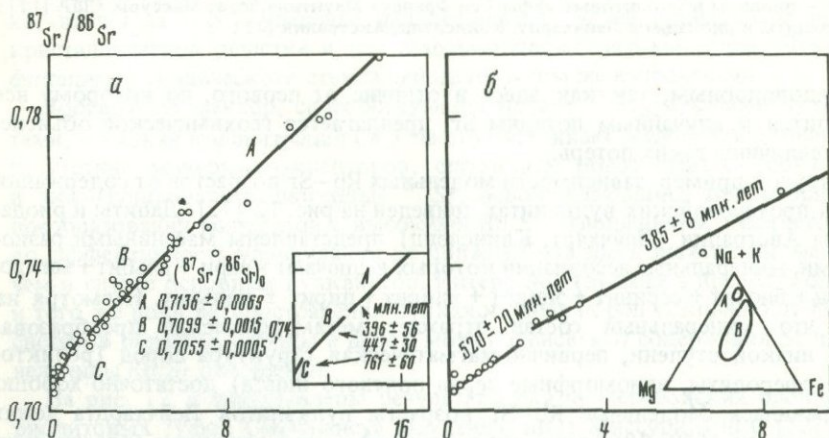


Рис. 14. Эволюционные диаграммы существования криволинейных возрастных зависимостей для кислых вулканитов

*a* — докембрийские вулканогенные породы серии Колдбрук, Нью-Брансвик, Канада [27, 35]; *б* — палеозойские вулканогенные породы мыса Сент-Джон, о-в Ньюфаундленд [9]. На вставке дан треугольник состава пород (в мол. процентах)

ного значения первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Вулканиты всех трех групп перемежаются как стратиграфически (по вертикали), так и по площади (по горизонтали). Очевидно, что сохранение породами с низкими Rb/Sr отношениями большей доли радиогенного  $^{87}\text{Sr}$  может определяться не столько меньшей его потерей рубидийсодержащими минералами, сколько более эффективным захватом кальцийсодержащими фазами.

На основании средних Rb/Sr отношений в группах *A* и *B* и экстраполированных значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  на рис. 14 можно оценить промежутки времени, необходимые для накопления породами этих групп соответствующих количеств радиогенного  $^{87}\text{Sr}$ , и, сопоставив их с реальными возрастными различиями попарно групп *A-C* и *B-C*, вычислить содержание в процентах

радиогенного  $^{87}\text{Sr}$ , улавливаемого породами при гипотетическом изотопном уравнивании  $457 \pm 31$  и  $405 \pm 57$  млн. лет назад. Вычисление показывает, что в породах групп *A* и *B* оставалось только 20–25%  $^{87}\text{Sr}$ . Это значительно меньше, чем доля Sr, сохраняемая вулканитами основного состава даже в условиях интенсивного гидротермального выщелачивания, где она может составлять около 75% [32].

Аналогичный пример криволинейного расположения точек на эволюционной диаграмме с образованием двух разновозрастных зависимостей приведен на рис. 14 [9]. Здесь удалось показать, что различие кажущихся возрастов двух пространственно неразделимых групп метавулканитов (мыс Сент-Джон, о-в Ньюфаундленд) коррелируется с их валовым химическим составом. Породы группы (B) с низкими Rb/Sr отношениями имеют также низкие содержания  $\text{SiO}_2$  (44–69%),  $\text{K}_2\text{O}$  (менее 2,5%) и отношения  $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$  (менее 0,65). Rb–Sr возраст этой группы образцов равен  $520 \pm 20$  млн. лет. В то же время для пород группы *A* с высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (более 70%),  $\text{K}_2\text{O}$  (более 3,5%) и отношениями  $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$  (более 0,65) Rb–Sr возраст составляет только  $385 \pm 8$  млн. лет. Этот пример еще раз показывает, что химический состав пород, контролирующий наличие минералов-акцепторов, — важный фактор для оценки сохранности  $^{87}\text{Sr}$  при разного рода вторичных воздействиях.

## Выводы

Перечислим принципы, которыми следует руководствоваться и при отборе образцов вулканитов для датирования, и при интерпретации полученных значений возраста.

1. Образцы лучше отбирать из разных лавовых потоков. Если эти потоки имеют различные Rb/Sr отношения, то получение строгой изохронной зависимости служит хорошим доказательством отсутствия перераспределения радиогенного  $^{87}\text{Sr}$ .

2. Взятые образцы при петрографическом изучении не должны иметь следов вторичной минерализации и тем более гидротермальных изменений. Особенно опасно присутствие таких минералов, как вторичный альбит, эпидот и кальцит, так как это само по себе свидетельствует о миграции Ca (и Sr). Аналогичным указанием на миграцию Rb является серицитизация. Даже если при этом вся толща в целом остается замкнутой системой по отношению к Rb и Sr (весьма гипотетичный вариант), трудно оценить масштаб миграции этих элементов и определить минимальный размер представительных образцов.

3. В серии образцов должна отсутствовать корреляция между отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $1/\text{Sr}$ , характеризующая смешанные системы. Не должно существовать корреляции между первичными отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и содержаниями  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , так как окисление и гидратация пород свидетельствуют об интенсивной циркуляции флюидов, которая обычно вызывает миграцию или изотопный обмен Sr.

Корреляция между содержанием Sr и первичным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , с одной стороны, и содержанием несовместимых элементов Y, Zr, Nb, с другой, может указывать на отсутствие гидротермально-метасоматических изменений, так как эти элементы относительно немобильны в таких усло-

виях. Однако та же корреляция часто является свидетельством смешанного характера Rb—Sr систем и сопровождается появлением псевдохрон. Поэтому при интерпретации таких данных следует соблюдать осторожность.

Изотопный состав кислорода — хороший индикатор гидротермально-метасоматических изменений вулканогенных пород. Первичные, неизмененные вулканиты имеют относительно узкий интервал  $\delta^{18}\text{O}$  — от +5,5 до +10,0‰ по отношению к SMOW, а для океанических базальтов характерно значение +5,9‰ [88]. При взаимодействии с морской водой значения  $\delta^{18}\text{O}$  в вулканитах возрастают, если температура системы ниже 300°C, и уменьшаются при более высокой температуре. Напротив, взаимодействие с метеорными водами приводит к понижению  $\delta^{18}\text{O}$  [89]. Анализ изотопного состава кислорода в валовой пробе и составляющих минералах, в частности, в полевых шпатах, может давать дополнительную информацию.

4. Только строгие изохронные зависимости, где разброс точек около аппроксимирующих прямых не превышает экспериментальной погрешности, могут быть интерпретированы как возрастные. Весьма желателен анализ не только образцов породы в целом, но и минералов, это может способствовать диагностике термальных и гидротермальных вторичных процессов.

По-видимому, на достигнутом уровне геохронологических знаний уверенное датирование кислых вулканогенных пород требует применения нескольких геохронологических методов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Коссовская А.Г., Петрова В.В., Шутов В.Д. Минеральные ассоциации палагонитизации океанических базальтов и проблемы экстракции рудных компонентов. — Литология и полезн. ископ., 1982, № 4, 10—31.
2. Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Степанов А.И., Кирнозова Т.И., Ронкин Ю.Л., Макаров В.А., Лепихина О.П. Возраст эффузивов машакской свиты и проблема радиологической границы нижний-средний рифей. — В кн.: Проблемы изотопн. датиров. процессов вулканизма и осадкообразования. Тезисы докл. Киев: Наукова думка, 1982, с. 35—36.
3. Кратц К.О., Левченко О.А., Овчинникова Г.В., Шулушко И.К., Яковлева С.З., Макеев А.Ф., Комаров А.Н. Возрастные границы ятулийского комплекса Карелии. — ДАН СССР, 1976, 231, № 5, с. 1191—1194.
4. Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченко О.А. Графические методы изотопной геологии. М.: Недра, 1974. 207 с.
5. Яценко М.Л., Варшавская Э.С., Мануйлова М.М. Исследование первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в различно метаморфизованных породах Северного Прибайкалья с целью определения абсолютного возраста. — Геохимия, 1965, № 5, с. 528—533.
6. Aberg G. Precambrian geochronology of south-eastern Sweden. — Geol. fören. Stockholm förh. 1978, 100, N 2, p. 125—154.
7. Andre L., Deutsch S., Michot J. Données géochronologiques concernant le développement tectono-metamorphique du segment calédonien brabancon. — Ann. Soc. géol. Belg. 1981, 104, N 3, p. 241—253.
8. Beckinsale U.D., Pankhurst R.J., Skelhorn R.R., Walsh J.N. Geochemistry and petrogenesis of the Early Tertiary lava pile of the Isle of Mull, Scotland. — Contrib. Miner. and Petrol., 1978, 66, N 4, p. 415—427.
9. Bell K., Blenkinsop J. Reset Rb/Sr whole-rock systems and chemical control. — Nature, 1978, 273, N 5663, p. 532—534.
10. Bell K., Powell J.L. Strontium isotopic studies of alkalic rock: The potassium-rich lavas of the Birunga and Toro-Ankole regions, east and central Equatorial Africa. — J. Petrol., 1969, 10, N 3, p. 536—572.

11. *Betton P.J.* Isotopic evidence for crustal contamination in the Karroo Rhyolites of Swaziland. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, 45, N 2, p. 263–274.
12. *Bickford M.E., Mose D.G.* Geochronology of Precambrian rocks in the St Francois Mountains, southeastern Missouri. 1975. 48 p. (*Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*; N 165).
13. *Blaxland A.B.* Rb–Sr isotopic evidence for the age and origin of the Ivigtut Granite and associated cryolite body, south Greenland. — *Econ. Geol.*, 1976, 71, N 5, p. 864–869.
14. *Blaxland A.B., Van Breemen O., Emeleus C.H., Anderson J.G.* Age and origin of the major syenite centres in the Gardar province of south Greenland: Rb–Sr studies. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1978, 89, N 2, p. 231–244.
15. *Boger P.D., Faure G.* Systematic variations of sialic and volcanic detritus in piston cores from the Red Sea. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, 40, N 7, p. 731–742.
16. *Briqueu L.* Effets de l'altération par l'eau de mer sur les compositions isotopiques du strontium de la mésostase et des phases minérales d'une tholéiite océanique. — *Bull. Soc. géol. France*, 1980, 22, N 3, p. 405–411.
17. *Briqueu L., Lancelot J.R.* Rb–Sr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, 43, N 3, p. 385–396.
18. *Brooks C., Hart S.R., Hofmann A., James D.E.* Rb–Sr mantle isochrons from oceanic regions. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, 32, N 1, p. 51–61.
19. *Brooks C., James D.E., Hart S.R.* Ancient lithosphere: Its role in young continental volcanism. — *Science*, 1976, 193, N 4258, p. 1086–1094.
20. *Calvez J.-Y., Lippolt H.J.* Strontium isotope constraints to the Rhine Graben volcanism. — *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1980, 139, N 1, S. 59–81.
21. *Carter S.R., Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions B.K.* Neodymium and strontium isotope evidence for crustal contamination of continental volcanics. — *Science*, 1978, 202, N 4369, p. 743–747.
22. *Carter S.R., Norry N.J.* Genetic implications of Sr isotopic data from the Aden Volcano, South Arabia. — *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976, 31, N 1, p. 161–166.
23. *Chaudhuri S., Faure G.* Geochronology of the Keweenaw rocks, White Pine, Michigan. — *Econ. Geol.*, 1967, 62, N 8, p. 1011–1033.
24. *Clauer N.* A new approach to Rb–Sr dating of sedimentary rocks. — In: *Lectures in isotope geology*. B., 1979, p. 30–51.
25. *Clauer N.* Strontium isotopes of Tertiary phillipsites from the Southern Pacific: Timing of the geochemical evolution. — *J. Sediment. Petrol.*, 1982, 52, N 3, p. 415–421.
26. *Compston W., Crawford A.R., Bofinger V.M.* A radiometric estimate of the duration of sedimentation in the Adelaide Geosyncline, south Australia. — *J. Geol. Soc. Austral.*, 1966, 13, N 1, p. 229–276.
27. *Cormier R.F.* Radiometric dating of the Coldbrook group of southern New Brunswick, Canada. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1969, 6, N 3, p. 393–398.
28. *Dasch E.J., Hedge C.E., Dymond J.* Effect of sea water interaction on strontium isotope composition of deep-sea basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, 19, N 2, p. 177–183.
29. *DePaolo D.J.* Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, 53, N 2, p. 189–202.
30. *Dickinson D.R., Dodson M.N., Gass I.G., Rex D.C.* Correlation of initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  with Rb/Sr in some Late Tertiary volcanic rocks of south Arabia. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, 6, N 1, p. 84–90.
31. *Duncan R.A., Compston W.* Sr-isotopic evidence for an old mantle source region for French Polynesian volcanism. — *Geology*, 1976, 4, N 12, p. 728–732.
32. *Elderfield H., Greaves M.J.* Strontium isotope geochemistry of Icelandic geothermal systems and implications for sea water chemistry. — *Geochim. et Cosmochim. acta*, 1981, 45, N 11, p. 2201–2212.
33. *Ewart A., Stipp J.J.* Petrogenesis of the volcanic rocks of the central North Island, New Zealand, as indicated by a study of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios, and Sr, Rb, K, U, and Th abundances. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, 32, N 7, p. 699–735.
34. *Fairbairn H.W., Bottino M.L., Pinson W.H., Hurley P.M.* Whole rock age and initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of volcanics underlying fossiliferous Lower Cambrian in the Atlantic Provinces of Canada. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1966, 3, N 4, p. 509–521.
35. *Fairbairn H.W., Hurley P.M.* Northern Appalachian geochronology as a model for interpreting ages in older orogens. — *Eclog. geol. helv.*, 1970, 63, N 1, p. 83–90.

36. *Farquharson R.B., Richards J.R.* Isotopic remobilization in the Mount Isa tuff beds. — *Chem. Geol.*, 1975, 16, N 2, p. 73–88.
37. *Faure G., Bowman J.R., Elliot D.H., Jones L.M.* Strontium isotope composition and petrogenesis of the Kirkpatrick basalt, Queen Alexandra Range, Antarctica. — *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1974, 48, N 3, p. 153–169.
38. *Faure G., Hill R.L., Jones L.M., Elliot D.H.* Isotope composition of strontium and silica content of Mesozoic basalt and dolerite from Antarctica. — In *Antarctic geology and geophysics*. Oslo, 1972, p. 617–624. (Ser. B; N 1).
39. *Fullagar P.D., Bottino M.L.* Geochronology of Silurian and Devonian age volcanic rocks from northeastern North America. — In: 23rd Intern. geol. congr., 1968, vol. 6, p. 17–32.
40. *Gale N.H., Beckinsale R.D., Wadge A.J.* Rb–Sr whole rock dating of acid rocks. — *Geochem. J.*, 1979, 13, N 1, p. 27–29.
41. *Gale N.H., Beckinsale R.D., Wadge A.J.* A Rb–Sr whole rock isochron for the Stockdale Rhyolite of the English Lake District and a revised mid-Palaeozoic time-scale. — *J. Geol. Soc.*, 1979, 136, N 2, p. 235–242.
42. *Gale N.H., Beckinsale R.D., Wadge A.J.* Discussion of a paper by McKerrow, Lambert and Chamberlain on the Ordovician, Silurian and Devonian time scales. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, 51, N 1, p. 9–17.
43. *Gorokhov I.M., Varshavskaya E.S., Kut'yavin E.P., Melnikov N.N.* Rb–Sr dating of low-grade metamorphics in the USSR. — *Precamb. Res.*, 1982, 18, N 2, p. 145–156.
44. *Hart R.* Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, 9, N 3, p. 269–279.
45. *Hart S.R.* K, Rb, Cs contents and K/Rb, K/Cs ratios of fresh and altered submarine basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, 6, N 4, p. 295–303.
46. *Hart S.R., Erlank A.J., Kable E.J.D.* Sea floor basalt alteration: Some chemical and Sr-isotopic effects. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1974, 44, N 3, p. 219–230.
47. *Hart S.R., Nalwalk A.J.* K, Rb, Cs and Sr relationships in submarine basalts from the Puerto Rico Trench. — *Geochim. et Cosmochim. acta*, 1970, 34, N 2, p. 145–155.
48. *Hart S.R., Staudigel H.* Oceanic crust: Age of hydrothermal alteration. — *Geophys. Res. Lett.*, 1978, 5, N 12, p. 1009–1012.
49. *Hart S.R., Staudigel H.* Ocean crust-sea water interaction: sites 417 and 418. — *Init. Rep. DSDP*, 1979, 51–53, N 2, p. 1169–1176.
50. *Hedge C.E., Hildreth R.A., Henderson W.T.* Strontium isotopes in some Cenozoic lavas from Oregon and Washington. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, 8, N 6, p. 434–438.
51. *Hildreth T.A., Henderson W.T.* Comparison of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  for sea-water strontium and the Eimer and Amend  $\text{SrCO}_3$ . — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, 35, N 2, p. 235–238.
52. *Hoffert M., Karpoff A.-M., Clauer N.* et al. Neoformations et altérations dans trois faciès volcanosédimentaires du Pacifique Sud. — *Oceanol. Acta*, 1978, 1, N 2, p. 187–202.
53. *Hoffmann A.W., Magaritz M.* Diffusion of Ca, Sr, Ba, and Co in a basalt melt: Implications for the geochemistry of the mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1977, 82, N 33, p. 5432–5440.
54. *Hughes C.J., Malpas J.G.* Metasomatism in the Late Precambrian Bull. Arm Formation in southeastern Newfoundland: recognition and implications. — *Proc. Geol. Assoc. Canada*, 1971, 24, N 1, p. 85–93.
55. *Humphris S.E., Thompson G.* Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, 42, N 1, p. 127–136.
56. *James D.E., Brooks C., Cuyubamba A.* Strontium isotopic composition and K, Rb, Sr geochemistry of Mesozoic volcanic rocks of the Central Andes. — *Carnegie Inst. Wash. Yb.*, 1974, 73, p. 970–983.
57. *James D.E., Brooks C., Cuyubamba A.* Andean Cenozoic volcanism: Magma genesis in the light of strontium isotopic composition and trace-element geochemistry. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, 87, N 4, p. 592–600.
58. *Krogh T.E.* Strontium isotopic variation and whole rock isochron studies in the Grenville Province of Ontario. — 12th MIT Annu. Progr. Rep., 1964, p. 73–124.
59. *Leeman W.P.* The isotopic composition of strontium in late Cenozoic basalts from the Basin-Range Province, western United States. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, 34, N 8, p. 857–872.
60. *Leeman W.P.* Late Cenozoic alkali-rich basalt from the western Grand Canyon area,

Utah and Arizona: Isotopic composition of strontium. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, 85, N 11, p. 1691–1696.

61. *Leeman W.P., Manton W.I.* Strontium isotopic composition of basaltic lavas from the Snake River Plain, southern Idaho. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, 11, N 5, p. 420–434.

62. *Lenz H., Müller P.* Rb/Sr age determinations (total rock) of rocks of the Bawdwin volcanic formation, northern Shan State, Burma. — *Geol. Jb.*, 1981, D43, p. 47–52.

63. *McCulloch M.T., Gregory R.T., Wasserburg G.J., Taylor H.P.* A neodymium, strontium and oxygen isotopic study of the Cretaceous Samail ophiolite and implications for the petrogenesis and seawater-hydrothermal alteration of oceanic crust. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, 46, N 2, p. 201–211.

64. *McDougall I., Compston W., Bofinger V.M.* Isotopic age determinations on Upper Devonian rocks from Victoria, Australia: A revised estimate for the age of the Devonian–Carboniferous boundary. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1966, 77, N 10, p. 1075–1088.

65. *McKerrow W.S., Lambert R.St.J., Chamberlain V.E.* The Ordovician, Silurian and Devonian time scales. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, 51, N 1, p. 1–8.

66. *Melson W., Thompson G., Van Andel T.H.* Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22°N latitude. — *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, N 18, p. 5925–5941.

67. *Menzies M., Seyfried W.E.* Basalt-seawater interaction: Trace element and strontium isotopic variations in experimentally altered glassy basalt. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, 44, N 3, p. 463–472.

68. *Moorbath S., Thompson R.N.* Strontium isotope geochemistry and petrogenesis of the Early Tertiary lava pile of the Isle of Skye, Scotland, and other basic rocks of the British Tertiary Province: An example of magma-crust interaction. — *J. Petrol.*, 1980, 21, N 2, p. 295–321.

69. *Mottl M.J., Holland H.D.* Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. 1. Experimental results for major and minor components of seawater. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, 42, N 8, p. 1103–1115.

70. *Munhá J., Kerrich R.* Sea water basalt interaction in spilites from the Iberian Pyrite Belt. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1980, 73, N 2, p. 191–200.

71. *O'Nions R.K., Pankhurst R.J.* Sr isotope and rare-earth element geochemistry of DSDP Leg 37 basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, 31, N 2, p. 255–261.

72. *Page R.W.* Response of U–Pb zircon and Rb–Sr total-rock and mineral systems to low-grade regional metamorphism in Proterozoic igneous rocks, Mount Isa, Australia. — *J. Geol. Soc. Austral.*, 1978, 25, N 3, p. 141–164.

73. *Pankhurst R.J.* Strontium isotope evidence for mantle events in the continental lithosphere. — *J. Geol. Soc.*, 1977, 134, N 2, p. 255–268.

74. *Patchett P.J.* Rb/Sr ages of Precambrian dolerites and syenites in southern and central Sweden. — *Sver. geol. under. C*, 1978, N 747, p. 1–63.

75. *Patchett P.J., Bylund G., Upton B.G.J.* Palaeomagnetism and the Grenville orogeny: New Rb–Sr ages from dolerites in Canada and Greenland. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, 40, N 3, p. 349–364.

76. *Patchett P.J., Van Breemen O., Martin R.F.* Sr isotopes and the structural state of feldspars as indicators of post-magmatic hydrothermal activity in continental dolerites. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1979, 69, N 1, p. 65–73.

77. *Philpotts J.A., Schnetzler C.C., Hart S.R.* Submarine basalts: Some K, Rb, Sr, Ba, rare-earth, H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> data bearing on their alteration, modification by plagioclase, and possible source materials. — *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1969, 7, N 3, p. 293–299.

78. *Preto V.A., Osatenko M.J., McMillan W.J., Armstrong R.L.* Isotopic dates and strontium isotopic ratios for plutonic and volcanic rocks in the Quesnel Trough and Nicola Belt, south-central British Columbia. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1979, 16, N 9, p. 1658–1672.

79. *Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H.* et al. Age of the Precambrian Roraima Formation in northeastern South America: Evidence from isotopic dating of Roraima pyroclastic volcanic rocks in Suriname. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, 84, N 5, p. 1677–1684.

80. *Radicati di Brozolo F., Huneke J.C., Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J.* <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar and Rb–Sr age determinations of Quaternary volcanic rocks. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, 53, N 3, p. 445–456.

81. *Richardson S.H., Hart S.R., Staudigel H.* Vein mineral ages of old oceanic crust. — *J. Geophys. Res.*, 1980, 85B, N 12, p. 7195–7200.

82. Satake H., Matsuda J.-I. Strontium and hydrogen isotope geochemistry of fresh and metabasalt dredged from the Mid-Atlantic Ridge. — Contrib. Miner. and Petrol., 1979, 70, N 2, p. 153–157.

83. Spooner E.T.C. The strontium isotopic composition of seawater and seawater-oceanic crust interaction. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, 31, N 1, p. 167–174.

84. Spooner E.T.C., Chapman H.J., Smewing J.D. Strontium isotopic contamination and oxidation during ocean floor hydrothermal metamorphism of the ophiolitic rocks of the Troodos Massif, Cyprus. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, 41, N 7, p. 873–890.

85. Staudigel H., Frey F.A., Hart S.R. Incompatible trace-element geochemistry and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in basalts and corresponding glasses and palagonites. — Init. Rep. DSDP, 1979, 51/53, pt 2, p. 1137–1144.

86. Staudigel H., Hart S.R., Richardson S.H. Alteration of the oceanic crust: Processes and timing. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, 52, N 2, p. 311–327.

87. Sun S.S., Hanson G.N. Evolution of the mantle: Geochemical evidence from alkali basalt. — Geology, 1975, 3, N 6, p. 297–302.

88. Taylor H.P. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. — Contrib. Miner. and Petrol., 1968, 19, N 1, p. 1–71.

89. Taylor H.P. Oxygen and hydrogen isotope evidence for large-scale circulation and interaction between ground waters and igneous intrusions, with particular reference to the San Juan volcanic field, Colorado. — In: Geochemical transport and kinetics. Wash., 1973, p. 299–324. (Carnegie Inst. Wash. Publ.; N 634).

90. Van Breemen O., Upton B.G.J. Age of Gardar intrusive complexes, south Greenland. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, 83, N 11, p. 3381–3389.

91. Van Schmus W.R., Thurman E.M., Peterman Z.E. Geology and Rb–Sr geochronology of Middle Precambrian rocks in eastern and central Wisconsin. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, 86, N 9, p. 1255–1265.

92. Vidal P., Dosso L. Core formation: Catastrophic or continuous? Sr and Pb isotope geochemistry constraints. — Geophys. Res. Lett., 1978, 5, N 3, p. 169–172.

93. White W.M. Pb isotope geochemistry of the Galapagos Islands. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1979, 78, p. 331–335.

94. Whitford D.J., Jezek P.A. Origin of Late-Cenozoic lavas from the Banda Arc, Indonesia: Trace element and Sr-isotope evidence. — Contrib. Miner. and Petrol., 1979, 68, N 2, p. 141–150.

95. Wood D.A., Gibson I.L., Thompson R.N. Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of eastern Iceland. — Contrib. Miner. and Petrol., 1976, 55, N 3, p. 241–254.

УДК 550.93

*И.М. Морозова, М.М. Аракелянц, А.Г. Рублев*

## **КАЛИЙ-АРГОНОВЫЕ СИСТЕМЫ ВУЛКАНИТОВ**

Датирование вулканических пород исключительно важно для создания и уточнения шкалы геологического времени, для изучения эволюции земной коры и в связи с современным интересом к проблемам развития Мирового океана. При этом для составления шкалы фанерозойского времени К–Аг метод является опорным, а при создании шкалы кайнозойского времени он применяется почти исключительно. Изучение этапов проявления и эволюции вулканизма имеет и прямой практический интерес для установления связи его с рудообразованием.

Однако применение К–Аг метода к датированию вулканогенных пород связано с определенными методологическими трудностями. В первую очередь, рассматривая поведение К–Аг систем в вулканиках, необходимо учи-

тывать общие возможности, а также ограничения К—Аг метода. Последние связаны с интерпретацией дискордантных значений К—Аг возраста когенетичных минералов ниже или выше истинного значения датируемого события. "Заниженные" значения возраста объясняются, как правило, процессами посткристаллизационного охлаждения или нарушения К—Аг систем в результате миграции калия и (или) аргона при наложённых процессах. "Завышенные" значения связывают с присутствием избыточного аргона, различного по своему изотопному составу и генезису.

Эти общие трудности специфично проявляются в породах различного происхождения. Быстрое охлаждение эффузивных пород создает наиболее простые К—Аг системы с точки зрения их термической истории. Интервал времени между образованием отдельных минералов и закрытием их К—Аг систем мал. Таким образом, время их закрытия практически одинаково, несмотря на различия в кинетических параметрах миграции аргона. В то же время, величины кинетических параметров достаточно велики ( $E_a$  30 000 ккал/г-атом) и обеспечивают сохранность радиогенного аргона при комнатной температуре в течение всего времени существования породы. Все это создает предпосылки для частого совпадения К—Аг значений возраста отдельных породообразующих минералов и позволяет в ряде случаев получать истинные (правильные, неискаженные) значения возраста даже для валовых проб.

В качестве примера такого датирования можно привести данные для контрастных по составу вулканогенных пород Сихоте-Алинского пояса, формирование которого происходило в послескладчатый орогенный период, начиная с сеноман-туронского времени и до миоцена [1,8]. Для сопоставления изотопных данных с результатами датирования по флоре было проведено исследование конкретного разреза верхнемеловых-палеогеновых вулканогенных образований, расположенных в бассейне р. Зеркальной. На рис. 1 представлены схемы геологической корреляции, палеоботанические и К—Аг данные. Результаты К—Аг датирования подтвердили выводы предварительного возрастного расчленения [1]. Эти данные соответствуют этапам вулканической активности всего региона, ранее выявленным на основе К—Аг датирования.

При использовании валовых проб критерием правильности полученных результатов может быть совпадение К—Аг данных со стратиграфическими, палеонтологическими или данными других независимых методов изотопного датирования. С учетом указанных критериев контроля, был проведен анализ выполненных в ИГЕМ АН СССР 1127 результатов К—Аг датирования фанерозойских эффузивных пород различных регионов страны. Для кайнозойских пород (включая верхний мел) К—Аг возраст в 89% подтверждается другими методами, для временного интервала нижний мел—триас количество совпадающих значений падает до 65%, а для палеозойских проб — до 50%. В этом анализе не учитывались данные для докембрийских метавулканитов, дискордантные значения возраста которых целиком определяются сложной термической историей полиметаморфических образований. Их К—Аг возраст, как правило, соответствует последним этапам эндогенной активности в данном регионе.

Часть указанных выше отклонений может быть вызвана неточностью стратиграфической привязки проб. Однако это нельзя решить на основании

Возраст	Абс. Возраст, млн. лет.	Состав пород
Эоцен	$41 \pm 3$	L L L L L
Палеоцен	$57 \pm 3$	L L L L L
	?	L L L L L
Даний Сенон	$74 \pm 4$	L L L L L

Рис. 1. Схема разреза верхнемеловых палеогеновых вулканогенных образований по участку правого борта р. Зеркальной

1 — дациты, кварцевые порфиры, их туфы; 2 — фельзиты, тонкофлюидальные липариты; 3 — базальты; 4 — туфы, туффиты, туфопесчаники с растительными остатками

К—Аг датирования валовых проб без использования дополнительных изотопных критериев правильности данных. Хорошо известно, что отдельные минералы характеризуются различными кинетическими параметрами миграции радиогенного аргона и не одинаковой способностью к его захвату из окружающей среды. Совпадение К—Аг данных для отдельных породообразующих минералов является единственным изотопным доказательством времени образования вулканитов и позволяет обсуждать эти результаты с точки зрения определенных геологических событий. Датирование отдельных минералов помогает вскрыть причины расхождения геологических и геохронологических данных и в ряде случаев точно определить возраст пород.

Занижение возраста вулканитов с их простой термической историей чаще всего связано с подвижностью изотопов в процессах выветривания, гидротермальных изменений, ионного обмена. Так, например, при анализе данных для эффузивов Северо-Востока СССР из 105 проб 78 дали реальные значения возраста, а 25 образцов — заниженные, большая часть которых объясняется процессами выветривания вулканического стекла (данные ИГЕМ). Процессы ионного обмена вследствие гидротермальных изменений особенно характерны для подводных вулканитов, но иногда проявляются и в условиях континентальных излияний в результате ремобилизации подземных вод.

При изучении процессов взаимодействия морской воды с подводными вулканитами [15, 16, 10] были отмечены закономерные вариации в содержании ряда элементов, в том числе калия, в направлении от центра к периферии образца. В некоторых работах более детально рассматривалось влияние привноса калия на значение К—Аг возраста. Рис. 2 иллюстрирует изменения К—Аг возраста, содержания аргона и калия для ряда последовательных зон в двух подводных базальтах [26]. В обоих случаях видно систематическое уменьшение содержания аргона и калия в направлении от поверхности к центру проб (рис. 2, а, б). Однако значения К—Аг возраста закономерно изменяются только в одном из образцов. Это расхождение результатов авторы объясняют на основании модели непрерывной диффузии с различиями в величине интервала между кристаллизацией породы и началом процесса привноса калия. Из предложенной модели вытекает (рис. 2, в, г),

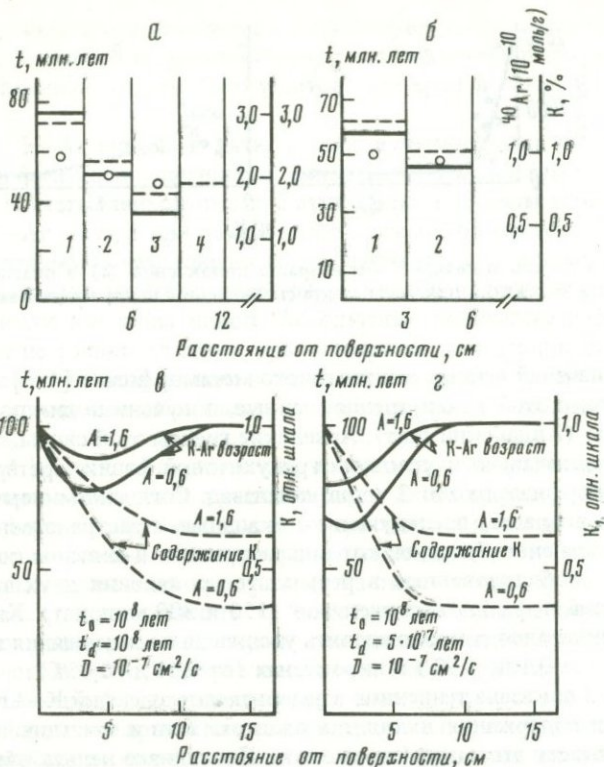


Рис. 2. Вариации (экспериментальные и моделированные) возраста, содержаний аргона и калия для образцов базальта по мере удаления от поверхности пробы к центру

*a* и *б* — экспериментальные данные: *a* — образец 16-26, *б* — образец V-23;  $\circ$  — К—Аг возраст, пунктир — концентрация калия, жирная линия — концентрация аргона; *в* и *г* — теоретические данные для модели диффузионного привноса калия; *A* — отношение концентраций калия (первоначальной и конечной) после процесса диффузии на границе раздела;  $t_0$  — возраст кристаллизации породы;  $t_d$  — время начала процесса диффузии; *D* — коэффициент диффузии

что К—Аг значения возраста мало изменяются, если процесс привноса калия и образование породы значительно разделены во времени.

Таким образом, совпадение К—Аг данных для различных частей драгированных базальтов не может быть выдвинуто как критерий истинности их возраста. Последний, по мнению авторов, соответствует времени 86,6 млн. лет, оцененному путем построения изохроны по данным ступенчатого отжига в методе  $^{40}\text{Ar}$ — $^{39}\text{Ar}$ . Учитывая неоднозначность интерпретации результатов этого метода, особенно в условиях открытой системы с привносом калия, следует считать, что реальность возрастных оценок представляется дискуссионной. Тем не менее процесс миграции калия — существенный фактор нарушения К—Аг системы и, безусловно, важно развить модели количественного описания этих процессов.

Привнос калия в плагиоклазы и пироксены (основные составляющие многих вулканических пород) отмечался при изучении вариаций К—Аг воз-

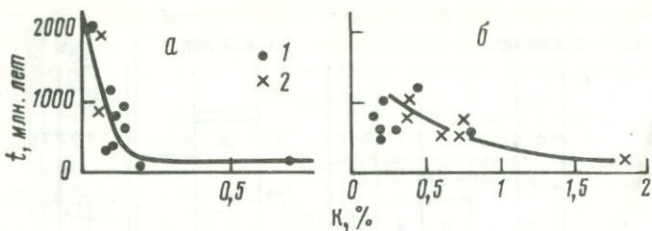


Рис. 3. Зависимость значений К—Аг возраста пироксенов (а) и плагиоклазов (б) от содержания в них калия для зоны контакта гнейсов с интрузиями Батько (1) и Паленый (2)

растных значений в зонах контактового метаморфизма [4, 5]. Особенно показательны, с этой точки зрения, данные, полученные для пород федоровской свиты (Алданский щит). Арзейские гнейсы этой свиты, сформировавшиеся первоначально в условиях гранулитовой фации, претерпели повторный метаморфизм около 2 млрд. лет назад. Согласно минеральным К—Аг значениям возраста, последующие локальные, пространственно незакономерные изменения были низкотемпературными и связаны с воздействием растворов, мобилизованных в результате проявления двух этапов внедрения интрузий нефелиновых сиенитов (150 и 300 млн. лет). Химические изменения минералов сопровождалось увеличением содержания калия в плагиоклазах (от 0,1 до 1,9%) и пироксенах (от 0,01 до 0,65%).

На рис. 3 показана тенденция к уменьшению значений К—Аг возраста при увеличении содержания калия для плагиоклазов и отчетливая аналогичная закономерность этого для пироксенов. Последнюю нельзя объяснить недостаточной чистотой отбора пироксенов, так как другие минералы — более древние по возрасту, и их примесь увеличила бы, а не уменьшила возраст пироксена. Приведенный пример — убедительное свидетельство в пользу процесса химического изменения пироксена вследствие привноса в его структуру калия во время последнего наложенного процесса. Подобное явление отмечалось нами и для габброноритов-лабрадоритов Монче-Чуна-Волчих гундр [6].

Возможность миграции калия подтверждается низкой величиной энергии активации процессов его ионного обмена, оцененной в 15 000 кал/моль для плагиоклазов из беломорских гнейсов. Такие низкие значения энергий активации (12 000 — 20 000 кал/моль) были получены также на основании данных выделения  $^{39}\text{Ag}$  при ступенчатом отжиге из подводных базальтов [27]. По мнению авторов, это свидетельствует о нахождении калия не в структуре, а на границе зерен в результате его миграции в породу. Все изложенное указывает на возможность изменения К—Аг систем основных вулканитов вследствие преимущественной подвижности калия.

Отметим, что более ранние исследования поведения U—Pb систем также выявили особую, облегченную подвижность урана при гипергенезе. Она четко фиксировалась радиографическими исследованиями, а также изучением равновесия  $^{234}\text{U}$ — $^{238}\text{U}$  [31]. Таким образом, не только уран, но и калий, особенно в малокалиевых минералах, является чувствительным индикатором слабых изменений. Не составляет исключения и Rb, который, согласно исследованиям подводных базальтов, мигрирует активнее калия [15]. По-

следний факт весьма существен в свете особой чувствительности Rb—Sr систем по породе в целом к малоинтенсивным воздействиям, и это может приводить к появлению спектра "кажущихся" изохрон в открытой системе [11, 12].

Применение K—Ar метода к датированию вулканических пород осложняется и специфическими причинами, связанными с условиями их образования (быстрое застывание, контакт с атмосферой). Самым серьезным ограничением K—Ar метода при датировании вулканитов следует считать повышенную вероятность нахождения в них "избыточного" аргона. В настоящее время это твердо установленный факт, с которым приходится считаться, датируя почти все типы пород. Абсолютные количества избыточного аргона зависят не только от структуры минералов, как это предполагалось ранее в случае его идентификации в бериллах и кордиеритах, но во многом определяется условиями образования и посткристаллизационного существования пород.

Избыточный аргон в вулканических породах следует различать по генезису, исходя из особенностей кристаллизации их из магмы в два приема: внутри литосферы с образованием фенокристаллов и после излияния, в условиях низкого давления и энергичной дегазации. Аргон "избыточный" магматогенный, захваченный минералами из окружающей среды в процессе образования, следует отличать от "избыточного" унаследованного, т.е. образованного в минерале или породе при распаде калия *in situ* и не до конца утерянного в процессе образования вулканической породы.

Аргон, захваченный из магматических вмещающих пород, может состоять из радиогенного аргона вещества источника и аргона, дополнительно ассимилированного расплавом в результате диффузии из вмещающих пород. Он принадлежит фенокристаллам или быстро закаленным частям лавовых потоков. Унаследованный аргон связан с ксенолитами и ксенокристаллами мантии или вмещающих пород, не успевшими дегазировать аргон. Ксенолиты особенно характерны для туфов из-за сравнительно низкой температуры кислой магмы. В конечном итоге абсолютные количества избыточного аргона зависят от ряда факторов, в том числе от состава источника, взаимодействия системы расплав — вмещающие породы, от коэффициентов распределения газ—минерал в процессе кристаллизации, от длительности подъема магмы и способов отделения флюидной фазы, от скорости дегазации в контакте с атмосферой и др. Учитывая малоизученность физико-химических параметров миграции и распределения газов в названных процессах, трудно количественно оценить возможные избытки аргона. Также трудно отличить аргон магматогенный от унаследованного.

Тем не менее некоторые качественные оценки можно сделать на основании датирования исторических лавовых потоков, данных по растворению аргона в расплавах и его возможному накоплению в веществе источника. Так, например, для базальтовых магм, генерирующихся на глубине 60—100 км при частичном плавлении перидотита, при содержании калия 0,1% за 10 млн. лет концентрация аргона достигнет  $5 \cdot 10^{-8}$  см<sup>3</sup>/г. Так как коэффициент распределения твердое вещество — расплав  $\ll 1$ , базальтовый расплав должен содержать значительную часть этого аргона источника. Максимальные количества аргона в расплаве будут определяться его растворимостью. Согласно экспериментам, растворимость аргона для энстатитового

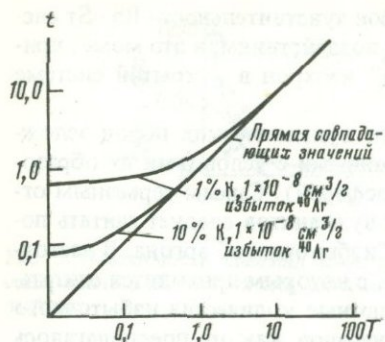


Рис. 4. Отклонение измеренного ( $t$ ) возраста (млн. лет) от истинного ( $T$ ) в присутствии "избыточного"  $^{40}\text{Ar}$  при различных содержаниях калия

расплава составляет около  $5 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$  при давлении 0,25 бар [22], а для гранитного —  $1,5 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$  при 2 кбар [13].

Данные рис. 4 наглядно демонстрируют ограничения К—Аг метода при наличии избыточного аргона. Естественно, что искажающее влияние избыточного аргона проявляется больше всего на молодых минералах и породах с малым содержанием калия. Так, например, содержание избыточного аргона при датировании базальтов в районе Окленда (Новая Зеландия) составило  $1\text{--}5 \cdot 10^{-13}$  моль/г, что привело к максимальному "удревнению" их возраста от значения 60 000 лет до 465 000 лет [25]. Докембрийские породы затрагиваются подобными искажениями в меньшей степени, однако существует эмпирическая закономерность увеличения количества избыточного аргона с возрастом минералов; кроме того, его содержание может повышаться в процессах метаморфизма. В результате в докембрийских метавулканиках концентрация избыточного аргона может достигать до  $10^{-3} \text{ см}^3/\text{г}$ , что в сочетании со сложной термической историей не дает возможности уверенно датировать их К—Аг методом.

Как уже отмечалось, К—Аг метод успешнее всего применяется для датирования пород фанерозойского возраста. Внутренним критерием реальности полученных значений для них является совпадение возрастов когенетических минералов со значительно расходящимися величинами энергии активации, а также совпадение с данными других изотопных методов. Датирование отдельных минералов позволяет диагностировать присутствие избыточного аргона по увеличению возраста отдельных минералов выше истинных значений или по нарушению возрастной последовательности в соответствии с рядом устойчивости минералов к термическим потерям аргона. Однако минеральная сепарация может увеличить содержание воздушного аргона и, соответственно, ошибку при вычислении возраста молодых образований. Кроме того, и само выделение минералов для вулканических пород часто затруднительно из-за плохой раскристаллизованности. В связи с этим используются такие формы учета содержания первоначального аргона, как графические изохронные построения.

Если породы при образовании захватили какое-то начальное качество аргона ( $\text{Ar}_0$ ), то уравнение, по которому рассчитывается содержание аргона в пробе, имеет вид:

$$^{40}\text{Ar}_{\text{общ}} = ^{40}\text{Ar}_p + ^{40}\text{Ar}_0 = K(\lambda_k/\lambda)(e^{\lambda t} - 1) + ^{40}\text{Ar}_0. \quad (1)$$

Рис. 5. Построение изохрон I (а) и II (б) типов

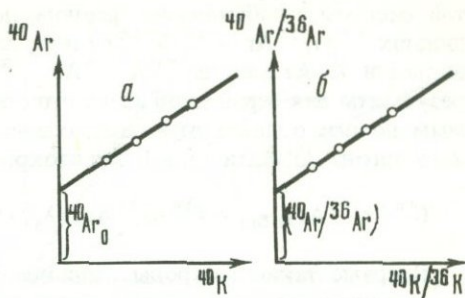
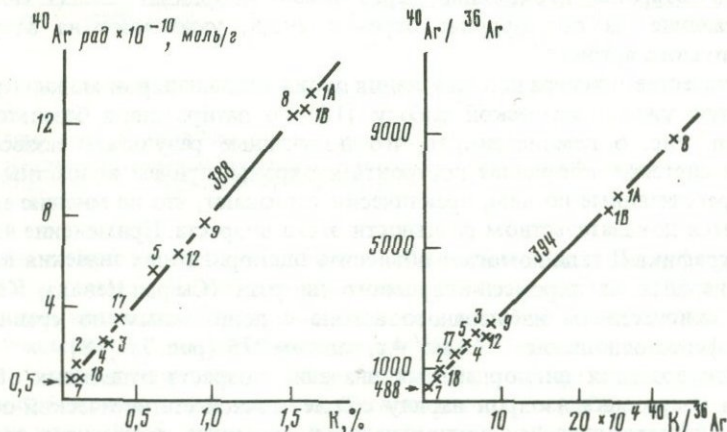


Рис. 6. Изохроны I (а) и II (б) для базальтов Care Breton [18]



Здесь  $^{40}\text{Ar}_{\text{общ}}$  — количество аргона в пробе после внесения обыкновенной поправки на содержание воздушного аргона,  $^{40}\text{Ar}_p$  — содержание радиогенного аргона,  $^{40}\text{Ar}_0$  — начальное количество избыточного аргона.

Содержание  $^{40}\text{Ar}_0$  можно графически учесть в двух случаях. Первый соответствует ситуации, при которой начальное содержание  $^{40}\text{Ar}_0$  во всех пробах постоянно:  $^{40}\text{Ar}_0 = \text{const}$ . Тогда в системе координат  $^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{K}$  при различных содержаниях калия для серии проб изучаемого объекта уравнение (1) будет уравнением прямой линии (изохроны). Угол наклона изохроны зависит от возраста породы, а отрезок, отсекаемый по оси ординат, соответствует содержанию  $^{40}\text{Ar}_0$ . Такие изохроны (назовем их изохронами I типа) первоначально были использованы в работе [25]. Построение подобных изохрон (рис. 5, а) основано на предположении о генетической независимости избыточного и воздушного аргона. Однако накопление информации о вулканических породах привело к выводу о возможном захвате начального аргона с аномальным изотопным составом:  $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 \neq (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{атм}} = 295,5$ . Естественно, что в таком случае использование обыкновенной поправки на примесь  $^{40}\text{Ar}$  из воздуха неправомерно и приводит к дискордантности тем большей, чем больше относительное содержание атмосферного аргона и отклонение первоначального изотопного состава захваченного аргона от атмосферного.

Если начальный аргон имеет определенный изотопный состав, т.е.  $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = \text{const}$ , то возникает возможность, в рамках модели закры-

той системы с избыточным аргоном, построения изохрон II типа в координатах  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$  или, для нейтронно-активационной разновидности К-Аг метода,  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  (рис. 5, б). В этом случае результаты для серии проб из одного объекта образуют изохрону отсекаемым по оси ординат отрезком, отвечающим изотопному составу начального аргона. Аналитически II тип изохрон выражается уравнением:

$$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{общ}} = (^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}) (\lambda_k/\lambda) (e^{\lambda t} - 1) + (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}). \quad (2)$$

Впервые такие изохроны были использованы в работе [25]. Естественно, что изохроны, проходящие через начало координат (I тип) или отсекающие на оси ординат отрезок 295,5, указывают на отсутствие избыточного аргона.

В качестве примера использования обоих типов изохрон можно привести ставшую уже классической работу [18] по датированию базальтов Саре Врепон. Рис. 6 демонстрирует, что полученные результаты позволили в обеих системах координат построить изохроны, причем возрастные значения, рассчитанные по ним, практически совпадают, что по мнению авторов, является доказательством реальности этого возраста. Применение изохронного графика II типа помогает объяснить дискордантные значения возраста в минералах из пироксен-кварцевого диорита (Сьерра-Невада, Калифорния) присутствием избыточного аргона с пониженным по сравнению с атмосферой отношением  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ , равным 275 (рис. 7) [18].

Интерпретация дискордантных значений возраста отдельных образцов путем построения изохрон наряду с более точной статистической обработкой результатов сделала популярными изохронные построения при датировании вулканических пород. В литературе приводятся многочисленные примеры использования изохрон с интерпретацией результатов в рамках модели закрытой системы с избыточным аргоном. Однако некоторые из них противоречат либо геологическим данным, либо данным других изотопных методов. Это заставляет предполагать, что К-Аг изохроны могут нести ложную информацию. Следовательно, при графических построениях необходимо исключить все источники получения кажущихся возрастов.

При проведении эксперимента прежде всего должен быть сведен к минимуму холостой фон прибора. При существенных загрязнениях атмосферным аргоном даже дубликатные анализы одного образца расположатся вдоль линии, соединяющей точку, соответствующую образцу, свободному от атмосферной контаминации, и точку на оси  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ , соответствующую составу атмосферного аргона. Это приводит к тому, что с помощью изохронного построения невозможно отличить аргон избыточный от радиогенного, если вариации отношения  $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$  определяются исключительно различными содержаниями атмосферного  $^{36}\text{Ar}$ .

Впервые это отметили МакДугалс соавторами [25] при датировании базальтов Новой Зеландии, возраст которых по стратиграфическим данным и радиоуглеродному методу оценивается менее чем в 30 000 лет. Дискордантные значения К-Аг возраста для серий когенетичных лав находились в интервале от 70 000 до 465 000 лет. Построение изохрон в координатах  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$  не дало возможности диагностировать присутствие

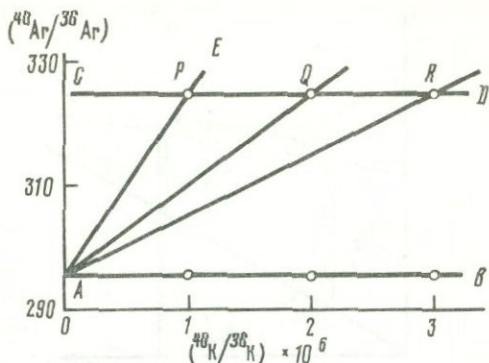
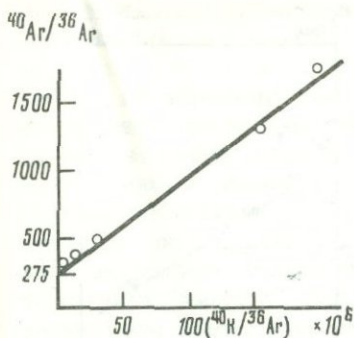


Рис. 7. Изохрона II типа для пироксен-кварцевого диорита [18]

Рис. 8. Построение "ложной" изохроны II типа [25]

$CD$  — изотопный состав захваченного аргона;  $AB$  — изотопный состав воздушного аргона;  $APE$ ,  $AQ$ ,  $AR$  — гипотетические изохроны

избыточного аргона даже в случае удовлетворительных статистических параметров изохрон. Для одного из вулканов (Rangitoto) это объясняется отсутствием вариаций в содержании калия и иллюстрируется гипотетическим случаем на рис. 8. Очевидно, что при равном калии, одинаковом изотопном составе захваченного  $^{40}\text{Ar}$  (линия  $CD$ ) и при разных количествах воздушного аргона точки расположатся на изохроне ( $APE$ ), проходящей через значение 295,5, несмотря на присутствие избыточного  $^{40}\text{Ar}$ . Для другого вулкана (Parike) ложная зависимость — результат присутствия избыточного аргона, пропорционального содержанию калия, вследствие ассимиляции лавами подстилающих пород.

В общем виде, получение ложных (точнее, не соответствующих возрасту) линейных зависимостей возможно по крайней мере в двух случаях. Первый относится к так называемым "изохронам смешения" (балансовым "изохронам"), подробно рассмотренным в работе [9], и иллюстрируется рис. 9. Пусть в породе присутствуют два минерала — основных носителей калия и аргона. Минерал с содержанием калия  $K_1$  захватил начальный аргон  $^{40}\text{Ar}_{01}$ , а минерал с содержанием калия  $K_2$  — аргон  $^{40}\text{Ar}_{02}$ . Если в исследуемых пробах эти минералы находятся в различных соотношениях, то аналитические результаты определяют линию смешения. Угол наклона "изохроны" может оказаться любым, так как зависит от соотношения  $\text{Ar}_{10}/\text{Ar}_{02}$ .

На рис. 10 [14] приведена такая ложная зависимость. Анализировались концентраты, состоящие из кварца и полевого шпата, выделенные из вулканитов Cape Vaticano. Полученные данные легли на линию смешения с обратным (!) углом наклона. Очевидно, что кварц в этой смеси содержит избыточный аргон. Второй случай появления невозрастных зависимостей — получение ложных изохрон (псевдохрон) в открытых системах в результате пропорционального содержания калия и привноса-выноса аргона (рис. 11, а, б).

Возможности таких случаев рассмотрены в литературе [29, 32]. При этом, как отмечает Циммерман [32], интерпретация в рамках закрытой

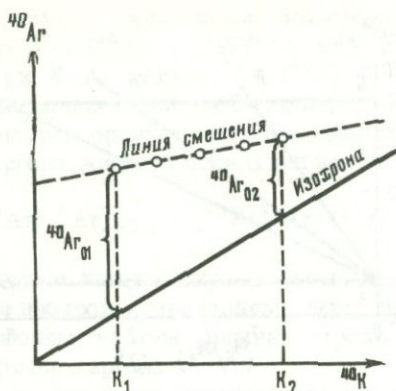


Рис. 9. Изохрона смешения для проб породы в целом в случае присутствия избыточно-го аргона

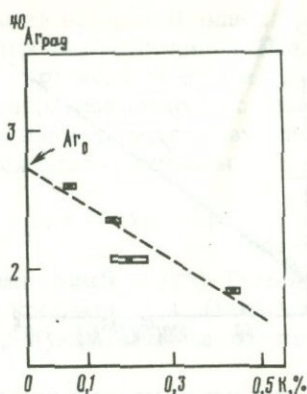


Рис. 10. Линия смешения для смеси кварца с полевым шпатом из вулканитов Capo Vaticano [14]  $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$  — в моль /  $\times 10^{-10}$ ;  $\text{Ar}_0 = 2,68 (\pm 0,57)$  моль /  $\times 10^{-10}$

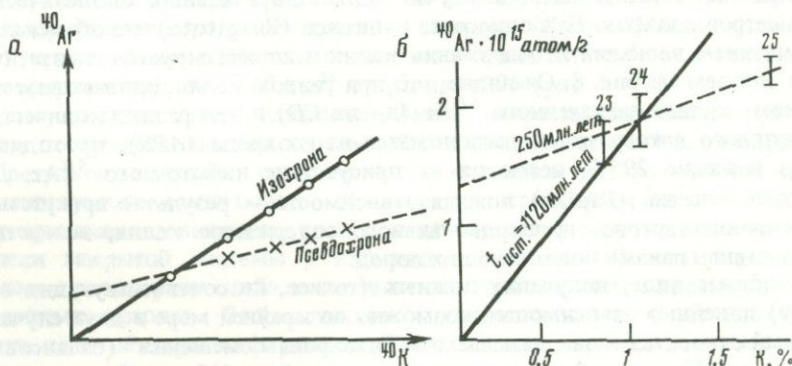
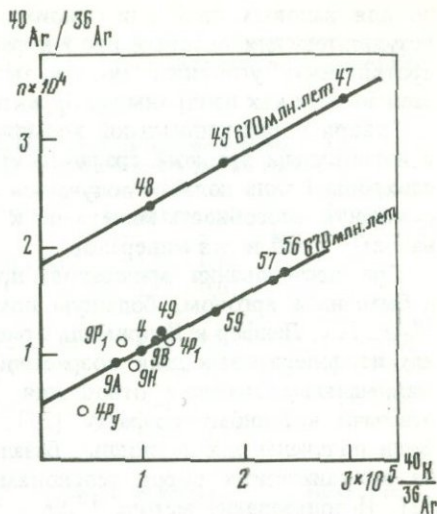


Рис. 11. Псевдоизохрона для пропорциональной потери радиогенного аргона  
а — гипотетический случай; б — долериты, секущие гнейсы Tällnäs [32]

системы с  $\text{Ar}_0$  приводит к парадоксальным выводам. Так, в случае потерь  $^{40}\text{Ar}_p$  такая псевдоизохрона укажет на присутствие избыточного аргона. На рис. 11, б, взятом из работы Циммермана, приведены результаты К—Аг датирования заведомо докембрийской (по данным Rb—Sr метода 1230 млн. лет) долеритовой дайки. Несомненные потери аргона, но являющиеся линейной функцией содержания калия (а значит, калиевых минералов), приводят к образованию псевдоизохроны, указывающей на избыток аргона в пробах. Наиболее полная оценка изохронных методов в К—Аг геохронологии дана в работе [29]. Авторы отмечают, что любая линейная зависимость измеренных возрастов от содержания калия в серии проб сомнительна в смысле определяемого по ней возраста. Действительно, анализ известных К—Аг изохрон показывает, что если они отсекают по оси ординат какой-либо отрезок (изохроны I типа) или отношение, отлич-

Рис. 12. Изохрона для массива габбро Tudor [19]



ное от атмосферного (изохроны II типа), то в большинстве случаев возрасты, рассчитываемые по ним, не имеют реального геологического смысла. Более того, иногда удается выявить внутреннюю противоречивость таких "изохрон". Так, при упомянутом выше датировании базальтов Cape Breton (рис. 6) по обоим изохронам получены совпадающие значения возраста. Это означает, что  $^{40}\text{Ar}_0 = \text{const}$  и  $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = \text{const}$ , значит, постоянным должно быть и содержание  $^{36}\text{Ar}_0$ . Из приведенных же в работе [29] данных следует, что содержание  $^{36}\text{Ar}$  в различных пробах различается в 2–3 раза, что не должно быть, если "изохроны" имеют реальный геологический смысл.

Еще один пример несоответствия интерпретации аналитических данных используемой модели можно обнаружить в работе [19]. При датировании габброидного массива, возраст которого не менее 1300 млн. лет, авторы получили изохрону II типа по валовым пробам (рис. 12). Кроме того, из двух проб были выделены и проанализированы минералы. Очевидно, что если в минералах присутствует избыточный аргон, то он должен иметь тот же самый изотопный состав, что и порода в целом, и в этом случае располагаться на той же изохроне. Однако из рис. 12 видно, что три минерала из четырех на изохрону не ложатся. Это означает, что либо избыточный аргон в минералах отсутствует, но тогда они должны определять время наложенного процесса (670 млн. лет), либо все минералы имеют различный изотопный состав  $\text{Ar}_0$ . Первому варианту противоречат аналитические данные для минералов, второму — нахождение точек, отвечающих валовым пробам, на одной изохроне, так как приходится предполагать, что, несмотря на различия минерального состава проб (это следует из описания, приведенного в статье), усредненный изотопный состав  $\text{Ar}_0$  оказывается одинаковым. Таким образом, приведенные в статье данные противоречат используемой модели.

Пример неправильного использования изохронных построений, но уже для открытых K–Ar систем, можно найти в работе [30], в которой с помощью изохроны I типа интерпретируются результаты датирования валовых проб, полевых шпатов, биотитов, пироксена и амфибола из иотнических долеритов Центральной Швеции. Наблюдаемая дискордантность K–Ar значений возраста (875–1230 млн. лет) полностью соответствует ряду устойчивости, что указывает на потери радиогенного аргона. В этом случае изохрона I типа определяет истинный возраст только при одинаковых по абсолютному содержанию потерях аргона, что теоретически возмож-

но для валовых проб или одноименных минералов. Поэтому нанесение результатов для валовых проб и различных минералов на один график противоречит условиям модели, и прямая интерпретация полученной зависимости как изохроны некорректна.

Говоря о принципиальной возможности датирования закрытых систем с избыточным аргоном графическими методами, следует отметить, что изохроны I типа должны получаться только для валовых проб, учитывая различную способность минералов к захвату, а изохроны II типа — и для валовых проб, и для минералов.

При исследовании минералов, представляющих закрытую систему с избыточным аргоном, большую помощь может оказать метод  $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ . Так, Ланфер и Далримпль отмечали, что в плагиоклазах и пироксенах из долеритовых даек возрастной спектр имеет вид "седла", причем минимальные значения отношения  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  в средней части спектра отвечают истинному возрасту [24]. Подобные спектры (типа "седла") были получены для подводных базальтов [26], а также для плагиоклазов из вулканических пород зеленокаменного пояса Центральной Карелии [2]. Использование метода  $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$  для диагностирования избыточного аргона увеличивает информативность аргонового метода по сравнению с традиционным K—Ar датированием. Из табл. 1 [2] очевидно, что случайное совпадение измеренных возрастов по плагиоклазу и амфиболу в андезите № 524 интерпретировалось бы как истинный возраст. Диагностика избыточного аргона методом  $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$  выявила реальное значение 1,7 млрд. лет, соответствующее наложенному процессу.

Особенно существенно, что применение графических методов в координатах  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$  или  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  позволяет предполагать существование первоначального аргона с изотопным отношением  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  не только выше, но и ниже изотопного отношения атмосферного аргона. "Завышенное" отношение легко объясняется присутствием избыточного  $^{40}\text{Ar}$ , имеющего радиогенное происхождение. "Заниженные" значения объяснить не так просто. Они могут быть тривиальным результатом ложной изохронной зависимости, процесса физико-химического фракционирования или результатом присутствия первичного мантийного аргона. Очевидно, что выяснение этих аномалий изотопного состава важно не только с геохронологических позиций, но и в свете современных представлений об эволюции Земли, ее дегазации, гетерогенности состава ее мантии.

Процессы фракционирования могут происходить при взаимодействии атмосферы с магматическим расплавом (обогащение легкими изотопами), при выделении аргона из кристаллизующейся магмы (обогащение тяжелыми изотопами) и, наконец, в результате более сложного процесса, включающего многократное фракционирование в магматической колонне. Исследование этих процессов для современных вулканических пород путем совместного измерения отношений  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  и  $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$  показало, что фракционирование может быть причиной не только аномально высокого, но и низкого отношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  [23, 21]. Однако, учитывая возможность экспериментальных ошибок из-за фонов на массах 36 и 38 и сложной приборной дискриминации, изучение этих процессов требует дальнейших исследований.

Таблица 1

Возрастные значения (млрд. лет), полученные для пород зеленокаменного пояса Центральной Карелии спектральным  $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$  и традиционным К-Аг методами [2]

№ пробы, порода	Возраст по плато или минимальным значениям $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ в газовых фракциях при седловидной форме спектра			
	амфибол	эпидот	плагиоклаз	биотит
125в, габбродиорит	3,06 ± 0,09	1,60 ± 0,07	1,54 ± 0,06	—
866, "	2,73 ± 0,09	—	1,84 ± 0,07	—
123 г, амфиболит	2,56 ± 0,08	—	—	—
508-1, андезит	2,82 ± 0,09	1,72 ± 0,08	1,73 ± 0,07	1,65 ± 0,07
524, "	2,70 ± 0,09	1,74 ± 0,07	1,54 ± 0,06	1,71 ± 0,07
Среднее	2,77 ± 0,09	1,69 ± 0,05	1,66 ± 0,12 1,67 ± 0,03	1,68 ± 0,03

№ пробы, порода	Традиционный К-Аг метод по всему $^{40}\text{Ar}_D$ в минерале			
	амфибол	эпидот	плагиоклаз	биотит
125в, габбродиорит	3,07 ± 0,09	1,91 ± 0,07	1,86 ± 0,06	—
866, "	2,68 ± 0,09	—	3,02 ± 0,09	—
123г, амфиболит	2,59 ± 0,08	—	—	—
508-1, андезит	2,81 ± 0,09	2,30 ± 0,08	2,46 ± 0,08	1,64 ± 0,07
524, "	2,60 ± 0,09	1,98 ± 0,07	2,73 ± 0,10	1,70 ± 0,07
Среднее	2,75 ± 0,09	?	?	1,67 ± 0,03

С теоретической точки зрения вопрос о возможном первичном изотопном составе аргона остро дискуSSIONен. Согласно непосредственным измерениям изотопного состава аргона в вулканических породах мантийного происхождения, он находится в пределах от 295,5 до 16 000. Некоторые исследователи приписывают мантии средние и высокие отношения [3, 7]. Они обосновывают это моделями образования земной атмосферы, исходя из дегазации и дифференциации мантии в целом. Другие полагают, что отношение в нижней мантии находится в пределах от 295,5 до 450 и в целом близко к атмосферному [21, 22]. Это согласуется с теорией образования атмосферы и сиалической коры предпочтительно из верхней деплетированной мантии, гетерогенность которой в настоящее время установлена на основании химических и изотопных различий между базальтами срединно-океанических хребтов, океанических островных дуг, мест повышенной активности мантии и континентальными.

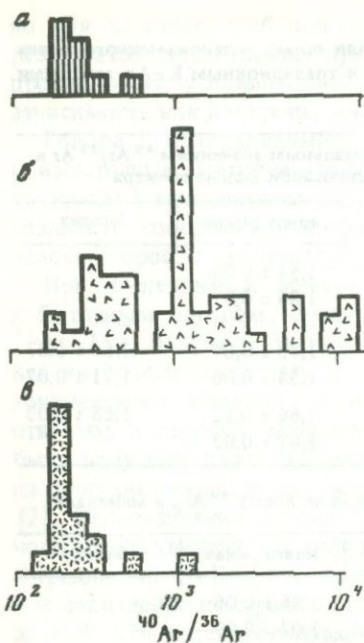
Рис. 13 демонстрирует гистограммы отношений  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  для пород мантийного происхождения. Для ультраосновных пород, мантийный генезис которых подтверждается аномалиями  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{129}\text{Xe}$  и базальтов морского дна из мест повышенной активности, отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  находится в пределах от 295 до 1200, причем обычно оно ниже 500. Для базальтов срединно-океанических хребтов большинство значений около 1000. Возникает вопрос: может ли быть в мантии Земли отношение

Рис. 13. Гистограмма для пород мантийского генезиса [17]

*а* — континентальные ультраосновные породы, *б* — подводные базальты океанического хребта, *в* — базальты океанического дна

$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  меньше атмосферного? Это целиком определяется масштабом закрытости отдельных участков мантии и степенью ее гетерогенности по отношению  $\text{K}/^{36}\text{Ar}$ .

Связывать измеренные отношения первоначального аргона, близкие к атмосферному, непосредственно с мантией нельзя без дополнительных доказательств отсутствия коровой или атмосферной контаминации. Низкие значения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  в совокупности с высокими значениями  $^3\text{He}/^4\text{He}$  исключают коровое загрязнение. Однако, учитывая повышенную концентрацию  $^{36}\text{Ar}$  в атмосфере, можно допустить, что при соприкосновении маг-



мы с атмосферой существенно изменится только отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ . Отдельные опыты с использованием ступенчатого отжига показали существование низкого отношения в высокотемпературных фракциях [21]. Но и этот факт не является прямым доказательством существования в мантии низкого отношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ , так как сведений о механизме захвата и выделения воздушного аргона в настоящее время явно недостаточно. Затронутые вопросы следует рассматривать, учитывая сведения об изотопном составе и распространенности всех инертных газов в вулканических породах.

Всестороннее геохронологическое-геохимическое исследование вулканитов поможет выявить не только пространственно-временную эволюцию вулканизма, но и изотопно-геохимические ограничения на модели образования Земли и ее оболочек.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аракелянц М.М., Ахментьев М.А., Филимонова Л.Г. Возраст вулканитов Южного Сихотэ-Алиня. — ДАН СССР, 1982, 262, № 4, с. 946–948.
2. Ашкинадзе Г.Ш., Гороховский Б.М., Шуколюков Ю.А. Применение метода  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  для датирования пород зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1978, с. 71–77.
3. Друбецкой Е.Р., Логицов Ю.В., Лопатин Б.Г., Толстихин И.Н. К вопросу об изотопном составе аргона в мантии Земли. — Геохимия, 1979, № 8, с. 1247–1250.
4. Морозова И.М., Никитина Л.П., Шуркина Л.К., Спринцзон В.Д., Алферовский А.А. Изотопно-геохронологические и кинетические исследования в зонах контактового метаморфизма (Алданский щит). — В кн.: Проблемы геохронологии и геохимии изотопов. Л.: Наука, 1977, с. 4–29.
5. Морозова И.М., Спринцзон В.Д., Алферовский А.А. Физико-химическая интерпретация дискордантных значений  $\text{K}-\text{Ar}$  возраста минералов в зоне контактового

метаморфизма. — В кн.: Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л.: Наука, 1972, с. 55–65.

6. Морозова И.М., Спрингсон В.Д., Шуркина Л.К. Кинетика выделения избыточного  $^{40}\text{Ar}$  из плагиоклазов габбро (Кольский п-ов). — Геохимия, 1975, № 5, с. 684–691.

7. Толстихин И.Н. Друбецкой Е.Р., Шараськин А.Я. Об изотопном составе аргона в мантии Земли. — Геохимия, № 4, 1978, с. 504–520.

8. Филлимонова Л.Г., Аракелянц М.М., Вронская С.И., Кортман Р.В. О связи вулканизма и оруденения в пределах Сихотэ-Алинского вулканического пояса. — ДАН СССР, 1980, 251, № 6, с. 1492–1495.

9. Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченко О.А. Графические методы изотопной геологии. М.: Наука, 1974. 206 с.

10. Dasch E.I., Hedge C.E., Dymond I. Effects of sea water interaction of deep-sea basalts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, 19, N 2, p. 177–183.

11. Field R. Secondary geologically meaningless Rb–Sr isochrons, low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial ratio and crustal residence times of high grade gneisses. — Lithos, 1980, L3, N 4, p. 295–304.

12. Field R. Rb–Sr total rock isotope studies on Precambrian charnockitic gneisses from South Norway: Evidence for isochron resetting during a low grade metamorphic-deformational event. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, 45, N 1, p. 32–44.

13. Fyfe W.S., Lanphere M.A., Dalrymple G.B. Experimental introduction of excess  $^{40}\text{Ar}$  into a granitic melt. — Contrib. Miner. and Petrol., 1969, 23, N 3, p. 189–193.

14. Givetta L., Cortiki M., Gasparini P. Interpretation of a discordant K–Ar age pattern (Capo Vaticano, Calabria). — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, 20, N 1, p. 113–118.

15. Hart S.R. K, Rb, Cs contents and K/Rb, K/Cs ratios of fresh and altered submarine basalts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, N 6, p. 295–302.

16. Hart R.A. Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, N 9, p. 269–279.

17. Hart R., Dymond I., Hogan L. Preferential formation of the atmosphere-sialic crust system from the upper mantle. — Nature, 1979, 278, N 8, p. 156–159.

18. Hayatsu A., Carmichael C.M. K–Ar isochron method and initial argon ratios. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, 8, N 1, p. 71–76.

19. Hayatsu A., Palmer H.C. K–Ar isochron study of the Tudor Gabbro, Grenville Province, Ontario. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, 25, N 2, p. 208–212.

20. Kaneoka I. Rare gas isotopes and mass-fractionation: An indicator of gas transport into or from a magma. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, 48, N 3, p. 284–292.

21. Kaneoka I., Takaoka N., Aoki K. Terrestrial rare gases. Tokyo, 1978. 220 p.

22. Kirsten T. Incorporation of rare gases in solidifying enstatite melts. — J. Geophys. Res., 1968, 73, N 8, p. 2807–2810.

23. Krummenacher D. Isotope composition of argon in modern surface volcanic rocks. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, 8, N 2, p. 109–117.

24. Lanphere M.A., Dalrymple J.B. Identification excess  $^{40}\text{Ar}$  by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectrum technique. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, 32, N 4, p. 141–148.

25. McGougall I., Polach H.A., Stipp I.I. Excess radiogenic argon in young subaerial basalts from the Auckland volcanic field. — Geochim. et cosmochim. acta, 1969, 33, N 12, p. 1485–1520.

26. Ozima M., Saito K., Honda M. Sea water weathering effect on K–Ar age of submarine basalts. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, 41, N 4, p. 453–461.

27. Ozima, Takigami. Activation energy for thermal release of Ar from some DSDP submarine rocks. — Geochim. et cosmochim. acta, 1980, 44, N 1, p. 141–144.

28. Saito K., Basu A.R., Alexander E.C. Lanetary-type rare gasses in an upper mantle-derived amphibole. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, 39, N 2, p. 274–280.

29. Shafiqullah M., Damon P.E. Evaluation of K–Ar isochron methods. — Geochim. et cosmochim. acta, 1974, 38, N 9, p. 1341–1358.

30. Welin E., Lundqvist T. K–Ar age of Iotnian dolerites in Västernorrland County, Central Sweden. — Geol. foren. Stockholm forhandl., 1975, 97, pt 1, N 560, p. 83–88.

31. Zielinski R.A., Petemann Z.E., Stuckless I.S. et al. The chemical and isotopic record of rock-water interaction in the Shesman granite, Wyoming and Colorado. — Contrib. Miner. and Petrol., 1981, 78, p. 209–219.

32. Zimmerman G.L. Excess and loss of argon in dolerites: Example of Erroneous isochrons from a metamorphosed dyke in Middle Caledonides, Norway. — C. r. Acad. sci., 1977, 285, N 7, p. 1159–1162.

## ДАТИРОВАНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД МЕТОДОМ ТРЕКОВ

Метод основан на использовании следов — треков, оставляемых в минералах осколками спонтанного деления  $^{238}\text{U}$  [5]. После травления минералов в специальных реагентах треки в виде каналов или конических углублений можно наблюдать в оптический микроскоп. Накопление треков в минерале с течением времени — процесс, аналогичный накоплению тех или иных изотопов в результате радиоактивного распада. Для определения возраста по числу спонтанных треков необходимо знать скорость их накопления и концентрацию урана в минерале. Последнюю определяют по трекам осколков индуцированного деления  $^{235}\text{U}$ , возникающих при облучении минерала тепловыми нейтронами ядерного реактора.

В формуле для расчета возраста:  $t = (P_s/P_i)(nd/\lambda_f)$ ;  $p_s$ ,  $p_i$  — плотности треков спонтанного и индуцированного деления урана,  $n$  — нейтронный поток,  $\sigma$  — сечение деления  $^{235}\text{U}$ ,  $I$  — отношение  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ ,  $\lambda_f$  — константа скорости спонтанного деления  $^{238}\text{U}$ . Приведенное выражение с малой погрешностью справедливо для возраста менее  $10^8$  лет. В противном случае необходимо учитывать убыль урана вследствие альфа-распада.

Таким образом, задача определения возраста сводится к определению величин  $n$  и  $P_s/P_i$ . Измерение нейтронного потока целесообразно проводить опять по трекам осколков индуцированного деления с помощью эталонных стекол или мишеней. В принципе, многие минералы могут быть использованы для определения возраста методом треков. Однако анализ треков затруднен при их очень малой или высокой плотности, что определяется концентрацией урана в минерале и его возрастом. При очень высокой плотности треки сливаются и не поддаются подсчету, при очень низкой подсчеты становятся трудоемкими. Кроме того, при определении плотности треков деления важным вопросом, определяющим точность подсчетов и конечных результатов, является отличие треков от неядерных дефектов. В общем треки имеют достаточно характерные признаки, отличающие их от дефектов. Тем не менее в тех случаях, когда дефектов в минерале много, точное определение плотности треков иногда невозможно.

С учетом всего изложенного, а также распространенности минералов в породе наиболее пригодны для датирования вулканических образований вулканическое стекло и урансодержащие акцессорные минералы апатит, циркон, сфен. Почти непригодны для датирования породообразующие кристаллические минералы и акцессорные безурановые минералы: содержание урана, входящего в их кристаллическую структуру, очень низкое, в них накапливается мало треков спонтанного деления, которые трудно опознать среди неядерных дефектов, количественно преобладающих.

В какой-то степени для датирования могут быть использованы слюды, обычно имеющие очень мало неядерных дефектов, сходных по облику с треками, но только слюды не моложе палеоцена. Однако высокая проницаемость слюд по плоскостям спайности часто обуславливает миграцию урана, которая искажает получаемые возрастные значения [1, 16]. В вулканических стеклах микровключения также могут мешать диагностике тре-

ков, но тем не менее достаточно часто встречаются и совершенно чистые стекла. Помимо стекол, апатита, циркона и сфена в отдельных случаях для датирования используют и менее распространенные минералы: ортит, эпидот, бастензит и другие, особенно если они содержат мало дефектов.

Измеренное количество спонтанных треков в минерале иногда не соответствует его возрасту. Это происходит из-за того, что сохранность треков зависит от температуры и длительности прогрева минерала в геологических условиях. Именно поэтому данным методом редко удается датировать минералы древнее палеозоя [4]. Сохранность треков в разных минералах сильно различается. Хорошо сохраняются треки в цирконе (энергия активации отжига 50% треков  $E_{50\%} \approx 3,6$  эВ). При датировании циркона из вулканических пород обычно не требуется вводить поправки на природный отжиг треков. Еще выше устойчивость треков в сфене ( $E_{50\%} \approx 4,4$  эВ). Хотя сохранность треков в апатите ( $E_{50\%} \approx 2,0$  эВ) хуже, чем в цирконе и сфене, все же в образцах с возрастом примерно до 100 млн. лет, не испытавших наложенных процессов, часто не наблюдается отжига треков.

По-другому обстоит дело с вулканическими стеклами. Даже в очень молодых стеклах обычно потеряна какая-то часть треков. Это объясняется большим диапазоном энергии активации отжига треков в стеклах, зависящей от степени отжига ( $E_{50\%} \approx 1,1-3,0$  эВ). Тем не менее это не означает плохой пригодности стекол для датирования, так как значительная часть треков в них сохраняется и может быть введена поправка на потерянные треки.

Известны случаи, когда по трекам датировались образования возрастом до 100 млн. лет и более [2]. Судить о том, какая часть спонтанных треков в минерале потеряна в результате природного отжига, можно по параметрам оставшихся треков. После отжига уменьшаются длина и диаметр их канала. Естественно, такую оценку можно сделать, если отжиг не привел к полному уничтожению треков. Для количественного учета природного отжига треков используются два методических приема. В одном из них в ходе искусственного отжига в минерале индуцированных треков экспериментально определяют зависимость между изменением их размеров и их плотностью. Далее путем сравнения размеров "свежих" индуцированных и природно отожженных спонтанных треков находят долю сохранившихся треков от их полного количества. Это дает возможность рассчитать реальный возраст минерала.

Редукция размеров треков при отжиге обычно видна на гистограммах, когда максимум смещается в сторону меньших значений. Различные по температуре режимы отжига треков будут выделяться на гистограммах отдельными пиками. При этом можно рассчитать не только реальный возраст минерала, но и время окончания термального воздействия по числу треков, соответствующих максимумам на гистограммах.

Другой вариант определения реального значения возраста на образцах, испытавших природный отжиг треков, аналогичен способу ступенчатого отжига в методе  $^{40}\text{Ag}-^{39}\text{Ag}$ . В данном случае выполняют ступенчатый синхронный отжиг треков спонтанного и индуцированного деления урана, в ходе которого изменяется их количественное соотношение. Наиболее подвержены отжигу концы треков, причем укорачивание треков означает уменьшение их плотности на плоскости наблюдения. Поэтому, если в при-

родных условиях концы треков с малой энергией активации уже потеряны, в эксперименте отжиг начинается с концов индуцированных треков, и отношение числа спонтанных треков к индуцированным увеличивается. Когда же оно стабилизируется, то это означает, что длина и соответственно плотность тех и других треков уменьшилась в равной степени и их отношение равно первоначальному. Следовательно, рассчитываемый возраст отвечает реальному. Этот вариант метода более точный и менее трудоемкий, чем предыдущий, но требует не очень низкой плотности треков спонтанного деления. В стеклах для введения коррекции на отжиг треков измеряют наибольший диаметр ямки травления, в кристаллах измеряют длину треков.

Указанные способы коррекции применяют обычно только к стеклам, где они дают хорошие результаты. Как правило, не требуется коррекции природного отжига треков в цирконе и сфене ввиду высокой устойчивости треков в этих минералах. В настоящее время исследуются методические вопросы способов коррекции применительно к апатиту.

Как уже говорилось, возраст рассчитывают по соотношению спонтанных и индуцированных треков деления урана. Существует ряд вариантов метода в зависимости от того, в каких частях кристалла или кристаллов подсчитывают спонтанные треки и где регистрируют индуцированные треки. Для апатита и мелких фрагментов стекол обычно применяют способ "многих зерен". В этом случае навеску минерала делят на две части. Из одной части готовят цементный шлиф, и после шлифовки, полировки и травления во многих зернах подсчитывают плотность треков спонтанного деления. Вторую часть навески облучают нейтронным потоком и аналогичным образом используют для подсчетов треков индуцированного деления.

При относительно небольшом изменении содержания урана от зерна к зерну и большом количестве зерен концентрацию урана принимают идентичной в обеих частях навески. Перед облучением спонтанные треки уничтожают отжигом либо после облучения подсчитывают сумму треков двух видов, так как спонтанные и индуцированные треки визуально не различаются, и затем вычитают плотность спонтанных треков. Последний вариант дает меньшую точность подсчетов, если только плотность индуцированных треков значительно не превосходит плотность спонтанных.

В стеклах подсчеты спонтанных и индуцированных треков часто проводят на одной и той же популяции зерен. Для датирования циркона и сфена используют способ "единичных зерен". При этом треки спонтанного деления подсчитывают в отдельных отполированных и протравленных зернах минералов, а треки индуцированного деления — в прикладываемом к зерну на время облучения детекторе (пластике или слюде). Для того чтобы треки в минерале и детекторе регистрировались с равной эффективностью, требуется соблюдение определенных условий и проверка достигнутого равенства [10].

Необходимость применения внешнего детектора для циркона и сфена диктуется тем, что отжиг этих минералов, который был бы во многих случаях нужен для удаления большого количества спонтанных треков, чтобы разместить там индуцированные треки, часто заметно изменяет их структуру и приводит к разной эффективности регистрации этих двух видов деления. Кроме того, с применением внешнего детектора не требуется отжига и повторного монтажа минерала на шлиф после агрессивных

условий травления. Иногда методику упрощают, и треки спонтанного и индуцированного деления выявляют не на полированных срезах кристаллов, а на их внешних гранях. Это возможно, если минералы в породе не были покрыты ураносодержащими минеральными пленками.

К преимуществам метода треков в сравнении с другими методами ядерной геохронологии относятся: использование малого количества минерала, вплоть до отдельных зерен акцессорных минералов; датирование в интервале от десятков до сотен тысяч лет, трудно достигаемое при других методах; установление занижения возраста в результате термического события и коррекция такого занижения. Кроме того, метод не требует сложной аппаратуры (исключая облучение в ядерном реакторе). Однако для работы по этому методу исследователю необходим значительный опыт — в диагностике и подсчете треков, монтаже мельчайших зерен минералов в препараты, в их полировке до оптического, а не ювелирного качества поверхности. К недостаткам метода относится потеря части треков в ходе геологической истории, что вызывает занижение возраста в более древних образцах, а также ограниченный круг минералов с требуемой концентрацией урана, к тому же в достаточной степени бездефектных.

Основные погрешности метода связаны с определением количества треков спонтанного и индуцированного деления урана и интенсивности нейтронного облучения минерала. Введение поправки на отжиг треков также несколько увеличивает ошибку определения. В лучшем случае погрешность определения возраста составляет 4–8%, однако для очень молодых образцов эта величина может быть значительно выше из-за статистически малого количества спонтанных треков. Примером служит определение возраста вулканических стекол (glass shards) из вулканогенно-осадочных образований Италии [6]. Полученные значения возраста приведены в табл. 1 с теми исходными данными, которые принято публиковать. Ошибки более 10% целиком обусловлены малым числом сосчитанных спонтанных треков. При дополнительных затратах труда на подсчеты ошибки могут быть уменьшены.

К сожалению, константа скорости спонтанного деления урана не определена до сих пор с необходимой точностью, и два значения, принимаемые разными группами исследователей, различаются на 17%. В связи с этим рекомендуется использовать возрастные стандарты, т.е. образцы, надежно датированные другими геохронологическими методами. Первые стандарты апатита и циркона из Фиш Каньона уже распределены по лабораториям. Результаты по апатиту приведены в табл. 2, и в какой-то мере по ним также можно судить о точности, достигнутой методом треков. В ряде работ проведено одновременное датирование образцов методом треков и калий-аргоновым, данные редко различаются более чем на 10%.

Судя по опубликованным результатам, чаще всего методом треков датируют вулканические породы с возрастом от десятков тысяч до десятков миллионов лет: базальты, кислые кристаллические вулканы, пеплы, туфы, пемзы, обсидианы. Применение метода треков как второго метода определения абсолютного возраста молодых вулканических образований после калий-аргонового дает возможность повысить надежность возрастных определений и критически оценивать результаты, получаемые калий-аргоновым методом, особенно в случае избыточного аргона. Примером

Т а б л и ц а 1

Возраст вулканических стекол Италии, определенный методом треков [6]

Район	Спонтанные треки	Индукцированные треки	Нейтронный поток, $10^{15}$ н/см <sup>2</sup>	Редукция размеров спонтанных треков	Возраст, млн. лет	
					Измеренный	Скорректированный ( $\pm 1\sigma$ )
	$10^3$ см <sup>-2</sup>					
Monte Amiata	1,39 (176) 0,76 (72)	555 (1398) 271 (1974)	2,11 (3200)	0,85 ~1	0,33	0,42 $\pm$ 0,05 0,36 $\pm$ 0,04
Vallericca	1,80 (102) 2,20 (68)	66 (1084) 350 (713)	0,82 (2000) 5,24 (2300)	0,78 ~1	1,38	2,13 $\pm$ 0,27 2,03 $\pm$ 0,26
Marco Simone	3,38 (227) 2,13 (126)	487 (1121) 216 (586)	5,24 (2300)	0,73 ~1	2,24	3,32 $\pm$ 0,30 3,18 $\pm$ 0,31
S.Vincenzo	16,35 (512) 14,70 (500)	216 (786) 142 (751)	0,82 (2000)	0,86 ~1	3,84	4,96 $\pm$ 0,37 5,23 $\pm$ 0,31
S. Maria	3,67 (100) 5,01 (115)	184 (544) 265 (631)	2,25 (1800) 5,24 (2300)	0,63 ~1	2,77	6,16 $\pm$ 0,84 6,12 $\pm$ 0,62
Tripolidi	11,40 (759)	586 (3914)	8,80 (2100)	0,61	10,66	24,22 $\pm$ 1,54
Contignago	12,90 (436)	312 (1402)		~1		22,65 $\pm$ 1,25

Возраст каждого образца скорректирован по размеру треков и методом "плато". В скобках число сосчитанных треков.

Т а б л и ц а 2

Возраст по трекам апатита из туфа Фиш Каньон по единичным определениям 19 лабораторий [11]

Лаборатория	Плотность треков, $10^3$ см <sup>-2</sup>		Нейтронный поток, $10^{15}$ см <sup>-2</sup>	Константа, $10^{-17}$ год <sup>-1</sup>	Возраст, млн. лет	$\pm 2\sigma$ млн. лет
	спонтанных	индуцированных				
1	1,78	4,15	1,07	7,03	27,4	3,3
2	1,01	0,98	0,46	6,85	29,4	3,4
3	1,31	5,01	1,64	6,90	26,2	6,0
4	1,76	9,80	2,23	6,85	24,6	5,6
5	2,29	4,88	1,06	6,85	30,6	
6	$p_s/p_i = 0,0873$		5,13	6,85	27,6	2,8
7	1,08	3,00	1,15	6,85	25,4	4,0
8	1,41	4,61	1,61	6,85	30,0	3,0
9	$p_s/p_i = 0,227$		1,95	6,85	27,1	2,4
10	1,71	3,63	0,953	6,85	27,7	4,7
11	0,82	80,00	10,00	6,85	7,0	
12	2,14	3,50	0,78	7,03	28,3	4,5
13	1,9	5,7	1,58	7,03	25,8	7,6
14					28,0	3,0
19	1,37	1,40	4,60	6,85	27,8	2,4
15	4,00	36,60	4,50	8,42	24,5	3,4
16	0,46	0,25	0,27	8,42	24,2	
17	2,35	7,35	1,62	8,42	24,7	4,0
18	$p_s/p_i = 1,10$		3,99	8,42	21,9	

Т а б л и ц а 3

Возраст пород района Парк-Брекенридж (Колорадо) [7.]

Обнажение	Возраст, млн. лет ( $\pm 2\sigma$ )		Датируемый по трекам минерал
	К—Аг по биотиту	методом треков	
<i>Интрузивные монцонит-порфиры</i>			
223	44,8 $\pm$ 1,5	35,1 $\pm$ 3,6	Циркон
	43,1 $\pm$ 1,0		
	44,0 $\pm$ 1,0		
222	50,6 $\pm$ 1,7	38,3 $\pm$ 1,8	Циркон
	45,5 $\pm$ 1,1	36,6 $\pm$ 2,0	То же
	49,1 $\pm$ 1,2	36,2 $\pm$ 1,6	"
466*		38,2 $\pm$ 1,8	"
74	44,0 $\pm$ 1,5	40,4 $\pm$ 1,7	Сфен
		37,9 $\pm$ 1,6	Циркон
		42,7 $\pm$ 8,2	Апатит
		39,9 $\pm$ 2,0	Сфен
<i>Вулканические туфы</i>			
1-75	56,3 $\pm$ 1,3	55,5 $\pm$ 2,7	Циркон
		66,5 $\pm$ 11,6	Апатит
150	59,7 $\pm$ 2,0	54,7 $\pm$ 4,8	Циркон
		66,4 $\pm$ 12	Апатит
444	65,5 $\pm$ 1,6	64,1 $\pm$ 3,7	Циркон
		59,3 $\pm$ 8,1	Апатит
325		60,9 $\pm$ 3,2	Циркон
		63,3 $\pm$ 8,5	Апатит

\*Докембрийская порода из экзоконтакта монцонит-порфиоров.

является датирование морских базальтов [3]. В глубоководных базальтах высокое гидростатическое давление часто препятствует полной дегазации накопленного ранее радиогенного аргона. В других случаях подводное выветривание и гидротермальное изменение базальтов приводят к значительному привносу калия. В такой ситуации датирование по трекам более надежно [13].

Интересным способом обнаружили завышение К—Аг данных за счет избыточного аргона Брайант с соавторами [7] при датировании пород в районе Парк-Брекенридж (Колорадо). Здесь для вулканических туфов получены одинаковые (в пределах погрешностей) значения возраста как К—Аг методом по биотиту, так и методом треков по аксессуарным минералам (табл. 3). Однако для интрузивных монцонит-порфиоров значения К—Аг возраста по биотиту заметно выше трековых значений по аксессуарным минералам. Различие нельзя объяснить отжигом треков в аксессуарных минералах во время медленного охлаждения интрузий или в результате наложенного прогрева. При этом наблюдалась бы следующая последовательность минералов в порядке уменьшения возраста, обусловленная их устойчивостью к отжигу: биотит — сфен, циркон, апатит.

Такая последовательность не соблюдается. Различие не может быть вызвано и систематическими ошибками в одном из методов, так как груп-

Т а б л и ц а 4

Возраст пепловых прослоев в угольных отложениях  
на Аляске у залива Качимак [15]

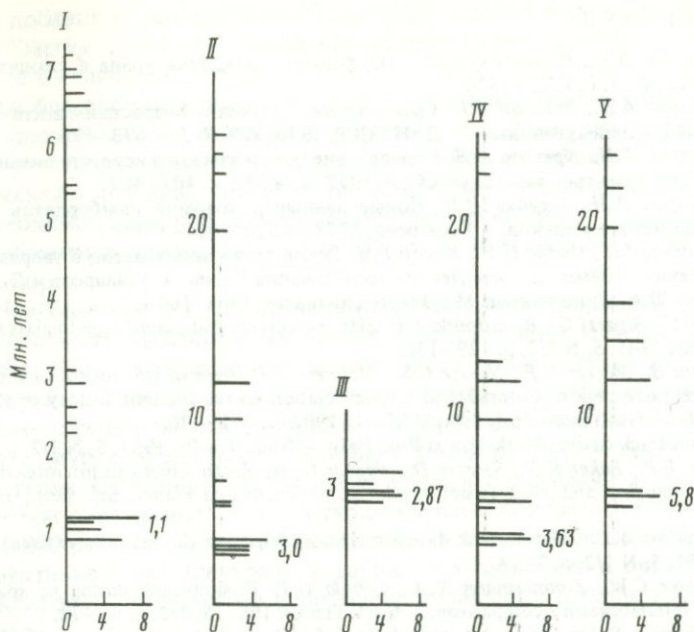
Ярус	Образец	К/Аг возраст по плагноклазу ( $\pm 2\sigma$ )	К/Аг возраст по роговой обманке	Возраст по тре- кам по циркону ( $\pm 2\sigma$ )
Clamgulchian	ДТ-75-208	4,2 $\pm$ 1,4	4,7 $\pm$ 0,5	
	ДТ-75-207	(7,6 $\pm$ 0,6)		4,9 $\pm$ 0,8 ( $\geq$ 5,0)
	ДТ-75-206	(8,4 $\pm$ 0,7)		5,6 $\pm$ 0,9 (34,0)
	625-77-1	6,9 $\pm$ 0,5		
	ДТ-75-2096	(8,7 $\pm$ 0,7)		
	ДТ-75-212	(31,2 $\pm$ 1,8)		
	ДТ-75-211	(12,9 $\pm$ 1,0)		5,4 $\pm$ 0,6 (17,1)
	ДТ-75-210	7,2 $\pm$ 0,6		
Homerian	722-73-4	8,1 $\pm$ 0,8		7,6 $\pm$ 0,7
	ДТ-75-203	8,8 $\pm$ 0,9		8,1 $\pm$ 1,0
	721-73-1	11,3 $\pm$ 0,7		8,8 $\pm$ 1,0

Образцы были взяты последовательно по разрезу. Значения в скобках завышены из-за примеси терригенного материала.

па Брайанта для многих других объектов получала согласующиеся значения возраста по двум методам. Наиболее вероятное объяснение удревления К—Аг возраста по биотиту — наличие избыточного радиогенного аргона. Отметим, что обр. 466 (табл. 3) взят из докембрийских пород в экзоконтакте монзонит-порфиоров. Трековый возраст циркона из этого образца равен возрасту интрузии, так как все ранее накопленные в нем треки были отожджены.

При датировании вулканических образований К—Аг методом часто приходится считаться с примесью терригенной компоненты, присутствие которой, как правило, завышает получаемые значения возраста. Датирование методом треков единичных зерен акцессорных минералов дает возможность установить примесь такой компоненты и определить время образования вулканического материала. Так, Турнер с соавторами [15] в своей работе, посвященной датированию пепловых прослоев в угольных пластах Аляски, определили возраст акцессорных минералов из тех же образцов, откуда выделили роговую обманку и плагноклаз для К—Аг датирования. Возраст по трекам, закономерно увеличивающийся по разрезу от 4,9 до 8,8 млн. лет, в одних случаях подтвердил К—Аг датировки, в других отверг их как завышенные (табл. 4). Характерно, что в ряде проб с завышенными К/Аг возрастными значениями были обнаружены и значительно более древние (по методу треков) зерна акцессорных минералов. Это свидетельствует о примеси детритового материала в вулканических прослоях.

Определение абсолютного возраста угленосных отложений, плохо охарактеризованных палеонтологически, дало возможность в приведенном примере хронологически и стратиграфически коррелировать их с аналогичными образованиями как на Аляске (а также в других частях мира), что немаловажно для оценки угольных ресурсов этого района. В некоторых



Гистограмма значений трекового возраста отдельных зерен циркона из туфов п-ва Ога, Япония [12]

I – Шибикава, II и III – Вахимото, IV и V – Фунакава

случаях вулканический материал содержит большое количество терригенного, или, точнее, вулканического материала предыдущих эпох извержения, как, например, туфы с полуострова Ога, Япония. Возрасты единичных зерен цирконов из этих пород, определенные методом треков, образуют, по данным Нишимуры [12], широкий спектр возрастных значений (рис. 1). Лишь наиболее молодые значения соответствуют времени образования туфов.

То, что для определения возраста по методу треков требуется незначительное количество минерала, дает возможность датировать скудную вулканическую компоненту (например, прослой вулканического пепла: во льдах Антарктиды [14] или микротектиты из керна осадков Карибского моря [9]). В последнем случае общий вес микротектитов в пробе составил 0,5 мг. Однако для определений на очень малом количестве вещества требуются значительные затраты рабочего времени.

Метод треков, несмотря на некоторые свои недостатки, нашел постоянное, хотя и ограниченное применение в геохронологических лабораториях. В практике геохронологических исследований он используется как самостоятельно, так и вместе с К/Аг методом. Периодически публикуются данные абсолютного возраста вулканических образований, полученные методом треков. В 1980 г. в Италии состоялся международный симпозиум, посвященный достижениям и проблемам этого метода [8]. В Советском Союзе метод несомненно заслуживает постоянного применения в геохронологических лабораториях, занятых датированием молодых вулканических образований.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Комаров А.Н., Шуколюков Ю.А. О форме нахождения урана в слодах. — Геохимия, 1966, № 11, с. 1322–1330.
2. Комаров А.Н., Райхлин А.И. Сравнительное изучение возраста импактитов методом треков и калий-аргоновым. — ДАН СССР, 1976, 228, № 3, с. 673–676.
3. Комаров А.Н., Крылов А.Я. Определение геологического возраста океанических базальтов методом треков. — ДАН СССР, 1977, 234, № 2, с. 407–409.
4. Комаров А.Н., Илупин И.П. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные методом треков. — Геохимия, 1978, № 7, с. 1004–1014.
5. Флейшер Р.Л., Прайс П.Б., Уокер Р.М. Треки заряженных частиц в твердых телах. Часть 2. Науки о Земле и космические исследования. Перев. А. Комарова и Л. Левско-го. Под ред. Ю.А. Шуколюкова. М.: Энергоатомиздат, 1981. 264 с.
6. Arias C., Bigazzi G., Bonadonna F.P. Size corrections and plateau age in glass shards. — Nucl. Tracks, 1981, 5, N 1/2, p. 129–136.
7. Bryant B., Marvin R.F., Naeser C.W., Mehnert H.H. Ages of igneous rocks in the south Park-Breckenridge region, Colorado, and their relation to the tectonic history of the Front Range uplift. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1981, N 1199A-E, p. 15–36.
8. Fission-track dating: Workshop at Pisa, Italy. — Nucl. Tracks, 1981, 5, N 1/2, p. 252.
9. Glass B.P., Baker R.N., Storzer D., Wagner G. A. North American microtektites from the Caribbean Sea and their fission track age. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, 19, p. 184.
10. Gleadow A.J.W. Fission-track dating methods: What are the real alternatives? — Nucl. Tracks, 1981, 5, N 1/2, p. 3–14.
11. Naeser C.W., Zimmermann R.A., Cebula G.T. Fission-track dating of apatite and zircon: An interlaboratory comparison. — Nucl. Tracks, 1981, 5, 1/2, p. 65–72.
12. Nishimura S. On the fission-track dating of tuffs and volcanic ashes. — Nucl. Tracks, 1981, 5, N 1/2, p. 157–167.
13. Selo M., Storzer D. Uranium distribution and age pattern of some deep-sea basalts from the Entrecasteaux area, southwestern Pacific: a fission-tracks analysis. — Nucl. Tracks, 1981, 5, N 1/2, p. 137–145.
14. Seward D., Kyle Ph. R., Le Masurier W.E. Fission track ages of Marie Byrd Land volcanic rocks. — Antarct. J. US, 1980, 15, N 5, p. 19.
15. Turner D.L., Triplehorn D.M., Naeser C.W., Wokfe J.A. Radiometric dating of ash partings in Alaskan coal beds and upper Tertiary paleobotanical stages. — Geology, 1980, 8, N 2, p. 92–96.
16. Welin E., Lundström I., Aberg G. Fission track studies on hornblende, biotite and phlogopite from Sweden. — Bull. Geol. Soc. Finl., 1972, 44, N 1, p. 35–46.

УДК 550.93

Ю.А. Шуколюков, А.Б. Верховский

### БЛАГОРОДНЫЕ ГАЗЫ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Цель нашего сообщения — дать краткий обзор современных данных об изотопных и элементных соотношениях благородных газов в основных, средних и кислых вулканических породах. Естественно, мы неизбежно будем приводить данные и о природных вулканических газах, и о других породах.

Исследования благородных газов расширяются с каждым годом по трем основным причинам: во-первых, поведение благородных инертных газов управляется сравнительно простыми физическими законами в отличие от всех других, химически активных элементов; во-вторых, распространенность благородных газов на Земле исключительно низка, так что радиоген-

ные добавки от продуктов естественных ядерных реакций создают природные "метки", трассеры, позволяющие изучать миграцию благородных газов также в отличие от большинства других элементов; в-третьих, при исследовании благородных газов возникает уникальная возможность комплексного одновременного изучения вариаций соотношения как элементов, близких по геохимическим свойствам (например, щелочных элементов в космической геохимии), так и соотношения изотопов каждого из них (подобно геохимии изотопов свинца, неодима или стронция).

Обратимся сначала к изотопному составу благородных газов вулканических пород.

Наиболее яркие и однозначные результаты получены для изотопов гелия, прежде всего благодаря блестящим исследованиям И.Н.Толстихина и его коллег [7]. Экстраординарная специфика гелия состоит в том, что из-за быстрой диссипации его из атмосферы Земли в космос контаминация вулканических пород, газов и вод атмосферным гелием на порядки меньше, чем у других элементов — атмосфера Земли почти "пустая" по концентрации гелия. Особенность гелия также в том, что в первичном гелии, захваченном при образовании Земли, отношение изотопов  $^3\text{He}/^4\text{He}$  по крайней мере в 10 000 раз больше, чем в радиогенном гелии, возникающем в коре при радиоактивном распаде урана и тория. Это позволяет в принципе надежно фиксировать даже малые доли гелия, первичного в гелии коровом, и наоборот.

Неожиданным и фундаментальным результатом оказалось то, что изотопный состав гелия флюидов связан с геологическим строением и историей каждого региона [7]. Если для древних стабильных платформ характерны наиболее низкие отношения  $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 10^{-8}$ , для флюидов более молодых платформ с тектонически нестабильным основанием типичны промежуточные значения  $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 10^{-7}$ , то для регионов с повышенной тектоно-магматической и вулканической активностью типичны высокие изотопные отношения: в краевых зонах континентов, в горячих точках, центрах спрединга, рифтах, зонах субдукции [43, 44].

Теперь нет сомнения, что вулканические породы и связанные с ними флюиды "заражены", как правило, ювенильным гелием с большой концентрацией  $^3\text{He}$ . При этом почти всегда имеется четкая зависимость отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  от интенсивности вулканизма (например, вдоль простирания Байкальского рифа на континенте [7]) или от интенсивности гидротермальной деятельности в связи с вулканизмом. Так, недавно Lupton и Graig [30] открыли величайший источник  $^3\text{He}$  на широте  $15^\circ$  к югу от Восточно-Тихоокеанского поднятия. На глубине 2,5 км над районом пересечения подводных хребтов отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  оказалось на 50% выше атмосферного, что указывает на сильнейшую инъекцию ювенильного гелия в центре спрединга, где расположена величайшая гидротермальная система. Грандиозный хвост, или плюмаж,  $^3\text{He}$  тянется в воде на 2000 км к западу от специфической тектонической структуры, связанной с подводными вулканами.

В Японии наблюдали также временную связь изотопного состава гелия (и элементных отношений других благородных газов) с активностью вулканов: с 1958 по 1977 г. изотопное отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  уменьшилось в 3 раза, а отношение  $\text{He}/\text{Ne}$  — даже в 200 раз синхронно с затуханием вулкана

Showa-chinzan [32]. Интересно, что при образовании в 1978 г. паразитного конуса — вулкана Usu — доля мантийного гелия в нем резко увеличилась, а в главном конусе не изменилась. Это говорит об определенной независимости источников их магм.

Однако связь потока гелия с интенсивностью вулканической деятельности не следует преувеличивать и упрощать. Например [45], при диаметре диапира менее 1 км поднимающаяся из мантии магма создает локальные области горячих источников со сравнительно небольшим потоком  $^3\text{He}$ . Если диаметр диапира превышает  $\sim 1$  км, возникает андезитовый конус, действующий вулкан, породы и газы в котором содержат повышенные количества  $^3\text{He}$ . Но при диаметре диапира около 1 км возможно также возникновение потока гелия с высоким отношением  $^3\text{He}/^4\text{He}$ : возникают активные разломы в очаге землетрясения, и по ним поступает ювенильный гелий. Так, в районе Matsushiro на острове Хонсю, Япония, в воде, заполняющей рисовые поля, и в почве после землетрясения обнаружен мантийный гелий с соотношением  $^3\text{He}/^4\text{He}$  почти  $10^{-5}$ . В таких "гелиевых пятнах", прямо не связанных с вулканами, поток ювенильного гелия в атмосферу может внезапно возрасти в 10 000 раз и скорость его может стать больше скорости образования гелия в коре.

Обычно происходит контаминация ювенильного, мантийного гелия вулканических пород коровым, радиогенным  $^4\text{He}$ , как хорошо показано на известном графике корреляции с изотопным составом стронция в вулканитах Италии, впервые полученном Поляком и Прасоловым с соавторами [8]. Изотопный состав гелия флюидов с коэффициентом корреляции 0,94 связан с изотопным составом стронция в вулканитах — общепризнанным петрогенетическим критерием. Это свидетельствует об участии в вулканическом и гидротермальном процессах как мантийного, так и корового вещества и об анатектическом происхождении калий-щелочных вулканических лав Центральной Италии и преимущественно мантийной природе лав Восточной Сицилии.

В вулканических породах наиболее высокие отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  более или менее постоянны в разных тектонически и вулканически активных регионах континентов и океана. На этом основании И.Н.Толстихин сделал важный вывод о приближенном постоянстве отношения  $^3\text{He}/\text{U}$  в мантии под континентами и океанами, следовательно, — и о существенной однородности в отношении гелия и урана обедненного мантийного резервуара [7], дающего начало вулканическим породам.

Однако есть и иные мнения. Исследовав 35 базальтовых стекол, драгированных вдоль срединно-океанического хребта, Kurz с соавторами [29] выявили две дискретные геохимические провинции. В первой типичны высокие отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и сравнительно низкие  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , во второй — низкие отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и высокие  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Авторы трактуют это как неомогенность мантии и признаки существования мантийного резервуара с низкими отношениями  $^3\text{He}/(\text{Th} + \text{U})$  и высокими Rb/Sr отношениями.

Так или иначе, сегодня нет сомнений, что в породах из активных вулканических регионов содержится ювенильный, первичный, мантийный гелий.

Казалось бы, пользуясь природным "путеводителем"  $^3\text{He}$ , можно найти области, где проявлен в вулканических породах, водах и газах и мантийный

неон. Действительно, в горячих источниках Исландии и США, Курило-Камчатской вулканической зоны и Японии, в вулканических газах Килауэа на Гавайях, в молодых подводных базальтах наряду с гелием с большими отношениями  $^3\text{He}/^4\text{He}$  обнаруживается и неон с аномально высокими отношениями  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  — до 10,6 вместо 9,8 в атмосфере [1–33, 14, 33]. Что это — мантийный, первичный неон? Именно такое объяснение казалось заманчивым, когда мы впервые обнаружили такой "легкий неон" в древних сэдберитах Мончи. Такого объяснения придерживаются до настоящего времени авторы и некоторых других работ, например [1, 2].

Однако теперь его приходится пересмотреть под давлением фактов. Первый основной факт: легкий "мантийный" неон встречается не только в базальтах и других вулканических породах, но и в заведомо метаморфических породах и минералах, например, в сэдберите или серпентините. Второй основной факт: между мантийным  $^3\text{He}$  и избытком легкого  $^{20}\text{Ne}$  не наблюдается корреляции, тогда как отношение радиогенных  $^4\text{He}/^{21}\text{Ne}$ , устанавливающееся в процессе их генерации, несмотря на последующую сложную геохимическую историю, не изменяется при миграции газов. Оно остается глобальной геохимической константой [4, 10]. Следовательно, избыточный  $^{20}\text{Ne}$  — не мантийный. Третий, экспериментальный факт: между изотопными соотношениями неона (в том числе и "легкого неона", и аргона) в областях современного вулканизма в газах наблюдаются такие корреляции, которые можно объяснить только процессами изотопного масс-фракционирования [33].

Таким образом, сегодня положение с изотопным составом ювенильного неона в вулканических породах таково: либо мы не встречались еще с неоном мантийной Земли, что странно — ведь в вулканических породах присутствует мантийный  $^3\text{He}$ , а геохимическое поведение неона и гелия весьма похоже (вспомним "геохимическую константу" — отношение  $^4\text{He}/^{21}\text{Ne}$  рад.); либо по изотопному составу ювенильный неон совпадает с неоном атмосферы Земли, и поэтому в вулканических породах и флюидах мы имеем псевдоатмосферный неон, а фактически он — ювенильный, мантийный; либо исследованные вулканические породы безнадежно загрязнены неоном, привнесенным из атмосферы, но в этом случае возникают трудности с интерпретацией элементных соотношений.

Нам представляется наиболее вероятным второе предположение, но очевидно, что геохимия изотопов неона еще ждет своих исследователей.

Хотя систематическое изучение аргона ведется гораздо дольше и более систематически, чем неона, "белых пятен" в геохимии изотопов аргона в вулканических породах еще немало. Самый главный вопрос: каков изотопный состав мантийного аргона? — еще не имеет однозначного ответа.

Если с отношением  $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  дело обстоит более или менее ясно: в вулканических породах оно такое же (с учетом изотопного масс-фракционирования), как и в земной атмосфере, то при оценке ювенильного отношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  имеются две разные точки зрения, базирующиеся на разных представлениях о скорости генерации и дегазации радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  в мантии Земли.

По одним представлениям отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  в мантии очень высоко (5000 или 10 000, Kaneoka, Fisher), по другим — низко (около 300, например, Ozima, Manuel). Действительно [39–42, 15, 24–26], в ультраосновных

включениях щелочных базальтов, в перидотитовом и лерцолитовом ксенолитах, в стеклах из океанических пиллоу-базальтов, в газах из активных вулканических районов, т.е. в образцах, которые должны бы содержать ювенильный аргон, отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  такое же, как в атмосфере, т.е. около 300. В ряде других проб — в алмазах из кимберлитов, в фенокристах из вулканических лав и в ксенолитах в них, в подводных базальтах отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  явно выше атмосферного — от 350 до 1000 и более. Мало того, в стекловатых каймах подводных базальтов, в которых из-за быстрого остывания при больших давлениях должны бы "заморозиться" мантийные изотопные отношения (например, в зонах разломов в Атлантическом океане или в базальтах Восточно-Тихоокеанского хребта), Фишер обнаружил отношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  до 16 000! [19].

По-видимому, ювенильное соотношение изотопов аргона может быть искажено двумя основными процессами. Во-первых, дегазация корового материала приводит к высвобождению аргона с очень высоким отношением  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ . Подобный аргон наблюдается в природных газах. Захват его вулканическими породами приводит к появлению в них сильно радиогенного псевдо-"мантийного" аргона. С другой стороны, атмосферный аргон может попасть в океаническую и континентальную кору с подземными водами — мы знаем, что масштабы фракционирования гидротермальных систем грандиозны, исчисляются многими кубическими километрами. Есть признаки метеорных вод на глубине 5 и 10 км. Субдукция в верхнюю мантию газов коровых пород и последующее внедрение этих газов в магму может привести к неверному выводу об адекватности атмосферного и ювенильного аргона.

В таких условиях умозрительные заключения об изотопном составе мантийного аргона заведомо неприемлемы. Нужен независимый критерий "мантийности" аргона. Он был предложен И.Н.Толстихиным [9]. В системе координат  $^3\text{He}/^4\text{He}$  —  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  могут быть нанесены точки, соответствующие некоторым чистым компонентам, из которых положение точек радиогенных газов, т.е. в начале координат и атмосферных газов, известно, а положение точек мантийных газов не известно. Тангенс угла наклона линий смещения первичного и радиогенного гелия и аргона можно вычислить, используя численные значения первичных отношений  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ;  $^4\text{He}/^{29}\text{Ne} = 500$  в метеоритах и  $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar} = 0,525$  в атмосфере Земли. Это дает возможность при известном первичном отношении  $^3\text{He}/^4\text{He}$  рассчитать и мантийное отношение  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ .

В книге Б.А.Мамырина и И.Н.Толстихина [7] авторы приводят диапазон значений мантийного аргона:  $500 \leq ^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \leq 1000$ . Казалось бы, это дает возможность интерпретации изотопного состава аргона в вулканических породах. Однако остается открытым вопрос: каков геохимический смысл точек, выходящих за пределы такой диаграммы? Они не согласуются с моделью смещения мантийных и атмосферных газов. Если учесть новейшие данные Ozima [34], который обнаружил в алмазах из кимберлитов гелий с соотношением  $^3\text{He}/^4\text{He} = (2,36 \pm 0,09) \cdot 10^{-4}$ , то нельзя исключить, что результат такого геометрического построения окажется иным: в мантийном аргоне соотношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  получается равным 80! Из этого вытекает важный вывод, что в некоторых участках мантии отношение  $^3\text{He}/\text{U}$  не отвечает хондритовому.

Одной из трудных проблем геохимии изотопов благородных газов в вулканических породах остается ксенон.

Пока нет однозначных ответов на два основных вопроса, без которых трудно интерпретировать данные о ксеноне вулканических пород.

Первый вопрос: должен ли быть адекватен атмосферный ксенон Земли первичному метеоритному, так называемому планетарному ксенону? Ксенона в атмосфере нашей планеты очень мало. После новейших работ [37] стало сомнительным, что 25-кратный дефицит ксенона был вызван поглощением ксенона из атмосферы породами осадочной оболочки Земли [13, 16], как это полагали прежде. Можно было бы принять альтернативное объяснение Manuel [31] о сохранности ксенона в недегазированной нижней мантии, если бы не следующая трудность интерпретации: в сравнении с планетарным ксенонем углистых и энстатитовых хондритов — традиционных "носителей летучих Земли" — ксенон нашей атмосферы значительно обогащен тяжелыми и обеднен легкими изотопами. Вместе с тем атмосфероподобный и даже еще более тяжелый ксенон обнаружен нами и Данг Ву Ми-нем в микро- и макровключениях в железных метеоритах и в некоторых обыкновенных хондритах.

Можно предположить, что планетарный ксенон углистых хондритов, с одной стороны, и атмосферный ксенон Земли или "атмосфероподобный" ксенон железных метеоритов, обыкновенных хондритов и некоторых пород Луны, с другой стороны, — независимые первичные компоненты, содержащиеся в разных конденсатах — носителях газов в протопланетном облаке. В этой связи, кстати, мы считаем не случайным, что изотопный состав кислорода Земли близок изотопному составу кислорода ахондритов, мезоксидритов и палласитов и очень резко отличается от изотопного состава углистых хондритов. Это же подтверждает и ахондритовый, а не хондритовый первичный изотопный состав стронция и неодима Земли... Итак, атмосферный ксенон не адекватен первичному планетарному ксенону углистых хондритов. Следовательно, если в вулканической породе содержится мантийный, т.е. общепринятый первичный — планетарный ксенон углистых хондритов, то он должен отличаться от атмосферного ксенона.

Отсюда вытекает второй вопрос: есть ли фактическое различие между атмосферным ксенонем и ксенонем вулканических пород? Три небольших различия имеются. Во-первых, в вулканических породах с типичным содержанием урана накапливается за 1 млн. лет 10 000 атомов ксенона на 1 г продукта спонтанного деления урана-238. Кроме того, мигрирующий с флюидами радиогенный ксенон может быть захвачен кристаллизующимися вулканическими породами. Такой ксенон мы наблюдали в минералах с канальной структурой, образующихся на гидротермальной стадии магматических процессов, а иногда в условиях метаморфизма (кордиериты, бериллы) [5] и в баритах — минералах гидротермально-осадочного происхождения. Поэтому неудивительно, что D.Fischer [17] в базальтах и стеклах с высоким отношением  $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$  из зоны активного разлома на Срединно-Атлантическом хребте, а T.Kirsten [6] — в образцах базальтов и стекол в районе Азорских островов нашли захваченный радиогенный ксенон спонтанного деления урана.

Второе различие между атмосферным ксенонем и ксенонем вулканических пород вызвано физическим масс-фракционированием в некоторых из

них. Масс-фракционированный ксенон (до 15‰ на 1 а.е.м.) встречается в осадочных минералах, в метаморфических породах (сэдбериты Мончи, где найден неон с избытком легкого изотопа) и в породах и газах вулканического происхождения. Например, в газах из геотермального бассейна Nigogikawa в районе крупнейшего активного вулкана на острове Хоккайдо [23] зависимость изотопных сдвигов от массового числа — явное доказательство изотопного масс-фракционирования.

Третье отличие изотопного состава ксенона вулканических пород от ксенона атмосферы — избыток радиогенного изотопа  $^{129}\text{Xe}$ , продукта  $\beta$ -распада иода-129, имеющего период полураспада 17 млн. лет. В некоторых базальтовых стеклах [6], оливиновых мегакристаллах из глубинных (до 200 км) пород африканского континента, в гавайском дуните и оливиновом мегакристалле, вынесенном вулканической магмой с глубины 50 км [25, 26, 27], отношение  $^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$  выше атмосферного на 2,5–5%. В каждом грамме таких пород содержится несколько миллионов атомов радиогенного  $^{129}\text{Xe}$ . Радиогенный  $^{129}\text{Xe}$  обнаружен не только в вулканических породах, но и в одном газе из скважины в осадочной толще в Нью-Мексико [36]. Там же содержится и явный избыток ураногенного ксенона. Однако в вулканических лавах из кратера Mount Capulin этого же района ксенон оказался по изотопному составу атмосферным [21].

Эти три отличия ксенона вулканических пород от ксенона атмосферы имеют локальный, частный характер. В общем же вулканические породы содержат ксенон с атмосферным изотопным составом, но отнюдь не с изотопным составом ксенона углистых хондритов, и это не просто объяснить.

Итак: изотопный состав гелия вулканических пород — прекрасный индикатор глубинности их происхождения, однако пока невозможно использовать для тех же целей изотопный состав неона, аргона, криптона и ксенона. Но в элементных соотношениях благородных газов в вулканических (да и любых) породах наверняка заключена очень интересная геолого-геохимическая информация.

Здесь, правда, происходит эволюция взглядов. Еще недавно ход рассуждений, бывал таким, например в некоторых работах японских и американских исследователей: для метеоритных, первичных газов типичны определенные соотношения концентрации неона, аргона, криптона и ксенона. Для земных пород того или иного типа экспериментальные точки образуют специфические поля. Попадание точки в область планетарных газов — "доказательство" мантийного, ювенильного происхождения газов в данной породе.

Однако сегодня с таким подходом нельзя согласиться по двум основным причинам. Во-первых, "планетарные" элементные соотношения неизбежно должны сопровождаться и "планетарными" соотношениями изотопов. Между тем, например, в кэрсутите с типично "планетарными" соотношениями благородных газов, изотопный состав ксенона — самый что ни на есть атмосферный. Во-вторых, за последние два года получены экспериментальные данные о существенных вариациях элементных соотношений вследствие комбинации разнообразных процессов в вулканических системах и других природных объектах: растворения в расплавах и их частичной дегазации, диффузии и абсорбции атмосферных газов, растворения во флюиде микровключений, частичной предварительной дегазации флюида в нерав-

новесных условиях, наличия включений разного типа и т.д. [11, 12]. Поэтому по элементарным соотношениям невозможно или очень трудно доказать присутствие или отсутствие в мантийных пробах ювенильных, т.е. "планетарных", газов.

Но при невозможности "лобового" решения этой важнейшей проблемы изотопной геохимии как раз здесь имеются очень хорошие перспективы использования элементарных соотношений благородных газов в качестве интересного и важного генетического критерия в петрологии и в геологии.

Пока мы находимся в самом начале пути. Можно отметить три "уровня" исследований.

Первый "уровень" — выявление устойчивых, проходящих типов природных благородных газов [35]. Таких типов выявлено три. Тип первый характерен последовательным обогащением более тяжелыми газами (закристаллизованные подводные влканические базальты, морская и подземные воды, природные газы источников и скважин, осадочные породы). Комбинация благородных газов такого типа возникает при низкотемпературной адсорбции благородных газов, растворенных в воде. Тип второй отличается большим обогащением неонем и слабым обогащением ксеноном (остеклованные каймы подводных базальтов, субазральные базальты, оливиновые ксенолиты вулканических пород Гавайев). По-видимому, такие соотношения возникают как результат сочетания высокотемпературной диффузии, растворения и полного плавления в мантии. Третий тип характерен большим обогащением неонем, криптоном и ксеноном относительно аргона (некоторые углеродсодержащие породы).

В последние годы интенсивно развивается следующий "уровень" исследований — моделирование в лабораторных условиях взаимодействия благородных газов с растворами и вулканическими расплавами. Из закона Генри, который термодинамически управляет поведением благородных газов в системе расплав (раствор) — газ, автоматически следует, что в системе координат с логарифмами отношений концентраций газов в вулканическом расплаве экспериментальные точки должны оказаться на прямой линии масс-фракционирования, проходящей через точку атмосферных соотношений в исходной газовой фазе [18]. Если же экспериментальные точки не лежат на такой прямой, то это означает, что действовали и другие факторы, например, диффузия в затвердевший образец или из него, низкотемпературная адсорбция и т.д.

Пока имеются ограниченные лабораторные данные о растворимости благородных газов в расплавах энстатита [28] и базальтов [20]. Так, константа закона Генри для базальтов принимает существенно различные значения для разных газов [20], так же как и теплота растворения. Скорость выделения из вулканических пород у легких и тяжелых благородных газов тоже существенно различна, например, из базальтов [38]. Подобные данные, как теперь ясно, необходимо обязательно учитывать при интерпретации элементарных соотношений благородных газов в вулканических породах.

Третий "уровень" в геохимических исследованиях элементарных соотношений благородных газов в вулканических породах — исследование с их помощью некоторых петрологических проблем.

Существует определенная аналогия в распределении между расплавом

(вулканическая порода) и кристаллами (ксенолит) у благородных газов и у так называемых несовместных (incompatible) редких элементов (K, Rb, U, Th). Ксенон, криптон и отчасти аргон можно также рассматривать как несовместные элементы из-за их химической инертности и относительно больших атомных радиусов. За последние годы постоянно делаются попытки определить и исследовать коэффициенты распределения благородных газов (отношение концентраций в кристалле и расплаве), например, между кристаллами оливина или клинопироксена и соответствующего вулканического стекла [22].

Полученные пока данные не всегда легко интерпретировать. Так, для аргона и криптона коэффициенты распределения оказались около 0,1–0,5 [23]. Это неожиданно, так как благородные газы вследствие химической инертности должны быть более "несовместными", чем такие элементы как рубидий, цезий, уран, для которых коэффициент распределения между клинопироксеном и расплавом менее 0,01. Но для базальтов из районов островов Тортуга и Гваделупа коэффициенты распределения даже намного больше.

Как же используют данные о коэффициентах распределения благородных газов? Например, близость данных для двух островов — Тортуга и Гваделупа трактуется [11] как доказательство сходства их магматической истории. Большие значения коэффициентов рассматриваются как индикатор потерь газовой фазы до экструзии.

История благородных газов здесь заключается в унаследовании магмами редких газов из области источника плавления, сопровождавшейся относительным обогащением неонам, в постепенном обогащении всеми газами в остаточной жидкости при фракционной кристаллизации в магматической камере на небольшой глубине, в дегазации и быстрой утрате газовой фазы, преимущественно в ходе подъема магмы. Иными словами, большие коэффициенты распределения указывают на неравновесность, открытость системы, что представляет определенный интерес для петрологии.

Геохимия изотопов благородных газов в вулканических породах начала интенсивно развиваться лишь в последние годы. Мы многого ждем от нее для понимания процессов вулканизма. Вместе с тем не менее важный вопрос о дегазации мантии вообще, идущей с широким участием вулканических пород, не столь прост, как нам, быть может, казалось несколько лет назад.

И тем более актуальным представляется дальнейшее развитие геохимии благородных газов в вулканических породах — на границе двух грандиозных "сфер" нашей планеты — литосферы и атмосферы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ануфриев Г.С., Каменский И.Л., Павлов В.П. Аномальный изотопный состав неона в гидротермальных источниках зон современного вулканизма. — ДАН СССР, 1976, 231, с. 1454–1457.
2. Ануфриев Г.С., Крылов А.Я., Болтенков Б.С. Реликтовые инертные газы в породах дна океанов. — ДАН СССР, 1978, 241, № 6, с. 1424–1427.
3. Верховский А.Б., Шуколюков Ю.А. О возможности присутствия первичного неона Земли в сдербритах Мончегорского плутона. — ДАН СССР, 1975, 224, № 1, с. 192–194.

4. Верховский А.Б., Шуколюков Ю.А., Ашкинадзе Г.И. Радиогенные He, Ne и Ar в природных газах. — В кн.: Проблемы датирования докембрийских образований. Л.: Наука, 1977. 310 с.
5. Верховский А.Б., Матуков Д.И., Кириозова Т.И., Шуколюков Ю.А. Неон и ксенон в бериллах. — Геохимия, 1983, № 2, с. 252–263.
6. Кирстен Т., Рихтер Х. Элементная и изотопная распространенность редких газов в океанических базальтах и стеклах. — Тезисы докл. IX Симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. М., 16–18 ноября 1982.
7. Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Атомиздат, 1981. 112 с.
8. Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Буачидзе Г.И., Кононов В.И., Мамырин Б.А., Суровцева Л.И., Хабарин Л.В., Юденич В.В. Изотопный состав He и Ar во флюидах Альпийско-Аппенинского региона и его связь с вулканизмом. — ДАН СССР, 1979, 247, № 5, с. 1220–1226.
9. Толстихин И.Н., Друбечкой Е.Р. Изотопные отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и  $(^4\text{He}/^{40}\text{Ar})$  рад в породах земной коры. — Геохимия, 1975, № 8, с. 1123–1137.
10. Шуколюков Ю.А., Верховский А.Б. Изотопы неона в литосфере и атмосфере Земли. — *Isotopenpraxis*, 1977, N. 7, p. 229–237.
11. Batiza R., Bernatowicz T.J., Hohenberg C.M., Podosek F.A. Relations of noble gas abundances to petrogenesis and magmatic evolution of some oceanic basalt and related differentiated volcanic rock. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1979, 69, p. 301–313.
12. Bernatowicz T. Noble gases in ultramafic xenoliths from San Carlos, Arizona. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1981, 76, p. 84–91.
13. Canals R.A., Alexander E.C., Manuel O.K. Terrestrial abundance of noble gases. — *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, p. 3331–3334.
14. Craig H., Lupton J.E. Primordial neon, helium and hydrogen in oceanic basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, 31, p. 369–385.
15. Dymond J., Hogan L. Noble gas abundance patterns in deep-sea basalts-primordial gases from the mantle. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, 20, p. 131–139.
16. Fanale F.P., Cannon W.A. Physical adsorption of rare gas on terrigenous sediments. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, 11, p. 362–268.
17. Fisher D.E. He and Xe in deep sea basalts as a measure of magmatic differentiation. — *Nature*, 1979, 282, p. 325.
18. Fisher D.E. Heavy rare gases in Pacific seamount. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, 9, N 4, p. 331–335.
19. Fisher D.E. Trapped He and Ar and the formation of atmosphere by degassing. — *Nature. Phys. Sci.*, 1977, 236, p. 23–24.
20. Hayatsu, Waboso C.E. The solubility of rare gases in rock melts: Implication for K-Ar dating and earth degassing. — In: Fifth Intern. cong. on geochronol., cosmochronol. and isotope geol. Abstr. Nikko, 1982, p. 139–140.
21. Hennecke E.W., Manuel O.K. Noble gases in lava rock from Mount Capulin, New Mexico. — *Nature*, 1975, 256, N 5515, p. 284–287.
22. Hiyagon H., Ozima M. Partition of noble gases between basalt melt and crystals. — In: Fifth Intern. conf. on geochronol. cosmochronol. and isotope geol. Abstr. Nikko, 1982, p. 144–145.
23. Hiyagon H., Ozima M. Noble gas distribution between basalt melt and crystals. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, 58, p. 255–264.
24. Kaneoka I., Takaoka N., Aoki K. Rare gases in a phlogopite nodule and a phlogopite-bearing peridotite in South African kimberlites. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, 36, p. 181–186.
25. Kaneoka I., Takaoka N. Excess  $^{129}\text{Xe}$  and high  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in olivine phenocrysts of Kapuho lava and xenolithic dunites from Hawaii. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, 39, p. 382–386.
26. Kaneoka I., Takaoka N. Rare gas isotopes in Hawaiian ultramafic nodules and volcanic rocks: Constraint on genetic relationships. — *Science*, 1980, 208, p. 1366–1368.
27. Kaneoka I., Takaoka N., Aoki K. Rare gases in mantle-derived rocks and minerals. — In: *Terrestrial rare gases*. Tokyo, 1978, p. 71–83.
28. Kirsten T. Incorporation of rare gases in solidifying enstatite melts. — *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, p. 2807–2810.

29. Kurz M.D., Jenkins W.J., Schilling J.G., Hart S.R. Helium isotopic variations in the mantle beneath the central North Atlantic Ocean. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, 58, p. 1–14.

30. Lupton J.E., Graig H. A major helium-3 source at 15°S on the East Pacific rise. — *Science*, 1981, 214, N 4516, p. 13–18.

31. Manuel O.K., Sabu D.D. The noble gas record of the terrestrial planets. — *Geochem. J.*, 1982.

32. Nagao K., Takaoka N., Matsuo S. et al. Change in rare gas composition of the fumarolic gases from the Showashinzan volcano. — *Geochem. J.*, 1980, 14, p. 139–143.

33. Nagao K., Takaoka N., Natsubayashi O. Isotopic anomalies of rare gases in the Nigo-riewa geothermal area, Hokkaido, Japan. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, 44, p. 82–90.

34. Ozima M., Zashu S. Primitive He in diamond. — In: Fifth Intern. conf. on geochronol., cosmochronol. and isotope geol. Abstr. Nikko, 1982, p. 296–297.

35. Ozima M., Alexander E.C., jun. Rare gas fractionation patterns in terrestrial samples and Earth-atmosphere evolution model. — *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 1970, 14, p. 385–390.

36. Phinney D., Tennyson J., Frick U. Xenon in CO<sub>2</sub> well gas revisited. — *J. Geophys. Res.*, 1978, 83, N 5, p. 2313–2319.

37. Podosek F.A., Honda M., Ozima M. Sedimentary noble gases. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1980, 44, p. 1875–1884.

38. Sato K., Kaneoka I., Sato J. Rare-gas releasing experiments and Rn-degassing from erupting magma. — *Geochem. J.*, 1980, 14, p. 91–94.

39. Saito K., Basu A.P., Alexander E.C., jun. Planetary-type rare gases in an upper mantle-derived amphibole. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, 39, p. 274–280.

40. Takaoka N., Nagao K. Rare gas studies of cretaceous deep-sea basalts. — *Init. Rep. DSDP*, 1979, 51/53, p. 1121–1126.

41. Takaoka N., Ozima M. Rare gas isotopic compositions in diamonds. — *Nature*, 1978, 271, N 5640, p. 45–46.

42. Thompson D.P., Basu A.R., Hennecke E.W., Manuel O.K. Noble gases in the Earth's mantle. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1978, 17, p. 98–107.

43. Torgersen T., Lupton J.E., Sehpperd D.S., Giggenbach W.E. Helium isotope variations in the thermal areas of New Zealand. — *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 1982, 12, p. 283–298.

44. Torgersen T., Jenkins W.J. Helium isotopes in geothermal systems: Iceland, the Geysers, Raft River and Steamboat Springs. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1982, 46, p. 739–748.

45. Wakita H., Fujii N., Matsuo S. et al. "Helium Spots": Caused by a diapiric magma from the upper mantle. — *Science*, 1978, 200, p. 430–432.

*Д.И. Головин*

## ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ К—Аг МЕТОДА ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПО ГЛАУКОНИТУ

1. До недавнего времени одной из главных задач геохронологии было составление общей геохронологической шкалы и увязка ее со шкалой биостратиграфической. Естественно, что задача эта могла решаться только при датировании собственно осадочных (главным образом по глаукониту) либо магматических пород, имеющих реперные значения. Усилиями большого числа исследователей эта задача была решена, и существующая сегодня геохронологическая шкала в основном, видимо, верно отражает реальную обстановку.

В последнее время перед геологической наукой встали новые проблемы, связанные с определением длительности все более дробных стратиграфических единиц (вплоть до длительности биостратиграфических зон) и глобальной корреляции геологических событий. Это предъявляет новые, более жесткие требования к правильности радиологических датировок, которая определяется прежде всего уровнем развития экспериментально-измерительной техники. Сегодня точность экспериментальных измерений К/Аг отношений во многих лабораториях достигает 3%, и во всех случаях она может быть объективно оценена в каждом конкретном случае.

Гораздо сложнее оценить точность датировок и степень их искажения, связанную с самими анализируемыми пробами. Здесь может быть два главных источника ошибок: оценка стратиграфического положения датируемой пробы и оценка степени закрытости изотопной системы.

Следовательно, выбор геологических объектов для контроля достоверности радиологических датировок должен производиться в первую очередь по качеству их стратиграфической и литолого-геохимической изученности. Более детально разработанная стратиграфия мел-четвертичных отложений и меньшая длительность и интенсивность воздействия геологических факторов, нарушающих замкнутость изотопной системы минерала, определяют интерес исследователей к проблемам радиологического датирования осадочных толщ этого возраста по глаукониту.

2. Как же сейчас производится контроль надежности радиологических датировок осадочных пород? Обычно используются следующие методы: а) сравнение возрастов, полученных по осадочным (главным образом по глаукониту), эффузивным (туфы, базальты) и интрузивным породам; б) сравнение возрастов, полученных по одному образцу глауконита разными методами.

Рассмотрим последовательно основные области применения указанных методов.

а. Прежде всего геологические объекты, имеющие стратиграфически строго привязанные глауконитоносные горизонты и одновозрастные с ними эффузивные и интрузивные породы, встречаются крайне редко. Но если подобный объект и найден, необходима осторожность при сопос-

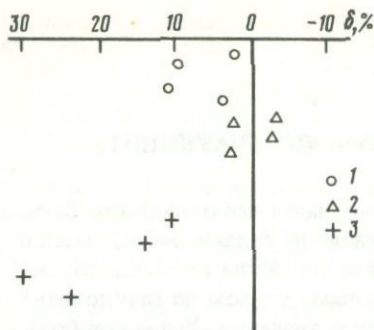


Рис. 1. Различие между возрастaми, полученными К-Аг и  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  методами для базальтов Гавайской цепи вулканов [12]

1 - гавайиты, 2 - толеитовые базальты, 3 - щелочные базальты;  $\delta = \frac{T_A - T_K}{T_K} \cdot 100\%$ ,

где  $T_A$  - значение возраста, полученного методом  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ ;  $T_K$  - значение возраста, полученного К-Аг методом

тавлении полученных К-Аг датировок. Одинаковость изотопных возрастов по глаукониту и эффузивным породам может не отражать истинного времени формирования осадка.

В многочисленных работах [1, 6, 7 и др.] показывается, что глауконит при диагенетических преобразованиях способен терять и приобретать калий, при незначительном нагреве из него легко уходит радиогенный аргон, т. е. возраст его может и удревняться, и омолаживаться. Но имеется ряд работ, свидетельствующих, что К-Аг возрасты и по базальтам могут быть как омоложены, так и удревнены. Причем "аномальные" значения изотопных возрастов не всегда сопровождаются изменениями пород, легко фиксируемыми при традиционных петрографических методах их изучения. Так, в работе Дальримпла и Ланфере [12] приведены результаты К-Аг и  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  определений по гавайитам, толеитовым и щелочным базальтам разной свежести. Оказалось, что некоторые пробы оптически неизмененных базальтов дают значительно омоложенные по сравнению с  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  К-Аг возрасты (рис. 1). Изучение тех же проб с помощью микрозонда показало наличие в них вторичных глинистых минералов с повышенной концентрацией калия. Присутствие постороннего калия и обусловило, по мнению авторов, омоложение К-Аг возрастов, особенно значительное для низкокалийевых базальтов.

Вместе с тем известно, что некоторые подушечные лавы содержат избыточный аргон предположительно мантийного происхождения [11, 19], присутствие которого ведет к удревнению К-Аг возраста.

Очевидно, К-Аг датирование базальтов представляет самостоятельную проблему, и сходимостъ значений возрастов, полученных по глаукониту и недостаточно изученным базальтам, не может служить критерием истинности возрастных определений. Большинство же исследователей, использующих базальты в качестве К-Аг геохронометра, довольствуются только оптическим изучением породы.

Наконец, по-видимому, методически неверно прямое сопоставление изотопных возрастов, полученных по глаукониту и магматическим породам. Не исключено, что глауконит и минералы последних различаются длительностью закрытия изотопной системы. По мнению Одана [17], длительность закрытия К-Аг системы глауконита  $10^4-10^5$  лет, иными словами, временной промежуток мал по сравнению с величиной аналитической ошибки измерения возраста. Некоторые исследователи [2, 9,

К—Аг и Rb—Sr возрасты верхнемеловых глауконитов формации Navesink Нью-Джерси, по [15, 16])

Образец	Характеристика глобуль	К—Аг возраст	Rb—Sr возраст
3	Темно-зеленые, менее 10% разбухающих слоев	62,5 ± 1,3	60,2 ± 1,8
7		63,8 ± 1,3	60,3 ± 1,3
5	Светло-зеленые, "деградированные иллиты"	95,2 ± 1,9	254 ± 6
6		89,4 ± 1,8	578 ± 12

10] указывают на образование глауконита в условиях слабо восстановительной — нейтральной обстановки. Следовательно, со сменой ее на окислительную должен начаться процесс изменения минерала при наличии геохимической среды, обеспечивающей подвижность элементов. Значит, время закрытия К—Аг системы глауконита будет соответствовать времени выхода его из геохимически активной зоны осадка, т. е. времени литификации пород. Этой проблеме еще не уделялось должного внимания, но разрешение ее может вызвать необходимость разработки отдельной геохронологической шкалы, основанной на датировках только по глаукониту.

б. Чаще всего для датирования по глаукониту применяют К—Аг и Rb—Sr методы. Но анализ значений изотопных возрастов, полученных по этим отношениям для оценки истинности изотопных определений, сталкивается с некоторыми трудностями. Прежде всего, судя по публикациям, Rb—Sr датирование осадочных отложений проводится вообще редко, тем более не часто встречаются параллельные К—Аг и Rb—Sr определения по одним и тем же пробам. Но и такие измерения не всегда вносят ясность в возрастную интерпретацию К—Аг и Rb—Sr отношений, полученных по единичным пробам.

В таблице показаны результаты изотопного датирования по глаукониту отложений верхнего мела формации Navesink, Нью-Джерси, из работы Montag и Seidemann [15, 16]. Всего в работе анализировалось 11 проб глауконита Rb—Sr методом, но только для четырех были измерены К—Аг отношения. По данным рентгеновской дифрактометрии, образцы 3 и 7 представлены хорошо раскристаллизованным глауконитом (менее 10% разбухающих слоев), образцы 5 и 6 — деградированным иллитом.

Сопоставление значений возрастов, полученных двумя методами, показывает, что от степени раскристаллизованности глобуль зависят как К—Аг, так и Rb—Sr системы минерала. Однако для проб 3 и 7 Rb—Sr возрасты несколько омоложены по сравнению с К—Аг возрастом, а для проб 5 и 6 — значительно удревнены. Ожидаемый же по стратиграфическим соображениям возраст 64—65 млн. лет получен по изохроне, построенной для всех 11 изучавшихся проб, и подтверждается только К—Аг датировками по образцам 3 и 7.

Анализ изложенного показывает, что единичные измерения Rb—Sr возрастов нельзя принять за надежные критерии истинности К—Аг датировок. На настоящем этапе исследований правильнее рассматривать К—Аг и Rb—Sr методы только как равноценные, взаимодополняющие инстру-

Эпоха		Я р у с	Зоны по планктонным фораминиферам	Возраст, млн. лет	Приблизительный объем западно- европейских стратотипов	
Эоцен	верхний	Приабонский	P 16	40	I	
			P 15			
	средний	Бартонский	P 14			45
			P 13			
		Лютецкий	P 12	49	I	
			P 11			
	нижний	Ипрский	P 10			
			P 9			53,5
			P 8			
			P 7			
Палеоцен	верхний	Танетский	P 6	60	I	
			P 5			
			P 4			
	нижний	Датский	P 3			
			P 2			
			P 1			

Рис. 2. Хронологическая шкала и приблизительный обмен западноевропейских стратотипов ярусов палеоцена и эоцена (по [14])

менты поиска геохимических и минералогических критериев для получения надежных изотопных датировок. В этих работах, вероятно, может помочь использование метода  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ , но высокая трудоемкость ограничивает пока его широкое применение.

3. Итак, современным требованиям геологии применяемые сегодня способы оценки надежности изотопных датировок не удовлетворяют. Это значит, что детальное расчленение осадочных толщ изотопными методами требует поиска внутренних минералогических и геохимических критериев неизменности и аутигенности глауконита. Таких общепризнанных критериев пока нет.

Это связано прежде всего с трудностью стратиграфической корреляции датированных глауконитовых горизонтов. Работы последних лет с использованием глауконита как минерала-геохронометра наиболее активно велись по западноевропейским стратотипам мела и палеогена. Сопоставимость последних с одновозрастными отложениями других районов Мира возможно только по косвенным признакам, так как комплексы планктонной

Рис. 3. Зависимость калий-аргоновых возрастов глауконитов современного дна океана от содержания в них калия (по 3–5,8)

микрофауны либо отсутствуют, либо крайне бедны. Часто отложения вообще не содержат фауны (рис. 2) (так называемые "немые" толщи), и положение их определяется по соотношениям скорости осадконакопления. Поэтому исследователи по-разному понимают объем ярусов палеогена и по-разному сопоставляют их со шкалой по планктонным фораминиферам и нанопланктону [14, 18].

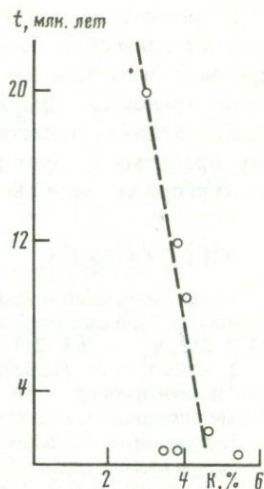
Еще одна причина отсутствия общепризнанных критериев пригодности глауконита для изотопного датирования заключается в том, что глауконитоносные горизонты, как правило, не подвергаются совместным стратиграфическим, минералогическим, геохимическим и изотопным исследованиям. Тем не менее, на основании только минералогического и изотопного изучения глобул иногда делаются далеко идущие выводы.

В некоторых работах ученых приводятся К–Аг "возрасты" глауконитов современного дна океанов [3, 5, 8]. По типу осадков (турбидиты), минералогической характеристике пробы (цвет, форма, гранулометрический и плотностной состав, рентгеновские дифрактограммы глобуль) авторы делают вывод о преобладании терригенного глауконита в современных осадках океанов, об отсутствии процессов современного глауконитообразования и придают возрастной смысл полученным К–Аг отношениям.

Однако построенный по этим данным график (рис. 3) показывает хорошую зависимость возраста от концентрации калия. Одан, впервые отметивший ее для современных глауконитов Гвинейского залива [17], указывает на возможность участия микронных частиц древнего возраста в канальной стадии формирования глобуль. По мере "созревания" глобуль содержание калия в нем растет одновременно с разрушением структур пелетт и удалением из них унаследованного аргона. К моменту пуска в глауконите аргоновых часов кристаллическая решетка минерала свободна от захороненного аргона.

На наш взгляд, удревание возраста может быть и следствием выщелачивания калия из глобуль в окислительной обстановке открытого океанического дна. Этот вопрос не решен, но показанная зависимость не разрешает придавать возрастной смысл измеренным К–Аг отношениям и на их основе судить о распространенности современного глауконитообразования.

В процессе подборки материалов для изучения вопросов датирования молодых глауконитов пришлось столкнуться со сложностью другого порядка. Результаты возрастных определений приводятся часто без указания лаборатории, в которой проводился анализ, ряд авторов не указывает методики и погрешности измерения и даже концентраций калия в пробе! Публикация таких данных, на наш взгляд, недопустима.



В заключение отметим, что в настоящее время отсутствует необходимая методическая база для использования изотопного датирования при детальном расчленении осадочных толщ с необходимой на современном этапе точностью. Выработка такой базы должна стать целью будущих исследований в области изотопного датирования осадочных пород, причем эту проблему следует рассматривать как комплексную, геолого-геохимическую при условии высокого уровня измерительной техники.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кац М.Я., Шутов В.Д., Дриц В.А., Шанин Л.Л., Аракелянц М.М. Факторы, определяющие "аномальные" значения абсолютного возраста глауконита. — ДАН СССР, 1974, 219, № 1, с. 208—211.
2. Крамбейн В., Гаррельс Р.М. Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от pH и окислительно-восстановительных потенциалов. — В кн.: Термодинамика геохимич. процессов. М.: ИЛ, 1960, с. 73—121.
3. Крылов А.Я., Логвиненко Н.В. К вопросу об абсолютном возрасте глауконита в осадках океана. — ДАН СССР, 1979, 249, № 4, с. 965—968.
4. Логвиненко Н.В. Абсолютный возраст некоторых глауконитов в современных осадках Тихого океана. — ДАН СССР, 1975, 225, с. 673—675.
5. Логвиненко Н.В., Волков И.И., Розанов А.Г. К вопросу о генезисе глауконита в осадках Тихого океана. — Литология и полез. ископ., 1975, № 2, с. 3—13.
6. Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. — Новосибирск: Наука, 1977. 320 с.
7. Николаева И.В., Меленевский В.Н. Влияние древнего выветривания на радиометрические определения. — В кн.: Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981, с. 69—78.
8. Николаева И.В., Плюснин Г.С., Смирнов В.Н. Изотопный возраст глауконитов современных донных осадков Мирового океана. — В кн.: Кристаллохимия и парагенезисы минералов осадочных пород. Новосибирск: Наука, 1975, с. 32—37.
9. Сребродольский Б.И. Условия образования глауконита в месторождениях янтара. — ДАН СССР, 1982, 262, № 1, с. 207—209.
10. Страхов Н.М. Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана. — Литология и полез. ископ., 1972, № 4, с. 65—92.
11. Craig H., Lupton J.E. Primordial neon, helium and hydrogen in oceanic basalts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, 31, N 3, p. 369—385.
12. Dalrymple G.B., Lanphere M. Conventional and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  K—Ar ages of volcanic rocks from Ojin (Site 430), Nintoku (Site 432) and Suiko (Site 433) seamounts and the chronology of volcanic propagation along the Hawaiian — Emperor Chain. — Init. Rep. DSDP, 1980, 55, p. 659—676.
13. Giresse P., Odin G.S. Nature mineralogique et origine des glauconies du plateau continental du Gabon et du Congo. — Sedimentology, 1973, 20, N 4, p. 457—488.
14. Hardenbol J., Berggren W.A. A new Paleogene numerical time-scale. — In: Contrib. geol. time-scale intern. geol. Congr., Sydney, 1976. Tulsa (Okla), 1978, p. 247—257.
15. Montag R., Seidemann D. A test of reliability of Rb—Sr dates for selected glauconite morphologies of Upper Cretaceous (Navesink Formation) of New Jersey. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, 52, N 2, p. 285—290.
16. Montag R.L., Seidemann D. (Errata): A test of the reliability of Rb—Sr dates for selected glauconite morphologies of the Upper Cretaceous (Navesink Formation) of New Jersey. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, 54, p. 366.
17. Odin G.S. De Glauconiarium, constitutione, origine, aetateque: These Doct./Univ. P., 1975. 250 p.
18. Pomerol C. Critical review of isotopic dates in relation to Paleogene stratotypes. — In: Contrib. geol. time-scale Intern. geol. Congr., Sydney, 1976. Tulsa (Okla), 1978, p. 235—245.
19. Takaoka N. Rare gas studies of cretaceous deep sea basalts. — Init. Rep. DSDP, 1980, 51/53, pt 2, p. 517—524.
20. Thompson G.R., Hower J. An explanation for low radiogenic ages from glauconite. — Geochim. et cosmochim. acta, 1973, 37, N 6, p. 1473—1491.

*Л.Н. Овчинников, А.И. Степанов*

## О ПРИГОДНОСТИ ВУЛКАНИТОВ ДЛЯ К—Аг ГЕОХРОНОЛОГИИ

Широко развитые вулканогенные образования, в особенности стратифицированные, постоянно служат заманчивым объектом для проведения изотопно-геохронологических исследований. Однако, несмотря на получаемые иногда интересные и достаточно достоверные К—Аг датировки [1, 17, 24], вулканические породы мало пригодны для этих целей. Резко неравновесные термодинамические условия, в которых оказывается излившаяся лава, и ее быстрое затвердевание создают предпосылки для последующего длительного преобразования затвердевшей породы с раскристаллизацией стекла, зеленокаменным и краснокаменным перерождением, что также приводит к нарушению К/Аг отношения. Тем не менее при соблюдении определенных условий вулканисты в некоторых случаях можно использовать в изотопной геохронологии.

В мировой практике при датировании вулканогенных пород замечено, что искажение возрастных данных идет как в сторону завышения возраста из-за присутствия избыточного аргона-40 в составе газовой-жидких включений и в нарушениях кристаллической решетки, что характерно для молодых лав [24, 18, 25], так и занижения получаемых возрастных данных. Последнее обусловлено потерями радиогенного аргона-40, определяемыми генетическими особенностями вулканогенных пород и влиянием поздних наложенных процессов. Предполагается, что вулканисты, содержащие в своем составе более 75% стекла, непригодны для К—Аг датирования [18], а степень занижения возраста определяется степенью гидратации и преобразования вулканического стекла [13, 15, 16, 20, 22].

Исследование зависимости характера и степени искажения К—Аг возрастных значений от интенсивности проявления вторичных процессов на примере изучения подушечных лав из Сакмарской зоны Мугоджар на Южном Урале [8, 9] показало, что гидратация и девитрификация вулканического стекла постоянно занижают возраст в весьма сложной пропорциональности, что не позволяет вносить количественные поправки для исправления искаженных значений. Но в целом обратная связь возраст—содержание  $H_2O^+$ , проявляющаяся здесь отчетливо, является хорошим индикатором потерь аргона [21], а обратная зависимость между  $K_2O$  и содержанием  $H_2O^+$  (рис. 1) указывает на вторичную природу этой воды [22].

Форма нахождения воды в изученных гидратированных и девитрифицированных подушечных лавах определяется из результатов ИК-спектрокопии, полученных на приборе UR-20 в диапазоне длин волн 300—1800 и 3000—3700  $cm^{-1}$ . Спектры поглощения изученных пород в целом идентичны спектрам, характерным для перлита [7]. Наиболее отчетливо (рис. 2) присутствуют лишь полосы поглощения 1640 и 3400  $cm^{-1}$  в области деформационных и валентных колебаний нейтральной группы  $H_2O$  и полоса 3600  $cm^{-1}$  в области валентных колебаний гидроксила  $OH^-$ , участвующего в слабых водородных связях [2, 7]. Интенсивность наиболее четко выраженной полосы 1640  $cm^{-1}$  пропорциональна количеству  $H_2O^+$  в породе

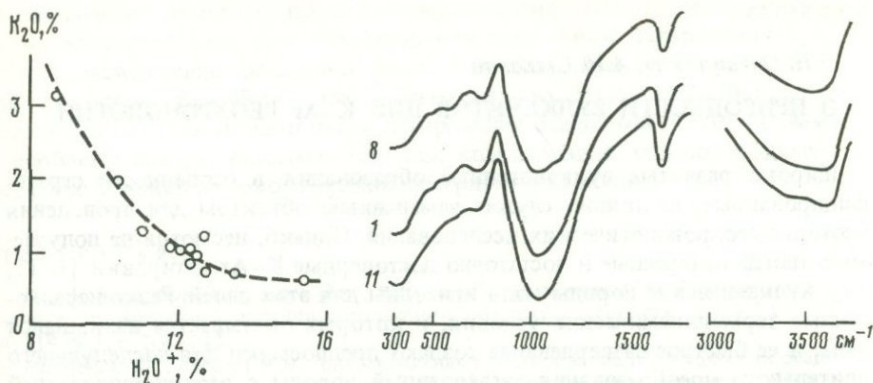


Рис. 1. Зависимость между содержаниями  $H_2O^+$  и  $K_2O$  при гидратации вулканического стекла

Рис. 2. ИК-спектры поглощения гидратированного вулканического стекла  
1, 8, 11 — номера образцов с различной степенью гидратации

(рис. 3): при отношении интенсивностей поглощения разных образцов подушечной лавы 1 : 1, 3 : 1,5 отношение содержаний воды в них по данным термического анализа равно 1 : 1, 1 : 1,7. Полосы валентных колебаний  $3400$  и  $3600\text{ см}^{-1}$  размыты и не отмечаются однозначно для всех образцов, что обусловлено либо характером изменений связей  $O-H$ , либо комбинированным влиянием возможной неоднородности групп  $OH^-$  и  $H_2O$  в структуре стекловатой фазы [7] и таких же групп кристаллической фазы.

Результаты термического анализа этих же образцов (рис. 4) и петрографических исследований уверенно подтверждают потерю воды вторичными минералами при  $160-190^\circ\text{C}$  (наиболее низкотемпературный эндотермический эффект) и дегидратацию вулканического стекла при  $320-340^\circ\text{C}$ .

Таким образом, установленные различными методами вторичная гидратация вулкаников и обратная зависимость от нее получаемых значений возраста намечают перспективу успешного использования негидратированных и минимально гидратированных разностей вулкаников, содержащих в своем составе лишь первичную магматическую воду в количестве  $0,3-0,5\%$  [6, 26, 20] для целей геохронологии. Вероятно, в наибольшей степени это относится к вулканикам кайнотипного облика, что подтверждается приведенными ниже примерами.

Среди вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных отложений западной части Тагильского прогиба (Средний Урал), севернее широты г. Ис, по палеонтологическим данным выделены: спилит-диабазовый комплекс верхнего ордовика, спилит-кварц-альбитофировый (контрастный) комплекс лландовери, андезитовый комплекс верхов лландовер-нижнего венлока, андезит-базальтовый комплекс верхнего венлока и лудлова [11]. В отдельных участках прогиба, в его западном и восточном бортах, неоднократно были отмечены вулканики кайнотипного облика. При этом установлено, что часть их представляет собой более молодые, предположительно раннекарбоновые, дайковые и субвулканические тела [12],

Рис. 3. Зависимость интенсивности поглощения полосы  $1640 \text{ см}^{-1}$  от степени гидратации. По оси ординат — интенсивность в условных единицах; 1, 8, 11 — номера образцов

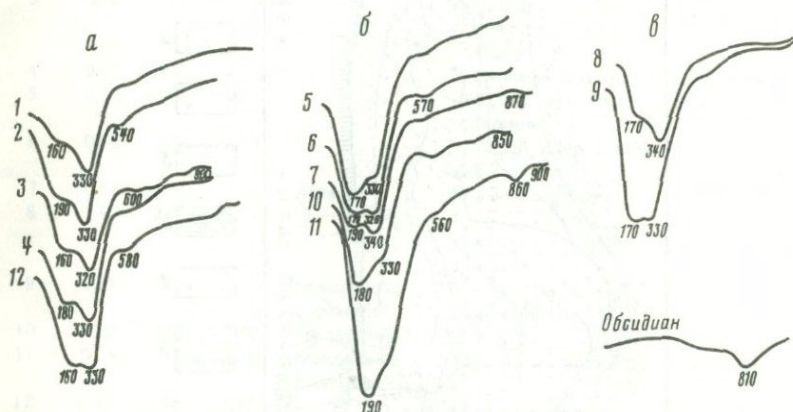
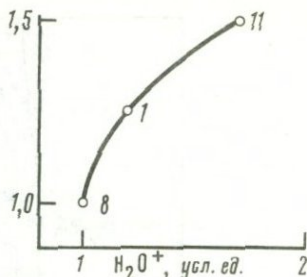


Рис. 4. Термограммы гидратированных подушечных лав

1—12 — номера образцов; дегидратация породы: а — с преимущественным содержанием вулканического стекла, б — со значительным развитием вторичных водных минералов, в — наименее гидратированных разностей (отдельно — кривая дегидратации неизмененного обсидиана, Армения;  $\text{H}_2\text{O}^+$  0,86%)

а часть рассматривается как останцы лудловских и отчасти венлокских образований, не подвергшихся зеленокаменному перерождению [5]. Фаунистическая характеристика этих образований в обоих случаях отсутствует. Тектоническое строение Тагильского погружения в целом весьма сложное, обусловлено широко проявленными разрывными, сдвиговыми и надвиговыми дислокациями [10], нередко приводящими в соприкосновение толщи различного возраста, в связи с чем палеонтологические данные следует использовать с большой осторожностью.

Геохронологические исследования, проведенные по кайнотипным вулканитам в пределах западного борта Тагильского прогиба (рис. 5), показали, что полученные значения возраста нередко не совпадают с биостратиграфическими данными (табл. 1). Например, первая проба, возраст которой  $256 \text{ млн. лет}^1$ , соответствующий перми, по фаунистическим данным относится к раннему ордовика. Проба 10 имеет возраст  $494 \text{ млн. лет}$ , что отвечает раннему ордовика, по фаунистическим же данным — позднему силуру—раннему девону.

<sup>1</sup> Для сопоставления с геохронологической шкалой 1964 г. для расчета использованы константы:  $\lambda_1 = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ,  $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ,  $^4\text{о К} = 0,0122 \text{ вес. \%}$ .

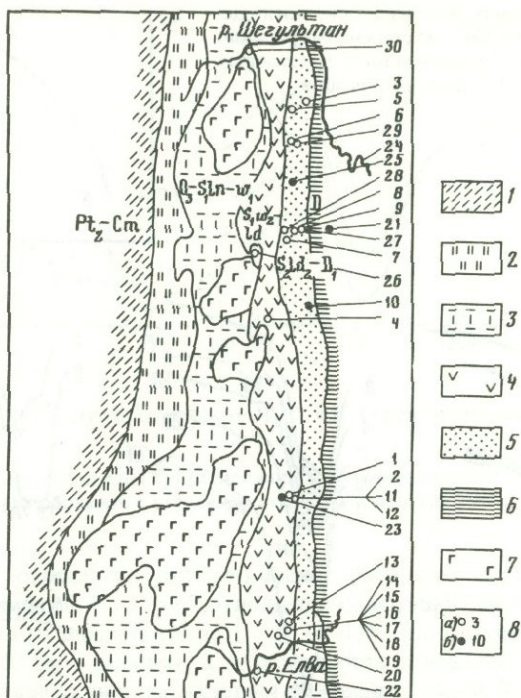


Рис. 5. Местоположение точек опробования кайнотипных вулканитов в пределах западного борта Тагильского прогиба

1 — протерозой, 2 — ордовик, 3 — верхний ордовик—ландовери, 4 — веилкок—нижний лудлов, 5 — верхний лудлов—нижний девон, 6 — нижний девон, 7 — габброиды Платиноносного пояса; 8 — точки отбора геохронологических проб; а — из обнажений, б — из скважин

Детальными петрографо-минералогическими исследованиями установлено, что среди изученных кайнотипных вулканитов выделяются три разновидности: содержащие неизменное стекло, раскристаллизованные и с явными следами наложенных процессов.

По степени интенсивного проявления гидратации (содержанию  $H_2O^+$  в породе) для всех отмеченных разновидностей наблюдается однотипная закономерность (рис. 6) — по наименее гидратированным и измененным разностям (содержание  $H_2O^+$  от 1,06 до 1,9%) получены наиболее высокие значения возраста — около 450 и 500 млн. лет, что соответствует ордовику, тогда как по фаунистическим данным это интервал от раннего силура до раннего девона.

Как уже отмечалось, при датировании пород стекловатой структуры К—Аг методом получаемые возрастные значения занижаются в зависимости от степени гидратации [8], поэтому с большой вероятностью можно полагать, что максимальные значения возраста 450—500 млн. лет можно принять за верхний предел формирования вулканитов района, соответствующий ордовикскому периоду, т. е. древнее биостратиграфического возраста. Очевидно, в пределах западной части Тагильского прогиба тектоническими процессами введены в соприкосновение толщи разного возраста.

Таблица 1

К—Аг возраст вулканогенных пород Тагильского прогиба

№ то-чек	К, %	Воз-раст, млн. лет	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> , %	Порода	Место отбора	Геологи-ческий воз-раст
<i>Породы, содержащие неизменное стекло</i>						
1	0,21	256	3,83	Андезито-ба-залыт	р. Каква, устье р. Гал-ка	S <sub>1</sub> w-S <sub>2</sub> ld <sub>2</sub>
2	0,28	300	3,80	"	р. Каква	"
3	0,26	316	3,14	"	Пос. Всеволодобла-годатский, 4 км к востоку	S <sub>2</sub> ld <sub>1</sub>
4	0,27	392	2,70	"	р. Ваграя — р. Исток	S <sub>1</sub> w-S <sub>2</sub> ld <sub>1</sub>
5	0,39	317	2,86	"	Пос. Всеволодобла-годатский	S <sub>2</sub> ld <sub>2</sub> -D <sub>1</sub>
6	0,40	303	2,37	"	р. Сосьва у дер. Трень-кино	"
7	0,41	279	1,89	Андезит	Кольнинская сопка	"
8	0,47	282	1,91	"	"	"
					15 км от г. Северо-уральска	
9	0,58	285	1,58	Базальтовый порфирит	Кольнинская сопка, 1 км к востоку	"
10	0,62	494	1,07	Гиалобазальт	Скв. 4818, гл. 120 м	"
11	0,26	370	2,48	Андезито-ба-залыт	р. Каква, устье р. Гал-ка	S <sub>1</sub> w-S <sub>2</sub> ld <sub>1</sub>
12	0,31	246	2,85	"	Там же	"
<i>Раскристаллизованные породы</i>						
13	1,47	505	1,90	Долерито-ба-залыт	р. Лобва, пос. Зи-мовье	S <sub>2</sub> ld <sub>2</sub> -D <sub>1</sub>
14	1,67	371	2,47	"	Там же	"
15	1,67	417	2,37	"	"	"
16	1,73	182	2,38	"	"	"
17	1,75	215	2,13	"	"	"
18	1,74	373	1,62	"	"	"
19	1,89	407	1,90	"	"	"
20	1,52	325	2,29	Тразиандезит	Пос. Зимовье	S <sub>1</sub> w-S <sub>2</sub> ld <sub>1</sub>
21	0,93	326	2,51	Пироксен-пла-гиоклазовый порфирит	Скв. 3860, гл. 721 м, Кольнинская сопка	S <sub>2</sub>
22	1,07	384	2,46	Трахибазальт	Семеновский р-к	S <sub>1</sub> l <sub>n</sub> -w
<i>Породы со следами наложенных процессов</i>						
233	0,50	450	1,21	Андезито-дацит	Пос. Галка, скв. 905, гл. 339 м	S <sub>2</sub> ld <sub>2</sub> -D <sub>1</sub>
24	0,61	395	2,08	Базальт	Пос. Черемуха, скв. 1030 г, гл. 696 м	S <sub>2</sub>
25	0,66	495	1,68	"	Там же, гл. 250 м	"
26	1,36	453	1,06	Андезито-ба-залыт	Гора Сарайная	S <sub>1</sub> ln <sub>2</sub> -w,
27	0,33	367	2,94	"	Пос. Колья, скв. 745 г	S <sub>2</sub> ld <sub>2</sub> -D <sub>1</sub>
28	0,38	367	1,67	Андезит	Кольнинская сопка	"
29	0,39	345	2,06	"	В. Сосьва, ручей Семеновка	"
30	0,30	438	1,41	Гиалобазальт	Р. Шегульган	S <sub>1</sub>

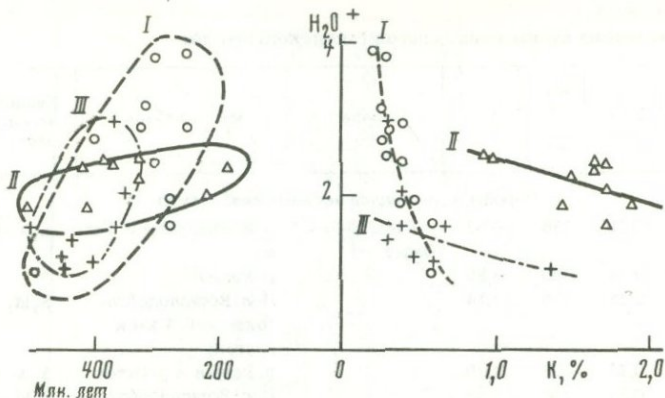


Рис. 6. Зависимость изменения содержаний калия от степени гидратации кайнотипных вулканитов западного борта Тагильского прогиба

I — вулканиты, содержащие неизменное стекло; II — раскристаллизованные вулканиты; III — подверженные вторичным низкотемпературным процессам

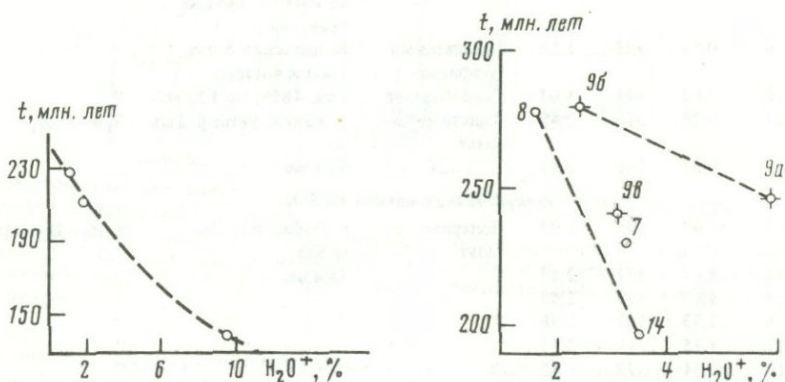


Рис. 7. Зависимость между содержанием  $H_2O^+$  и возрастом для кайнотипных вулканитов (базальтоидов), р. Синара, Средний Урал

Рис. 8. Зависимость между содержанием  $H_2O^+$  и возрастом для пироксеновых порфиров, включенных в массив ультраосновных автомагматических брекчий

9а, 9б, 9в — образцы из одного обломка пироксеновых порфиров; 7, 8, 14 — образцы из разных обломков того же массива

На Северном Урале в бассейне р. Северная Сосьва среди франских эффузивно-осадочных пород располагаются прорывающие их экструзии (некки), сложенные натровыми витрофирами (перлитами) и калинатровыми липаритами [14]. В структурном и петрогенетическом отношении витрофиры представляют эндоконтактовую фацию липаритов, слагающих центральную часть некков. Переходной разновидностью между отмеченными породами является липарито-перлитовый агломерат, представляющий купольную брекчию.

Геохронологические данные и результаты химического анализа вновь подтверждают закономерность влияния гидратации на К-Аг отношения

Т а б л и ц а 2

К—Аг возраст вулканогенных пород некоторых районов Урала

Местоположение, порода	К, %	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> , %	Возраст, млн. лет
<i>Некк в бассейне р. Северная Сосьва (Северный Урал)</i>			
Центральная часть некка (жерлова фация)			
Купольная брекчия			365 ± 15
Липарит	2,24—2,33	0,70*	365 ± 20
Кайма экструзии			
Витрофир (перлит)	0,78	6,0—7,0*	65 ± 23
<i>Обнажение на р. Синара (Средний Урал)</i>			
Базальт	1,16	1,02	227
"	1,08	1,82	211
"	0,71	9,63	138
"	4,18**	—	233
"	1,08	—	147
<i>Обнажение к юго-востоку от г. Магнитогорска</i>			
Пироксеновые порфириды			
Проба 7***	3,60	3,30	230
8	4,32	1,65	278
14	2,44	3,49	196
9а	2,44	5,97	247
9б	1,63	2,42	279
9в	1,68	3,25	241

\* Определена потеря при прокаливании, близкая к содержанию H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>.

\*\* Данные М.А. Гаррис (1963).

\*\*\* Номера проб соответствуют приведенным в работе А.В. Говоровой [3].

(табл. 2). Максимальные значения возраста 365 ± 20 млн. лет, полученные по наименее гидратированным разностям пород (липаритам), согласуются с геологическими данными, что указывает на позднедевонское время формирования вулканитов. Подобная же закономерность отмечается и при датировании раннетриасовых [4] кайнотипных базальтоидов трапповой формации на Урале. В частности, базальтоиды бассейна р. Синара характеризуются различными содержаниями H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>. При этом по минимально гидратированным разностям получены максимальные значения возраста — 227 и 233 млн. лет, соответствующие раннетриасовому времени (рис. 7, табл. 2). Учитывая, что содержания воды довольно высокие, можно полагать, что возраст базальтоидов района не моложе 230 млн. лет.

Универсальность отмеченной закономерности подтверждается геохронологическими исследованиями значительно измененных кайнотипных вулканитов, когда широкое развитие вторичных минералов может значительно исказить эту закономерность.

А.В. Говорова [3] детально описала кимберлитоподобные автомагматические брекчии, располагающиеся в виде небольших тел в 20 км к юго-востоку от г. Магнитогорска (Южный Урал), в поле развития известняков с нижнекарбонной фауной и трахиандезитов, а также нижнего карбона,

туфов, песчаников, конгломератов позднего и среднего девона. Эти ультраосновные породы (автомагматические брекчии) состоят на 50–60% из изометричных и клиновидных обломков кристаллов пироксена, замещенного серпентином, в промежутках – зеленое девитрифицированное стекло (20–30%). Породы содержат различные включения обломков – ксенолитов, пироксеновых порфиритов. Структура последних порфиристая с порфировыми выделениями пироксена в гломеропорфировых вростках, редко – оливина, замещенного хлоритом, кальцитом и цоизитом; структура основной массы главным образом микролитовая, состоит из пироксена, измененного плагиоклаза и хлоритизированного стекла. Пироксеновые порфириты содержат достаточное для геохронологических исследований количество калия.

Для определения возраста были взяты три образца из разных обломков пироксеновых порфиритов в пределах одного тела автомагматической брекчии и три образца из одного обломка порфиритов того же тела. Результаты определения возраста и содержания  $H_2O^+$  показали (табл. 2), что обратная зависимость возраст –  $H_2O^+$  характерна и для этой группы пород (рис. 8), где наименее гидратированные разности ( $H_2O^+ = 1,65$  и  $2,42\%$ ) имеют наибольший возраст – 278 и 279 млн. лет. Исходя из этой зависимости, а также принимая во внимание возможность потери пироксеновыми порфиритами  $^{40}Ar$  в период нахождения их в расплавленной ультраосновной породе, можно уверенно предположить, что полученный возраст около 280 млн. лет наиболее близок времени формирования автомагматических брекчий. Это согласуется и с геологическими данными [3].

Таким образом, применяя методику отбраковки проб и интерпретации геохронологических результатов по содержаниям  $H_2O^+$  (привлекая при необходимости и другие методы анализа) по группе образцов из одного объекта, можно вполне успешно использовать вулканиты для решения геохронологических задач.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Саркисян Э.Л., Хачатрян Л.М. О возрастном расчленении неоген-антропогенных вулканических образований. – Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1971, с. 14–20.
2. Геворкьян С.В. Влияние дегидратации на колебательные спектры минералов, изоструктурных с гипсом. – В кн.: Конституция и свойства минералов, вып. 6. Киев: Наукова думка, 1972, с. 66–73.
3. Говорова А.В. Ультраосновные автомагматические брекчии Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982.
4. Иванов К.П. Триасовая трапсовая формация Урала. М.: Наука, 1974. 155 с.
5. Каретин Ю.С. Опыт картирования силурийских вулканогенных образований зеленокаменной полосы Среднего Урала. – В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М.: Наука, 1969, с. 139–144.
6. Кашкай А.И., Мамедов А.И. Перлиты, обсидианы, пехштейны и их минералогическо-петрографические и физико-химические особенности. Баку, 1961. 181 с.
7. Наседкин В.В., Панеш В.И. Гидроксил и вода в некоторых разновидностях природных и искусственных силикатных стекол. – В кн.: Водные вулканич. стекла и поствулканич. минералы. М.: Наука, 1967, с. 26–55.
8. Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Вороновский С.Н. О причинах искажений калий-аргоновых дат. – В кн.: Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М.: Наука, 1981, с. 3–31.

9. Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Вороновский С.Н. Методические рекомендации по учету геохимических причин искажений калий-аргоновых дат. М.: ИМГРЭ, 1981. 50 с.
10. Пейве А.В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 23 с.
11. Ходолевич А.Н., Каретин Ю.С., Шурыгина М.В. Силурийская система. — В кн.: Проблемы стратиграфии Урала. Свердловск, 1977, с. 5–20.
12. Червяковский Г.Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 258 с.
13. Шеффер О.А., Стоеннер Р.В., Бассетт В.А. Определение возраста вулканогенных пород калий-аргоновым методом. — В кн.: Вопросы геохронологии. М.: ИЛ, 1963, с. 120–124.
14. Язева Р.Г. Петрология кайнотипных франских перлитов из бассейна Северной Сасы (Северный Урал) в свете соотношения натриевых и калиево-натриевых пород. — В кн.: Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность. Свердловск, 1973, с. 106–113.
15. Basset W.A., Kerr P.F., Scheffer O.A., Stoenner R.W. Potassium-argon dating volcanic rocks near Grands, New Mexico. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, 74, N 2, p. 213–220.
16. Bikerman M., Damon P.E. K/Ar geochronology of the Ticson Mountains, Prima County, Arizona. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1966, 77, N 11, p. 1225–1234.
17. Dalrymple G.B. Variation of potassium, argon and calculated age in a late geozoic basalt. — J. Geophys. Res., 1965, 70, N 20, p. 5291–5296.
18. Funkhouser J.G., Barnes I.I., Naughton J.J. Problems in the dating of volcanic rocks by the potassium-argon method. — Bull. Volcanol., 1966, 29, p. 709–716.
19. Funkhouser J.G., Barnes J.J., Naughton J.J. The determination of a series of ages of Hawaiian volcanoes by the potassium-argon method. — Pacif. Sci., 1968, 22, N 3, p. 369–372.
20. Kaneoka I. The effect of hydration on the K–Ar ages of volcanic rocks. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, 14, N 3.
21. Kaneoka I. The use of obsidian for the K–Ar dating. — In: Recent develop. mass spectrosc. — Proc. Intern. conf. mass spectrosc., Kyoto, 1969. Tokyo, 1970, p. 675–677.
22. Kaneoka I., Nakamura H. K–Ar ages of successive lawa flaws from the Decan Traps, India. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, 18, N 2, p. 229–236.
23. McDougall J. Potassium-argon ages from lawas of the Hawaiian Islands. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1964, 75, N 2, p. 107–128.
24. McDougall J., Lovering J.P. Apparent K–Ar dates on cores and excess argon in flanges of australites. — Geochim. et cosmochim. acta, 1969, 33, N 9, p. 1057–1070.
25. Noble C.S., Naughton J.J. Deep-oceans basalts, inert gas content and uncertainties in the age dating. — Science, 1968, 162, N 3850, p. 265–267.
26. Ross C.S., Smith R.L. Water and other volatiles in volcanic glasses. — Amer. Miner., 1955, 40, N 11/12, p. 1071–1089.

*Н.П. Щербак, Л.Г. Данилович, В.М. Скобелев, О.М. Струева*

## ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

В геологическом отношении в пределах Украины выделяются пять крупных структурных областей: 1) Украинский щит, 2) Вольно-Подольская плита, 3) Днепровско-Донецкая впадина, 4) Карпатская складчатая область, 5) Крым и Причерноморская впадина. Указанные области существенно различаются между собой по времени становления, геологическому строению, истории развития, распространенности в их составе вулканогенных образований и формационной принадлежности последних. Каждая из выделенных структурных областей характеризуется сложным строением и по комплексу признаков может быть разделена на ряд геологических регионов.

Особенно сложны геологическое строение и длительная история развития Украинского щита, в пределах которого выделяются шесть крупных тектонических мегаблоков, или районов: Северо-Западный, Днестровско-Бугский, Росинско-Тикичский, Ингуло-Ингулецкий, Среднеприднепровский и Приазовский [7]. Специфика развития каждого из указанных районов заключается в особенностях состава слагающих его геологических формаций и приуроченности их к определенным этапам геологической истории Украинского щита, в степени метаморфизма, в характере складчатых и разрывных деформаций и т.д. Например, только в Северо-Западном районе развиты слабометаморфизированные субплатформенные вулканогенно-осадочные толщи средне- и верхнепротерозойского возраста. К Ингуло-Ингулецкому району приурочены своеобразные субплатформенные комплексы пород габбро-анортозитовой и рапакиви-гранитной формаций. Днестровско-Бугский район отличается широким развитием наиболее высокометаморфизированных комплексов архейских образований. В отличие от этого архейские образования Росинско-Тикичского района метаморфизованы в более низкотемпературных условиях преимущественно амфиболитовой фации. Мощные железорудные толщи архейского и протерозойского возраста развиты главным образом в Среднеприднепровском районе. Приазовский район отличает своеобразный платформенный щелочной и щелочно-ультрасосновной магматизм.

В то же время размещение метаморфических и магматических пород в выделенных мегаблоках характеризуется определенной закономерностью и подчинено достаточно четкому стратиграфическому контролю. В каждом из них выделяются две или более серий метаморфических пород, отвечающих определенным тектоно магматическим циклам корообразования. Каждый такой цикл начинался процессами седиментации и вулканизма и, как правило, завершался метаморфизмом и гранитизацией.

При стратиграфическом сопоставлении немых сложнометаморфизованных гетерогенных толщ пород докембрийского возраста особое значение приобретают эффузивы, синхронные по образованию осадкам, поскольку они — наиболее благоприятные объекты для изотопного датирования.

Вулканогенные образования на Украинском щите получили достаточно широкое распространение, представлены metavулканидами самого различного состава, характерны для всех тектоно-магматических циклов, охватывающих широкий диапазон времени: от раннего архея до позднего протерозоя включительно.

В архее выявлены два крупных этапа палеовулканизма: а) более ранний представлен высокометаморфизованными вулканидами, входящими в состав аульской и днестровско-бугской серий, а также вулканидами новопавловского комплекса Орехово-Павлоградской зоны; б) более поздний этап связан с формированием зеленокаменных поясов, представленных образованиями конкско-верховцевской серии.

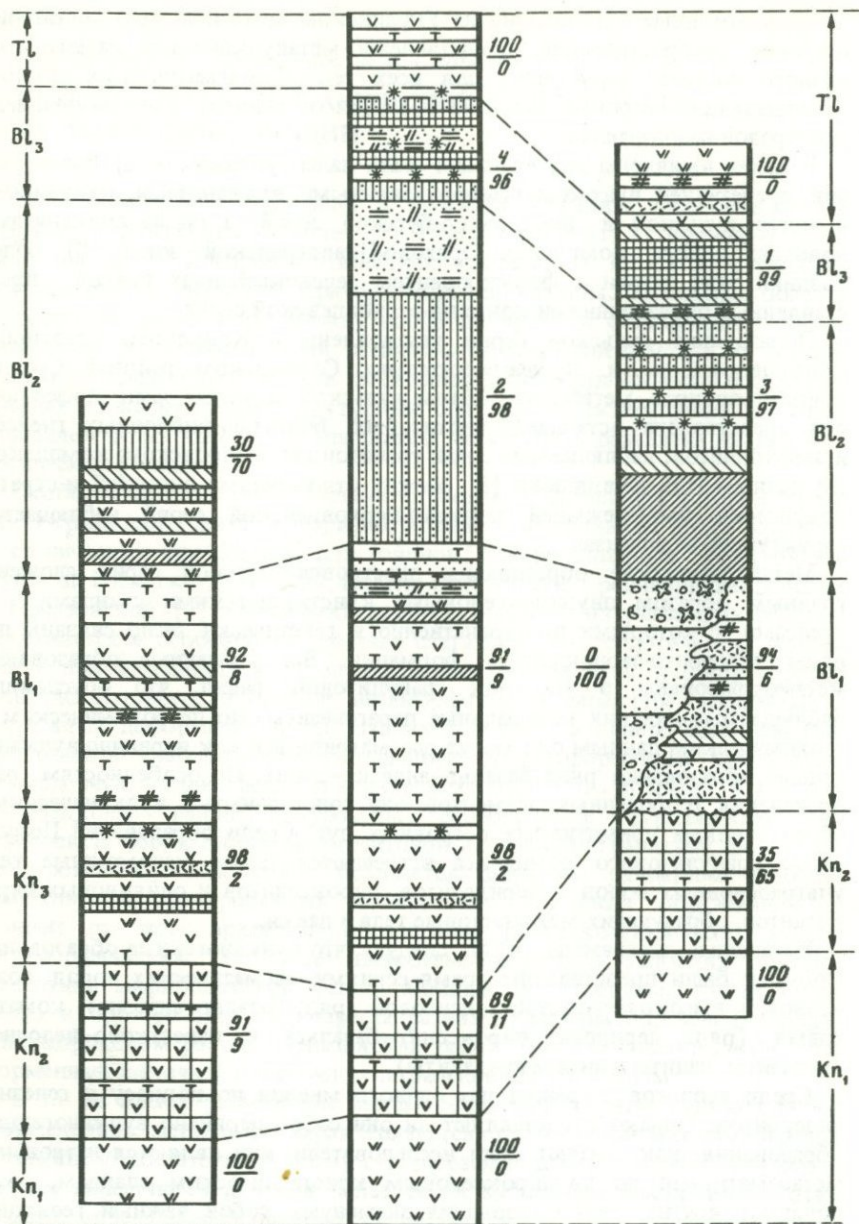
Образование аульской серии установлены в Конкском, Славгород-Синельниковском и, предположительно, Софиевском районах Среднеприднепровского мегаблока. Объем аульской серии не ясен, поскольку она представлена останцами биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов, наблюдаемых среди гранитоидов днепровского комплекса. По данным Н.В. Кувшинова [8], между отложениями аульской и стратиграфически вышележащей конкско-верховцевской серий наблюдается структурное несогласие.

Метаморфические образования днестровско-бугской серии сложены главным образом двупироксеновыми кристаллическими сланцами и гнейсами, с которыми пространственно и генетически тесно связаны породы эндербито-чарнокитовой формации. Все указанные образования метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, что обусловило наблюдаемые для них минеральные парагенезисы. По петрохимическим и геохимическим данным они могут рассматриваться как первично вулканогенные образования ряда базальт-андезит-дацит. По особенностям распределения петрогенных элементов они сопоставимы с вулканическими образованиями примитивных островных дуг. Среди образований Побужского гранулитового комплекса встречаются также маломощные тела ультраосновных пород — перидотитов, пироксенитов и оливиновых пироксенитов, образующих межпластовые тела и дайки.

Из анализа диаграммы АФМ следует, что вулканогенные образования Побужья были представлены тремя сериями магматических пород: толеитовой и высокожелезистой толеитовой (ряд: базальт-андезит), коматитовый (ряд: перидотит-пироксенит-базальт) и известково-щелочной (андезиты, дациты и андезиты-дациты).

Среди геологов Украины нет единого мнения по вопросу о генезисе эндербитов. Однако представляют ли они собой первично вулканогенные образования, как считают одни исследователи, или являются натровыми метасоматитами по двупироксеновым кристаллическим сланцам, как полагают другие, эти образования знаменуют собой важный геохронологический рубеж, так как геологически, несомненно, являются более поздними по отношению к двупироксеновым кристаллосланцам, залегающим в виде пластообразных согласных тел, и более древними по отношению к двупироксеновым кристаллосланцам, наблюдающимся в виде секущих даек.

Геолого-стратиграфическое положение древнейших метабазитов и метальтрабазитов Орехово-Павлоградской зоны еще не ясно. Наиболее полно



они изучены в пределах Новопавловского участка, где слагают отдельные полосы или наблюдаются в виде крупных ксенолитов среди гранитоидов. С метабазами ассоциируют, образуя резкие контакты, а иногда и постепенные переходы, метаультрабазиты, представленные крупнозернистыми массивными пироксенитами, серпентинитами, актинолититами, тремолититами и флогопититами. В составе описываемой толщи определенную роль играют также биотит-амфиболовые гнейсы, железисто-кремнистые породы, метанортозиты, безрудные кварциты. Взаимоотношения новопавловского комплекса пород с вмещающими формациями к настоящему времени не определены, так как он приурочен к тектонически ограниченному участку.

Значительно полнее геологически охарактеризованы области развития верхнеархейских зеленокаменных поясов. Одна из таких типичных областей — район Среднего Приднепровья. Как указано выше, верхнеархейские зеленокаменные образования представлены здесь породами конкско-верховцевской серии. Анализ стратиграфических разрезов этой серии, их детальное петрографическое, петрохимическое и геохимическое изучение показал, что осадочные и вулканогенные образования в составе серии распределены как по вертикали, так и по латерали крайне не равномерно, их количественные соотношения изменяются в широких пределах, подчиняясь, однако, определенной закономерности.

Достаточно полное представление о соотношении между метавулканитами и метаосадочными породами можно получить при рассмотрении наиболее детально изученных разрезов конкско-верховцевской серии в пределах верховцевской и белозерской зон, расстояние между которыми около 100 км (рис. 1). В стратиграфическом разрезе конкско-верховцевской серии выделяются три свиты: конкская, белозерская и тепловская.

Конкская свита расчленяется на три подсвиты. Нижняя из них ( $K_1$ ) повсеместно представлена апоспилитами, амфиболитами и амфиболовыми сланцами. Но уже в средней части разреза свиты (средняя подсвита  $K_2$ ) для рассматриваемых зон наблюдаются определенные различия. Здесь на фоне пород вулканогенного происхождения (метабазиты с редкими прослоями метаультрабазитов) определенную роль играли и хомогенные осадки (малорудные железистые кварциты). На долю последних в верховцевской зоне приходится 9–11%, а в белозерской 65% всей мощности. Верхняя подсвита ( $K_3$ ) развита только в пределах верховцевской зоны, а в белозерской отсутствует (рис. 1).

Белозерская свита расчленяется также на три подсвиты. В нижней подсвите ( $b_1$ ) в верховцевской зоне преобладают метавулканиды основ-

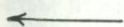


Рис. 1. Стратиграфические колонки конкско-верховцевской серии

1 — амфиболиты, апоспилиты; 2 — рассланцованные амфиболиты; 3 — амфиболиты, чередующиеся с железистыми роговиками; 4 — андезитовые апорфириты; 5 — кварцевые апокератофиры; 6 — порфиroidы; 7 — тальк-карбонатные породы, пикриты, актинолиты, тремолиты, прохлоритовые сланцы; 8 — конгломерато-брекчии; 9 — аркозовые метапесчаники и метаалевролиты; 10 — кварцевые метапесчаники и метаалевролиты; 11 — железистые кварциты; 12 — сланцы кварц-серицитовые; 13 — сланцы кварц-хлоритовые; 14 — чередующиеся между собой кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые и кварц-хлоритовые сланцы; 15 — метапесчаники с прослоями сланцев; 16 — сланцы с прослоями метапесчаников; 17 — доля пород в разрезе (в числителе — вулканогенные, в знаменателе — метаосадочные); свиты:  $K_1$  — конкская,  $b_1$  — белозерская,  $T_1$  — тепловская

ного и ультраосновного составов (91–92%), а в белозерской зоне — метаэффузивы преимущественно среднего состава (94%) с редкими прослоями туфов и осадочных пород (6%), причем в северо-восточной части зоны они фациально замещаются грубыми терригенными осадками (метапесчаники и конгломерато-брекчии). Таким образом, общее количество ортопород в белозерской зоне около 43%, т.е. вдвое меньше, чем в верховцевской зоне. В разрезе средней подсвиты белозерской свиты ( $b_{12}$ ) в белозерской зоне и на Грановском участке верховцевской зоны преобладают метасадочные породы (97–98%), а на Самотканском участке верховцевской зоны 30% разреза подсвиты составляют ортопороды: основного состава в низах подсвиты, среднего и кислого — в верхах. Следовательно, меняются не только мощности, но и соотношения метавулканитов и осадочных пород, находящихся на одном и том же Стратиграфическом уровне. Верхняя подсвита белозерской свиты сложена преимущественно осадочными образованиями.

Отложения тепловской свиты в пределах Среднеприднепровского мегаблока развиты только в белозерской и верховцевской зонах, где они выполняют ядра синклинальных структур. Мощности отложений свиты в указанных зонах приблизительно одинаковы (~350 м), разрезы однотипны и различаются только некоторыми специфическими особенностями. Свита представлена апоспилитами, амфиболитами и зелеными сланцами, чередующимися с маломощными пачками пород ультраосновного состава. Отличительная особенность белозерской зоны в том, что в составе тепловской свиты здесь помимо указанных пород наблюдаются еще несколько покровов андезитовых апопорфиритов и кварцевых апокератофиров.

В составе образований конкско-верховцевской серии прослеживается и определенная закономерность в смене режима осадконакопления и вулканизма на территории Среднего Приднепровья в позднем архее. В начале цикла отмечаются мощные излияния базальтовых лав, к середине цикла существенно возрастает роль терригенных осадков, а к концу — снова возобновляется активная вулканическая деятельность.

Для выяснения петрохимических особенностей метавулканитов конкско-верховцевской серии использовался ряд диаграмм (AFM, NCK и др.), которые широко применяются в настоящее время петрологами при изучении и неизмененных, и метаморфизованных вулканических пород. Это позволило выделить среди вулканитов Приднепровья три петрохимические серии: толеитовую, известково-щелочную и коматиитовую [10]. Отметим, что среди авторов данного сообщения нет единого мнения о правомерности выделения двух последних серий.

По мнению Л.Г. Данилович, к толеитовой серии следует отнести метавулканиты с обычным содержанием магния ( $MgO$  до 10%) и повышенным — фосфора, фигуративные точки химических составов которых располагаются вдоль и правее тренда дифференциации толеитовых серий современных океанов (гавайский тип дифференциации: базальты — андезиты). Высокомагнезиальные породы ( $MgO$  более 12%) с низким содержанием фосфора должны быть отнесены к коматиитовой серии, так как по химическому и нормативному минеральному составам они вполне сопоставимы с коматиитами Канады, Австралии и Южной Африки. Фигуративные точки составов этих пород образуют обособленный тренд дифференциации:

перидотит—базальт. Распределение фигуративных точек химических составов метавулканитов верхней части разреза конкско-верховцевской серии на петрохимических диаграммах сопоставимо с трендами дифференциации известково-щелочной серии современных примитивных островных дуг (базальты с повышенным содержанием фосфора — андезиты — дациты). Особенности химического состава, направленности дифференциации и стратиграфическая обособленность выделенных вулканических серий могут свидетельствовать о происхождении их из разных магматических очагов на различных этапах формирования зеленокаменных поясов.

В отличие от архея в протерозое роль вулканических образований по сравнению с осадочными существенно уменьшается. Тем не менее метавулканиты известны в протерозойских разрезах на различных стратиграфических уровнях. В протерозое можно выделить три крупных этапа палеовулканизма: геосинклинальный, позднеорогенный и субплатформенный.

Наиболее ранний, геосинклинальный этап знаменовался формированием вулканогенных образований преимущественно основного состава, метаморфизованных в дальнейшем в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Характерные представители этого этапа — мета-базиты криворожской серии. Они залегают в основании серии, объединены в новокриворожскую свиту ( $PR_1nK$ ) и с наибольшей достоверностью установлены вдоль восточного крыла Саксаганской синклинали и в южном замыкании основной Криворожской синклинали. Породы новокриворожской свиты залегают на саксаганских гранитах днепровского комплекса, на которых местами сохранились реликты метаморфизованной коры выветривания докриворожского возраста. Наибольшая известная мощность новокриворожской свиты 1200 м. Самыми распространенными породами в разрезе свиты являются амфиболиты. Текстура амфиболитов как массивная, так и миндалекаменная. Миндалины образованы, как правило, кальцитом и кварцем, изредка представлены биотитом или лимонитом, еще в строении миндалин принимает участие полевой шпат. В толще амфиболитов миндалины распределены крайне неравномерно, ими обогащены отдельные слои и обеднены другие. Это позволяет предполагать пульсирующий характер базальтоидного вулканизма на ранних этапах формирования криворожской серии.

Позднеорогенный этап вулканизма в протерозое Украинского щита зафиксирован в формировании отложений клесовской свиты тетеревской серии (Северо-Западный район Украинского щита). Метавулканиты этого этапа относительно широко распространены на крайнем северо-западе Украинского щита, где встречаются в виде многочисленных ксенолитов различного размера и останцов среди осницких гранитоидов. По составу метавулканиты клесовской свиты варьируют от основных до кислых (базальт — андезитодацит—риолит), характеризуются нормальной и повышенной щелочностью. Метабазиты клесовской свиты отличаются несколько пониженной магниальностью при умеренной и повышенной железистости, умеренной щелочностью при несколько повышенном уровне калиево-сти, повышенной глиноземистостью при пониженной титанистости. В кислой группе вулканитов преобладают метаморфизованные аналоги риолитов. Для них типичны повышенный общий уровень щелочности (преобладают субщелочные разновидности) при повышенной калиевоности (натрий-

калиевый уклон), пониженная магнизиальность при повышенной железистости, экстремально пониженный уровень титанистости. Такие особенности вулканитов отмечаются для орогенных областей [2].

Субплатформенный этап вулканизма на Украинском щите зафиксирован в отложениях овручской серии, приуроченных к верхнепротерозойской рифтовой структуре. Вулканизм этого этапа имел небольшие масштабы и интенсивность и ряд специфических черт. Это бимодальные щелочные (с нормативным и модалным нефелином), высокожелезистые и высокотитанистые серии вулканических пород (щелочные базальты – порфиры, щелочные базальты – андезиты) [6]. Они характеризуют собой переход к новому этапу в развитии Украинского щита и соответствуют континентальному рифтогенезу, который наиболее полно проявился уже в палеозое (Припятский грабен, Днепровско-Донецкая впадина, Донбасс). Наиболее насыщен вулканитами стратиграфический разрез нижней свиты овручской серии – збраньковской. В основании разреза збраньковской свиты на отдельных участках наблюдаются маломощные горизонты кварцевых песчаников, но обычно разрез начинается с миндалекаменных базальтов, силлов и даек диабазов, относящихся к начальному этапу вулканизма описываемой рифтовой структуры.

В северной части структуры базальты близки к толеитам, отличаются от последних несколько пониженным содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и повышенным – щелочей. В центральной и южной частях грабена развиты недосыщенные кремнеземом щелочные оливиновые базальты (нормативного оливина 25%, нефелина 6,5%). Выше по разрезу установлены толщи игнибритовых образований кислого состава со щелочным уклоном мощностью от 10 до 300 м. Реже развиты порфиры. Все фигуративные точки пород кислого состава на диаграмме NCK ложатся в поле калиевых риолитов, на диаграмме AFM они образуют обособленную группу точек ниже поля щелочных андезито-базальтов, но редко достигают составов риолита. Для этих пород характерна высокая железистость, повышенная щелочность и низкая магнизиальность.

Еще выше установлены два покрова эффузивов основного состава общей мощностью 57,6 м, разделенные маломощным горизонтом песчаника. Они представлены высокожелезистыми, высокотитанистыми щелочными разновидностями пород с повышенным содержанием фосфора. Верхнюю часть разреза збраньковской свиты слагают андезито-базальты, формирующие самостоятельный покров мощностью 76 м и залегающие на маломощном горизонте кварцитовидных песчаников. Указанные андезито-базальты – также щелочные породы (для них типичен нормативный нефелин).

Таким образом, формирование вулканогенных образований овручской серии происходило в течение нескольких стадий. Все описанные вулканиты относятся к бимодальной (базальтовый и кислый вулканизм) щелочной серии, отличаются высокой железистостью и титанистостью, высокими содержаниями фосфора, что обычно для вулканических ассоциаций платформенных областей.

Особенности палеозойского вулканизма на территории Украины можно проследить на примере Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. По данным Н.В. Бутурлинова [5], в пределах Донецкого бассейна можно выделить три этапа вулканической деятельности. Первый, среднепалеозойский

этап (девон) характеризуется развитием трех вулканических серий: трахибазальтовой, щелочно-базальтовой и толеитовой (трапповой). Второй, верхнепалеозойский этап знаменуется формированием интрузивных комплексов: габбро-монзонит-сиенитового и андезито-трахиандезитового. Последний, мезозойский этап вулканизма в Донецком бассейне представлен породами платформенной базальт-андезит-липаритовой формации и лампрофирами.

Палеозойские магматические комплексы Днепровско-Донецкого авлакогена сходны с ассоциациями пород многих континентальных рифтовых зон, например, с магматическими сериями рифтовых зон Восточной Африки. По минеральному и химическому составу Н.В. Бутурлинов [5] выделяет здесь две комагматические серии: щелочнобазальтовую бесполовошпатовую (щелочные базальты, лимбургиты, авгититы, псевдолейцитовые базальты, нефелиновые базальты и лейцитифиры) и трахибазальтовую плагиоклазсодержащую (пикритобазальты, базальты, андезитобазальты, трахибазальты, трахиты и риолиты). Комагматичность подтверждается перемежаемостью в разрезе пород различных серий, переходными типами пород и т.п.

Особенности мезо-кайнозойского вулканизма можно проиллюстрировать на примере Карпатской складчатой области. Эволюция вулканизма Карпат охватывает два периода: океанский (триас—мел) и островодужный (верхи мела — неоген). В результате петрологических исследований установлено наличие на территории Украинских Карпат и пород офиолитовой ассоциации (показателей спрединга), и известково-щелочных серий островных дуг. Породы офиолитовой ассоциации установлены в трех структурных зонах: Пьенинской, Марморрошской Утесовой и в зоне надвига флиша Раховско-Буркутской группы зон на Силезско-Черногорские. В виде фрагментов толщ они входят в состав меланжа, маркирующего зоны субдукции и олистолитов.

Проявления кислого, андезитового и андезитобазальтового вулканизма в Закарпатском прогибе характеризуют зрелую стадию островных дуг. Эти процессы протекали в обособленных зонах с миграцией с запада на юго-восток. В составе кислых вулканических комплексов (мощностью свыше 2 км) преобладают дацитовые игнимбритовые образования (серии поточных туфов, туфолавы), воздушно-осажденные туфы, дациты, липариты. Андезитовые комплексы состоят из вулканических (лавы и туфы) и субвулканических пород (диорит-порфириты, гранодиорит-порфириты). Данные по изотопному составу стронция свидетельствуют о глубинном (подкорovém) источнике магм во всех зонах вулканизма [1].

Таким образом, развитие вулканических процессов на территории Украины имеет сложную и длительную историю. Можно наметить общие тенденции в эволюционной направленности вулканической деятельности от раннего архея до кайнозоя: 1) в архейских толщах роль метавулканитов значительнее, чем в протерозойских и палеозойских, а в мезо-кайнозойское время вулканические образования снова получили более широкое распространение; 2) в ранние этапы проявления вулканической деятельности преобладали породы основного состава, типа базальтов, для более поздних этапов характерен контрастный тип вулканизма — широкое распространение вулкаников основного и кислого состава; 3) четко прослеживается

изменение химического состава вулканитов, в частности их щелочности, от более ранних к более поздним этапам; так, для ранних доплатформенных стадий характерно развитие вулканитов нормального ряда щелочности, в орогенную стадию их сменяют субщелочные серии, в субплатформенную и платформенную существенную роль приобретают щелочные серии вулканитов.

Важные значение для выделения этапности вулканической деятельности на территории Украины имеют данные по определению изотопного возраста. Особенно велика роль изотопного датирования для докембрийских образований, где возможность применения других методов ограничена. Но если при датировании вулканитов фанерозоя самостоятельное значение могут иметь K—Ar и Rb—Sr методы, то датирование архейских и протерозойских образований, нередко высокометаморфизованных, наиболее надежно можно проводить только U—Pb изохронными методами по аутигенным цирконам. Другие методы играют вспомогательную роль, так как полученные с их помощью датировки нередко отвечают возрасту наложенных геологических процессов или вообще не отражают времени проявления реальных геологических событий.

Для докембрийских вулканогенных пород Украинского щита характерно большое разнообразие морфологических типов цирконов, различающихся, кроме того, по цвету, прозрачности, геохимическим особенностям и т.д. При сложных полиметаморфических преобразованиях в одной и той же породе могут присутствовать несколько генераций циркона, каждая из которых будет отличаться своим морфологическим типом. Например, в эндебитах Побужья помимо ранних продолговатых непрозрачных кристаллов циркона коричневого и серого цвета наблюдается и более поздняя генерация, представленная изометричными прозрачными кристаллами циркона розового цвета. Этот же циркон иногда встречается в виде оболочек обрастания вокруг ядер, представленных коричневым или серым цирконом ранних генераций. Указанная поздняя генерация циркона отличается от ранних и геохимически. Для нее характерны несколько повышенные по сравнению с ранними генерациями содержания гафния ( $\text{HfO}_2$  в среднем для поздней генерации цирконов 1,4%, а для ранних 1,1%), пониженные содержания свинца и урана (для поздней и ранних генераций цирконов средние содержания свинца соответственно 0,0046 и 0,0024%, урана 0,0099 и 0,0414%).

Большое влияние на форму и другие признаки цирконов оказывают различия в условиях метаморфизма вулканогенных образований. Так, для цирконов из высокометаморфизованных эндебитов Побужья типичны округленные, со сглаженными гранями кристаллы циркона. Цирконы из метадацитов конкской свиты, метаморфизованные в условиях более низкотемпературной амфиболитовой фации, отличаются большей степенью идиоморфизма, совершенной огранкой. Для этих цирконов характерны кристаллы гиаинтового типа со сложными бипирамидальными головками, что отличает их от цирконов из кварцевых порфиров белозерской свиты, кристаллы которых имеют простые пирамидальные головки.

Ряд отличий можно было бы привести и для цирконов из разных групп метавулканитов протерозойского возраста. Например, цирконы из метавулканитов кислого состава (лептитов) клесовской свиты представлены

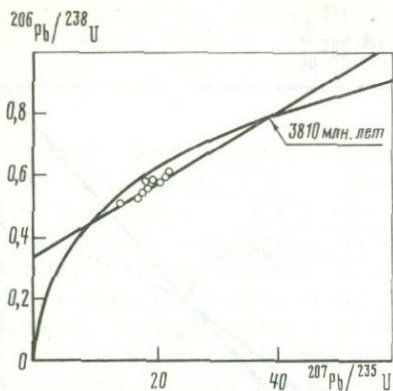


Рис. 2. Диаграмма Аренса–Везерилла для цирконов из пироксенитов новопавловского комплекса Орехово-Павлоградской зоны

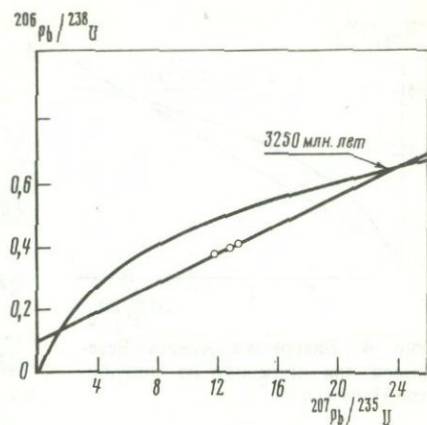


Рис. 3. Диаграмма Аренса–Везерилла для цирконов из метавулканитов конкской свиты Среднего Приднепровья

идiomорфными кристаллами гиацинтового типа, а цирконы из кварцевых порфиров збраньковской свиты овручской серии — кристаллами цирконового типа. От цирконов из архейских образований цирконы из метавулканитов протерозоя отличаются повышенными содержаниями урана и примесного свинца. В значительной степени морфология цирконов зависит и от состава вмещающих пород. Например, для метавулканитов основного состава характерны удлинённые шестоватые формы кристаллов циркона, а для кислых — близкие к изометричным.

Результаты изотопного датирования цирконов позволяют уверенно выделить пять главных этапов проявления вулканической деятельности в докембрии Украинского щита в интервале времени от 3800 до 1500 млн. лет.

Самая "древняя" датировка получена U–Pb изохронным методом (метод Везерилла) для цирконов из метаультрабазитов новопавловского участка Орехово-Павлоградской тектонической зоны [9]. Возраст, вычисленный по верхнему пересечению дискордии с конкордией, отвечает значению  $3650 \pm 200$  млн. лет (рис. 2). Существенный разброс точек на диаграмме (рис. 2), по-видимому, объясняется тем, что U–Pb системы цирконов испытали как минимум двухкратное нарушение: в интервале времени 2000–2800 млн. лет и в недавнее время. При двухкратном нарушении U–Pb систем в цирконах возраст, соответствующий верхнему пересечению дискордии с конкордией, будет соответствовать истинному возрасту этих цирконов или будет ниже его. Следовательно, возраст 3650 млн. лет можно рассматривать как минимальный для описываемых магматогенных образований новопавловского комплекса.

Сложная история формирования цирконов в указанных породах устанавливается и при детальном микронзондовом исследовании этих минералов. Анализ, проведенный в микрорентгеноспектральной лаборатории

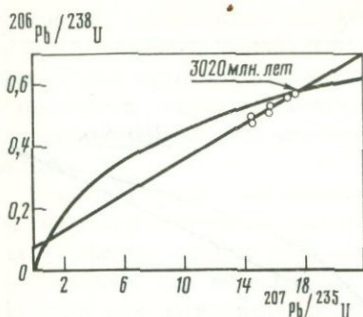
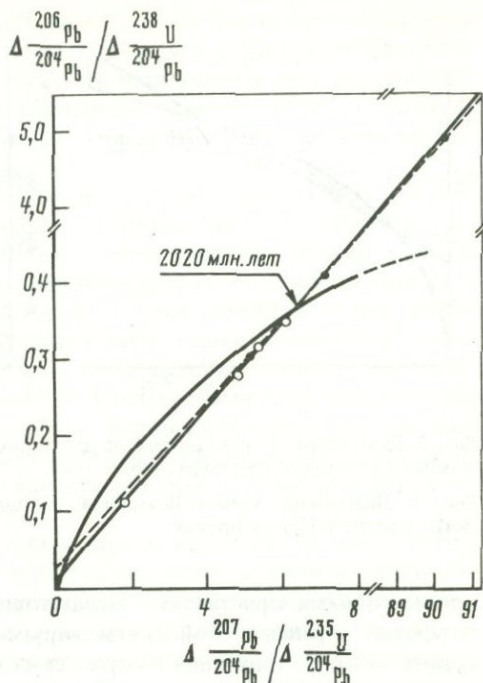


Рис. 4. Диаграмма Аренса-Везерилла для цирконов из эндрбитов Побужья

Рис. 5. Диаграмма в координатах метода нормализованных разностей для цирконов из метавулкаников клесовской свиты северо-западного района Украинского щита

Сплошная линия и светлые кружки — для цирконов из лептитов, пунктирная линия и черные кружки — для цирконов из метапорфиритов



ИГФМ АН УССР О.П. Шаркиным, показал, что в отдельных зернах циркона имеются включения урановых минералов, причем содержания свинца в этих включениях не превышают фоновых. Это свидетельствует о том, что формирование указанных включений происходило в недавнее время. Таким образом, можно достаточно уверенно утверждать, что описываемые цирконы захватили определенные количества урана в недавнее время. Это должно было привести к заметному уменьшению значений возраста, рассчитываемых по соответствующим U-Pb отношениям.

Следующий геохронологический рубеж в архее Украинского щита зафиксирован в результате датирования цирконов из метадацитов конкской свиты [3]. Он отвечает возрасту  $3250_{-140}^{+290}$  млн. лет (рис. 3). Соответствующее уравнение регрессии имеет вид:

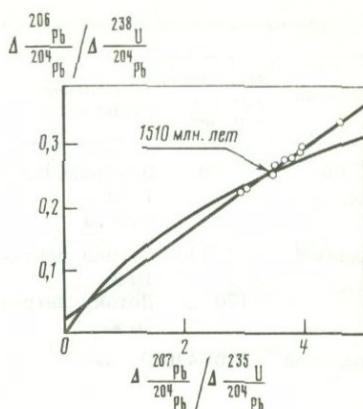
$$y = (0,0232 \pm 0,0056) x + (0,104 \pm 0,070).$$

Третий геохронологический рубеж в архее Украинского щита отражен в результатах датирования цирконов из эндрбитов Среднего Побужья [4]. По U-Pb изохроне (метод Везерилла) для цирконов из этих образований вычислен изотопный возраст  $3020_{-30}^{+20}$  млн. лет. Соответствующее уравнение регрессии имеет вид (рис. 4):

$$y = (0,0274 \pm 0,0026) x + (0,088 \pm 0,040).$$

В протерозое Украинского щита можно уверенно выделить три этапа проявления вулканической деятельности: геосинклинальный, вулканизм

Рис. 6. Диаграмма в координатах метода нормализованных разностей для цирконов из кварцевых порфиров збраньковской свиты северо-западного района Украинского щита



которого зафиксирован в метаморфизованных вулканогенных образованиях новокриворожской свиты криворожской серии, позднеорогенный, которому соответствуют метавулканы клесовской свиты тетеревской серии, и субплатформенный, зафиксированный в вулканогенных образованиях збраньковской свиты овручской серии. Время проявления первого из указанных этапов достоверно не установлено. Однако можно с достаточным основанием полагать, что проявление этого этапа вулканизма соответствует интервалу времени между двумя наиболее крупными эпохами гранитообразования, широко проявленными на Украинском щите: архейской, которой соответствуют гранитоиды днепровского комплекса, и нижнепротерозойской, в результате которой сформировались гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса. С некоторой долей условности время геосинклинального этапа протерозойского вулканизма может быть оценено в 2600–2300 млн. лет.

Значительно надежнее определено время проявления следующего, позднеорогенного этапа вулканизма на Украинском щите. Так, для цирконов из метабазитов (диабазовые порфиры) клесовской свиты U–Pb изохронным методом (метод нормализованных разностей) получен изотопный возраст  $2030 \pm 10$  млн. лет (рис. 5). Соответствующее уравнение регрессии имеет вид:

$$y = (0,054309 \pm 0,000005) x + (0,023735 \pm 0,000262).$$

Для цирконов из метавулкаников кислого состава (лептиты) той же свиты получен изотопный возраст  $2020 \pm \frac{100}{50}$  млн. лет (рис. 5). Соответствующее уравнение:

$$y = (0,056395 \pm 0,002708) x + (0,011494 \pm 0,009436).$$

Время проявления заключительного, субплатформенного этапа вулканизма в докембрии Украинского щита надежно определено по цирконам из кварцевых порфиров збраньковской свиты овручской серии U–Pb изохронным методом (метод нормализованных разностей; рис. 6). Уравнение регрессии, рассчитанное для этих цирконов:

$$y = (0,07181 \pm 0,00068) x + (0,01772 \pm 0,00261).$$

Это соответствует возрасту  $1510 \pm 10$  млн. лет.

Несколько этапов вулканизма можно выделить и в фанерозое. Как указывалось выше, для фанерозойских неметаморфизованных вулканогенных образований могут быть достаточно надежными датировки, полученные

Этапы вулканической деятельности на территории Украины

Время	Изотопный возраст, млн. лет	Геологические условия залегания	Преобладающий тип пород	Мощность, м
Кайнозой	1-70	Покровы, потоки, дайки То же Купола	Андезиты Дацинты, игнимбриды Риолиты	До 1000
Мезозой	80-180	Потоки, покровы, То же	Базальты, диабазы Гипербазиты	До 600
	170-280	Потоки, интрузии То же	Трахиандезиты Шонкиниты	До 300
Палеозой	350-420	Потоки "	Базальты, диабазы Ортофиры	До нескольких сотен м
Рифей нижний	500	Покровы	Базальты	До 500
	600	Силлы	Габбро-диабазы	До 160
Протерозой верхний	1500	Покровы, потоки, дайки Покровы, потоки	Базальты, диабазы Кварцевые порфиры, игнимбриды	60-80
	1950-2100	Покровы, интрузии То же "	Метапорфириты? Метагаббро, диабазы Метапорфиры	
Протерозой нижний	2300-2600	Покровы	Метабазиты	До 1000
Архей верхний	3250	Потоки, покровы, дайки	Апопорфиры	До 100
			Метаандезиты	
			Метабазиты	До 600
Архей нижний	3000	Интрузии Потоки, покровы, интрузии	Метаультрабазиты Тоналиты* Метабазиты	?
			Двупироксеновые кристаллосланцы Метаультрабазиты	
То же	2950-3100	Потоки, интрузии	Эндербиты*	?
			Двупироксеновые кристаллосланцы Метаультрабазиты	
"	3800	Интрузии, покровы?	Метабазиты Метаультрабазиты	?

\* Тоналиты и эндербиты включены в таблицу как важные геохронологические реперы.

Условия метаморфизма, фация	Петрохимический тип	Характеристика цирконов	Тектонический блок, район	Стратиграфическая принадлежность
Не метаморфизованы	Известково-щелочной	Не изучены	Карпаты	Неоген, Пелсоген
То же	Толейтовый	"	Карпаты Крым	Триас-мел
Аспидная	Щелочной	"	ДДВ, Донбасс	Карбон-девон
	Щелочной, толейтовый	"	ДДВ	Девон
Не метаморфизованы	Толейтовый	Идиоморфные кристаллы	Припятский вал	Волынская серия Полесская серия
Аспидная	Щелочной	Не изучены	Северо-Западный УЩ	Овручская серия
Эпидот-амфиболитовая	Известково-щелочной	Идиоморфные кристаллы гиацинтового типа	То же	Клесовская свита
Амфиболитовая	Толейтовый	Идиоморфные кристаллы	Среднеприднепровский УЩ	Новокриворожская свита
Зеленосланцевая	Известково-щелочной, толейтовый, коматитовый	Не изучены Идиоморфные кристаллы гиацинтового типа	Среднеприднепровский УЩ	Конкско-верховцевская серия
Амфиболитовая		Копьевидные кристаллы Не изучены		
"	То же	Идиоморфные кристаллы гиацинтового типа, изометричные зерна	То же	Аульская серия
Гранулитовая				
"	"	Субидиоморфные зерна Изометричные зерна Субидиоморфные и изометричные зерна	Днестровско-бугский	Днестровско-бугская
"	Толейтовый, коматитовый	Изометричные зерна	Приазовский VIII	Новопавловский комплекс

K—Ag методом. Соответствующие данные в обобщенном виде приведены в таблице.

Проведенными исследованиями выделен ряд важных геохронологических рубежей, соответствующих главным этапам проявления вулканической деятельности на территории Украины, и установлены основные закономерности эволюции вулканизма.

1. В архее выявлены два крупных этапа палеовулканизма:

а) раннеархейский, представленный ассоциацией метавулканитов основного и ультраосновного составов, метаморфизованных в условиях наиболее высокотемпературных фаций; указанные породы входят в состав аульской, днестровско-бугской серий и новопавловского комплекса Орехово-Павлоградской зоны и являются производными вулканитов толеитовой и, возможно, коматиитовой серий; формирование вулканитов этого этапа было длительным и, вероятно, относится к наиболее ранней стадии формирования земной коры (более 3,8 млрд. лет назад);

б) второй этап архейского палеовулканизма связан с формированием зеленокаменных поясов (конкско-верховцевская серия); время проявления вулканизма этого этапа около 3250 млн. лет; наряду с метавулканитами основного и ультраосновного составов для этого этапа определенную роль играли также вулканогенные образования кислого—среднего составов; тем не менее преобладающим типом вулканитов оставался толеитовый.

2. В протерозое выделяются по крайней мере три крупных этапа палеовулканизма: геосинклинальный (2600—2300 млн. лет), орогенный (1950—2100 млн. лет), субплатформенный (около 1500 млн. лет). Для каждого из этих этапов характерно закономерное изменение химического состава вулканитов с последовательным увеличением их щелочности, причем от более ранних к более поздним этапам увеличивается контрастность вулканических серий (одновременное развитие вулканитов как кислого, так и основного составов).

3. В позднем рифее и фанерозое также отчетливо проявились три крупных этапа вулканической деятельности: вулканиты трапповой формации — на границе позднего рифея и раннего палеозоя, базальты и диабазы герцинской эпохи и разнообразные по составу вулканиты позднегерцинской и альпийской эпох.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Бартницкий Е.Н., Данилович Л.Г.* Изотопный состав стронция магматических пород Карпат. — VI Всес. симпозиум по стабильным изотопам в геологии. Тезисы докл. М., 1976. 184 с.

2. *Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г.* Вулканические формации. — Новосибирск: Наука, 1982. 281 с.

3. *Бибикова Е.В., Жуков Г.В., Макаров В.А.* Изотопное датирование палеовулканитов конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья (Украинский щит). — ДАН УССР, 1982, сер. Б, № 11, с. 29—33.

4. *Бибикова Е.В., Лесная И.М., Грачева Т.В.* Изотопный возраст эндербитов Побужья. — ДАН СССР, 1982, 263, № 1, с. 159—162.

5. *Бутурлинов Н.В.* Магматизм грабенообразных прогибов юга Восточно-Европейской платформы в фанерозое. — Автореф. дисс. на соиск. уч. степени докт. геол.-мин. наук. Киев, 1979. 52 с.

6. Данилович Л.Г., Жуков Г.В., Лесная И.М. и др. Вулканизм ранних стадий развития Украинского щита. — В кн.: Проблемы палеовулканических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. Часть 1. Киев: Наукова думка, 1981, с. 40–41.

7. Доброхотов М.Н., Берзенин Б.З., Бойко В.Л. и др. Корреляционная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. — Геол. ж., 1981, 41, № 4, с. 6–13.

8. Кушинов Н.В. Новое о тектоническом строении Белозерского железорудного района. — Геол. ж., 1981, 41, № 6, с. 112–117.

9. Щербак Н.П., Бибикина Е.В., Бойко В.Л. и др. Древнейшие ультрабазиты Украинского щита. — В сб.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадконакопления. — Тезисы докл. Всес. совещ. Киев: Наукова думка, 1982, с. 79–81.

10. Щербак Н.П., Данилович Л.Г., Жуков Г.В. Петрология палеовулкаников Среднего Приднепровья (Украинский щит). — Геол. ж., 1981, 41, № 1, с. 3–13.

УДК 550.93

*К.О. Кратц, С.Б. Лобач-Жученко, И.М. Горохов,  
О.А. Левченков, И.Н. Крылов*

## **ПРОБЛЕМЫ ДАТИРОВАНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ЭПОХ ВУЛКАНИЗМА И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА**

### **Введение**

Проблема геологической корреляции древнейших эпох вулканизма и осадконакопления связана главным образом с тектоническим строением Балтийского щита. В его восточной, древнейшей части выделяются три геотектонических района или мегаблока — Кольский, Беломорский и Фенно-Карельский, отделенные друг от друга мощными глубинными тектоническими швами. Все три мегаблока уже на ранних этапах геологической истории представляли различные структуры, различающиеся ассоциациями пород и режимом эндогенных процессов. Естественно, что корреляция супракрустальных комплексов трех изолированных мегаблоков невозможна без изотопных данных.

Сложность установления изотопного возраста эпох вулканизма и осадконакопления связана с полиметаморфической природой древнейших образований и вытекающей отсюда неопределенности интерпретации изотопных данных. Применение Rb—Sr метода по породам в целом к датированию метаосадочных пород кольской, беломорской, ладожской, печенгской и сегозерской серий показало, что региональный метаморфизм от гранулитовой до зеленосланцевой фации привел к перестройке Rb—Sr систем. Возникновение новых минеральных парагенезисов сопровождалось полным или почти полным уравниванием изотопного состава стронция в региональном масштабе. Оценка возраста седиментации метаосадков может быть проведена только косвенным методом и зависит от справедливости предположения об изохимическом характере метаморфизма в региональном масштабе.

Применение Pb—Pb метода по породам в целом также нуждается в установлении ограничений для датирования супракрустальных комплексов. Главная причина, ограничивающая датирование докембрийских вулканогенных пород Pb—Pb методом, — воздействие регионального метаморфизма. Возрастные определения, полученные по образцам слабометаморфизованных пород, отвечают времени метаморфического преобразования. В то же время датирование высокометаморфизованных первично-вулканогенных пород, потерявших уран в процессе метаморфизма, дает завышенные изохронные Pb—Pb возрасты.

Датирование осадочных пород Pb—Pb методом по образцам породы в целом только в редких случаях приводит к удовлетворительным результатам. Главные ограничения применения этого метода — присутствие класлического материала (разброс точек на графиках, завышение рассчитанного возраста) и нарушение замкнутости Pb—Pb систем, в основном в результате миграции урана.

Наиболее надежным следует считать датирование возраста вулканических пород U—Pb методом по цирконам. Но эти исследования должны сопровождаться морфологическим и геохимическим изучением циркона.

## Архей

Древнейшие супракрустальные породы Кольского мегаблока — гнейсы кольской серии, представляющие собой преобразованные осадочные и вулканогенные породы. Породы испытали многократный метаморфизм и несколько этапов деформаций. На некоторых участках устанавливается двукратный гранулитовый метаморфизм с последующим более низкотемпературным метаморфизмом. Естественно, что и Rb—Sr системы в гнейсах и U—Pb системы в цирконах не отражают времени осадконакопления и вулканизма.

Возраст 2560 млн. лет, определенный Е.В. Бибиковой с соавторами [2] U—Pb методом по циркону для района Кицы, соответствует возрасту  $2600 \pm 130$  млн. лет, полученному Rb—Sr изохронным методом. Поскольку в гнейсах кольской серии именно для этого района В.С. Байковой [7] установлены две последовательные ассоциации минералов гранулитовой фации, по-видимому, возраст 2,6 млрд. лет соответствует второму этапу гранулитового метаморфизма.

Значительно перспективнее для определения возраста вулканизма породы структуры Колмозеро-Воронья, которые по мнению одних геологов одновозрастны с гнейсами кольской серии, а по мнению других — моложе. Прямых определений возраста вулканитов из этой серии нет, но многочисленными определениями кислых магматических пород, прорывающих эти вулканиты, возраст верхней границы определен в 2670—2800 млн. лет. Ю.Д. Пушкарев с соавторами определили возраст метаэффузивов нижней части разреза Кейвской структуры, так называемых гнейсов лебяжинской серии. Породы отбиралась из метаморфизованных кислых, средних и основных вулканитов с реликтами миндалекаменных текстур. Pb—Pb возраст по образцам породы в целом 2780 млн. лет [12].

Полиметаморфический комплекс Беломорского мегаблока датирован Rb—Sr и U—Pb методами. Rb—Sr методом по породам в целом возраст

метаморфизма дистен-ортоклазовой субфации, определен в  $2790 \pm 120$  млн. лет. На основании геолого-петрологических данных установлено, что он соответствует второму этапу метаморфизма. Близкий возраст ( $2700 \pm 50$  млн. лет) получен для метаморфизма беломорских пород и U—Pb изохронным методом по цирконам [15].

История геологического развития Карельского мегаблока такова, что он является значительно более благоприятным объектом для определения возраста изотопными методами. Этот район представляет собой эпиархейский кратон, фундамент которого — гранит-зеленокаменная область. Последняя сложена преимущественно гранитоидами, среди которых располагаются относительно небольшие пояса из супракрустальных комплексов. Площадь зеленокаменных поясов составляет 10–12% всей территории области. Фундамент зеленокаменных поясов сложен серогнейсовыми комплексами плутонического и вулканического происхождения. Согласно последним стратиграфическим представлениям, породы фундамента относятся к нижнему архею. Залегающий выше собственно зеленокаменный комплекс (лопий в балтийской стратиграфической шкале) отнесен к верхнему архею. Лопий характеризуется наиболее мощным проявлением вулканизма в сравнении с другими более молодыми эпохами.

В разрезах зеленокаменных поясов преобладают вулканы, а среди них базальты. По данным А.И. Световой [4], они составляют 40–70% всего объема разрезов зеленокаменных поясов, а их суммарная мощность колеблется от 1500 до 3200 м. Для большей части поясов устанавливается приуроченность базальтов к нижним частям разрезов.

На лопийских породах с несогласием залегают сумийско-сариолийские вулканогенные комплексы, относимые к нижнему протерозою.

Ниже рассматриваются имеющиеся в настоящее время данные для Карельского мегаблока, позволяющие датировать метаосадочные и метавулканические породы.

В районе Палой Ламбы зеленокаменные породы, представленные метабазальтами, базальтовыми и перидотитовыми коматитами, подстилаются гранитоидами палаламбинского комплекса [5]. Последние образуют купол, располагающийся к востоку от полосы метавулкаников. Метавулканы на контакте метаморфизованы и мигматизированы. Возраст субстрата мигматитов, определенный U—Pb методом по циркону, 3,1 млрд. лет [11]. На западе вулканы прорываются посторогенными гранитами (Картшовский массив), возраст которых, полученный тем же методом, около 2,8 млрд. лет.

Комплекс основных метавулкаников сечется телами и дайками метаандезитов, объем которых около 30% от общего объема толщи. Метаандезиты датированы Pb—Pb методом по образцам породы в целом. Наклон изохроны в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  —  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  соответствует возрасту  $3020 \pm 10$  млн. лет [10]. Отвечает ли полученная датировка возрасту андезитов или времени метаморфического преобразования их Pb—Pb систем не ясно. Однако последнее подтверждается тем фактом, что точки проб биотита и амфибола, образование которых происходило при метаморфизме в условиях амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации, лежат на изохроне, отвечающей возрасту 3020 млн. лет.

В разрезе зеленокаменного пояса района оз. Остер над метабазальтами

и метаандезитами выделяется терригенно-вулканогенный комплекс, представленный полимиктовыми конгломератами, песчаниками и вулканитами [5]. Конгломераты содержат гальки гранитов, матавулканитов и метагаббро. Породы остерской толщи интродуцированы несколькими типами пород основного и кислого состава, в том числе гранит-порфирами и двуслюдяными плагиомикроклиновыми гранитами. Все разновидности пород этой толщи метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации умеренных давлений.

Для уточнения возрастных границ формирования терригенного комплекса определен изотопный возраст U—Pb методом по цирконам, выделенным из секущих этот комплекс гранит-порфиров. Валовые пробы цирконов из гранит-порфиров характеризуются одинаковыми, но дискордантными уран-свинцовыми изотопными отношениями. Для уточнения возраста кристаллизации часть цирконов подверглась обработке фтористо-водородной кислотой. При этом растворились наиболее нарушенные метамиктные и примесные минеральные фазы. Выделенные кристаллические остатки закрытые U—Pb системы, образовавшиеся  $2830 \pm 40$  млн. лет назад.

В строении района слияния рек Суна и Семчь главную роль играет крупный купол, сложенный гранитоидами и облекаемый метавулканитами. Метавулканиты представлены metabазальтами, которые вверх по разрезу сменяются средними и кислыми вулканитами [4]. Вулканиты и гранитоиды (тоналиты) купола деформированы и зонально метаморфизованы с нарастанием метаморфизма по направлению к гранитоидам [5]. По зоне разлома северо-восточного направления весь комплекс прорван породами сложной габбро-диоритовой интрузии, время становления которой определено равным  $2890 \pm 40$  млн. лет. Одновременно в связи с внедрением поздних микроклиновых гранитов весь комплекс пород (тоналиты фундамента, вулканиты и габбро-диориты) подвергся неоднородно проявленному в пространстве метаморфизму и деформациям.

Для Семченско-Койкарской структуры был определен U—Pb возраст цирконов непосредственно из кислых вулканитов, венчающих разрез супракрустальных пород. Проба, из которой был выделен циркон, взята из толщи андезит-дацит-липаритового состава к северу от дер. Койкары. Эта толща лежит выше коматиит-базальтовой серии и отделена от нее полимиктовыми конгломератами [4]. Вулканиты в месте, где взята проба, метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. По составу кислый вулканит отвечает дациту. U—Pb возраст циркона  $2935 \pm 20$  млн. лет [1]. Он является минимальным возрастом образования вулканита.

Для Западной и Юго-Западной Карелии имеется несколько определений возраста гнейсо-гранитов, синхронных со временем метаморфизма и деформаций. Эти граниты прорывают супракрустальные породы лопия, в том числе Костомукшский зеленокаменный пояс. Значения возраста, полученные U—Pb методом по цирконам из гранитов, варьируют в пределах 2760—2660 млн. лет. Возраст 2700 млн. лет получен для циркона из гальки кислого вулканита в конгломерате, лежащем ниже железистых кварцитов, Л.В. Суминым Pb—Pb термоизохронным методом (устное сообщение). Возраст цирконов из кислых вулканитов и туфов, подстилающих конгломераты, определенный методом термоионной эмиссии по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , равен 2720—2820 млн. лет [16].

## Протерозой

Протерозойские породы слагают южный край восточной части щита — ладожскую зону, небольшую часть скандинавской зоны свекофеннид и карелид. В этой зоне преобладают супракрустальные, а среди последних — метаосадочные породы. Время проявления эндогенных процессов в зоне надежно датировано U—Pb методом по цирконам, Rb—Sr и Pb—Pb методами — по породам в целом и K—Ar методом — по амфиболам и биотитам в интервале 1,9—1,8 млрд. лет.

Поскольку геохимические исследования, проведенные в Приладожье, показали, что ладожские осадки в региональном масштабе в процессе прогрессивного метаморфизма оставались замкнутой системой по отношению к Rb и Sr [9, 13], эти породы оказались благоприятным объектом для определения возраста осадконакопления. На основании средних содержаний Rb и Sr и первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в метаосадках "максимальный дометаморфический возраст" ладожской серии оценивается в 1870—1940 млн. лет.

Нижнепротерозойские породы в пределах Фенно-Карельского мегаблока разделяются на сумийско-сариолийские и ятулийские группы, первая из которых соответствует орогенной, а вторая — протоплатформенной формации. Возрастные аналоги этих серий, близкие по формационной принадлежности, выделяются также в пределах Кольского мегаблока.

Сумийский этап был ознаменован довольно мощными излияниями андезито-базальтов на большей части территории Карелии и более разнообразным вулканизмом в пределах Печенго-Варзугской тектонической зоны. В Восточной Карелии в зоне сочленения с беломоридами проявлен кислый вулканизм в виде даек, силлов и покровов кварцевых порфиров. U—Pb методом по цирконам датированы кварцевые порфиры Лехтинской структуры. Первоначальный результат [8], полученный в рамках одноэпизодной модели по валовым, необработанным кислотами пробам цирконов, отвечал возрасту  $2410 \pm 45$  млн. лет.

Однако дальнейшими геохронологическими исследованиями цирконов методом дифференциального растворения выявлено гетерогенное распределение изотопов свинца и урана, указывающее на более сложную геохимическую историю U—Pb систем. По интерпретации уран-свинцовых отношений в рамках двухэпизодной модели можно сделать вывод о более древнем (2,75—2,82 млрд. лет), чем предполагалось ранее, времени образования сумийских кварцевых порфиров.

Применение для датирования кварцевых порфиров Лехтинской структуры Rb—Sr метода показало следующее. Возраст по образцам породы в целом  $1775 \pm 50$  млн. лет существенно ниже полученного U—Pb методом по цирконам, что свидетельствует о полной перестройке Rb—Sr систем в проанализированных образцах 1775 млн. лет назад. Очевидно, это было связано с существенным преобразованием минерального состава кварцевых порфиров, где часть минералов, образующих вкрапленники, и все первичные минералы основной массы замещены низкотемпературными ассоциациями, включающими серицит, хлорит, эпидот и кальцит. Описанные низкотемпературные минеральные преобразования, — по-видимому, следствие метасоматических процессов, важная роль которых в формировании сов-

ременного облика кварцевых порфиров изученного района отмечена М.А. Гиляровой [6].

Для сариолийских полимиктовых конгломератов и вулканитов Карелии геохронологических данных нет. Также нет пока надежных значений возраста Кольского полуострова, характеризующих время и продолжительность вулканизма в зоне Имандра—Варзуга—Печенга. Если впоследствии к этому стратиграфическому уровню будет отнесен комплекс метавулканитов лебязинской серии в Кейвской структуре, то его возраст, как уже говорилось выше, равен или древнее 2,7 млрд. лет.

Следующее стратиграфическое подразделение — ятулий, представленный в Карелии протоплатформенными ассоциациями и состоящий из различных дифференцированных осадков и базальтов. Базальтовый вулканизм в эту эпоху был достаточно экстенсивным и сочетался с континентальными и морскими фациями. Возраст ятулийских диабазов надежно определен U—Pb методом по цирконам и соответствует 2200—2100 млн. лет. Возрасты, полученные Rb—Sr методом по валовым пробам сланцев верхней вулканогенно-осадочной серии в Печенгской структуре и сланцев ятулия Карелии, равны соответственно  $1650 \pm 75$  и  $1655 \pm 15$  млн. лет. Эти значения соответствуют максимумам на K—Ar гистограммах и отвечают, по-видимому, времени метаморфизма ятулийских образований.

## Выводы

Из-за неоднократного и сильного метаморфизма не представляется возможным прямое определение времени древнего этапа осадконакопления и вулканизма Кольского и Беломорского мегаблоков. Корреляция эпох архейского вулканизма в разных геоблоках пока может быть выполнена лишь с использованием структурно-метаморфических шкал, учитывающих геологические и геохимические данные.

Изотопными методами можно определить верхнюю возрастную границу. На кольском полуострове эта граница — время внедрения синклюдчатых гранитов и метаморфизма, возраст которых достигает 2800 млн. лет. По имеющимся данным нельзя решать вопрос об одновременности или разновременности эпох вулканизма и седиментации, приведших к формированию кольской серии и серии Колмозеро-Воронья (и ее стратиграфических аналогов). Подобное же заключение можно сделать и в отношении беломорской серии. И для беломорской серии, и для кольской в результате структурно-метаморфических работ установлено, что полученные значения возраста для супракrustальных пород отвечают второму из устанавливаемых этапов метаморфизма.

Датирование U—Pb методом цирконов из вулканических и плутонических пород Карельского мегаблока показало, что в Центральной Карелии верхняя возрастная граница формирования супракrustальных комплексов равна 2900 млн. лет.

Анализ данных по зеленокаменным поясам Карелии в совокупности с данными для территории Финляндии [17] подтверждает их латеральную неодновозрастность. К наиболее древним поясам относятся Палаламбинский и Семченский, наиболее молодые — Костомукшский и Кухмо-Суому-салми.

Детальная корреляция протерозойских осадочных и вулканических серий (сумия, сариолия, ятулия и более молодых), проведенная на основании литологических и тектонических признаков, пока не подтверждена изотопными данными. Судя по возрасту, полученному в Восточной Карелии для цирконов из сумийских кварцевых порфиров и равному 2760 млн. лет, формирование вулканогенной серии здесь происходило одновременно с метаморфизмом и становлением синскладчатых гранитов, завершающих развитие лопийского комплекса в Западной и Юго-Западной Карелии, и одновременно с формированием супракрустальных пород поясов Кухмо и Суомусалми в Восточной Финляндии.

Время базальтового вулканизма ятулийской эпохи, определенное в Карелии для одного района, 2,1–2,0 млрд. лет.

Получение изотопных данных для широко распространенных вулканитов сумия и ятулия на территории Карелии и Кольского полуострова, где они геологически хорошо изучены, может дать принципиально новую информацию о длительности, прерывистости — непрерывности и синхронности—асинхронности однотипного вулканизма в протерозое.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бибилова Е.В., Крылов И.Н. Изотопный возраст кислых вулканитов архея Карелии. — ДАН СССР, 1983, 268, № 5, с. 1231–1234.
2. Бибилова Е.В., Тугаринов А.И., Грачева Т.В., Константинова М.В. О возрасте гранулитов Кольского полуострова. — Геохимия, 1973, № 5, с. 664–675.
3. Бибилова Е.В., Тугаринов А.И., Зыков С.И., Мельникова Г.Л. О возрасте Карельской формации. — Геохимия, 1964, № 8, с. 754–757.
4. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии (Рыбаков С.И., Светова А.И., Куликов В.С. и др.) Л.: Наука, 1981. 154 с.
5. Геология и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978. 264 с.
6. Гиларова М.А. Кварцевые порфиры и кератофиры Центральной Карелии. — Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., 1957, № 215, вып. 8, с. 58–83.
7. Горюхов И.М., Крылов И.Н., Байкова В.С., Лобач-Жученко С.Б., Кольцова Т.В., Кутявин Э.П., Варшавская Э.С. Геохронологическое изучение полиметаморфического комплекса пород кольской серии. — В кн.: Развитие и применение методов ядерной геохронологии. Л.: Наука, 1976, с. 177–192.
8. Кратц К.О., Левченко О.А., Шулешко И.К., Яковлева С.З., Макеев А.Ф., Комаров А.Н. Возрастные границы ятулийского комплекса Карелии. — ДАН СССР, 1976, 231, № 5, с. 1191–1194.
9. Крылов И.Н., Лобач-Жученко С.Б. О поведении рубидия и стронция при процессах регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. — В кн.: Геохимия радиогенных и радиоактивных изотопов. Л.: Наука, 1974, с. 192–207.
10. Лобиков А.Ф. О возрасте раннекарельских метавулканитов по данным свинцово-изотопного метода. — В кн.: Проблемы изотоп. датиров. процессов вулканизма и осадкообразов. Тез. докл. Киев, 1982, с. 90–91.
11. Лобиков А.Ф., Лобач-Жученко С.Б. Изотопный возраст гранитов палаламбинского зеленокаменного пояса Карелии. — ДАН СССР, 1980, 250, № 3, с. 729–733.
12. Пушкарев Ю.Д., Рюнгенен Г.И., Шестаков Г.И., Шуркина Л.К. Гранитоиды древнее 2800 млн. лет на Кольском полуострове. — В кн.: Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979, с. 18–43.
13. Ронов А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Мигдисов А.А. Региональный метаморфизм и проблемы эволюции химического состава осадочных пород. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 84–108.
14. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А. О геохронологии

беломорской формации. — В кн.: Новые данные абс. геохронологии. М.: Наука, 1974, с. 120–124.

15. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.

16. Чухонин А.П. Изотопно-геохимическое исследование цирконов методом термоядерной эмиссии для целей геохронологии. Автореф. канд. дис. Л.: ЛГУ, 1982.

17. Vidal Ph., Blais S., Jahn B.M., Capdevila R., Tilton G.R. U–Pb and Rb–Sr systematics of the Suomussalmi Archean greenstone belt (Eastern Finland). Geochim. et cosmochim. acta, 44, N 12, p. 2033–2034.

УДК 550.93

*Н.П. Лаверов, Ф.И. Вольфсон, Б.М. Сельцов, И.В. Чернышев, И.Б. Иванов*

## **ГЕОХРОНОЛОГИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА ФАНЕРОЗОЯ**

**(На примере районов Восточного Забайкалья, Средней Азии и ГДР)**

Континентальный вулканизм в отдельные периоды фанерозоя привел к образованию значительных масс эффузивных пород кислого, среднего и, реже, основного состава. Время формирования мощных наземных толщ вулканитов отвечает позднегеосинклинальному или орогенному периоду развития складчатых областей и периоду послеплатформенного орогенеза (активизации). Вулканические образования ассоциируют с большим или меньшим количеством континентальных осадочных пород и выполняют наложенные депрессионные структуры.

В ИГЕМ АН СССР исследование вулканогенных пород в течение длительного времени ведется в различных аспектах с применением разнообразных методов — проводится их петрографическое, петрохимическое и петрологическое изучение, разрабатываются проблемы связи вулканизма и оруденения и ряд других вопросов. Один из важных разделов этой работы — изотопно-геохронологические исследования продуктов континентального вулканизма различных эпох фанерозоя.

Хотелось бы отметить большую роль в организации изотопно-геохронологических исследований в ИГЕМ АН СССР Л.Л. Шанина. Под его руководством в Институте в 60-е годы была организована Лаборатория изотопной геохронологии. Ее работа, несомненно, имела большое значение и для развития изотопно-геохронологических исследований, в особенности К–Аг метода, как в ИГЕМ АН СССР, так и в других научных учреждениях страны.

Изотопно-геохронологическое изучение вулканитов, базирующееся в основном на использовании именно К–Аг метода, можно рассматривать в нескольких аспектах. Такое изучение является часто единственным способом датирования немых континентальных толщ. В то же время при наличии в разрезе осадочных пород с руководящей фауной и флорой возможна корреляция изотопных и палеонтологических датировок. Детальное датирование эффузивов по разрезам депрессий позволяет определять длительность действия палеовулканических очагов различного состава

и скорость накопления вулканических толщ. Анализ датировок в региональном плане дает возможность судить о временной сопряженности магматических событий в различных структурных блоках земной коры.

В настоящей работе сделана попытка рассмотреть перечисленные вопросы на примерах трех хорошо изученных районов.

В южной части ГДР широко проявлен континентальный, орогенный (субсеквентный, по Г. Штилле) магматизм пермо-карбонового возраста (силезий и нижняя пермь). Извержение эффузивов и синхронное с ним формирование интрузивных пород, относящихся к единому вулканоплутоническому комплексу, происходило одновременно с образованием молассовых отложений, часто достигающих значительной мощности (до 2000 м).

Районы максимального развития вулканизма и осадконакопления обычно пространственно разобщены. Однако наличие отдельных прослоев туфов и лав среди осадочных толщ Рудногорского и Деленского угольных бассейнов, а также присутствие пачек фаунистически охарактеризованных осадочных пород, переслаивающихся с вулканогенными образованиями в Тюрингском лесу, однозначно подтверждают синхронность формирования молассовых и эффузивных пород и позволяют провести работу по корреляции изотопных и палеонтологических датировок.

По всем данным, имевшимся ранее [2, 7, 10], основная масса кислых вулкаников южной части ГДР была отнесена к "нижнему красному лежню" (нижней перми). Наиболее уверенная палеонтологическая датировка этих толщ сделана на территории Тюрингского леса (рис. 1). Здесь кислые вулканики оберхофской серии прорывают и перекрывают осадочные породы (галдлаутерские слои), надежно палеонтологически охарактеризованные [8, 9, 11] как низы нижней перми. Изотопный возраст оберхофских кварцевых порфиров оказался равным 253 млн. лет, т.е. было установлено полное соответствие палеонтологической и изотопной датировок этих отложений.

В другом районе ГДР — на северо-западе Саксонии получены обратные результаты. Для кислых вулкаников, залегающих в разных частях разреза Северо-Саксонской вулканической депрессии, упорно получались значения изотопного возраста 290—320 млн. лет (в среднем около 310 млн. лет). По принятому же стратиграфическому делению это был тот же "нижний лежень", т.е. нижняя пермь. Более того, Северо-Западная Саксония — наиболее крупный район развития пермо-карбонового вулканизма в Центральной Европе, поэтому все представления о вулканической деятельности в нижней перми и о вулканогенно-осадочных отложениях "нижнего красного лежня", ставшие уже классическим для Западной Европы, формировались в значительной степени по данным изучения этого района.

Выявив это несоответствие, мы тщательно проанализировали достоверность палеонтологической датировки этих образований и установили, что в большинстве случаев в красноцветных отложениях Северо-Западной Саксонии была обнаружена лишь флора, характерная и для нижней перми, и для верхнего карбона. Лишь на одном из участков, на восточном фланге депрессии, были установлены надежные руководящие флора и фауна нижней перми. Эти отложения, получившие название "заальхаузенские слои", параллелизованы К. Питчем [10] с базальными отложениями других

У Тюрингский лес

Отдел	Серия	Колонка	Возрастные данные
P <sub>2</sub>	Тамбюргская		
P <sub>1</sub>	Оберзольская		253 (2опр.)
	Гольдму-терская		P <sub>1</sub> ♂ ♂
	Маттебургская		
C <sub>2</sub> ?	Геренская		

II Северо-Западная Саксония

Отдел	Серия	Колонка	Возрастные данные
P <sub>1</sub>	Вальд-Зиген-Зальцбургская		P <sub>1</sub> ♂ ♂
С и л е з и я	Розенбургско-Землинская		312 (4опр.)
	Мельницкая		315 (8опр.)
	Виландовская		314 (8опр.)

III Восточные рудные горы

Отдел	Серия	Колонка	Возрастные данные
C <sub>2</sub>	Телличная		504 (1опр.)
	Менинригтовская		322 (3опр.)
C <sub>1</sub> ?	Шенфельдская		336 (1опр.)

Рис. 1. Стратиграфическая колонка и возрастные данные для вулканитов южной части ГДР

частей депрессии, и на основании этого возраст всех вулканитов данного района считался пермским.

Получив изотопные датировки вулканитов, мы поставили под сомнение справедливость принятой стратиграфической схемы и впоследствии доказали с использованием данных бурения, что "заальхаузенские слои" залегают не в основании разреза депрессии, а, наоборот, перекрывают все развитые здесь вулканиты. Таким образом, полученные данные изотопной геохронологии позволили поставить вопрос о неправильности общепринятой стратиграфической схемы этого района и пересмотреть возраст вулканогенно-осадочной серии, выполняющей Северо-Саксонскую депрессию. Оказалось, что основная часть этих образований относится к силезию, т.е. верхнему карбону (по двухчленному делению каменноугольного периода, принятому в Западной Европе), а не к перми, в связи с чем существенно изменилось представление об истории развития вулканизма в указанных районах.

Работы в ГДР авторы проводили совместно с немецкими геологами Х. Бройером и М. Фивегом и пользуются возможностью выразить им свою благодарность за помощь.

Определения изотопного возраста в этом регионе проводились только по биотиту хорошей минералогической сохранности из проб, отобранных самими авторами и проанализированных в лабораториях ИГЕМ АН СССР

Система	Сдвиг или массив	Колонка	Возрастные данные	
Я	Дайки	Диабазы	256 - 263 (± 20)	порода - 3 опр.
		Микрогранофиры	254 - 259 (± 15)	порода - 5 опр.
		Лампрофиры	272 - 283 (± 10)	биотит - 3 опр.
			273 - 278 (± 15)	порода - 7 опр.
К	Шайдан чаркасар	+	263 - 300 (± 15)	биотит - 16 опр.
			278 - 292 (± 10)	биотит - 3 опр.
С	Кызыл-Нуринская	+	254 - 292 (± 20)	порода - 9 опр.
			254 - 273 (± 15)	порода - 14 опр.
			271 - 285 (± 12)	биотит - 2 опр.
Р	Кызыл-Нуринская	+	263 - 283 (± 15)	порода - 9 опр.
			292 - 297 (± 12)	биотит - 3 опр.
Е	Равнинская	↓	278 - 307 (± 15)	порода - 11 опр.
			292 - 297 (± 12)	биотит - 3 опр.
П	Шурабсай-ская	∇	292 - 297 (± 12)	биотит - 3 опр.
			273 - 288 (± 15)	порода - 14 опр.

Рис. 2. Стратиграфическая колонка и возрастные данные для Кураминского района Средней Азии

(45 проб) и Фрайбергской горной академии в лаборатории под руководством доктора Пилота (41 проба). Восемь из них были специально проанализированы в обеих лабораториях. Лаборатория Фрайбергской академии работает с большими допустимыми ошибками, чем лаборатория ИГЕМ, но сходимость полученных результатов в большинстве случаев оказалась хорошей.

Большая, специально поставленная работа по геохронологии вулканических пород была проведена авторами в Кураминской зоне Средней Азии. Анализировались вулканические и близкие к ним по возрасту интрузивные и дайковые образования позднекарбонového и пермского возраста (рис. 2). Среди среднеазиатских геологов, работавших в Кураминской зоне, было широко распространено представление о длительном развитии

магматизма, в том числе вулканизма, охватывающего верхний карбон, пермь, и о продолжении палеозойской магматической деятельности в раннем мезозое.

Следует подчеркнуть, что вопрос о верхней возрастной границе магматизма в Кураминской зоне имеет важное значение. От его правильного разрешения во многом зависят трактовка геологической истории, определения форм связи рудообразующих процессов с магматизмом и обоснованность суждений об активизации тектономагматической деятельности в мезозое. Палеонтологически надежную возрастную датировку имеют в этом районе лишь породы шурабсайской свиты, определенные как раннепермские на основании полных сборов фауны брахиопод и фазулинид в бассейнах рек Гава и Касан [5]. Другие эффузивно-пирокластические образования датированы чаще всего предположительно, на основании растительных остатков различной сохранности.

Изотопное датирование наиболее молодых вулканогенных и интрузивных образований не подтверждает представления о длительном формировании вулканогенных пород депрессий и связанных с ними интрузивов. Можно считать установленным, что весь сложный комплекс вулканогенных образований сформировался в короткий отрезок времени (20—25 млн. лет) на границе верхнего карбона — нижней перми и в нижней перми. Интенсивная вулканическая деятельность этого периода оказывается сближенной во времени с формированием многофазных малых интрузий.

Для геологической интерпретации полученных геохронологических данных по Кураминской зоне большое значение имеет их привязка к опорным разрезам, где известны слои, хорошо охарактеризованные фаунистически. Специальная работа по корреляции изотопных и палеонтологических датировок была проведена в бассейне Гавасая в районе развития швагеринового горизонта шурабсайской свиты, являющегося по надежным палеонтологическим данным переходным от верхнего карбона к нижней перми. Определение возраста этих отложений представляло, по существу, установление границы между карбоном и пермью.

Для пород основания депрессии, перекрывающихся швагериновым горизонтом (биотитовые граниты), определен возраст в 305 млн. лет. Возраст андезитов, залегающих под осадочными породами,  $279 \pm 15$  млн. лет, а другого горизонта андезитов, перекрывающего осадочные породы,  $281 \pm 15$  млн. лет. Вулканические породы, залегающие выше по разрезу, датированы  $260 \pm 10$  до  $281 \pm 15$  млн. лет при одном значении в  $296 \pm 12$  млн. лет. Полученные данные свидетельствуют о том, что изотопный возраст данного осадочного горизонта, а значит, и возраст границы карбон—пермь в этом районе близки к 280—285 млн. лет.

Как отмечено выше, особое значение в данном регионе имел вопрос о верхней возрастной границе магматизма. Полученные геохронологические данные убедительно подтверждают, что она близка к 270—280 млн. лет, если ориентироваться на наиболее надежные данные, полученные по биотитам хорошей минералогической сохранности.

Уместно отметить, что из Бабайтагского купола, одного из наиболее поздних субвулканических тел района, в процессе этих работ была отобрана эталонная проба "Азия", долгие годы служившая в лабораториях СССР сверочной пробой для К—Аг метода. Возраст ее (по данным 26 лабо-

раторий СССР) был определен в 272 млн. лет (по старым константам), или 265 млн. лет в пересчете на константы, действующие в настоящее время. Эти данные не противоречат сказанному выше, так как при работах в Кураминской зоне [3, 4] было установлено систематическое "омоложение" изогонных возрастов, полученных по породе, по сравнению с данными по биотитам, что связано с потерями аргона полевых шпатов и хлоритизированного биотита. Обычно эти потери не превышают 5–10% от количества, накапливающегося в минерале за период его существования в условиях Кураминской зоны.

Данным, полученным для магматических пород, хорошо соответствуют результаты определения возраста околорудных серицитов флюоритовых, полиметаллических, редкометалльных и медных месторождений. Серициты всех исследованных месторождений оказались близкими по возрасту: 270–280 млн. лет.

Таким образом, проведенные геохронологические исследования в Кураминской зоне позволили существенно уточнить важные периоды истории геологического развития региона. Удалось установить, что наиболее интенсивная вулканическая деятельность и становление сложной серии поздних интрузивов и даек в этом регионе произошли за сравнительно короткий период, охватывающий поздний карбон и раннюю пермь, и выяснить, что магматическая деятельность завершилась здесь на границе ранней и поздней перми. Удалось также провести корреляцию изотопных и палеонтологических датировок и выяснить, что граница каменноугольного и пермского периодов близка в этом районе к 280–285 млн. лет.

Интересные новые данные по истории развития магматизма периода мезозойской тектоно-магматической активизации, особенностей его проявления в разных тектонических блоках и длительности процессов активного вулканизма, связанного с очагами различной глубинности, получены также в результате работ в Восточном Забайкалье. В этом районе в юрское и нижнемеловое время был проявлен активный вулканизм, связанный с очагами различной глубинности. В процессе их деятельности сформировались контрастные по составу базальт-липаритовые вулканические серии. Объектами исследования были породы Приаргунского района Восточного Забайкалья. Кроме новых данных авторов, использованы также ранее опубликованные значения возрастов [1, 6].

Геохронологические исследования в Восточном Забайкалье проводились по биотиту (больше половины проб) и по калиевому полевому шпату или валовым пробам пород в тех случаях, когда из данных пород биотит выделить было невозможно. Сходимость данных по обоим минералам оказалась вполне удовлетворительной (рис. 3).

Проведенные геохронологические исследования, хорошо согласующиеся с геологическими данными, показывают, что в Южном Приаргунье возникновение глубинного магматического очага, располагавшегося, вероятно, на границе кора–мантия, и связанные с ним первые извержения базальтов и андезитов относятся к средней юре (170 млн. лет). В это время происходило формирование нижней базальтовой толщи в Тулукуевской депрессии, базальтов и андезитов – в Шаманской депрессии, андезитов – в Куйтунской депрессии и т.д. Шло накопление осадочно-вулканогенного материала нижней половины разреза приаргунской свиты.

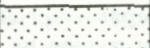
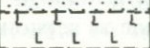

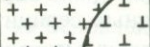
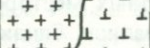
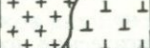
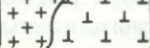
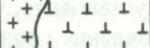
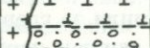
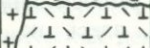
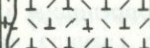
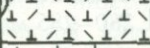

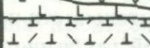
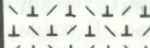

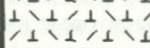
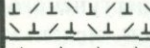
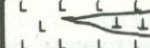
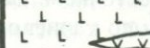
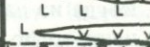
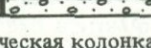
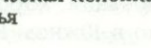
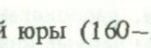
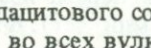
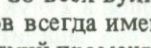
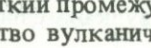


Система Свиты	Колонка	Возрастные данные				
		Средние значения	Отдельные определения	Среднее по биотитам		
Меловая Кутимская		119	118 ± 4	биотит	119	
			119 ± 4			
А Турецкая		146	120 ± 4	биотит	147	
			120 ± 4			
			139 ± 8			санидин
			146 ± 6			
			148 ± 8			санидин
			155 ± 9			
			107 ± 6			порода
			133 ± 6			
			142 ± 7			к.п.ш.
			144 ± 8			
	146 ± 5	порода				
	150 ± 7					
	154 ± 7	порода				
	155 ± 7					
К Скака		159	160 ± 6	биотит	160	
			172 ± 10			
С Зунская		161	156 ± 10	порода	161	
			149 ± 7			
Ю Приаргунская		170	163 ± 6	биотит	170	
			162 ± 6			
			168 ± 6			к.п.ш.
			169 ± 6			
			145 ± 10			к.п.ш.
			152 ± 7			
	180 ± 10	к.п.ш.				
	165 ± 9					
	167 ± 7	к.п.ш.				
	169 ± 8					
	169 ± 8	к.п.ш.				
	175 ± 8					
	176 ± 8	к.п.ш.				
	176 ± 8					

Рис. 3. Стратиграфическая колонка и возрастные данные для Приаргунского района Восточного Забайкалья

В конце средней юры (160–165 млн. лет) произошли крупные извержения игнимбритов дацитового состава, присутствующих (часто в переслаивании с базальтами) во всех вулканических депрессиях этого района. Извержения игнимбритов всегда имеют катастрофический характер, в результате их за весьма короткий промежуток времени на поверхность выбрасывается огромное количество вулканического материала и формируются достаточ-

но мощные покровы вулканитов, занимающие большую площадь. В Южном Приаргунье в этот период (конец  $J_2$ , граница  $J_2$ — $J_3$ ), по-видимому, возникло несколько центров игнимбритовых извержений, действовавших примерно синхронно. В одних случаях извержения были одноактными, в других через некоторое время повторялись. Сформировалась верхняя половина разреза приаргунской свиты, состоящая из одного или нескольких покровов игнимбритов, дацитов, чередующихся с базальтами и, реже, с андезитами.

В верхней юре возник ряд изолированных магматических очагов в верхней части коры и произошли излияния или внедрения кислых магм (140—150 млн. лет), сформировались вулканогенные образования тургинской свиты. Одновременно с извержениями кислых лав снова проявились базальты, свидетельствующие о продолжающейся активности нижнего магматического очага. На некоторых участках базальты чередуются в разрезе с кислыми лавами, на других — перекрывают их.

В различных блоках Южного Приаргунья характер кислого магматизма в это время был разный. Так, например, в Урулюнгуевском блоке возникли Тулукуевская (140—150 млн. лет), Куйтунская (140—155 млн. лет) и другие вулканические постройки, а в соседнем с ним Кличкинском блоке внедрился Кир-Кириинский массив гипабиссальных морионовых гранитов ( $141 \pm 5$  млн. лет, пять определений биотита). Таким образом, в одном блоке происходили поверхностные эффузивные извержения, сформировалась серия действующих вулканов, а в соседнем (всего в 50 км к северу) — гипабиссальный гранитный массив.

Из полученных данных можно заключить, что длительность вулканических процессов, связанных с различными очагами в Южном Приаргунье, была существенно различной. Излияния базальтов из глубинных очагов захватывают интервал в 35—40 млн. лет. Игнимбриты дацитов (промежуточные очаги) сформировались за короткий отрезок времени, по-видимому, не превышавший 5 млн. лет. Длительность кислого вулканизма, связанного с очагами в верхней части коры, примерно 10—15 млн. лет.

В других районах Восточного Забайкалья история развития процессов магматизма в период мезозойской активизации иная. В Северном Приаргунье, например, активный вулканизм проявился позже — кислые породы липаритового и липарит-дацитового состава в Северо-Аргунской депрессии имеют возраст  $120 \pm 4$  млн. лет (четыре определения по биотиту). Эти породы вместе с перекрывающими их базальтами относятся уже к нижнемеловой кутинской свите. Аналогичны им по возрасту поздние фазы формирования Цаган-Олуйского гранитоидного массива (120—125 млн. лет).

Полученные данные выявляют специфику развития отдельных блоков Восточного Забайкалья в период тектоно-магматической активизации, помогают выяснить длительность палеовулканических процессов и уточнить стратиграфическое положение отдельных вулканических толщ и свит.

В заключение отметим, что для изучения континентальных мезозойских и даже палеозойских вулканитов метод К—Аг датирования пород вполне надежен. Он позволяет в ряде случаев существенно уточнить геологическую историю развития отдельных регионов, вынести определенное суждение

о длительности действия различных палеовулканических очагов и отдельных вулканов, о скорости накопления вулканогенных толщ, выяснить временную сопряженность магматических событий в различных структурных блоках земной коры.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бочаров А.П., Вишняков В.Е., Игошин Ю.А., Ишукова Л.П., Кусов В.А., Мельников И.В., Чернышев И.В., Шанин Л.Л. Вопросы стратиграфии и абсолютный возраст вулканогенных пород некоторых мезозойских прогибов Забайкалья. — В кн.: Особенности геологии гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1978.
2. Гершнер Г.Р., Ватцнауэр А. Среднеевропейские варисциды. — В кн.: Тектоника Европы. М.: Мир, 1964.
3. Лаверов Н.П., Иванов И.Б. О реперных определениях главных рубежей позднего палеозоя в Кураминской зоне. — Труды XII сессии комиссии по опред. абс. возраста геологич. формаций. М.: Наука, 1966.
4. Лаверов Н.П., Иванов И.Б. Геохронология Курамино-Чаткальских гор. — В кн.: Геохронология СССР. М.: Недра, 1971.
5. Синицин Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961.
6. Томсон И.Н., Иванов И.Б., Константинов Р.М. и др. Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Восточного Забайкалья. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1963, № 12, с.
7. Bubnoff S. V. Geologie von Europe. B., 1930.
8. Deubel F. Das Untere Perm in Thuringen und angrenzenden Gebieten. — Wiss. Ztschr. F.-Schiller-Univ. Jena, 1950/1960. H. 3.
9. Gothan W., Gimm O. Neuere Beobachtungen und Betrachtungen über die Flora des Rotliegenden von Thuringen. — Arb. Inst. Palaobot., Petrogr., Brennst., 1930, 2, H. 1.
10. Pietzsch K. Geologie von Sachsen (Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt und Leipzig). B.: VEB Dt. Verl. Wiss., 1962.
11. Reischardt W. Zur Stratigraphie des Rotliegenden in Thuringe. — Jb. halleesch. Verb. Erforsch. mitt. Bodenschätze und Werwertung, 1932, 11, S. 121–184.

УДК 550.93

Л.К. Левский, Г.В. Овчинникова

#### ДОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХРОНОЛОГИЯ ВУЛКАНИТОВ

Отсутствие на земной поверхности пород с возрастом, превышающим  $3,8 \cdot 10^9$  лет, обычно (и не без оснований) приписывается тектоническим и эрозионным процессам, которые "стерли" память о более древних событиях, и восстановление истории этих событий практически невозможно. Столь пессимистическая оценка ситуации была в значительной степени оправдана ограниченностью объекта исследования до начала эры изучения других планет Солнечной системы. С другой стороны, отсутствие экспериментальных данных о других планетах позволяет теоретически строить весьма произвольные схемы сравнительного геологического развития объектов Солнечной системы.

Уместно в этой связи привести высказывание известных геофизиков: "До недавнего времени было модно среди геологов-практиков рассматривать дискуссии о происхождении Земли и Солнечной системы как нечто имеющее незначительное отношение к их работе. Такие же взгляды позволяли теоретически мыслящим исследователям высказывать свобод-

ные и, можно даже сказать, безответственные соображения об этих вещах. Эти времена кончились. Объединение и взаимозависимость наук о Земле и планетах, а также астрономии, занятой изучением звезд и даже галактик, становятся все более очевидными. И, быть может, наиболее грандиозным научным вызовом, перед которым стоят ученые в ближайшее десятилетие, является интеграция этих областей знания" [30].

Действительно, если история событий, происходивших на Земле после  $3,8 \cdot 10^9$  лет, поддается более или менее точной расшифровке, то "стертую" запись о "догеологической" истории планеты вряд ли можно восстановить, не обращаясь к данным, полученным в результате изучения других планет и в первую очередь Луны.

Вскоре после завершения аккреционного этапа эволюции планет и Луны в том числе (т.е.  $4,55-4,60 \cdot 10^9$  лет назад), на последней образовалась первичная кора, формирование которой закончилось  $4,40-4,45 \cdot 10^9$  лет назад. Из имеющихся данных не просто заключить, была ли она результатом древнего первичного вулканизма и появилась за счет излияния жидких силикатов, образованных путем частичного плавления внутренних слоев, или ведущую роль играло импактное расплавление поверхностных слоев. Однако все большее число исследователей приходят к мысли о доминирующем значении экзогенного фактора при формировании морфологии поверхности Луны и планет [7, 15, 29]. Таким образом, импактное плавление и эффузивная эндогенная деятельность (с преобладанием первого фактора) — характерный признак первичного вулканизма на ранних этапах существования планет.

Действительно, процесс аккреции полностью не закончился  $4,55 \cdot 10^9$  лет назад, но продолжался в уменьшающемся темпе в течение последующих нескольких сот миллионов лет. Затем он резко завершился примерно  $4 \cdot 10^9$  лет назад выпадением сравнительно небольшого числа крупных планетезималей (диаметром несколько сот километров), образовавших обширные бассейны на поверхности Луны, заполнившиеся впоследствии базальтовым расплавом. Хотя темп выпадения метеоритов в это время значительно снизился, вулканизм в области лунных морей продолжался еще несколько сот миллионов лет (вплоть до  $\sim 3,2 \cdot 10^9$  лет) и как-будто не был связан с экзогенными процессами, однако трудно отказаться от мысли, что он был инициирован этими процессами. На этом постимпактном этапе развития лунной коры эффузивные породы выносились с различных глубин (100–300 км), а их различный химический состав, в частности различное (высокое и низкое) содержание титана, характеризует гетерогенность лунной мантии.

Известные сомнения в правильности указанной последовательности событий вызывают необходимость сохранения больших бассейно-образующих тел в течение длительного времени ( $\sim 0,5 \cdot 10^9$  лет) где-то в Солнечной системе. Возможно, однако, положительное решение этой проблемы [27].

Зависимость скорости кратерообразования от размера кратера  $D$  (км) известна в настоящее время достаточно надежно (рис. 1)<sup>1</sup>. Хуже извест-

<sup>1</sup> Скорость кратерообразования  $F = F_p(D, t)$ , где  $F$  — число кратеров, образованных на  $1 \text{ км}^2$  в единицу времени, для данного размера кратера  $D$  (км), в данное время  $t$  в истории Солнечной системы на планете  $P$ .

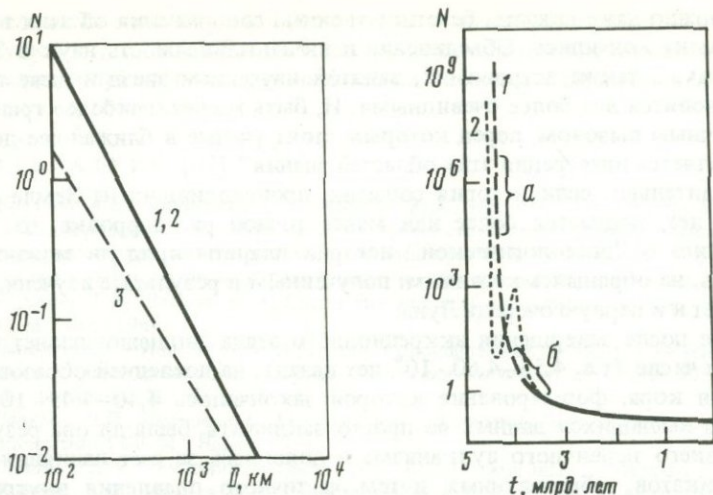


Рис. 1. Зависимость общего числа кратеров ( $N$ ) на площади  $10^6 \text{ км}^2$  от диаметра ( $D$ ) [11]

1 — для Луны (кратеры и бассейны с  $D > 200 \text{ км}$ ), 2 — для Венеры ( $D > 600 \text{ км}$ ); 3 — для Меркурия ( $D > 200 \text{ км}$ )

Рис. 2. Скорость кратерообразования на Луне ( $N$ ) в зависимости от времени

1 — плавное уменьшение скорости; 2 — модель, включающая возможность "катаклизма" (см. текст)

на зависимость  $F$  от  $t$ , которая для особо интересующего нас интервала ( $4,55-4,00 \cdot 10^9$  лет) определяется экстраполяцией более "молодых" данных. Некоторое представление об этом дает рис. 2 [12]. Предполагается, что уменьшение популяции планетезималей происходило с разной постоянной времени в различные промежутки времени (для участка  $a$  на кривой 1  $\tau \approx 20 \cdot 10^6$  лет, для участка  $b$   $\tau \approx 150 \cdot 10^6$  лет). Альтернативой для модели плавного уменьшения скорости кратерообразования служит модель "катаклизма", рассматривающая возможность резкого импульсного увеличения числа планетезималей в период  $4,0-3,9 \cdot 10^9$  лет. К обсуждению этих моделей мы вернемся позднее, сейчас же отметим, что существенно различная морфология материковых и морских областей Луны свидетельствует о весьма высоком и сравнительно постоянном темпе выпадения относительно малых тел в период  $4,5-4,0 \cdot 10^9$  лет, который закончился выпадением сравнительно небольшого числа гигантских бассейно-образующих планетезималей, т.е. изменялась не только плотность потока планетезималей, но также их размер, а возможно, и химический состав.

Не приходится сомневаться в том, что изменение общего характера кратерообразования на других планетах и их спутниках было синхронно процессам, происходившим на Луне, хотя бесспорные доказательства будут получены после радиометрического анализа вещества планет. Можно предсказать, что и для них должна быть свойственна фундаментальная дихотомия: материковые области и моря, как на Луне.

Большие импактные бассейны диаметром  $> 200 \text{ км}$  отмечаются повсюду на поверхности внутренних планет. Подобные кратеры должны образо-

ваться и на Земле за период  $4,5-4,0 \cdot 10^9$  лет, и минимальное число таких кратеров можно вычислить на основании числа сохранившихся на Луне.

Эффективное или гравитационное поперечное сечение ( $\pi S^2$ ) отличается от планеты к планете и выражается формулой:

$$S^2 = R^2 [1 + 8\pi GR^3 \rho / 3v_\infty^2],$$

где  $v$  — скорость объекта,  $R$  — геометрический радиус планеты,  $\rho$  — средняя плотность планеты. Отношение плотности потока падающих объектов на  $1 \text{ км}^2$  для Земли и Луны изменяется от 4 до 1,1. В случае "ранних" планетезималей (интервал  $4,5-4,0 \cdot 10^9$  лет) величина этого отношения равна  $\sim 3$  [11].

Предполагается [6], что океанические бассейны на Земле образовались за счет астероидальных объектов, ответственных за образование морских бассейнов на Луне  $4 \cdot 10^9$  лет назад. Таким образом, современная коровая дихотомия: 60% океанической и 40% континентальной коры установилась на ранних этапах развития Земли. Из общего числа 2500–3000 импактных структур диаметром  $> 100$  км, образовавшихся на протокоре за период  $4,5-4,0 \cdot 10^9$  лет, по крайней мере 20–30 из них имели диаметр  $> 1000$  км [10].

Кинетическая энергия метеоритов, падавших на Землю, была значительно выше, чем "лунных" метеоритов, и соответственно больше был объем расплавленного вещества<sup>1</sup>, хотя некоторая компенсация этого избытка могла происходить из-за гасящего действия первичной атмосферы Земли. Массивная бомбардировка Земли должна разрушить первичную кору, локализовать конвекцию магмы и инициировать расширение океанического дна более высокими темпами по сравнению с фанерозоем. Эта же бомбардировка, вероятно, запустила механизм тектоники плит на Земле, однако отсутствие подобного механизма на аналогичной планете (Венера), поверхность которой сохранила первичные импактные бассейны, указывает на необходимость специфической для каждой планеты взаимосвязи экзогенных и эндогенных факторов для реализации подобной тектоники.

Переходя к рассмотрению изотопных данных, имеющихся для лунных образцов, необходимо учесть следующее.

1. Далеко не для всей поверхности Луны получены значения возраста. Ряд регионов, образцы из которых доставлены экспедициями "Аполлон" и "Луна", могут иметь изотопную специфику по тем или иным причинам. Нельзя исключить поэтому возможное смещение распределения возрастных значений.

2. Не всегда изотопный возраст отвечает реальному событию. Для поверхности Луны таким событием может быть экструзия пород из мантии или кристаллизация импактного расплава. Как и для земных пород, последующее событие не всегда переводит изотопные часы на "0", однако, в "лунном" случае это усугубляется отсутствием надлежащего полевого контроля.

<sup>1</sup> Объем расплавленного при ударе вещества выражается формулой:  $v = GE$ , где  $G = 3 \cdot 10^{-12} \text{ см}^3/\text{эрг}$ , а  $E$  — кинетическая энергия метеорита, или полуколичественной формулой, связывающей ту же величину  $v$  ( $\text{км}^3$ ) с диаметром кратера  $D$  ( $\text{км}$ ):  $v = KD^C$ , где  $C = 3,4$ ,  $K^1 = 1,8 \cdot 10^{-4}$  (для Луны) и  $K^1 = 3,8 \cdot 10^{-4}$  (для Земли).

Для построения возрастных гистограмм использовались данные, полученные по внутренним минеральным изохронам (а также по изохронам, близким к минеральным), или соответствующие моменту кристаллизации породы. Совпадение результатов, полученных путем использования двух (в некоторых случаях трех) независимых методов определения возраста, служит веским аргументом для подобного выбора. Большая часть данных по Ar-K методу получена путем использования активационного варианта метода  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ .

При построении не использовались модельные возрасты и радиометрические возрасты для лунной пыли.

Исходные данные для построения возрастных гистограмм были заимствованы из ряда обзоров [1, 3-5, 9, 13, 14, 16-22, 24, 25].

Распределение возрастных величин, полученных различными методами, приведено на рис. 3. На гистограмме Ar-K возрастов заметно преобладание значений в интервале  $3,8-4,0 \cdot 10^9$  лет и наличие двух "хвостов" распределения: для высоких значений возраста  $4,2 \cdot 10^9$  лет  $< t < 4,6 \cdot 10^9$  лет — только для материковых пород и низких значений возраста  $3,2 \cdot 10^9$  лет  $< t < 3,7 \cdot 10^9$  лет — преимущественно морские базальты.

Основной пик на гистограмме соответствует времени образования большинства бассейнов (включая имбрийское событие) и началу экстружии морских базальтов. Экструзивная деятельность в районе лунных морей определено инициирована импактами планетезималей, образовавших бассейны. Однако продолжительность процесса экстружии требует существенно эндогенной активности, практически полностью прекратившейся к моменту  $3,2 \cdot 10^9$  лет.

При рассмотрении данных для материковых пород следует иметь в виду, что пик распределения при  $3,9-4,0 \cdot 10^9$  лет может быть связан (по крайней мере частично) с выбросом вещества при образовании бассейнов, и что на самом деле возрасты материковых пород, оказавшихся погребенными, смещены в сторону более высоких значений.

Каким событиям отвечают наиболее древние возрасты, полученные для материковых областей? После аккреции Луны  $4,6 \cdot 10^9$  лет происходила быстрая дифференциация поверхностных (или близповерхностных) слоев на глубину несколько десятков километров с выделением первичной коры анортозитового состава. Возрасты, полученные Rb-Sr методом вплоть до  $4,6 \cdot 10^9$  лет ( $\sigma = \pm 0,1 \cdot 10^9$  лет), прямо указывают на высокую скорость этой дифференциации и косвенно — на ее поверхностный характер, так как при более полном расплавлении Луны поверхностные породы не могли бы кристаллизоваться в интервале времени  $< 100 \cdot 10^6$  лет.

Существо процессов, которые привели к образованию первичной коры, не известно, но, как отмечалось выше, доминирующее значение экзогенных факторов очевидно.

Более молодые возрасты ( $< 4,5-4,6 \cdot 10^9$  лет) соответствуют кристаллизации пород коры, подвергшихся полному расплавлению при импакте, или кристаллизации эффузивных пород, подвергшихся частичному выплавлению в магматическом очаге в какое-то время  $< 4,6 \cdot 10^9$  лет.

В известном смысле, вероятность появления значений возраста в интервале  $4,0-4,6 \cdot 10^9$  лет следует рассматривать как вероятность "выживания" пород, избежавших последующих преобразований.

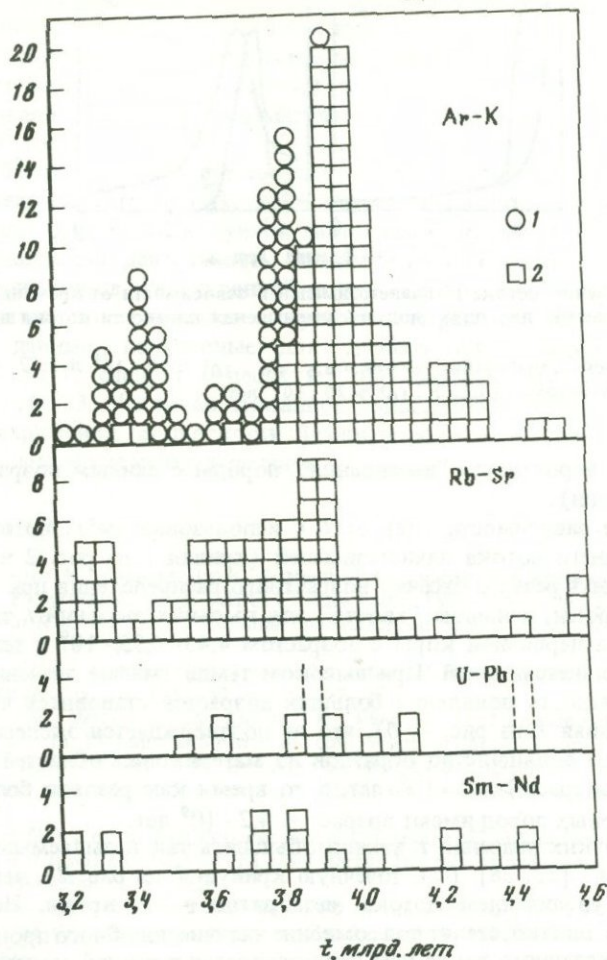


Рис. 3. Возрастные гистограммы для материковых и морских пород Луны  
1 — морские базальты, 2 — породы материков

Распределение возрастных данных приблизительно соответствует ожидаемому распределению на основании изменения плотности потока планетезималей (рис. 2), однако имеются существенные различия. Квазиэкспоненциальное уменьшение потока планетезималей во времени предсказывает появление пика на кривой распределения в результате конкуренции процессов кристаллизации (после импактного расплава), последующего омоложения пород и, кроме того, наличие двух "хвостов" (рис. 4).

Вероятность появления возраста в интервале  $t - t + dt$  определяется выражением [26]:

$$P(t)dt = \alpha(t) \exp \left[ - \int_0^t \alpha(t') dt' \right] dt,$$

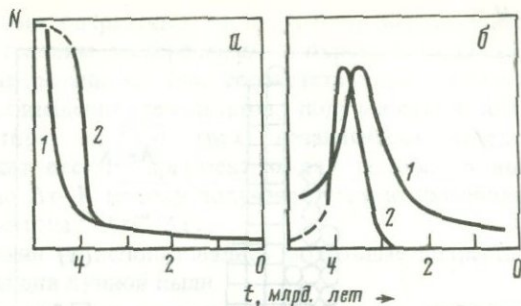


Рис. 4. Уменьшение потока планетезималей в зависимости от времени (а) и возрастные гистограммы для двух моделей уменьшения плотности потока планетезималей (б)

1 — монотонное уменьшение потока  $\tau_{4,6-4,0} \cdot 10^9 \sim 20 \cdot 10^6$  лет; 2 — "задержанное" уменьшение потока  $\tau_{4,6-4,0} \cdot 10^9 \gg 20 \cdot 10^6$  лет

где  $P(t)dt$  — вероятность "выживания" породы с данным возрастом (на единицу времени).

Построение зависимости  $P(t)$  от  $t$  с использованием монотонно убывающего среднего потока планетезималей (кривая 1 на рис. 2 и 4, а) не может объяснить резкую отсечку возрастного распределения при низких  $t$ . С другой стороны, величина "хвоста" для высоких значений  $t$  зависит от наличия пород первичной коры с возрастом  $4,45-4,55 \cdot 10^9$  и темпа падения потока планетезималей. При высоком темпе (малые значения  $\tau$ ; см. рис. 2) вероятность появления больших возрастов становится чрезмерно высокой (кривая 1 на рис. 4, б), что не подтверждается экспериментом. Ожидалось, что большинство образцов из материковых областей ( $> 50\%$ ) будут иметь возраст  $> 4,2 \cdot 10^9$  лет, в то время как реально больше 90% всех материковых пород имеют возраст  $< 4,2 \cdot 10^9$  лет.

Отсечку низких значений  $t$  можно объяснить так называемым лунным "катаклизмом" [23, 28] (см. точечную кривую 1 на рис. 2), вызванным импульсным увеличением потока метеоритов в это время. Некоторые исследователи, однако, ставят под сомнение наличие подобного процесса [2].

С учетом сказанного выше нам представляется в равной степени вероятным распределение потока планетезималей во времени согласно кривой 2 на рис. 4, а. Для модели характерно медленное ( $\tau \gg 20 \cdot 10^6$  лет) уменьшение числа планетезималей в материковый период ( $4,0-4,6 \cdot 10^9$  лет), что приведет к уменьшению хвоста возрастного распределения для больших  $t$ , и резкое уменьшение числа планетезималей за период  $3,9-4,0 \cdot 10^9$  лет. Если для первого (доморского) периода характерно выпадение многих сравнительно мелких тел, образующих морфологию материков, то для второго показательно выпадение сравнительно небольшого числа крупных бассейно-образующих планетезималей диаметром несколько десятков и сотен километров.

Не исключено, что выпадение многочисленных мелких тел на поверхность Земли в период  $4,0-4,6 \cdot 10^9$  лет стимулировало процесс ее дифференциации. По оценке [8], первичное вещество Земли характеризовалось низким U/Pb отношением, и в первые  $\sim 150$  млн. лет после аккреции

( $4,4 \cdot 10^9$  лет) протекал процесс образования ядра и протокоры, при котором  $> 60\%$  свинца могло перейти в ядро.

Поток крупных планетезималей вызвал появление бассейнов на поверхности Земли в период  $3,8-4,0 \cdot 10^9$  лет (см. выше). Эти же удары инициировали развитие магматической деятельности на площадях  $\sim 10^4-10^5$  км<sup>2</sup>.

Если бы на Земле отсутствовала тектоно-магматическая и эрозионная деятельность, то возрастное распределение древних вулканических пород было бы близко к лунной гистограмме на рис. 3. Однако поскольку тектоническая деятельность "почему-то" (см. выше сказанное о Венере) происходила, "выживание" пород с возрастом  $\geq 3,9 \cdot 10^9$  лет менее вероятно по сравнению с лунными породами. По-видимому, возрастные данные, полученные для гнейсов Юго-Западной Гренландии ( $3,8 \cdot 10^9$  лет), следует отнести к "эродированному" пику распределения на рис. 3. Учитывая сказанное выше, можно считать, что вероятность обнаружения на плоскости Земли пород с возрастом  $> 3,9 \cdot 10^9$  лет незначительна, но не исчезающе мала.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Тацумото М., Рошолт Дж.Н. Возраст Луны: изотопное изучение лунных образцов U-Th-Pb методом. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 6, с. 24—27.
2. Baldwin R.B. Was there a "terminal lunar cataclysm"  $3,9-4,0 \cdot 10^9$  years ago? — Icarus, 1974, 23, N 2, p. 157—166.
3. Carlson R.W., Lugmair G.W. Time and duration of lunar highlands crust formation. — Earth and Planet. Sci. Lett 1981, 52, N 2, p. 227—238.
4. Chen J.H., Mattinson J.M., Tilton G.R., Vidal Ph. Lead isotope systematics of mare basalt 75075. — In: IX Lunar and Planet sci. conf. Abstr. of pap. Houston, 1978, pt 1, p. 160.
5. Cirlin E.H., Housley K.M. Evolution of volatiles during regolith maturation: U-Pb ages of parent rocks. — In: XII Lunar and Planet sci. conf. Abstr. of pap. Houston, 1981, pt 1, p. 144.
6. Frey H. Origin of the Earth's ocean basins. — Icarus, 1977, 32, N 2, p. 235—250.
7. Frey H. Crustal evolution of the early Earth: The role of major impacts. — Precamb. Res., 1980, 10, N 3/4, p. 195—216.
8. Gancarz A.J., Wasserburg G.J. Initial Pb of the Amitsoq gneiss, West Greenland and implications of the age of the Earth. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, 41, N 9, p. 1283—1301.
9. Geiss J., Ebenhandt P., Grögl N. et al. Absolute time scale of lunar mare formation and filling. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1977, A 285, p. 151—158.
10. Grieve R.A.F. Impact bombardment and its role in protocontinental growth of the early Earth. — Precamb. Res., 1980, 10, N 3/4, p. 217—247.
11. Hartmann W.K. Relative crater production rates on planets. — Icarus, 1977, 31, N 2, p. 260—276.
12. Hartmann W.K. Dropping stones in magma ocean: Effects of early lunar cratering. — Proc. Lunar Highlands Crust Conf., 1980, N 5, p. 155—171.
13. Hivners N.W. The new Moon: A view. — Rev. Geophys. and Space Phys., 1971, 9, N 3, p. 447—450.
14. Kirsten T., Horn P. Chronology of the Taurus-Littrow region IV: Ages of mare basalts and highland breccias and some remarks about the interpretation of lunar highland rock ages. — Proc. V Lunar Sci. Conf., 1974, 2, p. 1451—1475.
15. Lowman P.D. Crustal evolution in silicate planets: Implications for the origin of continents. — J. Geol., 1976, 84, p. 1—26.
16. Mark R.K., Chin Nan Lee-Hu, Wetherill G.W. Rb-Sr age of lunar igneous rocks 62295 and 14310. — Geochim. et cosmochim. acta, 1974, 38, p. 1643—1648.
17. Nyquist L.E. Lunar Rb-Sr chronology. — Phys. and Chem. the Earth, 1977, 10, N 2, p. 103—142.

18. *Nunes P.D., Tatsumoto M.* Excess lead in "Rusty Rock" 66095 and implications for an early lunar differentiation. — *Science*, 1973, 182, p. 916–920.
19. *Nunes P.D., Tatsumoto M., Unruh D.M.* U–Tn–Pb systematics of some Apollo 17 lunar samples and implications for a lunar basin excavation chronology. — *Proc. V Lunar Sci. Conf.*, 1974, 2, p. 1487–1490.
20. *Nunes P.D., Tatsumoto M.* U–Th–Pb systematics of anorthositic Cabbro 78155. — In: *VI Lunar and Planet. sci. conf. Abstr. of pap. Houston, 1975*, pt 2, p. 607.
21. *Nunes D., Tatsumoto M.* Pb loss from Apollo 17 glassy samples and Apollo 16 revisited. — In: *VI Lunar and Planet. sci. conf. Abstr. of pap. Houston, 1975*, pt 2, p. 604.
22. *Oberli F., McCulloch M.T., Tera F.* et al. Early lunar differentiation constraints from U–Th–Pb, Sm–Nd and Rb–Sr model ages. — In: *IX Lunar and Planet. sci. conf. Abstr. of pap. Houston, 1978*, pt 2, p. 832–834.
23. *Tera F., Papanastassion D.A., Wasserburg G.J.* Isotopic evidence for a terminal lunar cataclysm. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, 22, N 1, p. 1–21.
24. *Tera F., Wasserburg G.J.* The evolution and history of mare basalts as inferred from U–Th–Pb systematics. — In: *VI Lunar and Planet. sci. conf. Abstr. of pap. Houston, 1975*, pt 2, p. 807.
25. *Turner G.* Potassium-argon chronology of the Moon. — *Phys. and Chem. Earth*, 1977, 10, N 3, p. 145–195.
26. *Turner G.* A Monte Carlo fragmentation model for the production of meteorites: Implications for gas retention ages. — *Proc. X Lunar Sci. Conf.*, 1979, 2, p. 1917–1941.
27. *Wetherill G.W.* Late heavy bombardment of the Moon and terrestrial planets. — *Proc. VI Lunar Sci. Conf.*, 1975, 2, p. 1539–1561.
28. *Wetherill G.W.* Evolution of the Earth's planetesimal swarm subsequent to the formation of the Earth and Moon. — *Proc. VIII Lunar Sci. Conf.*, 1977, 1, p. 1–16.
29. *Wetherill G.W.* Solar system formation and highland cratering. — In: *Lunar highlands crust conf. Abstr. of pap. Houston, 1979*, p. 198–199.
30. *Wetherill G.W., Drake C.L.* The Earth and planetary sciences. — *Science*, 1980, 209, N 4452, p. 96–97.

УДК 550.93

*Е.В. Бибикова, В.Л. Бойко, Т.В. Грачева, В.А. Макаров, Р.М. Петрова*

## ДРЕВНЕЙШИЕ УЛЬТРАБАЗИТЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Древнейшие породы Земли часто обнаруживаются в характерных гранит-зеленокаменных структурах докембрийских щитов, где собственно супра-крупные породы залегают в виде реликтовых полос среди обширных полей гранитоидов. Детальные геологические и геохронологические исследования, проведенные в последние годы во многих древнейших областях Земного шара, позволяют говорить о нескольких эпохах вулканизма в пределах одной гранит-зеленокаменной области, значительно разобщенных во времени. Так, Гликсон [3] делит раннедокембрийские вулканические толщи на "первичные" и "вторичные" зеленокаменные пояса. "Первичные" зеленокаменные комплексы представлены главным образом основными-ультрасосновными вулканическими ассоциациями, залегающими в виде включений в самых ранних гранитах. "Вторичные" зеленокаменные комплексы, бимодальные по составу, включают также осадочные образования и приурочены к линейным трогам.

Геохронологические данные свидетельствуют о значительном временном разрыве в формировании этих поясов. В Трансваале (Южная Африка) нижняя, основная-ультрасосновная часть группы Онвервахт имеет возраст 3,5 млрд. лет, определенный Sm–Nd методом по базальтам и коматиитам

[6], в то время как время образования верхней части группы формировались с интервале 3,3–3,0 млрд. лет [8]. Аналогичное возрастное соотношение наблюдается и для зелено-каменных поясов Родезии (Южная Африка). Для фрагментов основного-ультраосновного пояса Себакве получены значения изотопного возраста  $> 3,5$  млрд. лет (Rb–Sr) изохронным методом по породе в целом, время же основной эпохи вулканизма в пределах Родезийского кратона датируется Rb–Sr и Sm–Nd методами в 2,9–2,6 млрд. лет [7, 10].

Район Среднего Приднепровья Украинского щита — классическая область развития архейских пород гранит-зеленокаменной ассоциации, где среди обширных полей гранитоидов и мигматитов залегают вулканогенно-осадочные породы аульской и конкско-верховцевской серий. Детальными геологическими исследованиями последних лет установлена различная формационная принадлежность этих двух серий, каждая из которых характеризуется своим составом пород, степенью метаморфизма, комплексами гранитоидов. Если супракрустальные породы конкско-верховцевской серии слагают несколько четких зеленокаменных поясов, то интенсивно гранитизированные и высокометаморфизованные ультраосновные-основные вулканы аульской серии наблюдаются исключительно в виде останцов среди мигматитов.

Время вулканизма конкской эпохи определено по магматогеинным акцессорным цирконам метаандезитов в  $3250 \pm 120$  млн. лет [1]. Повсеместно проявленная гранитизация пород аульской серии более молодыми гранитами днепровского комплекса ( $T = 3,0 \pm 0,02$  млрд. лет) [2] препятствовала оценке времени вулканизма.

К востоку от Приднепровского блока расположен Орехово-Павлоградский субмеридиональный складчатый пояс, отделенный от него Орехово-Павлоградским глубинным разломом, достигающим, по географическим данным, верхней мантии.

Метаморфический комплекс, слагающий складчатый пояс, представлен разнообразными вулканогенными и осадочными образованиями, которые в последующем были в значительной мере превращены в мигматиты. Они распространены повсеместно и образуют вытянутые в субмеридиональном направлении поля и полосы. С мигматитами связаны маломощные тела аплит-пегматитовых гранитов и пегматитов и различные метасоматические образования, представленные эпидотовыми, кварцевыми, карбонатными прожилками. Гранитизация проходила в два этапа: ранняя, мощная, затронувшая в той или иной мере все породы, связана с натриевыми гранитами, поздняя, более локально развитая, — с калиевыми гранитами.

При глубинном геологическом картировании Орехово-Павлоградской зоны в средней части структуры вблизи Орехово-Павлоградского разлома встречен комплекс ультраосновных и основных вулканических магнетитовых и безрудных кварцитов. Ряд особенностей вещественного состава и структурного положения позволяет сопоставлять комплекс с аульской серией Приднепровского района. Эти породы слагают субмеридионально вытянутый Ново-Павловский участок размером  $15 \times 7$  км, состоящий из полос и фрагментов различной мощности, иногда до сотен метров, расположенных среди биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов (рис. 1 и 2).

Рис. 1. Геологическая схема района

1 — переслаивание пироксенитов, анортозитов и габброидов; 2 — габброиды; 3 — гнейсы гранат-биотитовые, силлиманит-биотитовые, пироксен-амфиболовые, пироксеновые; 4 — гнейсы биотитовые; 5 — кварциты магнетит-пироксеновые, магнетит-амфибол-пироксеновые, кварц-гранат-магнетит-пироксеновые; 6 — плагииграниты и плагииомигматиты биотит-амфиболовые и амфиболовые; 7 — плагииграниты и плагиимагматиты биотитовые; 8 — граниты микроклин-плагииоклазовые; 9 — глубинные разломы; 10 — точки отбора проб

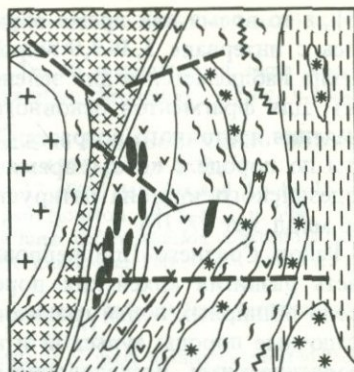
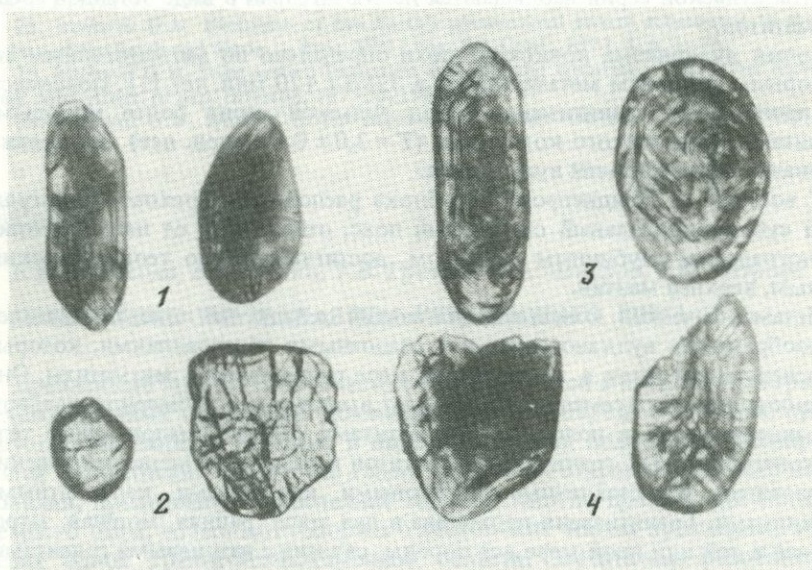
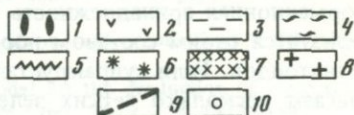


Рис. 2. Типы акцессорных цирконов в пироксенитах Орехово-Павлоградской зоны

1 — темная генерация, 2 — светлая генерация, 3 и 4 — магматические цирконы



Ультраосновные породы представлены пироксенитами, серпентинитами, их измененными разностями вплоть до актинолитов и флогопитов.

Пироксениты образуют тела мощностью 0,3–35 м. Это крупнозернистые, реже — среднезернистые массивные породы. Часто контакты пироксенитов с метабазитами нарушены, брекчированы. Минеральный состав пироксенитов: гиперстен, диопсид, плагииоклаз первичный № 39–52, андезит-лабрадор, вторичные минералы, плагииоклаз новообразованный — олигоклаз № 27–30, актинолит, хлорит. В акцессорных количествах гранат, изредка шпинель. Состав пироксенитов (%):  $\text{SiO}_2$  45–55,  $\text{TiO}_2$  0,2–0,6,  $\text{Al}_2\text{O}_3$

2–8, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,5–4,5, MgO 17–28, CaO 1,5–7, Na<sub>2</sub>O 0,3–0,8, K<sub>2</sub>O 0,2–2,0; свободного углерода 0,1–0,3%.

Серпентиниты образуют среди метабазитов крупные согласные тела протяженностью 1,5–2 км, мощностью 100–450 м. Оталькованные, актинолитизированные, карбонатизированные разности серпентинитов слагают тела меньших размеров мощностью 10–35 м. В серпентинитах и их измененных разностях состав главных породообразующих компонентов следующий (%): SiO<sub>2</sub> 33–46, TiO<sub>2</sub> 0,03–0,5, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,4–6, FeO 2–3, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2–8, MgO 24–33, CaO 0–10, Na<sub>2</sub>O 0,3, K<sub>2</sub>O 0.

Гранитоиды, включающие останцы ультрабазитов, неоднородны по составу. Широко развиты биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы и мигматиты. Это среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза № 20–30, кварца, биотита, амфибола, микроклина; акцессорные минералы – апатит и циркон. Структура пород лепидо-гранобластовая. Петрохимический состав пробы 15532 (%): SiO<sub>2</sub> 68,10, TiO<sub>2</sub> 0,48, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 14,36, FeO 1,0, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2,94, MnO 0,15, MgO 2,8, CaO 2,92, Na<sub>2</sub>O 4,02, K<sub>2</sub>O 2,08, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,14, CO<sub>2</sub> 0,32.

Среди гнейсов имеются тела плагиогранитов, состоящих из плагиоклаза № 30–38, кварца, биотита, пироксена, роговой обманки; акцессорные – гранат, апатит, циркон. Структура гранобластовая. Петрохимический состав (%): SiO<sub>2</sub> 66–69, TiO<sub>2</sub> 0,5–1,3, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 10–15, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,8–1,0, FeO 3–6, MgO 3–7, CaO 1–4, Na<sub>2</sub>O 1–4, K<sub>2</sub>O 1–2.

При изучении искусственных шлихов пироксенитов и их гранитизированных разностей были обнаружены своеобразные зерна акцессорного циркона. Выделяются два морфологических типа акцессорного циркона (пробы 29855 и 15516). Первый тип темно-бурые до черных, непрозрачные, короткопризматические почти изометрические зерна, размерами 0,125–0,5 мм. Вершины и ребра зерен сглажены, поверхность плоскостей часто выпуклая, на гранях видны призматические фигуры растворения. Зерна второго типа – светло-коричневые (0,05–0,2 мм), иногда с красноватым оттенком, прозрачные. Светлые кристаллы сильно трещиноваты, характерна радиальная направленность трещиноватости. В мелкой фракции (< 0,1 мм) наряду с идиоморфными призматическими зернами с удлинением 2,5–3 много обломков. Некоторые прозрачные зерна цирконов имеют более темную, полупрозрачную сердцевину. Многие зерна ячеистого строения, в них одновременно присутствуют прозрачные светлоокрашенные и бурые непрозрачные участки.

Создается впечатление, что светлый, прозрачный циркон – продукт перекристаллизации бурого непрозрачного. Если сравнивать циркон в двух пробах пироксенитов (29855 и 15516), то степень перекристаллизации циркона в пробе 15516 выше, в нем значительно больше светлой сильно трещиноватой разности.

В плагиомигматите (проба 15532) присутствуют также два типа циркона. Фракция циркона < 0,125 мм представлена однородным призматическим цирконом, светлоокрашенным, со сглаженными вершинами и ребрами, со следами растворения и коррозии поверхности. В крупной фракции (> 0,125 мм) наряду с первым типом цирконов наблюдаются также цирконы, характерные для протолок пироксенитов – короткостолбчатые почти изометричные, черные непрозрачные зерна, поверхность граней неровная, выпуклая, со следами коррозии.

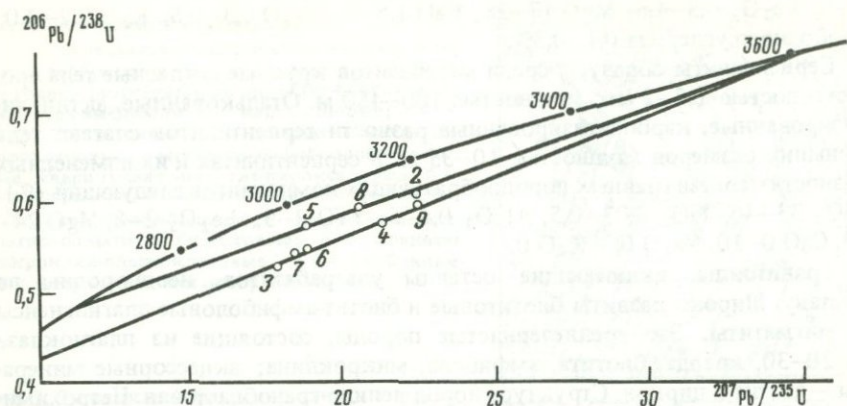


Рис. 3. Изохронная диаграмма с конкордией для акцессорных цирконов из пород Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита (см. табл. 1)

В плагиогранитах (пробы 29495 и 29534) циркон призматичный, гранитный, удлинение 2,5–4. В габбро (проба 29950) циркон ксеноморфный, прозрачный, бледно-розовый. Форма циркона указывает на его первично-магматическое происхождение. Предварительно возраст цирконов определил термоэмиссионным методом по отдельным зернам А.В. Лукашук. Полученный по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраст 3350–2600 млн. лет.

Несмотря на ограниченное количество материала, мы попытались разделить циркон для изотопно-геохронологического анализа на различные фракции по размерам, плотности, а также по морфологическим особенностям зерен. К сожалению, выделить светлый и темный концентрат циркона в чистом виде очень трудно из-за ячеистого строения большинства зерен. U–Pb изотопный анализ был проведен для микроанвесок цирконов весом 5–10 мг по применяемой в лаборатории ГЕОХИ АН СССР методике [9]. Уран и свинец определялись методом изотопного разбавления с точностью  $\pm 1\%$ . Изотопный состав свинца и урана измерен на масс-спектрометре TSN-206 фирмы Cameca. Среднеквадратичная погрешность измерения радиогенных изотопов свинца 0,15%. Холостое загрязнение анализа 5 ннг Рb.

Результаты проведенных исследований представлены в табл. 1 и 2 и на рис. 3. Как видно из таблиц, темные и светлые разности цирконов в пироксенитах сильно различаются по содержанию урана: в светлых разностях его не более 0,04%, а в бурых непрозрачных цирконах — до 0,1% и выше. В то же время возраст по изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  темных цирконов более 3300 млн. лет (светлых цирконов 3100–3200 млн. лет). Эти данные подтверждают представление о перекристаллизации бурого циркона при метаморфизме, в ходе которого происходило самоочищение зерен от примесных элементов, в том числе от урана и радиогенного свинца.

Аналогичная закономерность наблюдается и для цирконов плагиомигматита (проба 15532). Цирконы двух плагиогранитов резко отличны по своему возрасту (2850 млн. лет по изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ). Такой же возраст имеет циркон (бурый, полупрозрачный) в пироксените

пробы 29854. Самый молодой возраст определен для аксессуарных цирконов габбро (2600 млн. лет).

На рис. 3 все полученные результаты нанесены на диаграмму в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  с конкордией. Хорошая линейная корреляция точек на графике имеется лишь для плагиигранитов (обр. 13–16, табл. 1), изохронный возраст их  $2920 \pm 20$  млн. лет. Близкий к этому возраст имеют плагииграниты и гранодиориты днепровского комплекса Среднего Приднепровья [2].

Точки цирконов из пироксенитов не дают хорошей линейной зависимости, однако будучи обчитаны все вместе методом наименьших квадратов они определяют дискордию, дающую пересечения с конкордией, отвечающие возрастам  $T_1 = 3700 \pm 100$  млн. лет и  $t_1 = 2320 \pm 100$  млн. лет [уравнение регрессии  $y = (0,01219 \pm 0,00005)X + 0,325 \pm 0,001$ ].

Однако нет уверенности в правомочности включения в расчет изохроны циркона из пироксенита пробы 29854 (обр. 1, табл. 1), имеющего значительно более молодой возраст по изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (2885 млн. лет). Как морфология циркона, так и полученные по нему возрастные значения затрудняют однозначное решение вопроса о его генезисе. Это может быть древний циркон, испытавший перекристаллизацию с очень большой потерей радиогенного свинца. Не исключено, что циркон образовался позднее, например в ходе гранитизации при внедрении поздних тоналитов 2925 млн. лет назад, тем более, что точка циркона попадает непосредственно на дискордию, определяемую цирконами из этих тоналитов.

Если исключить из расчета общей изохроны этот циркон, то уравнение линии регрессии приобретет вид:  $y = (0,01358 \pm 0,00005)X + 0,29 \pm 0,001$ , что соответствует возрастам  $T_2 = 3600 \pm 100$  и  $t_2 = 2160 \pm 100$  млн. лет.

Трудно без дополнительных исследований достаточно обоснованно отдать предпочтение какому-либо из двух возрастных значений (3700 или 3600 млн. лет) для времени образования цирконов. Более того, хотя в данном регионе действительно проявился метаморфизм около 2,0 млрд. лет назад, что подтверждают имеющиеся К—Аг датировки пород [4], нам представляется, что из-за разброса точек на диаграмме (рис. 3), значительно превышающего аналитическую погрешность, нельзя интерпретировать данные в рамках модели однократного нарушения U—Pb изотопной системы в цирконах. По-видимому, перекристаллизация циркона, вызывавшая и уход радиогенного свинца, произошла либо при становлении поздних тоналитов (2925 млн. лет назад), либо при внедрении габбро (2600 млн. лет назад), что представляется более вероятным, так как во всех скважинах в непосредственной близости от пироксенитов обнаружены тела габброидов.

Некоторое нарушение U—Pb изотопной системы в цирконах могло произойти около 2,0 млрд. лет назад. Однако мы знаем много примеров, когда, несмотря на регионально проявленный метаморфизм толщ, вызывавший полное омоложение К—Аг системы пород, U—Pb изотопная система аксессуарных цирконов оказалась не затронутой [5].

Некоторое нарушение U—Pb изотопной системы аксессуарных цирконов, возможно, было уже в фанерозое. Это отмечено для большинства изученных цирконов, но пока не имеет однозначного толкования.

Таблица 1

Изотопный возраст различных фракций аксессуарных цирконов из ультрабазитов Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита

№ пп	Проба	Размеры фракции, мм плотность (d), окраска	Содержание, %		Изотопный состав свинца				Изотопные отношения		Возраст, млн. лет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
			Pb	U	204	206	207	208	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	
1	29854	+0,150	0,038	0,066	0,008	76,046	15,852	8,094	0,5085	14,5282	2885 3320
2	29855	+0,150	0,059	0,084	0,013	74,060	20,346	5,580	0,6033	22,7361	3156
3		-0,150, d = -4,2	0,077	0,130	0,010	76,624	18,923	4,440	0,5270	17,8400	3303
4	5	-0,150, d = +4,2, 2 - 4,6	0,065	0,098	0,005	74,691	20,261	5,036	0,5746	21,3560	3108
5		-0,150, d = +4,6	0,025	0,037	0,005	73,001	17,443	9,555	0,5712	18,7660	3180
6	15516	-0,125	0,035	0,055	0,018	75,368	18,981	5,632	0,5559	19,0816	3170
7		+0,125	0,024	0,037	0,015	72,627	18,107	9,251	0,5468	18,6115	3190
8	9	+0,190, светлые	0,014	0,019	0,027	68,148	17,378	14,447	0,5808	20,1950	3310
9		+0,190, темные	0,050	0,073	0,026	74,778	20,504	4,666	0,5929	22,1358	

$\lambda_{^{238}\text{U}} = 1,55125 \cdot 10^{-10}$  год $^{-1}$ ,  $\lambda_{^{235}\text{U}} = 9,8485 \cdot 10^{-10}$  год $^{-1}$ ,  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$ . Поправка введена на изотопный состав свинца:  
 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 12,369$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 13,957$ .

Таблица 2

Изотопный возраст различных фракций аксессуарных цирконов из гранитоидов Орехово-Павловской зоны Украинского щита

№ пп	Проба	Размер фракции, мм	Содержание, %		Изотопный состав свинца				Изотопные отношения		Возраст, млн. лет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
			Pb	U	204	206	207	208	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	
10	15495	-0,150 + 0,100	0,033	0,057	0,192	70,997	16,805	12,006	0,4624	13,0569	2833
11		-0,100 + 0,075	0,030	0,057	0,026	77,922	16,013	6,038	0,4665	12,9393	2838
12		-0,075	0,027	0,057	0,014	78,054	15,781	6,151	0,4365	12,052	2825
13	15534	-0,100 + 0,075	0,030	0,066	0,082	77,175	16,825	5,919	0,4042	11,4452	2870
14	15532	-0,095	0,036	0,057	0,009	72,578	20,701	6,723	0,5299	20,7945	3385
15		-0,150 + 0,100	0,040	0,065	0,035	72,988	21,258	5,719	0,5192	20,5895	3405
16		-0,190 + 0,150	0,041	0,061	0,011	72,430	21,186	6,374	0,5688	22,8885	3423

Константы распада те же, что и в табл. 1. Поправка введена для пробы 15532 на изотопный состав свинца (см. табл. 1), для проб 15495 и 15534:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 13,28$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 14,67$ .

При двухкратном нарушении U—Pb изотопной системы в цирконах точки цирконов на диаграмме с конкордией, как правило, все равно располагаются линейно, отражая пропорциональность потерь определенным типом циркона при повторных нарушениях. Это позволяет говорить о некотором "потенциале" устойчивости циркона к наложенному метаморфизму. В нашем случае такой закономерности не наблюдается, что вполне объяснимо. Первое нарушение (2,6 млрд. лет назад) привело к полной перекристаллизации части цирконов, именно для них будет фиксироваться максимальное нарушение изотопной системы. Перекристаллизованные зерна в дальнейшей геологической истории должны иметь наиболее устойчивую к внешнему воздействию U—Pb изотопную систему вследствие низкого содержания в них урана и прочности их структуры. С другой стороны, цирконы, не претерпевшие перекристаллизации в ходе первого метаморфизма, обогащенные ураном и, следовательно, имеющие метамиктную, нарушенную структуру, должны были испытать значительно более сильное нарушение U—Pb изотопной системы в близкое к современному время. Это приводит к своеобразному "обратному" расположению точек на изохронной диаграмме для различных морфологических типов циркона одной пробы и определяет общий разброс точек на диаграмме.

При такой интерпретации наиболее близким к истинному должно быть изохронное значение возраста, полученное по пробам полностью перекристаллизованного бесцветного циркона, так как в силу высокой кристалличности своей структуры он мог не испытать повторного нарушения U—Pb изотопной системы.

К сожалению, сложность внутреннего строения большинства цирконов, связанная, по-видимому, с их неполной перекристаллизацией, затрудняет отбор чистых фракций. При ограниченном материале, которым мы располагаем, нам удалось выполнить такие измерения только для двух фракций (№ 5 и 8, табл. 1). Кристалличность этих проб подтверждается и высокой плотностью зерен ( $d > 4,6 \text{ г/см}^3$ ). Действительно, точки этих цирконов располагаются ближе всего к конкордии и определяют дискордию пересечения с конкордией, соответствующие возрастам 3,59 и 2,45 млрд. лет назад. Хотя возраст 3,59 млрд. лет не намного отличается от значений, полученных при обсчете всех данных вместе, он заведомо дает нижний предел времени образований цирконов.

Аналогичная возрастная зависимость установлена для акцессорных цирконов из биотитового гнейса (проба 15532). Точки цирконов отвечают той же изохроне, что и точки циркона пироксенитов. Возникает вопрос: какой момент геологической истории мы датируем, исследуя U—Pb изотопную систему акцессорных цирконов пироксенитов?

Идентичность бурого акцессорного циркона в пироксенитах и в приконтактной зоне ранних плаггиомигматитов, метасоматический облик этих цирконов и их геохимическая специфика (высокое содержание урана, низкое содержание гафния — 2–2,5%, низкое Th/U отношение) свидетельствуют в пользу образования его в результате метасоматической проработки ультрабазитов под воздействием постмагматического флюида при внедрении гранитного расплава. Следовательно, изотопный возраст 3,6–3,7 млрд. лет, полученный по акцессорным цирконам, отвечает времени формирования ранних гранитоидов, позднее превращенных в плаггиогнейсы,

и метасоматической проработке уже существовавших пород ультраосновного-основного состава, возраст которых должен быть еще древнее.

Следующий этап магматической деятельности — внедрения поздних тоналитов (2,92 млрд. лет назад) привел к повторной переработке пород ультрабазит-базитового состава, формированию своеобразных скарноидов на их контакте, содержащих акцессорный циркон, близкий по морфологическим особенностям к древнейшему, но датированному термозмиссионным методом в 3,0–2,8 млрд. лет, т.е. синхронному по образованию времени внедрения тоналитов. По-видимому, еще более поздними событиями явились флогопитизация и актинолитизация ультрабазитов, по данным К–Ar метода, около 2,0 млрд. лет назад.

На основании проведенных исследований можно сказать, что в пределах Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита установлена самая ранняя эпоха вулканизма (аульская), соответствующая "первичным" зеленокаменным поясам других континентов. По мнению А. Гликсона [3], "первичные вулканические комплексы" представляют собой реликты некогда обширной ультраосновной-основной земной коры, соответствующей фазе метеоритной бомбардировки Земли.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бибилова Е.В., Жуков Г.В., Макаров В.А. Изотопное датирование палеовулканических конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья. — ДАН УССР, Сер. Б. 1982, № 11, с. 29–33.
2. Бибилова Е.В., Кирилова Т.И., Грачева Т.В. Изотопный возраст древнейших гранитоидов Приднепровья. — Геохимия, 1983, № 117, с. 977–985.
3. Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов: данные по щитам южного полушария. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 264–286.
4. Каталог изотопных дат пород Украинского щита. Отв. ред. Н.П. Щербак. Киев: Наук. думка, 1978. 224 с.
5. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1978. 131 с.
6. Hamilton P.J., Evensen N.M., O'Nions R.K. et al. Sm-Nd dating of Onverwacht group volcanics, Southern Africa. — Nature, 1979, 279, N 5711, p. 298–300.
7. Hamilton P.J., O'Nions R.K., Evensen N.M. Sm-Nd dating of Archean basic and ultrabasic volcanics. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, 36, p. 263.
8. Harley P.M., Nagy B., Pinson W.N., jun. Ancient age of the Middle Mather Horizon, Onverwacht Group, Swaziland sequence, South Africa. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, 14, p. 360.
9. Manhes G., Münster J.F., Allegre C.J. Comparative U–Th–Pb and Rb–Sr study of the Saint Severin amphoterite. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, 39, N 1, p. 14.
10. Wilson J.F., Bickle M.J., Hawkesworth C.J. et al. Granite-grunstone terrains of the Rhodesian Archean craton. — Nature, 1978, 271, N 5640, p. 23–27.

*Е.Н. Бартницкий, Г.Д. Елисева, Ф.И. Котловская,  
Р.Б. Крымский, Н.В. Теплякова*

## **РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВАЯ И САМАРИЙ-НЕОДИМОВАЯ СИСТЕМЫ В ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОДАХ КОНКСКО-ВЕРХОВЦЕВСКОЙ СЕРИИ УКРАИНСКОГО ШИТА**

Древнейшие вулканогенно-осадочные образования раннего докембрия Украинского щита представлены породами конкско-верховцевской серии, наиболее распространенными в центральной части щита, в Среднем Приднепровье. Эта территория — крупный тектонический блок, ограниченный с востока и запада глубинными разломами — Орехово-Павлоградским и Криворожско-Кременчугским. В пределах блока конкско-верховцевская серия слагает прерывистые зеленокаменные пояса сложной конфигурации. Датированию метавулканических пород одного из них, Конкско-Белозерского, посвящена данная работа.

Для аксессуарных цирконов, выделенных из трех проб метакератофиров конкской или низов белозерской свиты района Белозерского железорудного месторождения U—Pb изохронным методом по пересечению с конкордией был получен возраст 3250 млн. лет [2]. Однако вследствие близкого расположения на графике экспериментальных точек это значение имеет довольно большую погрешность. Кроме того, нет удовлетворительного геологического объяснения нижнему пересечению дискордии с конкордией. Поэтому нами было предпринято изучение Rb—Sr и Sm—Nd систем в некоторых вулканических породах конкско-верховцевской серии того же района.

Вулканические породы конкской свиты представлены преимущественно метавулканитами ультраосновного, основного и среднего состава. Большинство метавулканитов белозерской свиты относится к средним и кислым разностям, основные и ультраосновные встречаются значительно реже и только в основании свиты (нижнебелозерская подсвита). Все породы обеих серий метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

В табл. 1 приведены результаты изучения изотопного состава стронция и количественные содержания рубидия и стронция в породах конкско-верховцевской серии. Проба 1 представлена метадацитом из конкской свиты, проба 2 — вулканическая порода из нижнебелозерской подсвиты, представляющая собой кварц-серицитовый сланец с чередованием полос кварц-серицита и кварц-карбоната. Три последние пробы — эффузивы верхнебелозерской подсвиты. По сравнению с двумя первыми они — более кислые разности и метаморфизованы в большей степени, что привело к образованию кварц-серицит-турмалиновых сланцев и появлению в отдельных случаях кордиерита (проба 5). Породы этой подсвиты имеют низкое содержание стронция и, соответственно, очень высокие отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Содержания рубидия и стронция определялись методами изотопного разбавления. Все изотопные измерения проводились на масс-спектрометре МИ-1309 методом поверхностной ионизации в одноленточном режиме

для рубидия и трехленточном — для стронция. Изотопные отношения стронция нормировались по отношению  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ . При расчетах возраста использовалось значение константы распада рубидия  $1,42 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$ .

На рисунке приведена изохронная зависимость для проб 2–5 из белозерской свиты, рассчитанная палиномиальным методом наименьших квадратов по уравнению:

$$y = (0,03334 \pm 0,00058)x + (0,7090 \pm 0,0012),$$

что отвечает изотопному возрасту 2310 млн. лет и первичному отношению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7090$ . На эту же изохрону ложится и точка, отвечающая изотопным отношениям метадациита из конкской свиты (проба 1). Полученный возраст соответствует, по-видимому, времени проявления в данном районе метаморфизма зеленосланцевой фации, сопровождавшегося повышением температуры и поступлением флюидов, способствовавших изотопной гомогенизации стронция всей метаморфизованной толщи осадочно-вулканогенных пород белозерской свиты.

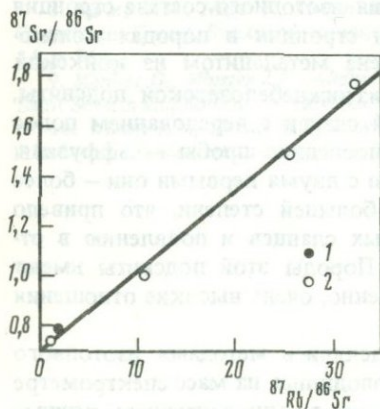
Однако при более внимательном рассмотрении имеющихся данных возникают сомнения в правомерности привлечения для изохронных расчетов результатов измерения пробы 2 из нижнебелозерской подсвиты, так как эта проба существенно отличается от других трех проб белозерской свиты по содержанию стронция и величине Pb/Sr отношения.

В последнем столбце табл. 1 приведены модельные возрасты, рассчитанные при использовании отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , отвечающих универсальному мантийному источнику (0,7045 и 0,0839 соответственно) [5]. Возрасты, полученные для кварц-серицит-турмалиновых сланцев из верхнебелозерской подсвиты, достаточно хорошо согласуются с изохронным возрастом 2310 млн. лет. Проба сланца из нижнебелозерской подсвиты, по-видимому, должна быть исключена из изохронных расчетов: для нее получается значительно более высокий (2,84 млрд. лет) модельный возраст.

Метадациту из конкской свиты отвечает наиболее высокий модельный возраст, близкий к изохронному возрасту для цирконов. По-видимому, в данном случае регомогенизация Rb—Sr системы, обусловленная метаморфизмом, проявилась в меньшей степени, в результате чего сохранились Rb—Sr отношения, более характерные для исходных первичных вулканических пород.

Sm—Nd система исследовалась в тех же пробах метавулкаников, из которых выделялись цирконы для U—Pb датирования. Кроме того, она изучалась также в породообразующих минералах одной из проб.

Рубидий-стронциевые отношения эффузивных пород конкской (1) и белозерской (2) свит конкско-верховцевской серии Белозерского района



Для количественного выделения редкоземельных элементов (РЗЭ) и разделения их была разработана специальная методика, основанная на распределительной хроматографии на бумаге. Сумма РЗЭ выделялась при помощи экстракционного метода в системе диантипирил-метан-перхлорат-ион при pH 2,5–5 [1]. Пробы пород или минералов весом 0,3–0,5 г разлагались смесью плавиковой и соляной кислот. Из полученных растворов отбиралась аликвотная часть для определения содержания неодима и самария методом изотопного разбавления.

В растворе первоначально отделяли железо путем экстракции из хлоридных растворов (1:1) диэтиловым эфиром. К водной фазе прибавляли 8 мл 2М раствора перхлората натрия, затем 6N раствор NaOH до pH 2–3 и 20 мл 0,2М раствора диантипирилметана в хлороформе и встряхивали в течение 10 мин. Из органической фазы РЗЭ реэкстрагировали с помощью  $\text{HNO}_3$  (1:4). Экстракцию повторяли дважды. Полученный азотнокислый раствор, содержащий сумму РЗЭ, промывали несколько раз хлороформом для удаления остатков перхлората натрия и диантипирилметана. Водную фазу упаривали досуха и остаток прокаливали в кварцевом тигле при 500–600°C.

Полученные окислы РЗЭ растворяли в  $\text{HNO}_3$  (1:1) с добавлением перекиси водорода. После этого азотную кислоту удаляли на водяной бане и к остатку приливали несколько капель 0,3N  $\text{HNO}_3$ . Выделенную сумму РЗЭ подвергали хроматографическому разделению на бумаге. Наилучшие результаты по разделению были получены при использовании растворителя, приготовленного следующим образом: 2–2,5 г трихлоруксусной кислоты растворяли в 96 мл метилэтилкетона и добавляли 2 мл  $\text{N}_2\text{O}$ .

Техника хроматографического разделения — восходяще-нисходящая, высота восходящей части 13–14 см. Нами применялась хроматографическая бумага марки "Filtrak, FN°13". Можно использовать также хроматографическую бумагу отечественного производства марки Б, подвергнув ее последовательной обработке 0,1N спиртовым раствором NaOH, 2%-ным раствором HCl и водой. Для разделения РЗЭ хроматографическую бумагу необходимо предварительно пропитать 15–20%-ным раствором  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ . Зоны индивидуальных РЗЭ на хроматограмме обнаруживаются в виде фиолетовых пятен с помощью проявителя, приготавливаемого следующим образом: 0,1 г арсеназо 1 растворяли в 35 мл насыщенного раствора уротропина и объем доводили этиловым спиртом до 100 мл.

При использовании данной методики коэффициенты разделения церий–неодим и неодим–самарий равны  $10^3$ – $10^4$ . Для более полного разделения их полученные на бумаге соответствующие зоны вырезали и сжигали раздельно в кварцевых тиглях при 500–600°C. Сухие остатки растворяли в азотной кислоте и вторично подвергали хроматографическому разделению по той же методике. Коэффициенты разделения при этом достигали величин  $10^5$ – $10^6$ .

Для масс-спектрометрических определений неодим и самарий извлекали из соответствующих хроматографических зон соляной кислотой (1:100). Полученный раствор выпаривали досуха, остаток прокаливали в кварцевом тигле при 500–600°C и растворяли в капле 2,5N раствора HCl, а затем переносили на рениевую ленточку ионного источника масс-спектрометра.

Таблица 1

Содержание рубидия и стронция, изотопный состав стронция и модельный возраст пород конкско-верховцевской серии Белозерского района Украинского щита

Проба	Порода	Свита	Содержание, $10^{-6}$ г/г.		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Модельный возраст, млрд. лет
			$^{87}\text{Rb}$	$^{86}\text{Sr}$			
1	Метадацит	Конкская	14,20	9,48	1,48	$0,7690 \pm 0,0003$	3,18
2	Сланец кварц-серицитовый	Белозерская	21,30	20,71	1,02	$0,7429 \pm 0,0003$	2,84
3	Сланец кварц-серицит-турмалиновый	То же	28,85	2,68	10,64	$1,0675 \pm 0,0010$	2,38
4	То же	"	35,32	1,09	32,03	$1,7765 \pm 0,0031$	2,32
5	"	"	58,06	2,28	25,17	$1,5405 \pm 0,0010$	2,31

Таблица 2

Содержание самария и неодима, изотопный состав неодима и модельный возраст пород и породообразующих минералов конкской свиты конкско-верховцевской серии Белозерского района

Порода, минерал	Содержание, $10^{-6}$ г/г		$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Модельный возраст ( $T_{\text{CHUR}}$ ), млрд. лет
	$^{147}\text{Sm}$	$^{144}\text{Nd}$			
Метадацит	0,5807	4,234	0,1344	$0,51109 \pm 0,00017$	3,93
Кварц	0,2164	1,433	0,1479	$0,51115 \pm 0,00026$	4,9
Слюда	0,2572	1,738	0,1450	$0,51158 \pm 0,00009$	3,30
Плагиоклаз	0,1978	1,380	0,1404	$0,51150 \pm 0,00019$	3,24

Изотопные анализы выполнялись на масс-спектрометре МИ-1320. Использовался трехленточный вариант метода поверхностной ионизации. Измерения проводились на ионах  $Me^+$ . Интенсивность ионных токов составляла  $\sim 10^{-12}$  А. Изотопные отношения неодима нормировались по отношению  $^{146}Nd/^{144}Nd = 0,7219$ . Коэффициент изотопного фракционирования на единицу массы ( $\alpha$ ) обычно не превышал  $1 \cdot 10^{-3}$ . Отметим, что весьма близкие результаты для изотопных отношений неодима получаются и при нормировании по отношению  $^{142}Nd/^{146}Nd = 1,58170$ . При нормировании по отношению  $^{142}Nd/^{146}Nd = 1,57195$ , рекомендуемому Вассербургом [6], рассчитываемый коэффициент изотопного фракционирования достигал  $\sim 10^{-2}$ , а в отдельных случаях и большей величины. Кроме того, он оказывался выше коэффициента изотопного фракционирования на единицу массы для стронция, измеряемого в тех же условиях.

Содержание неодима и самария определялось методом изотопного разбавления с использованием индикаторных растворов этих элементов, обогащенных соответственно по изотопам  $^{146}Nd$  (97,301%) и  $^{150}Sm$  (95,251%). Концентрация неодима и самария в растворах определялась методом изотопного разбавления при использовании стандартных растворов, приготовленных на основе окислов неодима и самария высокой чистоты. Необходимые точно взвешенные количества индикаторных растворов  $^{146}Nd$  и  $^{150}Sm$  добавлялись к аликвоте исходного раствора, после чего неодим и самарий хроматографически разделялись по описанной выше методике.

Полученные результаты представлены в табл. 2. Изотопные отношения для всех трех проб метавулканитов оказались практически тождественными, поэтому приводимые в таблице величины для породы — фактически средние из трех независимых измерений. Полученные изотопные отношения не дают изохронной зависимости. Если у значений, определенных для породы, плагиоклаза и слюды и обнаруживается какая-то коррелятивная связь, то результаты для кварца существенно отличаются даже с учетом довольно большой экспериментальной погрешности, наблюдаемой для отношения  $^{143}Nd/^{144}Nd$  кварца. По-видимому, Sm—Nd системы в исследованных породах и минералах были каким-то образом преобразованы наложенными процессами (как и U—Pb системы в цирконах этих же пород). На возможность таких преобразований Sm—Nd системы в породах и минералах под воздействием метаморфических процессов указывают и результаты исследований, полученные для гнейсов Северного Мичигана и их породообразующих и акцессорных минералов [4].

В таблице приведены модельные возрасты, рассчитанные по модели Де-Паоло и Вассербурга [3] с использованием изотопных отношений  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512636$  и  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1936$ , принимаемых для универсального однородного мантийного источника (CHUR); Sm—Nd модельные возрасты, рассчитанные для плагиоклаза и слюды, имеют тот же порядок, что и модельный Rb—Sr возраст для метадацита из конкской свиты и U—Pb изохронный возраст цирконов, выделенных из тех же пород.

Все эти результаты дают основание считать, что возраст вулканитов конкско-верховцевской серии Белозерского района не менее 3200 млн. лет.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Макачук Т.Л., Гаврилова Э.Ф., Пятницкий И.В. Экстракционно-фотометрическое определение суммы РЗЭ в горных породах, минералах и сплавах. — Зав. лабор., 1980, № 6, с. 492—494.
2. Щербак Н.П., Бибикова Е.В., Жуков Г.В., Макаров В.А. Изотопное датирование палеовулканитов конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья (Украинский щит). — ДАН УССР. Сер. Б, 1982, № 11, с. 29—33.
3. De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Inferences about magma sources and mantle structure from variation of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . — Geophys. Res. Lett., 1976, 3, p. 743—746.
4. Futa K. Sm—Nd systematics of a tonalitic augen gneiss and its constituent minerals from northern Michigan. Geochim. et Cosmochim. acta, 1981, 45, N 7, p. 1245—1249.
5. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Interpretation of Nd, Sr and Pb isotope data from archean migmatites of Lafonten—Vestralen, Norway. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, 41, p. 245—253.
6. Wasserburg G.J., Jacobsen S.B., De Paolo D.J. et al. Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotope abundances in standard solutions. — Geochim. et cosmochim. acta, 1981, 45, N 12, p. 2311—2323.

УДК 550.93

Л.Н. Овчинников, Г.И. Кондрашкова, Р.И. Лутков

### РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВАЯ ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

Произведена геолого-статистическая обработка 536 определений изотопного возраста вулканических пород, выполненных Rb—Sr методом, с использованием величин первичного отношения изотопов стронция в качестве генетического параметра с целью получить дополнительную информацию о происхождении и взаимосвязанности различных типов вулканических пород.

Собранный материал охватывает все определения изотопного возраста Rb—Sr методом по породе в целом, опубликованные в отечественной и зарубежной литературе за 1970—1980 гг. Определения выполнены в 40 различных лабораториях мира и характеризуют все типы вулканитов — ультраосновные-щелочные, основные, средние, кислые и щелочные, излившиеся на континентах, островных дугах и в океанах. Используемые нами литературные данные тщательно отобраны; определения Rb—Sr методом подтверждены каким-либо еще (K—Ar, U—Pb или Sm—Nd).

Преобладают в нашей выборке молодые неизменные вулканиты (423 определения), излившиеся в палеогеновое время и позднее. 113 определений характеризуют более древние породы вплоть до 3,6 млрд. лет, среди которых преобладают вулканиты зеленосланцевых поясов. 320 определений из числа молодых пород охарактеризованы петрохимически.

На графике в координатах  $T = ({}^87\text{Sr}/{}^86\text{Sr})_0$  (рис. 1), где представлен весь наш материал, вулканиты распределены во времени четко неравномерно. Статистической обработкой этого материала выявлены эпохи максимальной вулканической активности Земли, совпадающие с известными тектоно-магматическими циклами. Подобное неравномерное проявление

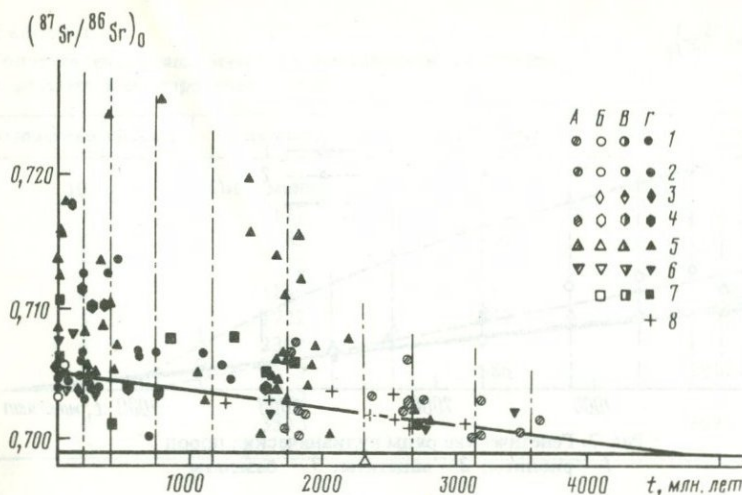


Рис. 1. Распределение мировой выборки вулканитов во времени в зависимости от отношения ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub>.

А — вулканиты зеленосланцевых поясов, Б — океанические вулканиты, В — островодужные вулканиты, Г — континентальные вулканиты; 1 — базальты; 2 — щелочные базальты; 3 — ультраосновные-щелочные вулканиты; 4 — андезиты; 5 — риолиты; 6 — дациты; 7 — трахиты, фonoлиты; 8 — нерасчлененные вулканиты

во времени — пульсационный характер — отмечается не только для вулканитов, но буквально для всех типов изверженных и метаморфических пород. При сравнении максимумов активности (табл. 1) мы видим близость во времени проявления вулканических процессов и внедрения масс гранитоидов. Эпохи интенсивного метаморфизма постоянно предшествуют тем и другим.

По величине первичного отношения основная масса вулканитов располагается в диапазоне величин 0,701–0,707. В этом интервале находится 90% вулканитов всех составов. В интервале 0,707–0,720 располагаются преимущественно континентальные вулканиты кислого состава и щелочные вулканиты рифтовых зон.

В каждом возрастном интервале подсчитаны средние значения ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub>, которые объединяются в естественные генетические ряды, представляющие собой семейство кривых, связанных экспоненциальной зависимостью, характерной для всех природных процессов (рис. 2). Подобные генетические ряды получены для всех разновозрастных вулканических пород и характеризуют в обобщенном виде развитие во времени вулканической деятельности нашей планеты. Линии базальтов и андезитов практически совпадают и соответствуют мантийному генетическому ряду.

Кислые вулканиты распределяются в два генетических ряда, отличающиеся величиной первичного отношения изотопов стронция и скоростью изменения этой величины во времени. Линии генетических рядов объединяют породы со всех континентов Земли, потому они не могут быть следствием латеральной неоднородности, а скорее всего свидетельствуют о вертикальной неоднородности Земли и уровне зарождения породы в мантии или коре.

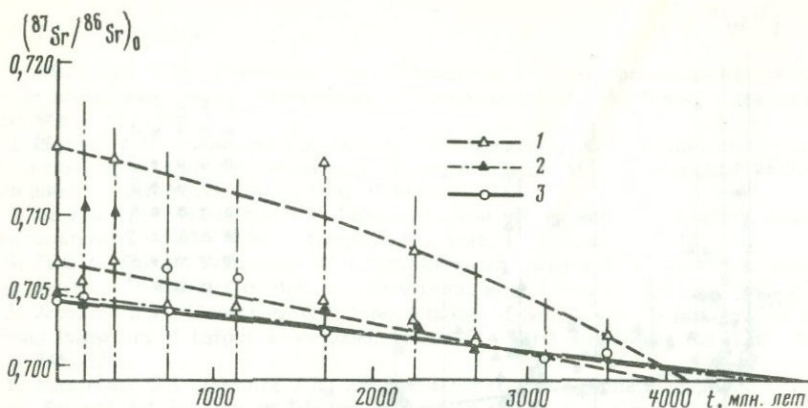


Рис. 2. Генетические ряды вулканических пород  
1 — риолиты; 2 — андезиты; 3 — базальты

Генетические ряды получены нами и для других типов магматических пород — для гранитоидов, основных, ультраосновных и щелочных пород. Все они характеризуются разным количеством генетических рядов в зависимости от вертикального диапазона величины отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ , но все первые или мантийные генетические ряды представляют собой прямые линии, различающиеся разной степенью наклона и пересекающиеся с временной осью в разных точках. Базальтовый генетический ряд имеет низкое первичное отношение — среднее 0,7032—0,0007, с диапазоном величин 0,7000—0,7068. Более низкое среднее первичное отношение имеют только ультраосновные породы первого генетического ряда —  $0,7026 \pm \pm 0,0014$  с диапазоном величин 0,699—0,7048. Эти мантийные генетические ряды — те эталоны, с которыми мы сравниваем все остальные типы пород.

Все генетические ряды обнаруживают тенденцию к сближению между собой с увеличением возраста и пересекаются с временной осью на уровне изначального  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ , равного 0,699 в разных точках. Базальтовый ряд — в точке 4,8 млрд. лет, что, по-видимому, и обозначает время первичного зарождения вулкаников. Кислые вулканики пересекают временную ось в точке, близкой к 4,0 млрд. лет, которая совпадает с точкой пересечения мантийных гранитоидов и, вероятно, фиксирует время образования древнейшей протокоры.

На графике в координатах  $T = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  (рис. 1) мы видим, что с увеличением возраста уменьшается разброс величин  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ , и практически породы с возрастом 2,6—3,0 млрд. лет ложатся в одну точку. При сравнении с другими типами пород этого же возраста, например, с гранитоидами и метаморфическими породами, мы видим, что и последние дают такое же значение отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ :

	Возраст, млн. лет	Среднее	Число проб
Вулканики	2560—3646	$0,7011 \pm 0,0014$	11
Гранитоиды	2640—3420	$0,7013 \pm 0,0011$	23
Гнейсы и кристаллические сланцы	2800—3858	$0,7015 \pm 0,0012$	13

Таблица 1

Сопоставление максимумов магматической активности с эпохами метаморфизма Земли

Возрастные группы	Вулканиды	Граниты	Гнейсы
10	Современные	—	—
9	177	105	—
8	389	406	474
7	712	—	—
6	1160	1047	1170
5	1722	1742	1797
4	2307	—	—
3	2679	2586	2812
2	3152	3092	—
1	3533	—	3695

Такая близость отношений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  разных типов пород, разной степени измененности и столь древнего возраста свидетельствует об их едином мантийном первоисточнике. Подобная сходимость результатов еще раз свидетельствует о том, что даже сильно измененные породы сохранили до нашего времени достоверную информацию о возрасте и величине  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ .

Молодые вулканиды (0–50 млн. лет) характеризуются рядом геохимических особенностей (табл. 2). Все толеитовые базальты и андезиты — континентальные, островодужные и океанические — делятся по содержанию калия и рубидия на две подгруппы. Это, вероятнее всего, может быть связано с наличием как под океанами, так и под континентами и островными дугами по крайней мере двух уровней зарождения магм.

Все первые подгруппы более низкокальциевые и низкорубидиевые, и соответственно отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  у них более низкие. Уровень K и Rb, разделяющий подгруппы, меняется от океанов к континентам: для базальтов в океанах  $\text{K}_2\text{O}$  0,4%, Rb 7,5 г/т, на континентах  $\text{K}_2\text{O}$  0,6%, Rb 15 г/т, на островных дугах  $\text{K}_2\text{O}$  0,7%, Rb 15 г/т.

В базальтах прослеживается общая тенденция увеличения K от океанов к континентам. Для андезитов островодужных и континентальных уровень калия одинаков и равен 1%  $\text{K}_2\text{O}$  и 30 г/т Rb. Проследив эту границу в кислых и щелочных разностях (табл. 2), увидим, что разделяющий уровень калия в них закономерно возрастает:

Дациды (островодужные)	$\text{K}_2\text{O}$ 1,5%,	Rb 50 г/т
Щелочные базальты, континентальные	$\text{K}_2\text{O}$ 2,0%,	Rb 100 "
Ультраосновные-щелочные породы, континентальные	$\text{K}_2\text{O}$ 3,0%,	Rb 75 "

Отметим особо группу трахитов-фонолитов, которые на континентах разделены на подгруппы по рубидию на уровне 300 г/т, в то время как по калию подгруппы перекрываются, хотя по средним содержаниям калия и по величине первичного отношения группы ясно различаются. Правиль-

Таблица 2

Основные петрохимические характеристики вулканических пород (0–50 млн. лет)

Порода, группа	n	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Rb г/г	Sr г/г	K/Rb	Rb/Sr	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> ± σ
<i>Базальты океанические</i>									
I – K <sub>2</sub> O < 0,4, Rb < 7,5	19	49,9	0,24	2,7	3,2	166	811	0,022	0,7031 ± 0,0003
II – K <sub>2</sub> O > 0,4, Rb > 7,5	12	48,3	0,59	2,8	12,4	311	422	0,043	0,7038 ± 0,0007
Среднее	31	48,9	0,38	2,74	6,0	219	654	0,030	0,7033 ± 0,0006
<i>Базальты островодужные</i>									
I – K <sub>2</sub> O < 0,7, Rb < 15	12	49,9	0,46	2,2	7,8	317	447	0,031	0,7037 ± 0,0008
II – K <sub>2</sub> O > 0,7, Rb > 15	14	49,9	0,78	2,6	21,9	380	314	0,058	0,7044 ± 0,0007
Среднее	26	49,9	0,58	2,4	13,4	343	368	0,042	0,7040 ± 0,0007
<i>Базальты континентальные</i>									
I – K <sub>2</sub> O < 0,6, Rb < 15	10	48,1	0,31	2,5	6,5	276	447	0,024	0,7043 ± 0,0009
II – K <sub>2</sub> O > 0,6, Rb > 15	16	49,9	1,23	3,1	32,1	548	266	0,093	0,7052 ± 0,0012
Среднее	26	49,7	0,72	2,7	18,9	438	365	0,061	0,7048 ± 0,0010
<i>Андезиты островодужные</i>									
I – K <sub>2</sub> O < 1,0, Rb < 30	14	56,8	0,88	3,1	17,5	313	436	0,048	0,7042 ± 0,0006
II – K <sub>2</sub> O > 1,0, Rb > 30	11	56,7	1,7	3,6	50	481	258	0,131	0,7052 ± 0,0019
Среднее	25	56,7	1,15	3,3	31	397	351	0,095	0,7051 ± 0,0014
<i>Андезиты континентальные</i>									
I – K <sub>2</sub> O < 1,0, Rb < 30	7	55,7	0,65	3,6	15,8	612	387	0,028	0,7044 ± 0,0010
II – K <sub>2</sub> O > 1,0, Rb > 30	23	58,2	2,4	3,9	91	774	295	0,110	0,7059 ± 0,0016
Среднее	30	57,7	2,1	3,7	74	696	310	0,107	0,7051 ± 0,0013
<i>Риолиты островодужные</i>									
Риолиты континентальные	16	72,3	3,72	4,0	103,6	180	321	0,665	0,7051 ± 0,0016
Дациты островодужные	30	71,3	4,39	4,04	138	259	258	1,139	0,7082 ± 0,0047
<i>Дациты континентальные</i>									
I – K <sub>2</sub> O < 1,5, Rb < 50	5	64,9	0,99	3,3	12,3	284	784	0,045	0,7036 ± 0,0004
II – K <sub>2</sub> O > 1,5, Rb > 50	8	65,4	2,04	4,5	45,3	437	460	0,139	0,7044 ± 0,0005
Среднее	13	65,5	3,27	4,2	124	547	291	0,287	0,7072 ± 0,0039
<i>Щелочные базальты океанические</i>									
I – K <sub>2</sub> O < 2, Rb < 100	20	47,8	1,65	3,77	49	754	329	0,067	0,7037 ± 0,0010
<i>Щелочные базальты островодужные</i>									
I – K <sub>2</sub> O < 2, Rb < 100	9	48,4	1,91	2,98	46	879	376	0,054	0,7041 ± 0,0011
<i>Щелочные базальты континентальные</i>									
I – K <sub>2</sub> O < 2, Rb < 100	25	48,2	1,55	3,65	31,4	804	433	0,043	0,7043 ± 0,0013
II – K <sub>2</sub> O – 2–5, Rb – 100–200	8		4,2		143	1223	245	0,116	0,7067 ± 0,0020
III – K <sub>2</sub> O > 5, Rb > 200	6	49,3	5,7	3,2	245	1230	236	0,202	0,7079 ± 0,0017
<i>Трахиты, фонолиты океанические</i>									
I – Rb < 300	17	59,1	5,32	6,44	118	373	432	0,386	0,7054 ± 0,0017
<i>Трахиты, фонолиты континентальные</i>									
I – Rb < 300	15	58,3	5,1	6,42	145	352	310	0,380	0,7061 ± 0,0026
II – Rb > 300	7	57,5	7,0	4,5	399	1056	149	0,422	0,7106 ± 0,0012
<i>Ультрасосновные щелочные вулканиты континентальные</i>									
I – K <sub>2</sub> O < 3, Rb < 75	7	41,55	1,69	3,5	49	1551	258	0,038	0,7044 ± 0,0007
II – K <sub>2</sub> O > 3, Rb > 75	7	39,2	4,95	4,3	131	2264	329	0,06	0,7051 ± 0,0004

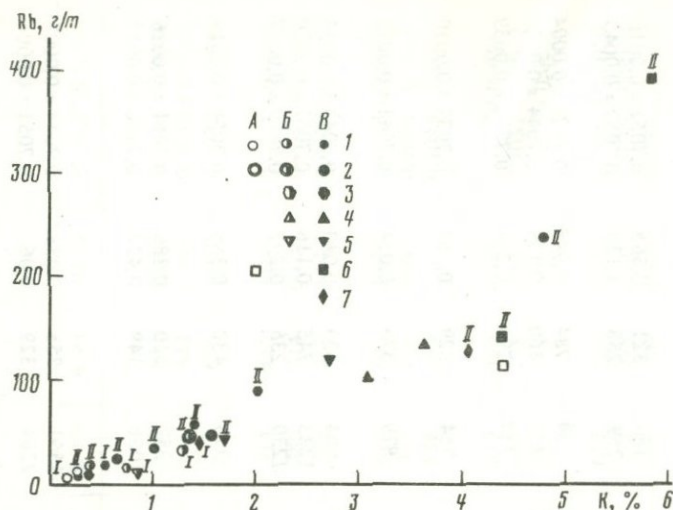


Рис. 3. График зависимости средних содержаний рубидия от калия во всех типах вулканических пород

А — океанические вулканыты, Б — островодужные вулканыты, В — континентальные вулканыты; 1 — базальты, 2 — щелочные базальты, 3 — андезиты, 4 — риолиты, 5 — дациты, 6 — трахиты, фonoлиты, 7 — ультраосновные-щелочные вулканыты; I—II — низко- и высококалийевые подгруппы вулканических пород

ность разделения здесь подтверждается еще и тем, что в океанах присутствует только первая подгруппа с содержанием  $Rb < 300$  г/т и со всеми остальными параметрами, очень близкими к первой подгруппе континентальных трахитов-фoнолитов.

Рассмотрим группу базальтов. Преобладающий тип как на континентах, так и на островных дугах и в океанах — толеитовые базальты, насыщенные или слабо пересыщенные кремнекислотой ( $SiO_2$  48–52%). В целом континентальные, островодужные и океанические толеиты различаются между собой по ряду геохимических параметров, прежде всего по величине отношения  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ , которое в океанах самое низкое ( $0,7033 \pm 0,0006$ ), наиболее высокое на континентах ( $0,7048 \pm 0,0012$ ) и имеет промежуточное значение на островных дугах ( $0,7040 \pm 0,0010$ ).

Различие в величине первичного отношения обусловлено соответственным увеличением от океанов к континентам содержания калия, рубидия и стронция, а также  $Rb/Sr$  отношения, что, по-видимому, характеризует разные уровни зарождения всех магм. Эти уровни отличаются для континентальных толеитов пониженным содержанием  $CaO$  и  $MgO$ , для островодужных — повышенным содержанием  $Al_2O_3$  и пониженным  $TiO_2$  и  $Na_2O$  и для океанических — повышенным содержанием окисного  $Fe$ .

Низкокалийевая подгруппа океанических толеитов не имеет аналогов ни на континенте, ни на островных дугах, они отличаются самым низким уровнем содержания калия, рубидия и стронция и самым низким отношением  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0,7031 \pm 0,00035$ , характеризующим родоначальную, и по-видимому, наиболее глубинную область верхней мантии, обедненную калием и рубидием.

Все континентальные разновидности всех типов вулканических пород имеют более высокое первичное отношение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ , достигающее наиболее высоких значений в кислых и щелочных разностях. Так, например, континентальные риолиты, представленные единой группой, имеют среднее  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7082 \pm 0,0047$ , что, по-видимому, указывает на наиболее высокие уровни верхней мантии — нижней коры. Из всех кислых разностей только в островодужных дацитах мы наблюдаем деление на две подгруппы и появление низкокалиевой ( $< 1,5\%$ ) разновидности дацитов с первичным отношением  $0,7036 \pm 0,0004$ , вполне сопоставимым с отношением для базальтов, тогда как на континентах подобные породы отсутствуют.

Собственно щелочные базальты, содержащие  $\text{K} < 2\%$  и  $\text{Rb} < 100$  г/т, в океанах, на континентах и островных дугах имеют довольно близкие содержания калия, рубидия и отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ , что, по-видимому, свидетельствует и о довольно близких условиях или уровнях их формирования в мантии.

Аномально высокие отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  (среднее 0,7079) имеет группа пересыщенных щелочами пород (тефриты, лейцититы, абсарокиты и шошониты) и некоторые трахиты и фонолиты, у которых сумма щелочей более 10% [среднее  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7108$ ], развитые в Западно-Африканском рифте и Романо-Кампанской провинции Италии, в районе Эйфеля (ФРГ) и в других рифтовых зонах Земли. Это свидетельствует о наличии в земной коре особых условий или уровней формирования сильно обогащенных щелочами вторичных магм, аналоги которым не наблюдаются ни в океанах, ни на островных дугах.

В заключение отметим, что все разнообразие вулканических пород связано единой линейной зависимостью, так как на графике в координатах содержание рубидия — содержание калия (рис. 3) все значения укладываются на одну прямую. Таким образом, все вулканиды представляются производными системы, управляемой едиными законами дифференциации вещества мантии, вследствие чего происходило последовательное закономерное накопление калия и связанного с ним рубидия в верхних зонах мантии. Это обуславливало и определенную величину отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ , которое фиксировалось той или иной породой, зародившейся на определенной глубине в мантии или коре.

На этом же графике можно проследить разделение на низко- и высококалиевые подгруппы основных, средних, кислых и щелочных пород на уровнях 0,5, 1,0, 1,5, 2,0 и 3,0%K, которые также отражают определенные вертикальные уровни зарождения породы в коре или мантии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю.А. Эволюция изотопной неоднородности верхней мантии Земли. — Геохимия, 1979, № 12, с. 1767—1783.
2. Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. Пер. Е. Бибиковой. Под ред. В.Л. Барсукова. М.: Мир, 1974.
3. Brooks C., Hart S.R. Rb-Sr mantle isochrons and variations in the chemistry of Gondwanaland's lithosphere. — Nature, 1978, 271, N 5442, p. 220—223.
4. Green T.H., Green G.H., Ringwood A.E. Origin of high-alumina basalts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, 2, N 1, p. 41—51.
5. Kuno H. High-alumina basalt. — J. Petrol., 1960, 1, N 2, p. 121—145.

*О.А. Левченко, С.З. Яковлева, И.Н. Крылов,  
И.К. Шулешко, Н.Г. Бережная*

### **К ВОПРОСУ ОБ ИЗОТОПНОМ ВОЗРАСТЕ СУМИЙСКИХ КВАРЦЕВЫХ ПОРФИРОВ ЛЕХТИНСКОЙ СТРУКТУРЫ КАРЕЛИИ**

В пределах Шуезерского синклинория в Карелии развит сумийский комплекс кварцевых порфиров, который имеет четкое геологическое положение, залегая на основных вулканитах лопия и перекрываясь сариолийскими отложениями. Датирования комплекса кварцевых порфиров важно для определения возраста собственно сумийских образований и возрастного расчленения раннедокембрийских комплексов Карелии в целом. На основании возрастных данных для супракrustальных пород лопия (3,0–2,9 млрд. лет) можно поставить вопрос: не имеют ли более древний возраст, чем это считалось ранее, и сумийские образования? Ранее опубликованная датировка [5], полученная в рамках одноэпизодной модели по валовым, необработанным кислотами пробам кристаллических цирконов из кварцевых порфиров,  $2410 \pm 45$  млн. лет (в пересчете на новые константы распада).

С целью уточнить возраст образования сумийских кварцевых порфиров, помимо ранее изученных проб 97, 100, 534-10 с западного крыла лехтинской структуры, рассматривались две вновь отобранные пробы (519А и 60-ЛЖ) из восточного крыла, где значительно сильнее проявлены процессы blastomylonitization и калиевого метасоматоза. Было проведено комплексное физико-химическое исследование всех цирконов, выявившее сложную геохимическую историю их U–Pb систем.

По морфологическим особенностям цирконы из всех изученных проб относятся к одному генетическому типу. Для них характерны прозрачность и светлые тона окраски. Цирконы из восточного крыла лехтинской структуры окрашены в желтоватые тона, а образцы из западного крыла имеют неравномерную окраску розовато-коричневатых оттенков. Во всех пробах преобладают идиоморфные кристаллы призматического облика цирконгациантового габитуса. Вместе с тем встречаются и уплощенные зерна. Наблюдается развитие асимметричных граней и искаженных форм кристаллов вплоть до неправильных бесформенных непрочных образований с низким двухпреломлением (пробы № 97 и 534-10).

Поверхности многих кристаллов испещрены кавернами и мелкозернистыми выделениями циркона, это следы растворения и образования цирконов вещества в более поздние этапы развития. Внутреннее строение цирконов характеризуется тонкой зональностью и обилием темно-бурых включений в форме каналов и капель, неравномерно распределенных по объему зерен (рис. 1, а, в). В кристаллах цирконов 519а и 60-ЛЖ отмечаются включения биогита. Судя по гистограммам, представленным на рис. 2, длина зерен цирконов и коэффициенты их удлинения имеют мономодальные распределения, что является дополнительным указанием на их единый

генезис. Преобладают кристаллы длиной 100–200 мкм и коэффициенты удлинения 2–3.

Методом осколковой радиографии установлено субравномерное распределение урана в обработанных азотной кислотой зернах цирконов (рис. 1, б). Фиксируется некоторое обогащение ураном внешних частей зерен в пробах 97, 100 и 534-10. Включения в цирконах и описанные выше непрозрачные образования с низким двупреломлением характеризуются очень низким содержанием урана (рис. 1, г).

Внутреннее строение кристаллов и данные осколковой радиографии указывают на отсутствие в них каких-либо признаков протоядер. Морфологические особенности цирконов дают основание предполагать, что их кристаллизация происходила из расплава в условиях быстрого охлаждения [7]. Наличие уплощенных кристаллов непрозрачных цирконовых образований и каверн на поверхности зерен, — по-видимому, результат метасоматического преобразования кварцевых порфиров. Проведенное ИК-спектроскопическое изучение подтвердило сделанное ранее по коэффициентам двупреломления заключение в том, что цирконы относятся к классу кристаллических цирконов [3]. Логарифмы отношений интенсивностей характеристических полос поглощения  $620$  и  $905\text{ см}^{-1}$  циркона № 100 незначительно отличаются от величины, полученной для циркона № 1 из кимберлитовой трубки "Мир", который на основании параметров его элементарной ячейки принят в качестве эталона кристаллического циркона, не измененного под воздействием авторадиации при радиоактивном распаде атомов урана и тория [10].

Возрастные U—Pb отношения в цирконах обычно интерпретируются в рамках модели Везерилла [13]. В случае замкнутости циркона относительно изотопов урана и свинца получают конкордантные возрасты для двух радиоактивных схем распада. В большинстве случаев, однако, U—Pb возрасты не равны, а точки, им соответствующие, на графике с конкордией располагаются в зависимости от степени дискордантности возрастов, образуя прямые линии.

Существует ряд моделей, пытающихся объяснить причины этой возрастной дискордантности. Согласно одной из них [12], циркон представляет собой бимодальную систему, состоящую из двух фаз: конкордантной кристаллической и дискордантной метамиктной. Степень возрастной дискордантности цирконов в основном определяется соотношением этих фаз. Для того, чтобы изменить соотношение фаз в пользу конкордантной фазы, исследуемые цирконы подвергались дифференциальному растворению с последующим анализом распространенности изотопов свинца и урана в обработанных кислотами цирконовом веществе и кислотных растворах. Методики MDP, химического выделения и масс-спектрометрического анализа свинца и урана описаны в работах [8, 6]. (см. таблицу).

Проведенные исследования выявили две особенности в систематике изотопов свинца и урана цирконов кварцевых порфиров: 1) в обработанном кислотой цирконовом веществе с увеличением интенсивности кислотного воздействия уменьшается содержание урана и радиогенного свинца; 2) выделенные кристаллические фазы цирконов имеют открытые U—Pb системы. На графике с конкордией экспериментальные точки аппроксимируются прямой линией, параметры которой рассчитаны полиномальным

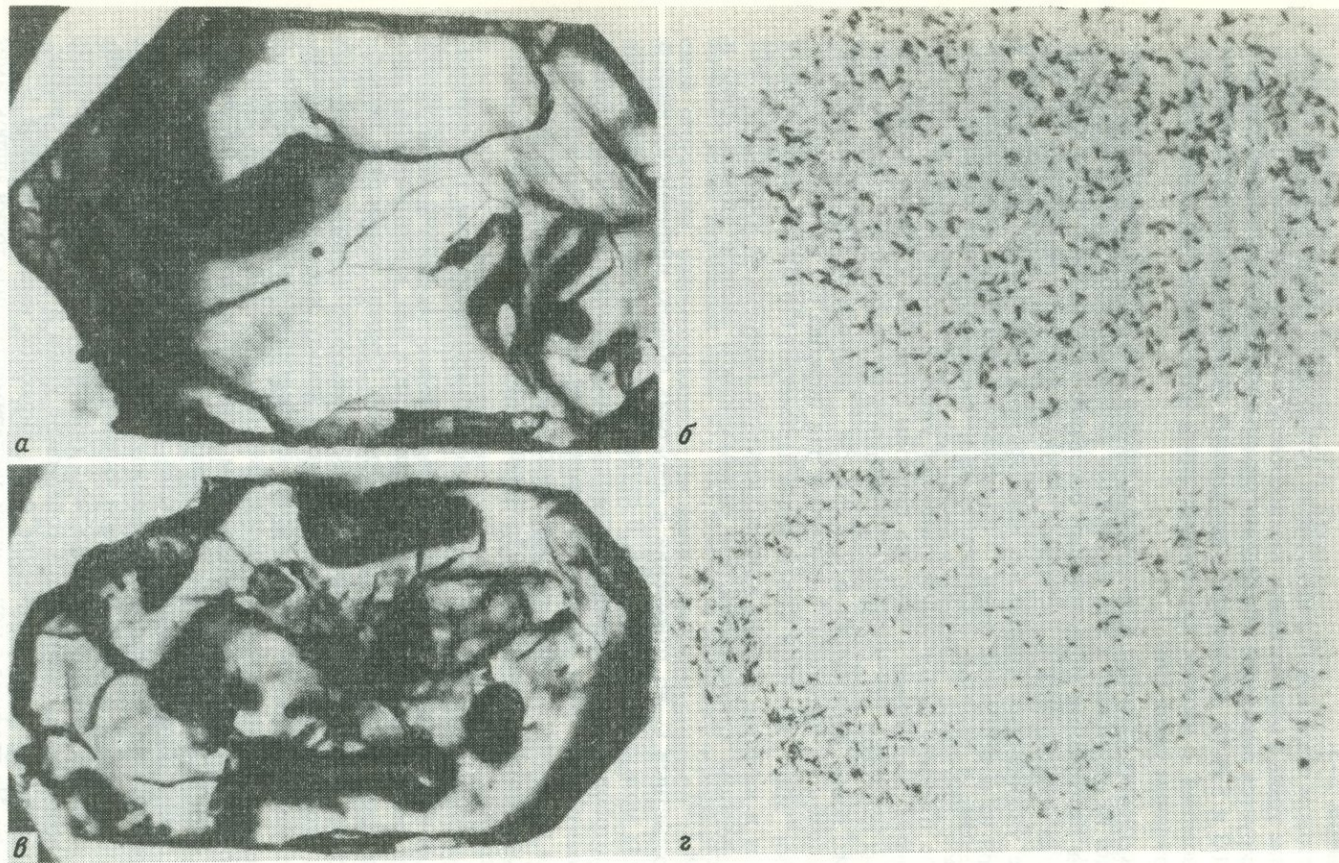


Рис. 1. Срезы зерен цирконов № 519 А (а) и 100 (б) в проходящем свете и распределение урана в зернах цирконов 519 А (в) и 100 (г) по трекам осколков деления

Изотопы свинца и урана в цирконах и апатите из сумийских кварцевых порфиров

Проба	Образец	Кислота	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %				Кажущиеся значения возраста, млн. лет		
			U	Pb	<sup>208</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb	<sup>204</sup> Pb	t(207/206)	t(207/235)	t(206/238)
1	100	—	129	75,7	28,640	11,396	59,792	0,172	2385	2260	2130
2	100	HNO <sub>3</sub>	58,6	29,6	19,261	11,595	69,060	0,083	2375	2270	2160
3	100	HF	37,8	18,3	17,308	11,812	70,819	0,061	2410	2280	2140
4	97	HNO <sub>3</sub>	46,2	25,7	21,269	12,269	66,356	0,161	2390	2315	2235
5	60-ЛДЖ	HNO <sub>3</sub>	201	96,4	12,241	11,946	75,798	0,015	2405	2340	2260
6	60-ЛДЖ	HF	51,3	26,0	13,494	13,298	73,098	0,119	2465	2385	2290
7	519А	HF	50,3	28,0	14,257	13,400	72,190	0,153	2440	2425	2405
8	519А	HF, раствор	8,04*	3,87*	12,661	12,050	75,264	0,026	2410	2335	2255
9	Ар 534-10				53,89	18,53	26,47	1,11	2630** 2920***		

Погрешность измерения изотопных U–Pb отношений 2% (2σ).  $\lambda_{238}\text{U} = 0,155125 \cdot 10^{-9}$  лет<sup>-2</sup>,  $\lambda_{235}\text{U} = 0,984850 \cdot 10^{-9}$  лет<sup>-1</sup>,  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$ .

\*Содержания урана и свинца даны в навеске пробы.

Принятые и зотопные отношения обыкновенного свинца: для цирконов  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,01$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 14,45$ ; для апатита \*\*  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 13,56$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 14,45$  и \*\*\*  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,68$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,77$ .

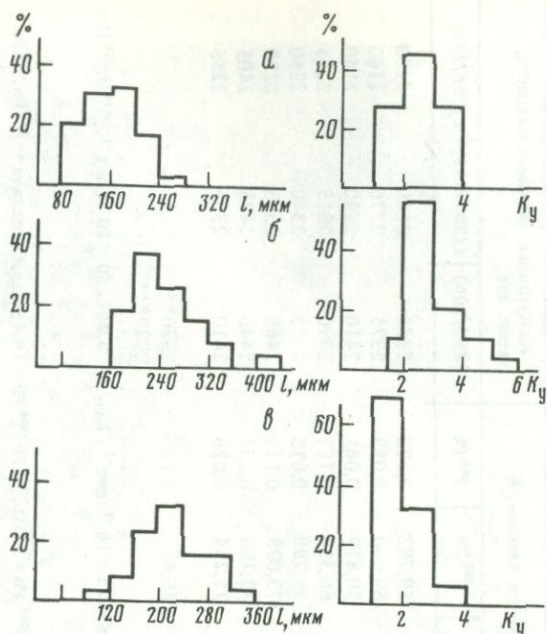


Рис. 2. Гистограммы длины и коэффициентов удлинения зерен цирконов № 519 А (а), 100 (б) и 97 (в)

методом наименьших квадратов:

$$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = (0,0347 \pm 0,0057) ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} + (0,105 \pm 0,051),$$

СКВО = 0,4382 (рис. 3).

Значение СКВО меньше единицы указывает, что вклад геохимического фактора в дисперсию точек относительно прямой не превышает аналитической неопределенности измеренных U–Pb изотопных соотношений. U–Pb изохрона пересекает конкордию в точках со значениями возрастов:  $2480^{+70}_{-40}$  и  $900 \pm 400$  млн. лет. Ошибки определения возраста вычислены с учетом гиперболического характера кривых, ограничивающих зону дисперсии U–Pb изохроны [11]. Возраст, соответствующий верхнему пересечению, в пределах погрешностей совпадает с ранее полученной датировкой  $2410 \pm 45$  млн. лет.

Формально в рамках модели Везерилла [13] 2480 млн. лет трактуется как возраст кристаллизации цирконов, а 900 млн. лет – время наложенного процесса.

Однако корреляция U–Pb отношений цирконов – необходимый, но недостаточный признак одноэпизодной эволюции их U–Pb систем, позволяющий воспользоваться моделью Везерилла для расчета возрастов [9]. Единственно надежным критерием соответствия значения возраста 2480 млн. лет возрасту образования кварцевых порфиров явилось бы присутствие в пробах цирконов кристаллического вещества с ненарушенными U–Pb отношениями. Однако в изученных цирконах подобного рода кристаллическое ве-

шество не обнаружено, в том числе в цирконе 519А, кристаллическому веществу которого свойственны наиболее конкордантные возрасты. Отклонение точки этого циркона от конкордии превышает ее аналитические погрешности на уровне  $2\sigma$ .

Из-за отсутствия конкордантных фаз в цирконах требуется обосновать появление возрастной дискордантности в период времени 1300–500 млн. лет, фиксируемый нижним пересечением изохроны с конкордией. Однако в пределах данной части Карелии последняя активизация эндогенных процессов, которые могли бы нарушить U–Pb системы кристаллических цирконов, была проявлена в свекофенское время, предшествовавшее указанному временному интервалу. В то время как в период времени 1300–500 млн. лет происходил подъем данной территории со средней скоростью 0,006 мм/год, температура не превышала 100–200°C [2]. Следовательно, возрастную дискордантность кристаллического вещества цирконов нельзя объяснить эпизодической потерей радиогенного свинца в  $900 \pm 400$  млн. лет. U–Pb изохроны, дающие подобно изохроне для цирконов из кварцевых порфиров фиктивные значения возраста наложенных процессов, могут быть результатом двухкратных нарушений U–Pb систем цирконов [9].

По-видимому, именно в рамках двухкратных эпизодических потерь свинца следует объяснить систематику изотопов свинца и урана в цирконах из сумийских кварцевых порфиров, но в отличие от модели, рассмотренной в работе [9], представляется маловероятным, что одним из процессов, приведших к возрастной дискордантности в кристаллических цирконах, могли быть потери свинца в гипергенных условиях. Действительно, распределение изотопов свинца и урана в пробах цирконового вещества при последовательном кислотном растворении (например, циркона № 100) исключает присутствие в ощутимых количествах фаз, измененных в гипергенных условиях.

В то же время обработка цирконов фтористоводородной кислотой вскрыла возрастную гетерогенность в пределах кристаллических фаз. Доля вещества с более нарушенными U–Pb изотопными отношениями в общем балансе проб цирконов 97 и 100 невелика, тогда как в цирконе 519А вклад ее значительно заметнее. Важно отметить, что на графике с конкордией точки остатков кристаллического вещества после обработки фтористоводородной кислотой (пробы 3 и 6 в таблице) располагаются правее точек валовых проб (пробы 1, 2, 5), что объясняется, как мы считаем, присутствием древнего компонента радиогенного свинца.

Можно предположить, что наиболее вероятный механизм, вызывающий миграцию свинца из кристаллической структуры циркона, — термическая диффузия, кинетические параметры которой определяются степенью нарушения структуры минерала. Если это предположение справедливо, то сумийские кварцевые порфиры должны были подвергаться эндогенным процессам, сопровождавшимся повышением температуры.

В пределах рассматриваемого региона Карелии повсеместно проявлена свекофенская активизация, существенно перестроившая K–Ar и Rb–Sr системы минералов и образцов породы в целом [1, 4]. О влиянии этих процессов непосредственно на цирконы из сумийских кварцевых порфиров можно судить по результатам их радиографического и рентгеноструктурного изучения [2, 10]. Значения радиационных возрастов и возрастов,

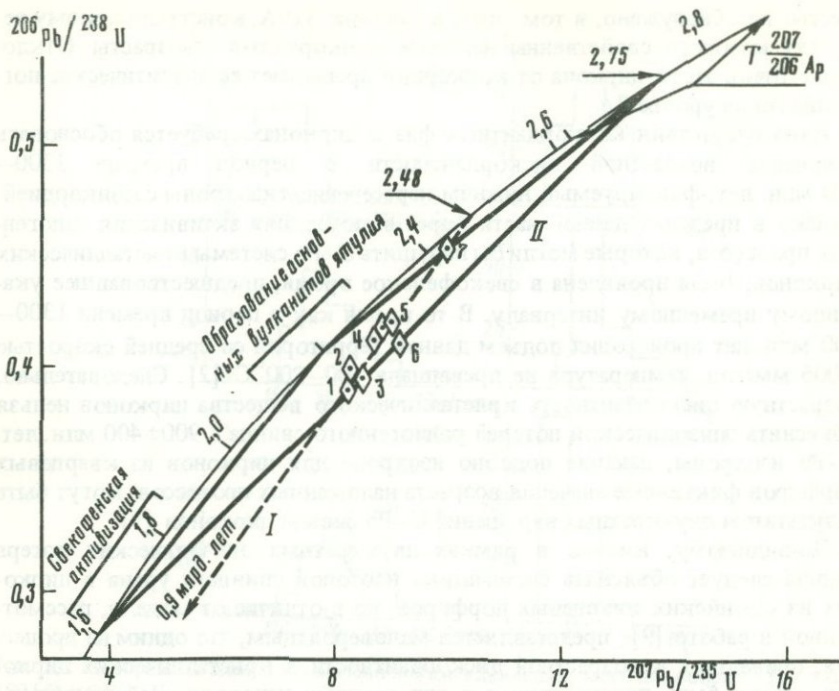


Рис. 3. График с конкордией для цирконов из сумийских кварцевых порфиров  
 I — изохрона, построенная по всем экспериментальным точкам; II — изохрона, проведенная через точки 3 и 6. Нумерация точек на графике соответствует порядковым номерам в таблице

определенных по трекам спонтанного деления атомов урана, датируют заключительные этапы свекофенской активизации, когда температуры понижались до пределов, при которых начинают сохраняться радиационные дефекты. По некоторым оценкам в период свекофенской активизации температуры могли достигать  $500^{\circ}\text{C}$  [1]. По-видимому, они оказались достаточными для значительных диффузионных потерь свинца из цирконов.

Информация о превом наложенном геологическом процессе на кварцевые порфиры могла сохраниться только в U—Pb соотношениях, так как различного рода радиационные дефекты в структуре цирконов были полностью отождены в интервале времени 1,8–1,3 млрд. лет. Таким событием в истории кварцевых порфиров, сопровождавшимся значительным повышением температуры, могло быть формирование мощных покровов ятулийских основных вулканитов в интервале 2,3–2,1 млрд. лет.

По измеренным U—Pb отношениям нельзя определить все параметры двукратной эпизодической модели эволюции U—Pb систем цирконов. В то же время, учитывая значение радиационных возрастов и положение на графике с конкордией точек проб кристаллического вещества цирконов № 60-ЛЖ и 100, можно оценить минимальное значение времени их кристаллизации (изохрона II рис. 3) в 2750 млн. лет. Для подтверждения этой датировки было выполнено измерение изотопного состава свинца апатита из

сумийских кварцевых порфиров. Несмотря на высокое содержание обыкновенного свинца в этом минерале, возраст апатита по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в зависимости от выбранного его изотопного состава укладывается в интервал 2630–2920 млн. лет, что согласуется с оценкой возраста по циркону.

Таким образом, если справедливо наше предположение о том, что после свекофенской активизации U–Pb системы цирконов не претерпевали никаких нарушений, то образование кварцевых порфиров могло происходить не 2480 млн. лет назад, как это следует из наклона изохроны I (рис. 3), а в более ранний период времени, отвечающий лопийскому этапу.

Проведенное исследование показало неоднозначность трактовки получаемых U–Pb изотопных данных по цирконам из кварцевых порфиров лехтинской структуры. Для окончательного решения этого вопроса необходимо провести геохронометрическое изучение цирконов из сумийских кислых вулканитов, развитых в тех структурно-тектонических зонах, где в значительно меньшей степени проявлены наложенные явления, связанные с процессами ятулийского вулканизма и свекофенской активизации.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Геохронологически рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л.: Наука, 1972. 192 с.
2. Комаров А.Н., Макеев А.Ф., Левченков О.А., Ганзей С.С., Бубнова Р.С. Изучение термической истории некоторых минералов по сохранности радиационных нарушений для геохронологических целей. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1980, № 1, с. 47–53.
3. Краснобаев А.А., Полежаев Ю.М., Юников Б.А., Новоселов Б.К. О радиационной и генетической природе метамиктности цирконов по экспериментальным данным. – Геохимия, 1974, № 2, с. 261–276.
4. Кратц К.О., Горохов И.М., Кутявин Э.П., Варшавская Э.С., Крылов И.Н., Лобач-Жученко С.Б., Мельников Н.Н. Возрастные границы ятулийской формации. – В кн.: Геохронология Вост.-Европ. платф. и сочленения Кавказско-Карпатской системы. Тез. докл. XIX сессии Комис. по опр. абс. возраста геол. формаций. М.: Наука, 1975, с. 22–23.
5. Кратц К.О., Левченков О.А., Овчинникова Г.В., Шулешко И.К., Яковлева С.З., Макеев А.Ф., Комаров А.Н. Возрастные границы ятулийского комплекса Карелии. – ДАН СССР, 1976, 231, № 5, с. 1191–1194.
6. Левченков О.А., Макеев А.Ф., Яковлева С.З., Лобиков А.Ф., Сергеев С.А. Датирование по кристаллическому веществу цирконов. – ДАН СССР, 1982, 263, № 5, с. 1190–1193.
7. Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. М.: Недра, 1979. 269 с.
8. Макеев А.Ф., Левченков О.А., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З., Шуколюков Ю.А. Изучение миграции свинца и урана в цирконах методом дифференциального растворения. – Радиохимия, 1978, 20, № 3, с. 439–445.
9. Макеев А.Ф., Мельников Н.Н., Шуколюков Ю.А. Насколько обосновано применение изохронного уран-свинцового метода? – В кн.: Изотопная геохронология докембрия: Тез. докл. XXI сес. Комис. по опр. абс. возраста геол. формаций. Уфа, 1979, с. 112–114.
10. Макеев А.Ф. Радиационно-химические превращения цирконов и их применение в геохронологии. Л.: Наука, 1981, с. 64.
11. Пряткин В.Д. Обработка результатов экспериментальных измерений по способу наименьших квадратов. Изд-во Харьков. ун-та, 1962.
12. Naylor R.S., Steiger R.H., Wasserburg G.J. U-Th-Pb and Rb-Sr systematics in 2700 × 10<sup>6</sup> year old plutons from the southern Wind River Range, Wyoming. – Geochim. et cosmochim. acta, 1970, 34, N 11, p. 1133–1153.
13. Wetherill G.W. Discordant uranium-lead ages. – Trans. Amer. Geophys. Union, 1956, 37, N 3, p. 320–326.

*А.А. Краснобаев, Е.В. Бибикова, А.И. Степанов, Т.И. Кириозова,  
Ю.Л. Ронкин, В.А. Макаров, О.П. Лепихина, А.В. Кравцов*

## **ВОЗРАСТ ЭФФУЗИВОВ МАШАКСКОЙ СВИТЫ И ПРОБЛЕМА ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ГРАНИЦЫ НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ РИФЕЙ**

Вулканоогенно-осадочный комплекс юрматинской серии западного склона Урала принят по решению МСК [9] в качестве стратотипа для средне-рифейских образований под названием "юрматиний". В его составе выделены машакская, зигальгинская, зигазино-комаровская и авзянская свиты. Геохронологические рубежи юрматинской серии приняты по датировкам образований нижележащей — бурзянской и перекрывающей — каратауской серий и определены в  $1400 \pm 50$  и  $1050 \pm 50$  млн. лет. В связи с новыми датировками Бердяшского плутона, возраст которого надежно датирован  $1345 \pm 10$  млн. лет [3], нижний рубеж юрматиния должен быть уточнен.

Наиболее удобными объектами для этого могут служить вулканиты машакской свиты, с которой и начинается разрез юрматинской серии. К сожалению, изотопно-геохронологическая характеристика машакской свиты весьма неопределенна [1]: по данным К—Аг метода разброс возрастов равен 320—730 млн. лет, и лишь один возраст достигает 1290 млн. лет. При сопоставлении других свит юрматинской серии с датированными стратиграфическими аналогами диапазон расхождений изотопных возрастов также велик — до 400 млн. лет; наиболее часто встречаются значения в пределах 650—750 млн. лет. Попытка датировать породы машакской свиты Rb—Sr изохронным методом [2, 11] также привела к значениям 530—745 млн. лет. Сказанное послужило основанием для проведения дополнительных геохронологических исследований вулканитов машакской свиты разными методами.

Полный разрез машакской свиты впервые изучен А. И. Ивановым на хребте Машак. Аналогичные образования на хребте Шатак под названием шатакская свита описал К.А. Львов, а в северной части Башкирского антиклинория как кувашскую свиту М.И. Гарань. Вопросы геологии и петрологии машакской свиты освещены также в работах В.И. Козлова, А.Ф. Ротаря, В.М. Сергиевского, А.Ф. Швецова, Д.С. Штейнберга и др. Обзор данных сделан В.П. Парначевым [5, 6], материалы конкретных наблюдений приведены в работах А.Ф. Ротаря [7, 8].

Вулканоогенно-осадочные образования среднего рифея (машакская свита и ее аналоги; рис. 1) на современном эрозионном срезе локализуются в узких грабенообразных структурах. Свита представлена переслаивающимися терригенными и вулканогенными породами, которые указанные авторы расчленяют на отдельные толщи и подсвиты. Осадочные породы преобладают и отмечаются на различных стратиграфических уровнях. Они сложены хорошо окатанными обломками кварцитов, кварцито-песчаников, сланцев, цементируются полимиктовым песчаником с серицит-хлорит-кварцевым цементом.

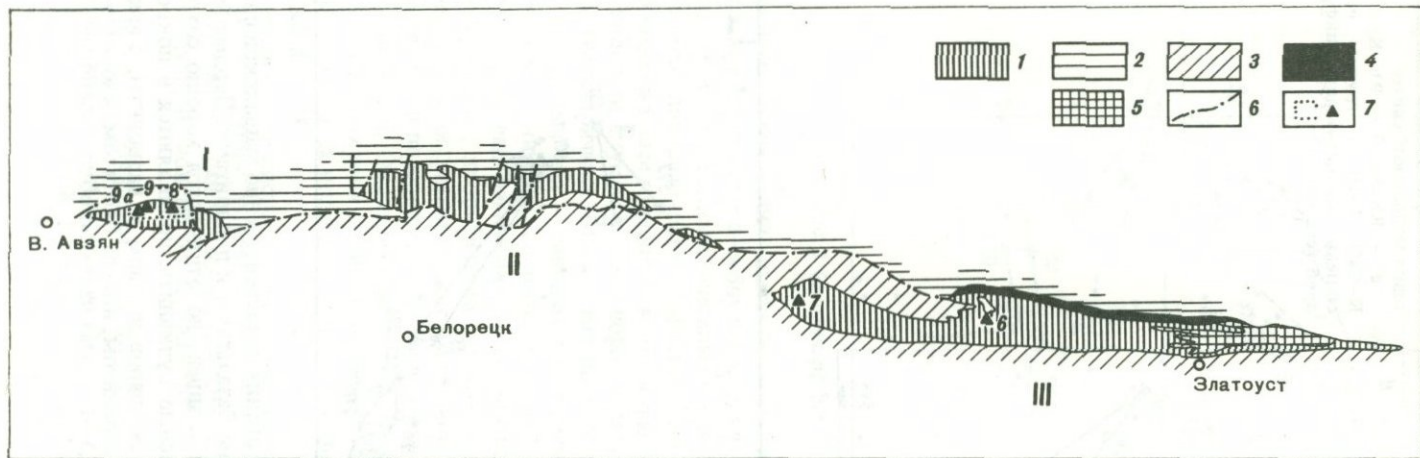


Рис. 1. Схема распространения отложений свит

1 – машакская свита, 2 и 3 – бакальская и зигальская свиты, 4 и 5 – Рябиковский и Губенский массивы; 6 – тектонические нарушения, 7 – площадь и точки отбора проб для датировки. Зоны: I – шатакская, II – машакская, III – кувашская

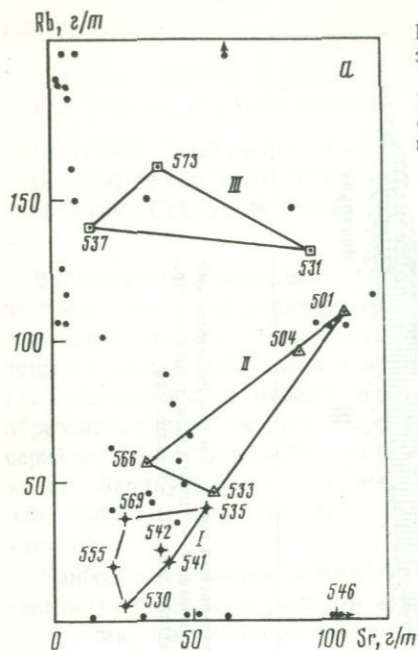
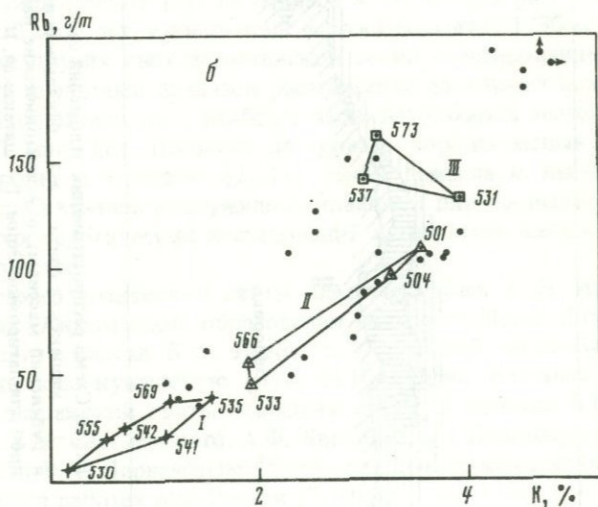


Рис. 2. Вариационные диаграммы для эффузивов машакской свиты

*a* - Rb-Sr, *б* - Rb-K, *в* - K-Na, *г* - K-CaO; I-III - группы проб различной степени серицитизации; цифры - номера проб (см. табл. 1)



Вулканогенные образования непосредственно машакской свиты (машакская зона) представлены базальтами и липаритами. Первые метаморфизованы в фации зеленых сланцев, но отличаются хорошо сохранившимися микроструктурами. Кислые вулканиды проявляются в покровной и других фациях, встречаются шаровые лавы и вариолиты, сложенные кварцем, полевым шпатом, серицитом, иногда биотитом, хлоритом. Преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$  (в 1,5-1,7 раза) частично обусловлено метасоматическими преобразованиями.

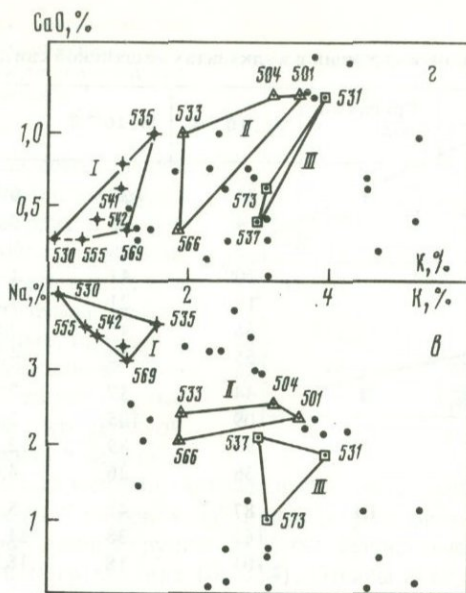


Рис. 2 (окончание)

Вулканогенные образования шатакской подзоны машакской свиты слагают согласные покровные и субвулканические тела, переслаивающиеся с осадочными. Они представлены основными (диабазы) и кислыми разновидностями (липариты, липарито-дациты, фельзитовые порфиры и их туфы), слагающими выдержанные горизонты мощностью до 200 м.

Все разновидности вулканогенных пород в различной степени изменены. Степень развития вторичных наложенных процессов неодинакова в различных частях покровных тел — минимально измененные тела приурочены главным образом к нижним горизонтам покрова вблизи подошвенных разностей. Основной вид изменения — серицитизация, значительно слабее развиты окварцевание, хлоритизация, отмечается появление вторичного биотита. Серицитизация развивается с различной интенсивностью как по основной массе, так и по порфировым выделениям, максимально захватывая туфовые разности. Окварцевание пород (развитие позднего кварца) приурочено к низам покрова (толщи), особенно интенсивно процесс проходит в туфовых разностях подошвы. Широко, но значительно слабее, проявлена хлоритизация.

Среди кувашских вулканитов преобладают различные порфириды, серицит-кварцевые сланцы, порфиритоиды. С юго-запада на северо-восток порфириды постепенно сменяются различными сланцами и гнейсами, а на западе с гранитами рябиновского массива образуют единую комагматичную серию [4].

Наиболее широко проявленный процесс серицитизации сопровождается заметным повышением содержания К, Rb, отчасти Са и снижением Na. При окварцевании заметен рост К, Rb и резкое уменьшение Na, иногда Sr. Отмеченные закономерности просматриваются на диаграммах (рис. 2). Можно

Таблица 1

Содержание рубидия и стронция в вулканитах машакской свиты

№ п/п	Проба	Группа по- род	Rb, 10 <sup>-4</sup> %	Sr, 10 <sup>-4</sup> %	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$
1	542	I	24	37	0,1282	0,7193
2	530		4	25	0,3166	0,7182
3	546		3	296	0,6233	0,7208
4	541		20	41	1,3958	0,7396
5	555		19	21	1,8922	0,7492
6	535		66	49	3,6771	0,7782
7	569		55	13	4,8216	0,8092
8	533	II	44	57	2,3937	0,7313
9	501		109	105	2,8752	0,7476
10	504		95	89	2,9229	0,7477
11	566		36	26	4,0281	0,7562
12	537	III	87	41	5,6830	0,8001
13	573		162	38	11,3121	0,8740
14	531		101	18	16,8150	0,9314

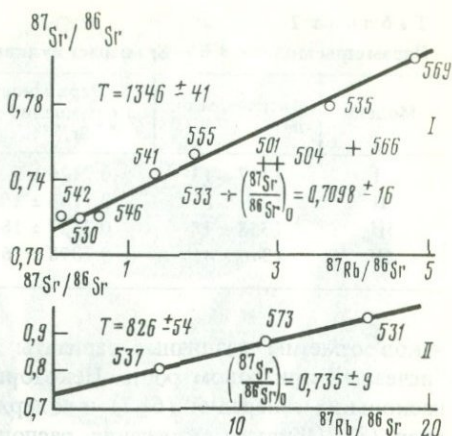
видеть, что рост К сопровождается "рубидизацией" (рис. 2, б), это приводит к увеличению Rb/Sr (рис. 2, а). Наименьшие вторичные изменения характерны для образцов с повышенным содержанием Na (рис. 2, в), т.е. они полнее соответствуют закрытой геохронологической системе. Са сравнительно инертен, хотя иногда просматривается рост одновременно концентраций Са, К и Rb (рис. 2, з).

Такой предварительный анализ позволил целенаправленно отобрать материал для датирования Rb—Sr методом: образцы соответствуют наиболее сохранившимся (I), значительно серицитизированным (III) и промежуточным (II) разностям (рис. 2). В табл. 1 и на рис. 3 представлены полученные результаты. Все исследованные пробы по составу отвечают липарито-дацитам и дацитам (69—75% SiO<sub>2</sub>), причем в группу I (рис. 2, B) выделились образцы с отчетливым "натриевым" уклоном (Na/K > 1).

Аналитические данные для группы I в соответствии с известными приемами [12, 10] были обчислены как отвечающие единой возрастной системе: веса точек вычислялись по результатам параллельных измерений. Интерпретация данных статистического анализа проведена по модели IV, допускающей слабые вариации возрастов и первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в исследованных образцах.

На основании сказанного, возраст эффузивов машакской свиты (шатакской зоны), по данным Rb—Sr изохронного метода, равен  $1346 \pm 41$  млн. лет, а величина первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7098 \pm 16$ . Для группы II пород добавка вторичного Rb при серицитизации сместила все точки "вправо" от изохронной линии. Образцы группы III (рис. 3, II) испытали значительную перекристаллизацию и оказались, по существу, "новообразованными" с возрастом  $826 \pm 54$  млн. лет. Этот период совпадает с большинством датировок K—Ar методом и близок времени метасоматических из-

Рис. 3. Эволюционные диаграммы для минимально (I) и существенно (II) измененных эффузивов машакской свиты. Номера проб — см. табл. 1



менений Бердяушского массива (750 млн. лет). По-видимому, на западном склоне Урала в каратаускую эпоху наблюдалась активизация тектоно-магматических процессов. Метасоматические растворы, связанные с ними, привели к существенному искажению "геохронологических" систем вулканогенно-осадочных комплексов, что затруднило оценку их истинно-

го возраста радиологическими методами. Высокое отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,735) указывает на "сиалическую" природу растворов. Кроме того, это отношение для эффузивов I группы (0,7098) значительно выше, чем у гранитоидов Бердяушского массива (0,7034). Отсюда следует вывод о более высоком уровне зарождения базальто-липаритовых расплавов машакской свиты по сравнению с первичной магмой Бердяушских габбро-гранитной и нефелин-сиенитовой серий.

При оценке искажений и выборе "кондиционного" материала для получения достоверных возрастных значений необходимо еще раз обратить внимание на содержание Rb в вулканитах машакской свиты. Так, для I группы пород (слабосерицитизированных) содержание Rb изменяется от 3 до  $66 \cdot 10^{-4}\%$ , для III группы пород (значительно серицитизированных) — от 87 до  $162 \cdot 10^{-4}$  (табл. 2). И.М. Горохов с соавторами [11] исследовали образцы вулканитов с содержанием Rb  $101-172 \cdot 10^{-4}\%$ , т.е. относящихся к значительно серицитизированным разностям. Отсюда представляется закономерным получение низких значений возраста (530—745 млн. лет).

Для датирования U—Pb методом отобрано пять проб эффузивов из шатакской и кувашской зон (рис. 1). Содержание циркона в них оказалось ничтожным: при дроблении 600—1000 кг удавалось выделить всего 60—80 мг концентрата, 100%-ная чистота которых обеспечивалась ручной отборкой. Попытка получить монофракции циркона из машакской зоны оказалась безрезультатной: при дроблении трех проб общей массой около 1500 кг суммарная навеска концентрата составила всего 40 мг.

Цирконы из порфиров кувашской свиты детально описаны [12]. Отмечено, что в неизменных разностях пород встречаются лишь единичные кристаллы в виде включений в вкрапленниках плагиоклаза. Метасоматическая проработка способствует росту более поздней разновидности этого минерала.

Общее представление о цирконах машакских эффузивов дает рис. 4. Форма кристаллов разнообразна, но преобладают грани {111}, {110} и {100}; удлинение 2—2,5, иногда до 5—6. Распространены кристаллы искаженного облика и с признаками асимметричного роста. Ранние разновидности — прозрачные, поздние — замутненные (1). Среди специфических при-

Таблица 2

Параметры модели и Rb-Sr возраст вулканитов машакской свиты

Модель	Возраст, млн. лет	"Первичное" отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	СКВО	Величина и знак параметра модели
I	1317 ± 15	0,7126 ± 5	16,452	
II	1241 ± 83	0,7146 ± 10	1,000	- 0,01234
III	1358 ± 18	0,7127 ± 18	1,000	+ 0,01259
IV	1346 ± 41	0,7098 ± 16	1,000	+ 0,00002

наков отметим различные варианты зональности (2-5), которая может "исчезать" при новом росте. Некоторые кристаллы представляют сростки нескольких генераций (6-7) и содержат реликты перекристаллизованных ядер (8). Обильны включения, расположение которых по зонам или пирамидам роста свидетельствует об их первичной природе (9-11). Распространены включения - полости с различной степенью заполнения (12-14); некоторые крупные включения твердофазные (16, 17, а, б - разные уровни). Игольчатые включения редки (18).

Таблица 3

U-Pb возраст цирконов из липарито-дацитов машакской свиды

Пробы	Зона	Содержание, %		Изотопный состав	
		U	Pb	204	206
6	Кувашская	0,0191	0,0039	0,21	73,093
7		0,0322	0,0081	0,108	72,310
8	Шатакская	0,0188	0,0034	0,055	76,057
9		0,0199	0,0034	0,043	76,107
9а		0,0264	0,0033	0,120	75,418

Поправка: 16, 45-15, 50. Номера проб: см. рис. 1.

Таблица 3 (окончание)

Пробы	Зона	Изотопный состав свинца		Возраст по отношениям, млн. лет		
		207	208	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$
6	Кувашская	9,351	17,346	1344	1008	1118
7		7,728	19,853	1344	1210	1256
8	Шатакская	7,365	16,523	1350	940	1070
9		7,289	16,561	1380	902	1050
9а		7,778	16,683	1210	654	790

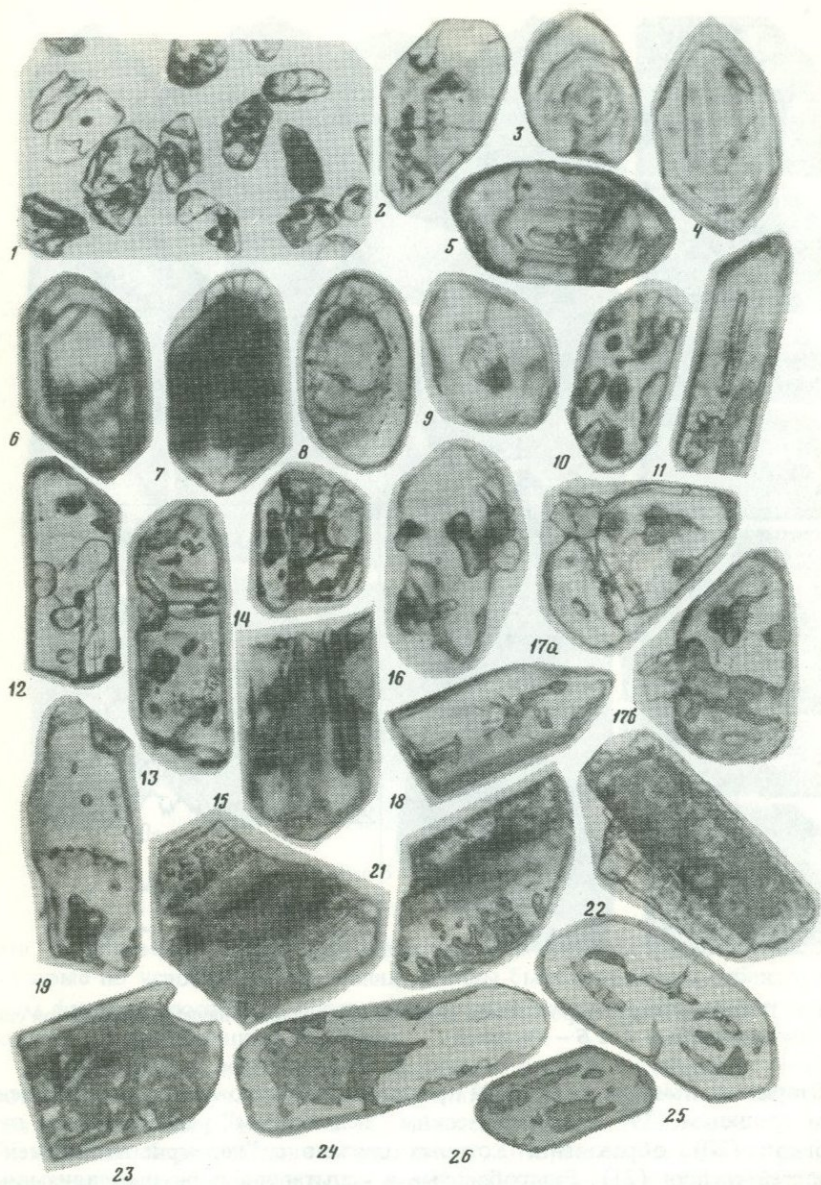


Рис. 4. Минералогические особенности цирконов эффузивов машакской свиты (1-26 — см. текст)

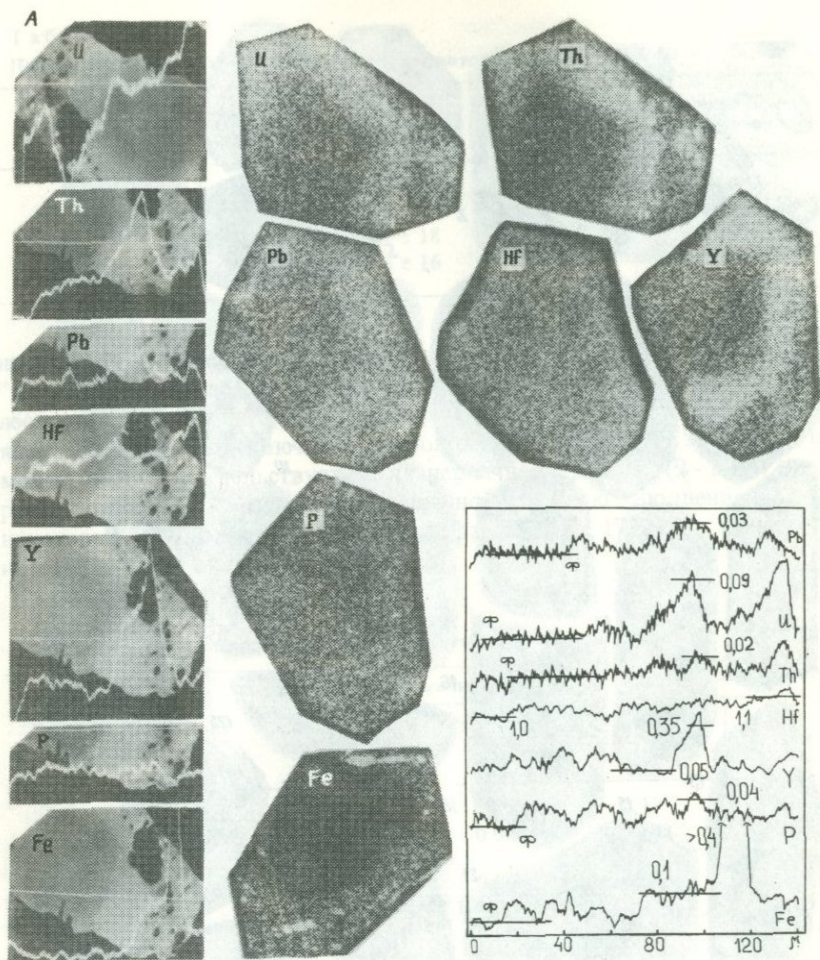


Рис. 5. Геохимическая гетерогенность цирконов из липарито-дацитов машакской свиты (шатакская зона) А и Б – см. текст

Вторичная природа включений проявляется приуроченностью к залеченным трещинам (19) и специфическим "цепочечным" расположением пузырьков (20), образование которых связано с "перекристаллизацией" полостей трещин (21). Раздробленные и испытывавшие перекристаллизацию кристаллы имеют сложную форму с округленными очертаниями и замутненностью (22). Отмечается и самая поздняя разновидность, которая проявлена в виде обрастаний на деформированных кристаллах (23). В полированных срезах хорошо заметны форма, распространение, твердофазная природа включений (24–26), большая часть которых выполнена раскристаллизованным расплавом.

Все отмеченные признаки в большей степени характерны для цирконов гипабиссальных гранитоидов, чем для типичных цирконов вулкани-

Б

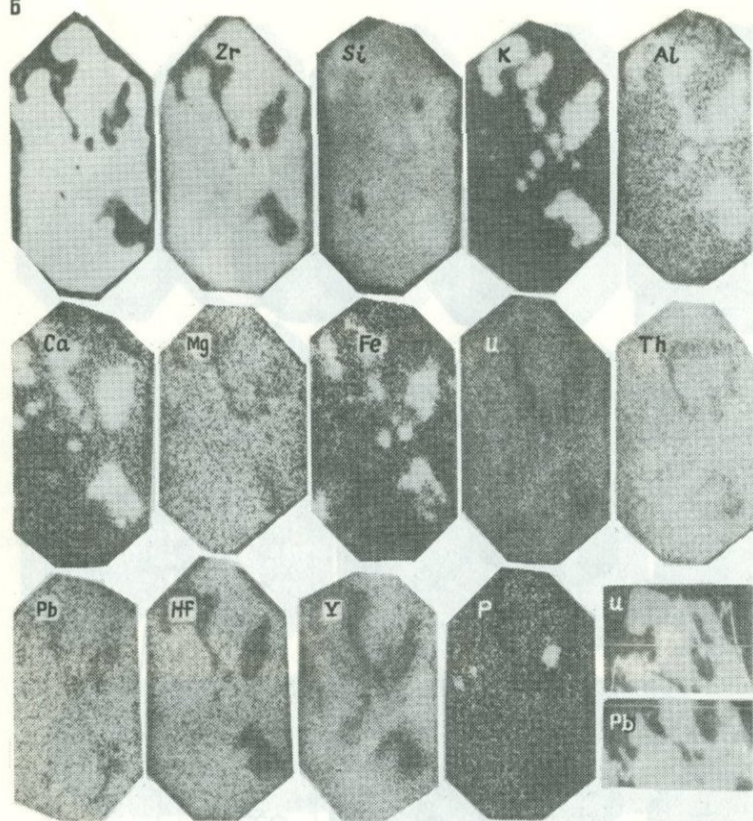


Рис. 5 (окончание)

тов. По-видимому, среди эффузивов машакской свиты имеются разности, которые по условиям образования должны быть отнесены к субинтрузивным фациям, способным образовывать типичные интрузивные (секущие) контакты с вмещающими породами.

Микрозондовые исследования позволяют оценить геохимическую гетерогенность цирконов. У кристаллов шатакской зоны привлекают внимание два момента. Первый (рис. 5, А) обусловлен резко различным содержанием примесей в последовательных зонах, которые соответствуют различным генерациям (случай прямой геохимической зональности). При общей корреляции между U, Th, Pb, Y и Fe заметны признаки нарушения первичного распределения. Краевая часть кристалла, выделяющаяся пористым строением, характеризуется локальными повыщениями содержаний U, Th, Y при общем снижении их концентраций (площадное сканирование). Подобная ситуация могла возникнуть при метасоматической перекристаллизации циркона, с которой связано отмеченное усложнение распределения примесей (часть выщелочена, часть сорбирована отдельными пористыми участками). Показательно, что отношение  $Pb/U + Th$  в таких участках

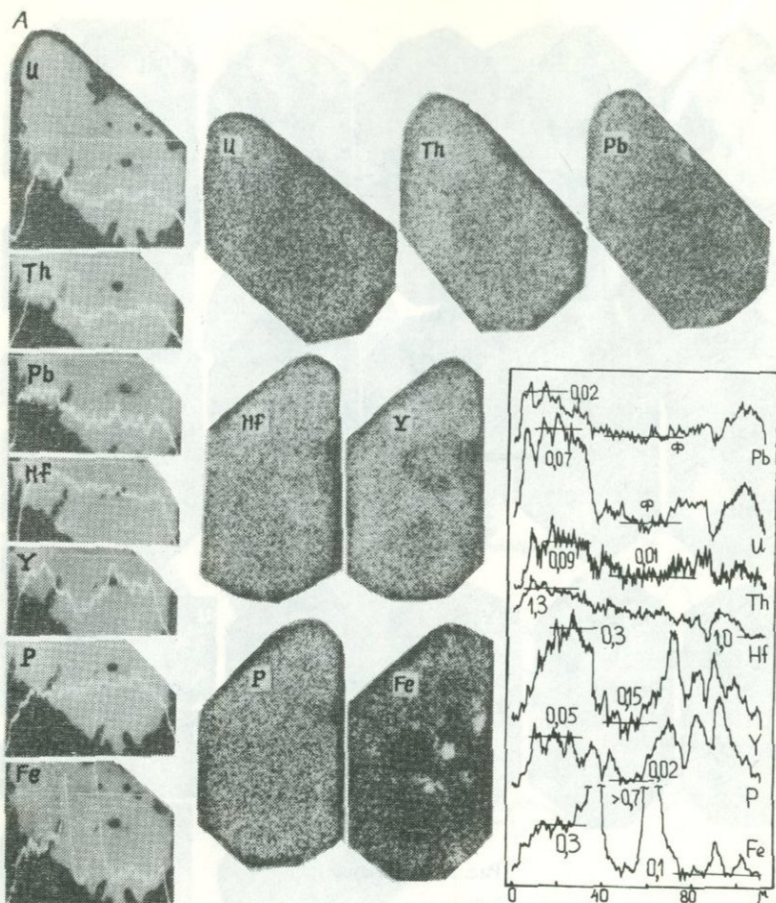
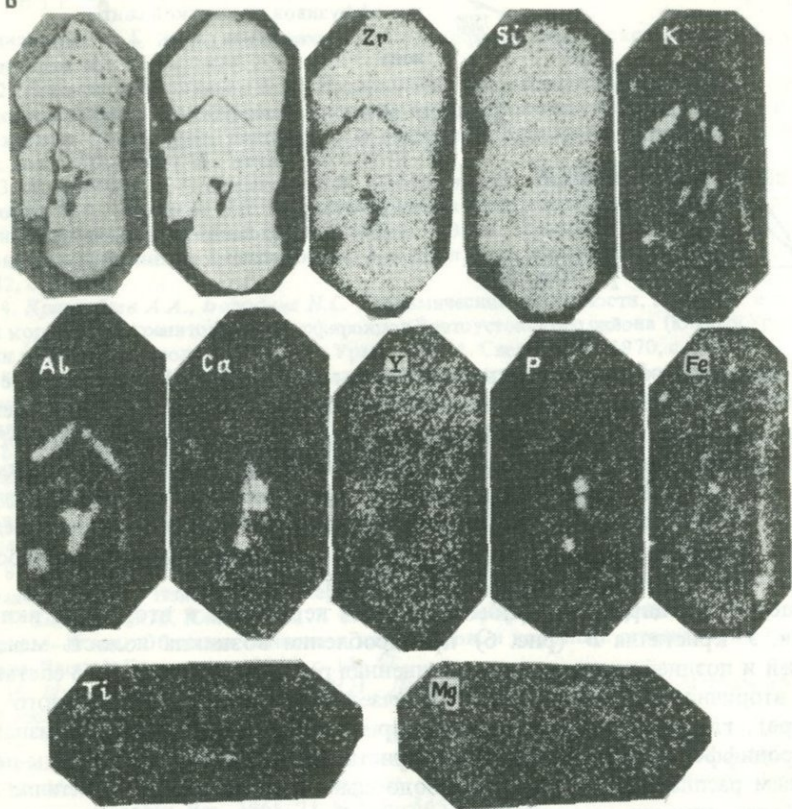
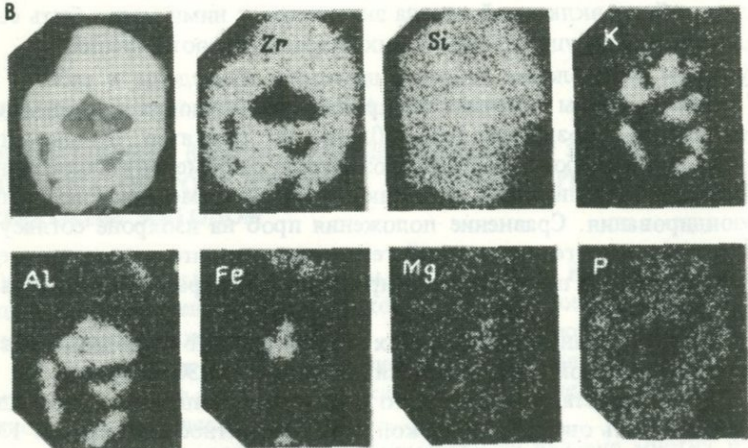


Рис. 6. Строение и состав цирконов из кварцевых порфиров кувашской зоны машакской свиты (А-В – см. текст)

может снижаться (зона 120–140 м), т.е. система становится геохронологически "открытой" из-за потерь Pb.

Отмеченные особенности наиболее четко проявлены у цирконов проб 9 и 9а (рис. 1). Геохимическая гетерогенность за счет включений в большей мере присуща цирконам пробы 8 (рис. 5, Б). Заметны приуроченность включений к пирамидам роста граней {111}, их расплавный и существенно "кислый" состав без признаков микродифференциации, что ближе отвечает эффузивной природе вулканитов (по сравнению с пробами 9 и 9а). Обогащение включений К неизбежно ведет к добавке нерадиогенного Pb. Хотя во включениях U и Pb выделяются "провалами" по сравнению с цирконовой фазой, их разубоживающее влияние сказывается в большей мере, что также способствует получению дискордантных возрастных значений.

**Б****В****Рис. 6 (окончание)**

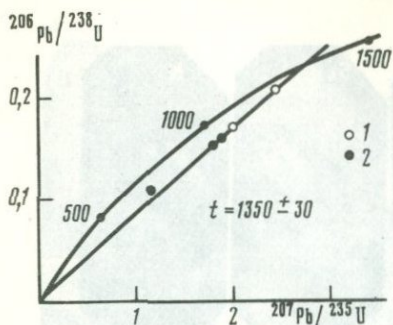


Рис. 7. Изохронная диаграмма для цирконов эффузивов машакской свиты  
1 - кувашская зона, 2 - шатакская зона

У цирконов эффузивов кувашской зоны (проба 7) геохимическая гетерогенность связана с неравномерным (зональным) первичным распределением примесей (рис. 6, А). Наиболее четко это проявляется для проб с явной асимметрией — для Th, Hf, U и Fe, с инверсией и отдельными ритмами — для Y и P (профильная съемка). Максимальные концентрации Fe (> 0,7%) приурочены к включениям (трещинам). Признаки перераспределения примесей не заметны, т.е. геохронологическая информативность пробы по сравнению с рассмотренными значительно выше.

Специфику цирконам пробы 6 создают первичные и вторичные включения. У кристалла В (рис. 6) при дроблении возникла полость между ранней и поздней генерациями, заполненная расплавом Si-Al-K-го состава. Это вторичное включение резко отличается по составу от первичного (в центре), где существенное значение приобретает Ca и заметны признаки микродифференциации. Включение кристалла В (рис. 6) относится к первичным расплавленным включениям, подобным центральному в кристалле Б, но более кислого состава (мало Ca). Геохронологическая значимость таких включений — в "разубоживании" U и добавке нерадиогенного Pb. Поскольку объем включений иногда значителен, с ними могут быть связаны существенные нарушения изотопных возрастных соотношений.

Результаты определения возраста цирконов приведены в табл. 3 и на рис. 7. Четыре пробы отвечают изохронной зависимости с современным выносом свинца и возрастом  $1350 \pm 30$  млн. лет. Вероятно, что аномальная проба (9а) отвечает более молодой возрастной системе, связанной с интенсивной перекристаллизацией, признаки которой отмечались по данным микрозондирования. Сравнение положения проб на изохроне согласуется с особенностями их геохимической гетерогенности, что позволяет уверенно интерпретировать полученную датировку как возраст образования машакских эффузивов.

На основании данных, полученных Rb-Sr и U-Pb методами, возраст эффузивов машакской свиты оказался равным  $1348 \pm 30$  млн. лет.

С учетом возраста Бердяшского массива граница нижнего-среднего рифея может быть оценена с высокой долей вероятности на уровне  $1350 \pm 10$  млн. лет. Тем самым стратотипическая значимость уральского рифея получает надежное изотопно-геохронологическое обоснование, а в шкалу-77 докембрия СССР может быть внесена первая поправка.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Гаррис М.А.* Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 295 с.
2. *Горохов И.М., Келлер Б.М., Кутявин Э.П., Варшавская Э.С.* Системы и возраст рудопоявления в докембрийских породах западного склона Южного Урала. — В кн.: Геохронол. Вост.-Европ. платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. Тез. докл. XIX сессии. М.: Наука, 1975, с. 72–73.
3. *Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Степанов А.И., Кирилова Т.И., Ронкин Ю.Л., Макаров В.А., Лепихина О.П.* Возраст эффузивов машакской свиты и проблема радиологической границы нижний-средний рифей. — В кн.: Проблемы изотопного датиров. процессов вулканизма и осадкообраз. Тез. докл. Всес. совещ. Киев: Наукова думка, 1982, с. 35–36.
4. *Краснобаев А.А., Бородин Н.С.* Геохимические особенности, генезис и возрастная корреляция гранитоидов и порфириидов Златоустовского района (Южный Урал). — В кн.: Вопросы петрол. гранитоидов Урала. Вып. 1. Свердловск, 1970, с. 124–154.
5. *Парначев В.П.* Вулканические комплексы и тектонический режим западного склона Южного Урала в позднем докембрии. — В кн.: Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1981, с. 18–30.
6. *Парначев В.П.* Позднедокембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Башкирского антиклинория. — В кн.: Доордовикская история Урала. Свердловск, 1980, с. 40–60.
7. *Ротарь А.Ф.* Машакская свита (рифей) на Южном Урале. — Советская геология, 1974, № 4, с. 116–123.
8. *Ротарь А.Ф., Ротарь З.М.* Машакская свита рифея района хребта Большой Шатак (Южный Урал). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1982, № 4, с. 119–124.
9. *Смирнов Ю.Д., Ключина М.Л.* Схема стратиграфии докембрийских образований Урала. — В кн.: Объяснит. записка к унифицированным и корреляц. стратиграфич. схемам Урала. Часть 1. Свердловск, 1980, с. 14–47.
10. *Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченко О.А.* Графические методы изотопной геологии. М.: Недра, 1974, с. 207.
11. *Gorokhov I.M., Varshavskaya E.S., Kutyavin E.P., Melnikov N.N.* Rb–Sr dating of low grade metamorphics in the U.S.S.R. — Precambrian Research, 1982, 18, p. 145–156.
12. *McIntire G., Brooks C., Compston W., Turek A.* The statistical assesment of Rb–Sr isochrons. — Geophys. Res., 1966, 71, N 22, p. 5455–5468.

УДК 550.93

*Л.Л. Кашкаров, В.Л. Кошкин, К.А. Ушко*

### **ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТУФОВ НЕОГЕНА ОСТРОВА КУНАШИР БОЛЬШОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ ТРЕКОВЫМ МЕТОДОМ**

Одна из основных проблем при исследовании Большой Курильской гряды — установление геологического возраста мощных толщ вулканогенно-осадочных формаций неогена. Это необходимо для решения вопросов их стратиграфического расчленения и корреляции, установления и датирования этапов развития вулканизма и для целей прогнозирования и поиска полезных ископаемых.

Однако до настоящего времени, несмотря на наличие многих работ по геологии Большой Курильской гряды, вопросы определения возраста вулканогенно-осадочных пород остаются нерешенными и невыясненными. Причина этого — прежде всего трудности стратиграфического расчленения

большей частью немых, лишенных палеонтологических остатков и чрезвычайно разнообразных в литологическом, фациальном и формационном отношении вулканогенно-осадочных образований, часто сильно измененных вторичными процессами. До сих пор для каждого из островов существуют местные схемы либо несколько схем различных авторов. Часто отдельные свиты или их части в различных районах островов не сопоставляются или сопоставляются условно.

Первая и пока единственная попытка сопоставить местные схемы крупных островов Большой Курильской гряды была предпринята в работе [3] на основе выделенных фаунистических комплексов неогена. Но, как известно, остатки фауны моллюсков в толще вулканогенно-осадочных пород встречаются редко. Микрофауна фораминифер почти отсутствует или очень плохой сохранности. Чаше находки остатков диатомовых водорослей.

В связи со сказанным по отношению к вулканогенно-осадочным образованиям особенно важно одновременно с применением палеонтологических и литолого-стратиграфических методов использовать изотопно-геохронологические определения К-Аг и трекового радиологического возраста. До настоящего времени опубликовано только одно сообщение [7], в котором приведены сведения по нескольким датировкам интрузивных пород острова Кунашир и острова Уруп К-Аг методом.

В данной работе сообщаются первые результаты датирования с помощью трекового метода четырех образцов вулканических туфов из стратифицированных разрезов вулканогенно-осадочных пород неогена ловцовской и алексинской свит острова Кунашир Большой Курильской гряды.

### Геологическая характеристика исследуемых образцов

На острове Кунашир по материалам геолого-съемочных работ и биостратиграфическим данным в разрезе неогена выделяются следующие свиты [1-3]: кунаширская, соответствующая урупскому горизонту, ловцовская — шумновскому горизонту, алексинская — алексинскому и округловскому горизонтам и головнинская — парусному горизонту.

Кунаширская свита сложена сильно пропилитизированными, преимущественно зелеными туфами, туфобрекчиями, лавами, лавобрекчиями андезитового и андезито-базальтового состава в верхней части риолито-дацитового. Породы свиты дислоцированы, часто прорваны гранитными интрузиями и дайками порфириров, диабазов, местами метаморфизованы; мощность до 1500 м.

Ловцовская свита залегает с размывом на породах кунаширской свиты и подразделяется на две толщи. Нижняя толща — чередование лавобрекчий и лав базальтового, андезито-базальтового состава с туфами андезито-дацитового состава; мощность 400 м; верхняя — мезо- и микроциклического чередования туфов риолито-дацитового состава, туфоаргиллитов, туфоалевритов, туфопесчаников, обвальнo-оползневых пород и туфобрекчий кислого состава; мощность 430—540 м. Породы ловцовской свиты в отличие от кунаширской характеризуются в целом значительно более слабым проявлением наложенных процессов метаморфизма и гидротермального изменения. Свита охарактеризована фаунистически и относится

к Северо-Курильскому фаунистическому комплексу. Однако ловцовская свита острова Кунашир (по данным [3]) несколько отличается от датированных разрезов других островов более молодым — позднмиоценовым возрастом и к указанному фаунистическому комплексу отнесена условно. Микрофаунистические остатки из ловцовской свиты пока не встречены. Остатки диатомовых водорослей единичные и плохой сохранности.

Алехинская свита сложена вулканогенно-осадочными породами, в основании свиты — 50-м конгломерато-брекчии. Подразделяется на две подсвиты. В нижней подсвите преобладают туфоконгломераты, туфобрекчии, лавобрекчии андезитового состава с прослоями туфопесчаников и туфодиатомитов; мощность 500 м. Верхняя подсвита сложена чередующимися туфогравелитами, туфопесчаниками, туфодиатомитами с прослоями лавобрекчий андезито-дацитового состава и пемзы; мощность 600 м. Возраст алехинской свиты более полно охарактеризован палеонтологически в скважинах Горячего пляжа. Нижняя подсвита относится к Средне-Курильскому фаунистическому комплексу верхнего миоцена, верхняя подсвита — к Восточно-Курильскому нижнего плиоцена.

Головинская свита венчает разрез неогена острова Кунашир и представлена в нижней части туфопесчаниками, песками, пемзовыми (250 м), в верхней части — грубообломочными туфами, лавами базальтов (200 м).

Образцы 32 и 36а разреза 3/77 характеризуют разрез верхней части ловцовской свиты на полуострове Ловцова. Разрез 3/77 представлен следующими породами (снизу вверх). Пачка 1: туфы коричнево-бурые, измененные, иногда с прослоями слоистых окремненных кислых туфов, туфоалевритов, туфоаргиллитов. Пачка 2: туфы серые, измененные, окремненные, оскольчатые, плитчатые, андезито-базальтового состава, с прослоями туфоаргиллитов, туфоалевролитов, реже — туфодиатомитов и туфопесчаников. Выше залегает слой обвально-оползневых накоплений с обломками вулканических пород, а также метаморфических и осадочных. Мощность 140 м. Пачка 3: обвально-оползневые накопления (80 м) и туфы дацитового и риолитового состава (50 м). В оползневых отложениях преобладают обломки вулканических пород кислого и среднего состава, пемзовых обломков; общая мощность 130 м. Пачка 4: туфоаргиллиты, коричнево-серые, плитчатые, тонкослоистые с прослоями песчаника бурого. Обломки андезитового состава, но есть примесь пемзовых частиц; мощность 40 м. Пачка 5: туфы смешанного андезит-дацитового состава с обломками базальтов, туфоаргиллиты, туфоалевролиты крепкие, слоистые, карбонатизированные, выше туфобрекчии риолитового состава с включениями обломков различных пород; мощность 110 м.

В верхней толще ловцовской свиты на полуострове Ловцова по данным [3] преобладает верхнмиоценовый комплекс фауны, включающий: *Ennula tenuis*, *E. psjakauphensis*, *Nuculana* (*Nuculana*) *karihaensis*, *N.* (*Nuculana*) *chinaensis*, *Megayoldia* (*Megayoldia*) *thraciaeformis*, *Borissia vengeriensis*, *Lucinoma acutilineata*, *Peronidia aragonia*, *Nacoma nipponica* и др.

Судя по составу фауны моллюсков, отложения верхней толщи ловцовской свиты датируются верхнмиоценовым возрастом. Этим самым Северо-Курильский фаунистический комплекс в разрезе острова Кунашир отличается от датировки разрезов других островов Большой Курильской гряды более молодым позднмиоценовым возрастом.

Образцы 3 и 9 разрезов 1/76 и 5/76 у мыса Медведь отобраны из разреза, который одни исследователи относят к самым верхам ловцовской свиты, а другие — к алексинской свите. По нашим данным, полученным по диатомовым водорослям, изученный разрез относится к алексинской свите.

Разрезы 1/76 и 5/76 у мыса Медведь дополняют друг друга и представлены толщей переслаивающихся туфоалевролитов, туфодиатомитов, туфоаргиллитов, туфов и туфобрекчий. В последних известны находки раковин моллюсков *Ennucula* sp. и отпечатки флоры [3]. По данным наших исследований, в туфоалевролитах и туфодиатомитах встречены остатки морских диатомовых водорослей определения Л.М. Долматовой: *Thalassiosira zabelina*, *Navicula exigna*, *N. radiosa*, *Gomphonema angustata*, *Melosira sulcata* и др. Вид *Thalassiosira zabelina* известен с верхнего миоцена и характерен для нижнего плиоцена, поэтому возраст данных отложений можно отнести к верхнему миоцену — нижнему плиоцену, т.е. к алексинской свите.

Более полно отложения алексинской свиты охарактеризованы фаунистически в скважинах у Горячего пляжа. Это позволяет уверенно датировать нижнюю подсвиту поздним миоценом, а верхнюю — нижним плиоценом [3]. В нижней подсвите отмечается совместное нахождение многочисленных *Nuculana* (*Nuculana*) *majamraphensis*, *N. (Nuculana) tatarica*, *N. (Nuculana) chinaensis*, *Borissia vengeriensis*, *Megayoldia (Megayoldia) thraciaeformis*. В верхней подсвите преобладают плиоценовые формы.

#### Методика датирования

Трековый метод датирования природных объектов, предложенный Флейшером и Прайсом в 1964 г. [12], находит все более широкое применение в практике геологических исследований [8, 21]. В последние годы эта методика была использована также для определения возраста вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород [9, 20, 14, 16]. Эти объекты отличаются от других горных пород. Вследствие быстрого охлаждения в процессе вулканического извержения и последующего нахождения в условиях низких температур возможно осуществлять точный отсчет времени с момента образования различных слоев вулканогенно-осадочных формаций. Однако по характеру взаимодействия с окружающей средой вулканические пеплы и туфы представляют собой открытые системы. Это приводит к необходимости проведения специальных исследований с целью выявления возможных изменений концентрации урана в микрокристаллах, средний размер которых 100–200 м.

При определении возраста вулканических пеплов, равного времени с начала накопления остывшими кристаллами следов от осколков спонтанного деления  $^{238}\text{U}$ , использовалась специально разработанная нами методика, относящаяся, согласно классификации трековых методов датирования [13], к типу RE-1. Методика включает следующие последовательные операции: 1) выделение из определенной навески образца мономинеральных фракций наиболее крупных ( $\geq 150$  мкм) микрокристаллов аксессуарных минералов с помощью тяжелых жидкостей и путем визуальной отборки под бинокулой; 2) приготовление аншлифов отобранных микрокристаллов, заподимеризованных в эпоксидные таблетки; 3) первое

химическое травление микрокристаллов для выявления треков от спонтанного деления урана; 4) подсчет числа треков от осколков спонтанного деления  $^{238}\text{U}$  ( $N_s$ ), наблюдаемого отдельно на шлифованной поверхности каждого из исследуемых микрокристаллов; 5) облучение микрокристаллов в потоке тепловых нейтронов; 6) вторичное травление облученных кристаллов; 7) подсчет числа ( $N_i$ ) треков от осколков нейтроно-индуцированного деления  $^{235}\text{U}$ .

Результаты предыдущей работы авторов [15] показали, что для трекового датирования необходимо использовать сравнительно молодые (возрастом несколько миллионов лет) вулканогенные породы и минералы, концентрация урана в которых не ниже  $\sim 10^{-6}$  г/г. К таким минералам относятся акцессорные сфен, апатит, циркон. Для точной диагностики микрокристаллов использовалось свойство избирательного химического травления треков в каждом из исследуемых минералов. Треки, наблюдаемые в облученных нейтронами микрокристаллах после вторичного химического травления, однозначно указывали на принадлежность этих кристаллов к различным минералам, условия травления треков в которых совершенно различны. Те кристаллы, нейтроно-индуцированные треки в которых не протравливались, из дальнейшего рассмотрения исключались.

Результаты, полученные в данной работе, основаны на изучении микрокристаллов апатита, отличающихся хорошей сохранностью, большей распространенностью и простотой травления треков. При этом необходимо иметь в виду, что количество акцессорных минералов в образцах вулканических пеплов крайне мало. Из исходных навесок образцов около 100 г по стандартной методике с помощью тяжелых жидкостей плотностью до  $2,9 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$  выделялось менее 1 г тяжелой фракции. Из этих фракций микрокристаллов апатита, пригодных для трековых исследований, было визуально отобрано под бинолупой 100–200 экземпляров.

Отобранные кристаллы монтировали в таблетки из эпоксидной смолы и располагали в определенном порядке, чтобы в процессе работы можно было легко находить определенные кристаллы. Шлифовка кристаллов осуществлялась с помощью алмазных порошков с размерами частиц 14, 7 и 3 мкм, что давало вполне удовлетворительные поверхности, пригодные для идентификации и подсчета треков. Травление треков в апатите проводилось в водном растворе  $\text{HNO}_3$  (1:9) при температуре  $20^\circ\text{C}$  в течение 1 мин [19]. Просмотр и подсчет треков на поверхностях травленых кристаллов выполнялся с помощью оптического микроскопа при (500–1000)-кратном увеличении. Примеры треков от осколков спонтанного и индуцированного деления урана для нескольких микрокристаллов апатита приведены на рис. 1.

Расчет возраста, равного времени с начала накопления треков от спонтанного деления  $^{238}\text{U}$ , проводился по формуле:

$$t = (\sigma I / \lambda_f) \Phi (N_s / N_i) K, \quad (1)$$

где  $\sigma$  — эффективное сечение деления  $^{235}\text{U}$  тепловыми нейтронами,  $I = \frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}}$  — отношение содержания изотопов урана,  $\lambda_f$  — константа спонтанного деления  $^{238}\text{U}$ ,  $\Phi$  — интегральный поток тепловых нейтронов,  $K$  — геометрический фактор.

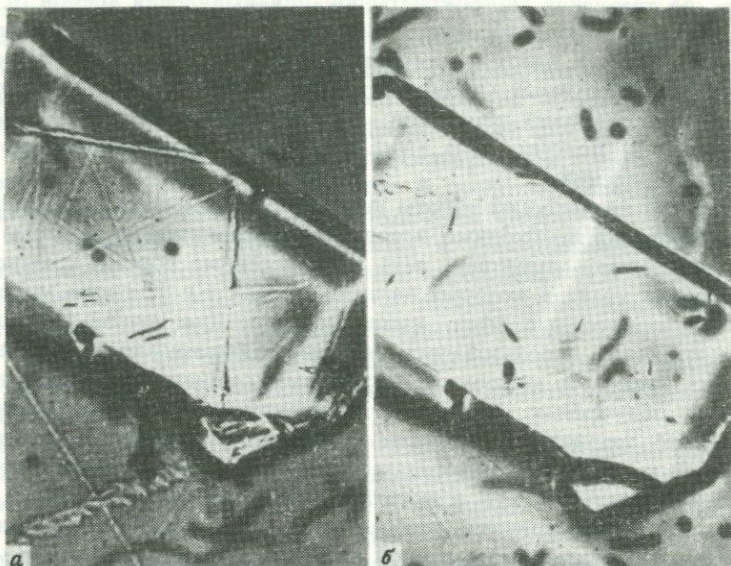


Рис. 1. Микрофотография треков от осколков спонтанного (а) и нейтроно-индуцированного (б) деления урана в кристаллах апатита из вулканического туфа

Используемое в формуле (1) отношение  $N_s/N_i$  в отличие от применения отношения плотностей ( $\rho_s/\rho_i$ ) спонтанных и индуцированных треков [13] имеет следующие преимущества. При подсчете спонтанных треков, число которых из-за низкой величины возраста и малых размеров трековых детекторов составляет в среднем несколько единиц на десятки микрокристаллов, необходимо определять  $\rho_s$  с использованием многих сотен микрокристаллов. Определение площади каждого из этих микрокристаллов вносит существенную погрешность, оценить которую точно невозможно из-за нечеткой границы и неправильной формы многих из них, а также из-за очень малых размеров их. Поэтому для получения более точных данных мы проводили подсчет  $N_s$  и  $N_i$  для каждого кристалла индивидуально, просматривая одну и ту же его внутреннюю шлифованную поверхность после первого и второго химического травления треков соответственно.

Точность определения возраста трековым методом при принятых в расчете значениях констант  $\sigma$ ,  $I$  и  $\lambda_f$ , кроме статистических погрешностей в подсчете  $N_s$  и  $N_i$ , зависит от ошибки в измерении величин  $\Phi$  и  $K$ . Ошибка в определении интегрального потока тепловых нейтронов для каждого отдельного облучения составляла в наших измерениях около 3%. Для наиболее точного определения  $\Phi$  было проведено специальное облучение внешнего детектора — золотой фольги одновременно с эталонным стеклом NBS-610 [11], которое в последующих серийных облучениях использовалось в качестве трекового стандарта сравнения. Величина  $\Phi$  при облучении кристаллов апатита обычно была равна около  $1,6 \cdot 10^{15}$  нейтрон  $\cdot$  см $^{-2}$ .

Для наиболее точного определения коэффициента  $K$ , учитывающего

различные геометрические условия образования треков от спонтанного и индуцированного деления урана, были применены два независимых способа. В первом способе используются средние величины плотностей треков, наблюдаемых для многих кристаллов. Для этого мы отобрали 100 микрокристаллов апатита, наиболее крупных и правильной формы. После первой шлифовки и нейтронного облучения проводили травление треков и подсчитали их плотность  $(\rho_i)_1$ , характеризующую число треков, образованных в условиях  $2\pi$ -геометрии. При этом для исключения влияния краевых эффектов подсчет площади для каждого кристалла проводился на внутренней, не доходящей до границ кристаллов поверхности. Средняя величина  $(\rho_i)_1$  для всех изученных кристаллов равна  $(0,72 \pm 0,02) \cdot 10^6$  трек  $\cdot$  см $^{-2}$ . Затем поверхностный слой толщиной около 30 мкм сошлифовали и провели травление треков на этой внутренней поверхности. Средняя плотность треков, характерных для условий  $4\pi$  геометрии, равна:  $(\rho_i)_2 = (1,22 \pm 0,02) \cdot 10^6$  трек  $\cdot$  см $^{-2}$ . Отношение этих величин позволило с хорошей точностью определить коэффициент  $K = 0,59 \pm 0,02$ .

Для определения  $K$  был применен также новый, предложенный авторами [17] способ, основанный на зависимости  $K$  от диаметра протравливаемых треков. Для кристаллов апатита изученных образцов вулканических туфов величина  $K$ , определенная этим способом, лежит в пределах 0,55–0,7. Разброс полученных значений зависит от ориентации поверхности травления относительно кристаллографических плоскостей симметрии каждого микрокристалла, а также от скорости травления поверхности минерала. Точность определения  $K$  этим способом для каждого образца составила около 10%.

Подсчет числа треков  $N_s$  и  $N_i$  для каждого кристалла необходимо проводить с учетом систематических ошибок, обусловленных возможной неравномерностью содержания урана в объеме кристаллов. Из-за очень малых размеров кристаллов величина этих ошибок может быть существенной. Объемная неравномерность содержания урана может быть связана с наличием внутри кристаллов инородных микровключений или вторичной минерализации с поверхности кристалла и по микротрещинам. Среди изученных нами кристаллов апатита очень редко (менее, чем в  $\sim 0,1\%$  случаев) попадались образцы, плотность нейтроноиндуцированных треков в которых была неравномерной. Примеры таких кристаллов приведены на рис. 2. Микрокристаллы с неравномерным по объему содержанием урана из расчета возраста образца исключались.

Так как облучение кристаллов в нейтронном потоке проводится после первого химического травления треков и подсчета  $N_s$ , необходимо было выяснить возможное влияние эффекта выщелачивания атомов урана из приповерхностного слоя аншлифов исследуемых кристаллов при их травлении. Уменьшение концентрации урана при этом неизбежно привело бы к занижению  $N_i$  и, как следствие, к неконтролируемому завышению величины возраста [4].

С целью проверки этого эффекта был проведен следующий эксперимент. Несколько наиболее крупных кристаллов апатита, приготовленных в виде аншлифов, протравливали каждый отдельно в растворе для травления треков в течение различного времени ( $t_{\text{травл}}$ ) от 2 до 16 мин. Затем эти

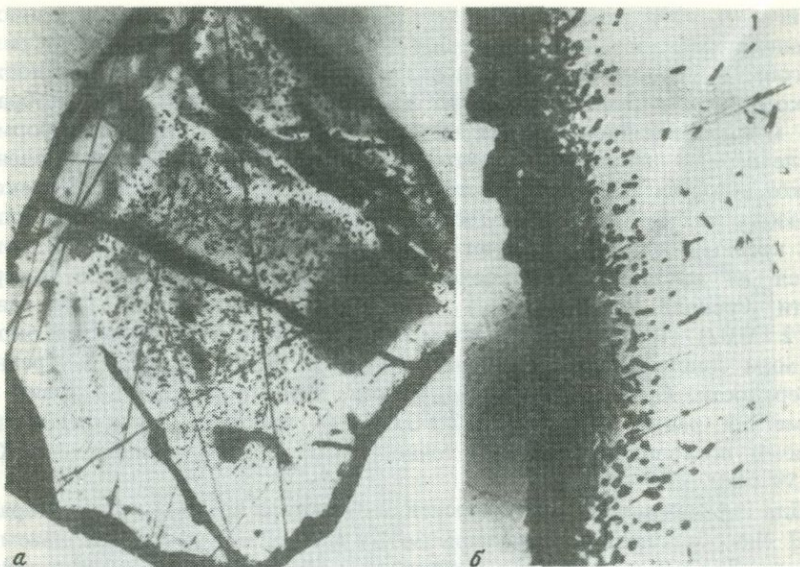


Рис. 2. Примеры неравномерного по объему кристаллов апатита содержания урана  
*а* — кристалл с сильно обедненной ураном приповерхностной зоной (шириной 30–100 мкм), *б* — кристалл с сильно обогащенной ураном приповерхностной зоной (шириной около 30 мкм). Шкала 50 мкм

кристаллы, а также контрольный кристалл апатита, не подвергавшийся травлению, облучили тепловыми нейтронами реактора в контакте с внешним детектором треков — лавсаном. Последующий подсчет плотности нейтроиндуцированных треков на лавсане, соответствующей каждому из исследуемых микрокристаллов, показал, что значения экспериментальных точек, приведенных на рис. 3а, лежат в пределах погрешностей измерения концентрации урана  $C_{U_0}$  в контрольном кристалле апатита. Это означает, что при химическом травлении треков в апатите по принятой методике не наблюдается сколько-нибудь заметного изменения концентрации урана в приповерхностном слое по мере увеличения времени травления, во много раз превышающем стандартное время травления треков.

Для проверки и оценки сохранности урана в процессе лабораторной химической обработки исследуемых минералов (кроме травления треков, сюда входят выделение и очистка тяжелой фракции образца) авторами [4] был предложен способ, основанный на сравнении величины концентрации урана в приповерхностном слое исследуемых микрокристаллов до и после химической обработки образца. Концентрация урана определяется по трекам от осколков нейтроиндуцированного деления, регистрируемого внешним детектором треков. Проводится двухкратное облучение образца в потоке тепловых нейтронов. Оценка степени миграции ( $M$ ) проводится с помощью следующего выражения:

$$M = 1 - (N_2 \cdot \Phi_1) / (N_1 \cdot \Phi_2), \quad (2)$$

где  $N_1$  и  $N_2$  — числа треков после первого и второго облучения с интеграль-

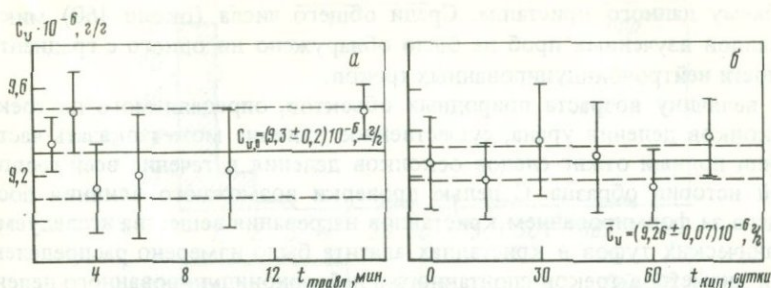


Рис. 3. Концентрация урана в микрокристаллах апатита из вулканических туфов, подвергнутых травлению в водном растворе  $\text{HNO}_3$  (1:9) при температуре  $20^\circ\text{C}$  в течение времени  $t_{\text{травл}}$  (а) или кипячению в водном растворе морской соли в течение времени  $t_{\text{кип}}$  (б)

ным потоком тепловых нейтронов  $\Phi_1$  и  $\Phi_2$  соответственно. При  $M = 0$  миграция урана отсутствует, при  $M > 0$  происходит выщелачивание, при  $M < 0$  — привнос урана в образец. Как показали измерения, выполненные для микрокристаллов апатита, величина  $M$  не выходит за пределы погрешности измерений  $N$  и  $\Phi$ , соответствующей 3–5%.

Не менее важное значение при датировании по трекам деления урана имеет контроль за сохранностью урана в исследуемых образцах в течение всей геологической истории их существования. Актуальность этой проблемы обусловлена тем, что, как известно [6], в природных условиях уран характеризуется большой подвижностью и миграционной способностью. Для исследуемых вулканических пород, являющихся открытыми системами, осуществление систематического контроля и измерение сохранности урана в минералах обязательно.

Так как вулканические туфы — продукты отложения вулканических пеплов на морское дно, то при огромной разнице в содержании урана в апатите и морской воде важно было оценить величину эффекта выщелачивания урана из микрокристаллов, контактирующих с морской водой в течение длительного геологического времени. Для этого нами был проведен следующий модельный эксперимент. Несколько десятков микрокристаллов апатита из исследуемых образцов после определения в них содержания урана были подвергнуты длительному (от 15 до 80 суток) кипячению в водном растворе соли морской воды. Результаты измерений, приведенные на рис. 3, б, указывают на отсутствие сколько-нибудь заметного изменения концентрации урана в этих микрокристаллах в зависимости от времени кипячения, что свидетельствует о хорошей сохранности урана в апатитах даже в условиях сравнительно высоких температур.

Помимо экспериментальной проверки заключение о наличии или отсутствии миграции урана в исследуемых минералах в течение всего времени накопления спонтанных треков можно сделать, исходя из наблюдения отклонений от среднего значения плотности индуцированных треков в приграничных областях кристаллов. При этом один из наиболее четких признаков наличия миграции урана — градиент в микрораспределении урана с соответствующим изменением плотности индуцированных треков

по объему данного кристалла. Среди общего числа (около 460) микрокристаллов изученных проб не было обнаружено ни одного с градиентом плотности нейтроноиндуцированных треков.

На величину возраста природных объектов, определяемого по трекам от осколков деления урана, существенное влияние может оказать частичный или полный отжиг следов осколков деления в течение всей геологической истории образца. С целью проверки возможного влияния последующего за формированием кристаллов нагревания вещества исследуемых вулканических туфов в кристаллах апатита было измерено распределение длин и диаметров треков спонтанного и нейтроноиндуцированного деления урана. Сопоставление полученных данных показало, что как пределы изменения длин и диаметров треков, так и их средние значения совпадают в пределах погрешностей измерений в обоих случаях. Это означает, что за все время существования образец не подвергался нагреванию, которое могло бы привести к уменьшению геометрических размеров треков, что привело бы к занижению величины определяемого возраста.

### Результаты, их обсуждение

Результаты определения возраста четырех образцов вулканических туфов острова Кунашир Большой Курильской гряды приведены в таблице. Число изученных для каждого образца микрокристаллов составило от 80 до 160 и определялось содержанием аксессуарных минералов в пробах.

На рис. 4 для изученных образцов приведены гистограммы распределения микрокристаллов апатита по величине  $N_s$ . Как видно из графиков, в первом, третьем и четвертом образцах, кроме основной группы микрокристаллов, имеется по несколько микрокристаллов, величина  $N_s$  для которых значительно превышает среднее значение  $\bar{N}_s$  для данного образца. Такие кристаллы, охарактеризованные авторами [5] как примесные, отличаются от основной массы кристаллов пробы более древним возрастом. В связи с этим использование для таких образцов средних величин отношений спонтанных и нейтроноиндуцированных треков для всей пробы в целом, без выделения каким-либо образом примесной фракции, неизбежно приведет к неконтролируемому завышению действительного возраста образца.

Трековое датирование вулканических туфов острова Кунашир

Разрез	Образец	Число микрокристаллов		Скорректированный возраст, млн. лет*
		изучено	примесные	
1/76	3	85	3	3,6 ± 1,0
5/76	9	81	0	4,8 ± 1,7
3/77	32	132	1	7,8 ± 1,8
3/77	36а	164	4	11,1 ± 2,0

\* Расчеты проведены с использованием величин:  $\sigma = 582$  мбарн.,  $I = 0,0073$ ,  $\lambda_f = 7,00 \cdot 10^{-17}$  лет [23].

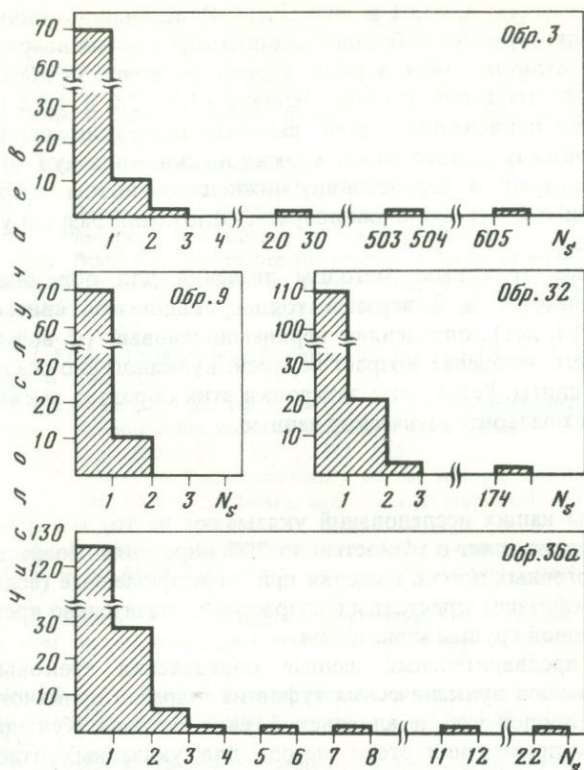


Рис. 4. Распределение микрокристаллов апатита в образцах изученных вулканических туфов по величине  $N_s$ , наблюдаемой в каждом из микрокристаллов

Математическая обработка результатов определения возраста с целью обнаружения и исключения примесных кристаллов заключается в построении распределения кристаллов пробы по возрасту [22] или по числу спонтанных треков [10]. Однородность образца, т.е. отсутствие примесного материала, оценивается по согласию наблюдаемых экспериментальных распределений с теоретическими, подчиняющимися в одних случаях закону нормального или логнормального распределения, в других — закону Пуассона. Однако подобная оценка однородности пробы может оказаться ошибочной, так как в основе ее лежит предположение о равномерности содержания урана во всех исследуемых микрокристаллах. Такое допущение может привести в ряде случаев к грубому искажению определяемой величины возраста и особенно для образцов молодых пород [18].

В связи с этим авторами [5] был предложен новый способ выделения примесных кристаллов из образцов вулканических пеплов и туфов, основанный на сопоставлении экспериментальных данных с теоретическими, вычисленными по формуле Пуассона, но с учетом неравномерности содержания урана в исследуемых микрокристаллах. Математические расчеты предложенным методом очень трудоемки и могут выполняться только с помощью машинной обработки. Для их проведения созданы про-

граммы на языках АЛГОЛ и ФОРТРАН. Описанная методика позволила вычислить для изученных образцов скорректированный возраст (см. таблицу), сильно отличающийся в ряде случаев от возраста образца в целом.

Датировки отложений у мыса Медведь ( $3,6 \pm 1,0$  и  $4,8 \pm 1,7$  млн. лет) подтверждают приведенные выше палеонтологические данные непосредственно по разрезу у этого мыса, а также по скважинам у Горячего Пляжа, и свидетельствуют о верхнемиоцен-нижнеплиоценовом возрасте алексинской свиты и о более молодом возрасте отложений разреза у Филатово — мыс Медведь.

Полученные трековым методом значения для образцов 32 и 36а, взятых из пачек 1 и 2 верхней толщи ловцовской свиты ( $7,8 \pm 1,8$  и  $11,1 \pm 2,0$  млн. лет), определяют верхнемиоценовый (и, возможно, самые верхи среднего миоцена) возраст верхней, вулканогенно-осадочной толщи ловцовской свиты. Результаты датировки этих образцов также независимо подтверждают палеонтологические данные.

### Выводы

Результаты наших исследований указывают на то, что трековый метод датирования позволяет с точностью до 20% определять возраст очень молодых вулканогенных пород, выделяя при этом примесные (если они имеются в данном образце) кристаллы с возрастными, значительно превышающими возраст основной группы кристаллов.

Первые, предварительные данные определения трековым методом возраста образцов вулканических туфов из разрезов вулканогенно-осадочных пород ловцовской и алексинской свит острова Кунашир показали возможность применения этого метода для указанных отложений. Для верхней толщи ловцовской свиты результаты датирования трековым методом совпадают с возрастом указанных пород по данным фауны моллюсков. Результаты трекового датирования согласуются с геологическими и палеонтологическими данными.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Бевз В.Е. Неогеновые отложения Курильских островов (стратиграфия, литология, условия формирования). Автореф. дис. . . канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1974.
2. Желубовский Ю.С., Прялухина А.Ф. Стратиграфия. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1964, 31, ч. 1, с. 527—666.
3. Жидкова Л.С., Бевз В.Е., Ильина А.П. Атлас неогеновых моллюсков Курильских островов. М.: Наука, 1972. 166 с.
4. Кашкаров Л.Л., Кошкин В.Л. Контроль за сохранностью урана при датировании по трекам деления. — В кн.: Проблемы изотопн. датиров. процессов вулканизма и осадкообраз. Тез. докл. Киев: Наукова Думка, 1982, с. 58—59.
5. Кошкин В.Л., Кашкаров Л.Л. Методика обнаружения примесных кристаллов при определении возраста вулканических туфов по трекам деления урана. — В кн.: Проблемы изотопн. датиров. процессов вулканизма и осадкообраз. Тез. докл. Киев: Наукова думка, 1982, с. 59—60.
6. Титов В.К., Билибина Т.В., Дашкова А.Д., Ильгин В.К., Макарова Л.Н., Шмураева Л.Я. О миграции урана и теория при дислокационном метаморфизме. — В кн.: Поведение радиоактивных элементов в геологич. процессах. М.: Недра, 1978, с. 37—46.
7. Фирсов Л.В. Абсолютный возраст интрузивных пород островов Кунашир и Уруп (Курильские острова). — ДАН СССР, 1964, 156, № 4, с. 841—842.

8. Флейшер Р.Л., Прайс П.Б., Уокер Р.М. Треки заряженных частиц в твердых телах. Часть вторая. Науки о Земле и космические исследования. Перев. А.Н. Комарова и Л.К. Левского. Под ред. Ю.А. Шуколюкова. М.: Энергоиздат, 1981. 263 с.

9. Bonadonna F.P., Bigazzi G. Studi sul Pleistocene del Lazio VIII-datazione di tufi intertrentiniani della zona di Cerveteri (Roma) mediante il metodo delle tracce di fissione. — Bull. Soc. geol. ital., 1970, 89, p. 463–473.

10. Burchart J. Evaluation of uncertainties in fission-track dating: Some statistical and geochemical problems. — Nucl. Tracks, 1981, 5, p. 87–92.

11. Carpenter B.S. Determination of trace concentration of boron and uranium in glass by the nuclear track technique. — Anal. Chem., 1972, 44, p. 600–605.

12. Fleischer R.L., Price P.B. Techniques for geological dating of minerals by chemical etching of fission fragment tracks. — Geochim. et cosmochim. acta, 1964, 28, p. 1705–1714.

13. Gleadow A.J.W. Fission-track dating methods: What are the real alternatives? — Nucl. Tracks, 1981, 5, p. 3–14.

14. Hurford A.J. Fission track dating of a vitric tuff from East Rudoff, North Kenya. — Nature, 1974, 249, p. 236–237.

15. Kashkarov L.L., Koshkin V.L. Track method use for the determination of low uranium concentration in volcanic ashes with the purpose of their dating. — In: Low-radioactivity measurements and applications. Br., 1977, p. 341–345.

16. Kashkarov L.L., Koshkin V.L. Particularity of the volcanic ash dating with help of the fission tracks. — In: Abstr. 10th Intern. conf. on solid state nucl. track detect, Lyon, France, 1979.

17. Koshkin V.L., Kashkarov L.L. Determination of the geometry factor for the fission track dating method. — In: Abstr. 11th Intern. conf. on solid state nucl. track detect., Bristol (U.K.), 1981.

18. Koshkin V.L., Kashkarov L.L. Mathematical treatment of fission-track dating results. — In: Fifth Intern. conf. on geochronol., cosmochemol. and isotope geol. Abstr. Nikko, 1982, p. 189–190.

19. Lal D., Muralli A.V., Rajan R.S. et al. Techniques for proper revelation and viewing of etch-tracks in meteoritic and terrestrial minerals. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, 5, N 2, p. 111–119.

20. Machida H., Suzuki M. Geological dating of the Late Quaternary by using the absolute age of volcanic ashes based on the fission-track method. — Kagaku (Science), 1971, 41, p. 263–270.

21. Naeser C.W., Gleadow A.J.W., Wagner G.A. Standardization of fission-track data reports. — Nucl. Tracks, 1979, 3, p. 133–136.

22. Nishimura S. On the fission-track dating of tuffs and volcanic ashes. — Nucl. Tracks, 1981, 5, p. 157–167.

23. Wagner G.A., Reimer M., Carpenter B.S. et al. The spontaneous fission rate of U-238 and fission track dating. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, 39, p. 1279–1286.

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Е.В. Бибкова.</i> Уран-свинцовая изотопная система в вулканических породах . . .	3
<i>И.М. Горохов.</i> Rb—Sr системы в вулканогенных породах . . . . .	18
<i>И.М. Морозова, М.М. Аракелянц, А.Г. Рублев.</i> Калий-аргоновые системы вулканитов . . . . .	44
<i>А.Н. Комаров.</i> Датирование вулканических пород методом треков . . . . .	60
<i>Ю.А. Шуколюков, А.Б. Верховский.</i> Благородные газы в вулканических породах . . . . .	68
<i>Д.И. Головин.</i> Об использовании К—Аг метода для датирования осадочных пород по глаукониту . . . . .	79
<i>Л.Н. Овчинников, А.И. Степанов.</i> О пригодности вулканитов для К—Аг геохронологии . . . . .	85
<i>Н.П. Шербак, Л.Г. Данилович, В.М. Скобелев, О.М. Струева.</i> Главные этапы вулканической деятельности на территории Украины . . . . .	94
<i>К.О. Кратц, С.Б. Лобач-Жученко, И.М. Горохов, О.А. Левченков, И.Н. Крылов.</i> Проблемы датирования и корреляции эпох вулканизма и осадконакопления восточной части Балтийского щита . . . . .	109
<i>Н.П. Лаверов, Ф.И. Вольфсон, Б.М. Сельцов, И.В. Чернышев, И.Б. Иванов.</i> Геохронология континентального вулканизма фанерозоя. (На примере районов Восточного Забайкалья, Средней Азии и ГДР) . . . . .	116
<i>Л.К. Левский, Г.В. Овчинникова.</i> Догеологическая хронология вулканитов . . . . .	124
<i>Е.В. Бибикова, В.Л. Бойко, Т.В. Грачева, В.А. Макаров, Р.М. Петрова.</i> Древнейшие ультрабазиты Украинского щита . . . . .	132
<i>Е.Н. Бартицкий, Г.Д. Елисеева, Ф.И. Котловская, Р.Б. Крымский, Н.В. Теплякова.</i> Рубидий—стронциевая и самарий—неодимовая системы в эффузивных породах конкско-верховцевской серии Украинского щита . . . . .	143
<i>Л.Н. Овчинников, Г.И. Кондрашкова, Р.И. Лутков.</i> Рубидий—стронциевая геохимия и геохронология вулканогенных пород . . . . .	146
<i>О.А. Левченков, С.З. Яковлева, И.Н. Крылов, И.К. Шулушко, Н.Г. Бережная.</i> К вопросу об изотопном возрасте сумийских кварцевых порфиров лехтинской структуры Карелии . . . . .	154
<i>А.А. Краснобаев, Е.В. Бибикова, А.И. Степанов, Т.И. Кирнозова, Ю.Л. Ронкин, В.А. Макаров, О.П. Лепихина, А.В. Кравцов.</i> Возраст эффузивов машакской свиты и проблема изотопно-геохронологической границы нижний-средний рифей . . . . .	162
<i>Л.Л. Кашкаров, В.Л. Кошкин, К.А. Ушко.</i> Определение возраста вулканических туфов неогена острова Кунашир Большой Курильской гряды трековым методом . . . . .	175

УДК 550.93

Бибикова Е.В. Уран-свинцовая изотопная система в вулканических породах. — В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены возможности измерения по U—Pb изотопной системе возраста вулканических пород в целом и отдельных минералов. Показано, что главная помеха при изотопном датировании — возможные процессы контаминации расплавов веществом древней силикатической коры, что особенно существенно для вулканических пород, сформированных в последний миллиард лет. U—Pb изотопная система аксессуарных цирконов позволяет оценить время протекания процесса вулканизма и длительность этого процесса.

Табл. 2. Ил. 10. Библ. 38 назв.

УДК 550.93

Горохов И.М. Rb—Sr системы в вулканогенных породах. — В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

Рассмотрена Rb—Sr систематика до- и посткристаллизационной истории вулканогенных пород, оценены возможности и ограничения Rb—Sr метода при определении их возраста. Показано, что в общем случае, когда источник магматического расплава гетерогенен по Rb/Sr отношению и изотопный состав Sr в магме не уравнивается, точки образцов вулканитов образуют на эволюционных диаграммах изохроны с "первичным наклоном". Проанализированы причины возникновения таких псевдохроных зависимостей и их диагностика.

Табл. 1. Ил. 14. Библ. 95 назв.

УДК 550.93

Морозова И.М., Аракелянц М.М., Рублев А.Г. Калий-аргоновые системы вулканитов. — В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

Обобщен опыт использования K—Ar метода для датирования вулканитов. Рассматриваются завышенные и заниженные значения K—Ar возраста применительно к генезису и условиям существования вулканических пород. Проанализированы возможности и ограничения графических изохроных методов вычисления возраста вулканитов.

Табл. 1. Ил. 13. Библ. 32 назв.

УДК 550.93

Комаров А.Н. Датирование вулканических пород методом треков. — В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены варианты метода треков, его достоинства и недостатки в сравнении с другими методами ядерной геохронологии, минералы, пригодные для датирования, и способы введения поправок на отжиг природных треков. Проведен обзор работ, выполненных с применением этого метода. Сделан вывод о целесообразности применения метода треков для датирования молодых вулканических пород.

Табл. 4. Ил. 1. Библ. 16 назв.

УДК 550.93

Шуклюков Ю.А., Верховский А.Б. Благородные газы в вулканических породах. — В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

Дан краткий обзор изотопной и элементной распространенности благородных газов в вулканических породах. Наиболее важные результаты получены

при изучении изотопного состава гелия, широко используемого в качестве критерия ювенильности вещества вулканических пород, важного показателя происхождения других благородных газов в породах вулканического происхождения.

Библ. 45 назв.

#### УДК 550.93

Головин Д.И. Об использовании К-Аг метода для датирования осадочных пород по глаукониту. — В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены литературные данные определения К-Аг возраста по глаукониту. Показано, что в настоящее время отсутствуют надежные критерии оценки правильности радиологических датировок осадочных пород с необходимой на современном этапе исследований точностью.

Табл. 1. Ил. 3. Библ. 20 назв.

#### УДК 551.311.7 : 550.93

Овчинников Л.Н., Степанов А.И. О пригодности вулканитов для калий-аргоновой геохронологии. — В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

Сопоставлением абсолютного и биостратиграфического возрастов различных по степени изменения вулканогенных пород Урала установлена возможность использования для К-Аг датирования минимально гидратированных, преимущественно кайнотипных вулканитов. Предложена методика отбраковки проб, интерпретируются результаты датирования с учетом содержания  $H_2O^+$ .

Табл. 2. Ил. 8. Библ. 26 назв.

#### УДК 550.93

Шербак Н.П., Данилович Л.Г., Скобелев В.М., Струева О.М. Главные этапы вулканической деятельности на территории Украины. — В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

Выделены важные геохронологические рубежи, соответствующие главным этапам проявления вулканической деятельности на территории Украины, установлены основные закономерности эволюции вулканизма.

Табл. 1. Ил. 6. Библ. 10 назв.

#### УДК 550.93

Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Горохов И.М., Левченков О.А., Крылов И.Н. Проблемы датирования и корреляции эпох вулканизма и осадконакопления восточной части Балтийского щита. — В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены возможности применения различных методов датирования для возрастной корреляции процессов осадконакопления и вулканизма различных тектонических зон восточной части Балтийского щита. Показана сложность подобных сопоставлений и необходимость использования структурно-метаморфических шкал, учитывающих геологические и геохимические данные.

Библ. 17 назв.

Лаверов Н.П., Вольфсон Ф.И., Сельцов Б.М., Чернышев И.В., Иванов И.Б. Геохронология континентального вулканизма фанерозоя. (На примере районов Восточного Забайкалья, Средней Азии и ГДР). — В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

Приводятся результаты К—Аг датирования вулканогенных пород различных районов Восточного Забайкалья. Полученные данные позволили провести корреляцию изотопных и палеонтологических датировок, установить длительность действия вулканогенных очагов различного состава и скорость накопления вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ.

Ил. 3. Библ. 11 назв.

## УДК 550.93

Левский Л.К., Овчинникова Г.В. Догеологическая хронология вулканитов. — В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

В рамках относительной и абсолютной хронологии рассматривается последовательность процессов на ранних этапах существования планет Солнечной системы, включая Землю. Уменьшающийся со временем поток планетезималей был определяющим фактором дифференциации поверхностных слоев, появления эффузивных пород и коры планет в течение первых 600–700 млн. лет их эволюции. Именно этот процесс наряду с последующей тектоно-магматической и эрозивной деятельностью делает маловероятным обнаружение на Земле пород с возрастом более 3,7–3,8 млрд. лет.

Ил. 4. Библ. 30 назв.

## УДК 550.93

Бибикова Е.В., Бойко В.Л., Грачева Т.В., Макаров В.А., Петрова Р.М. Древнейшие ультрабазиты Украинского щита. — В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

Измерен U—Pb изотопный возраст акцессорных цирконов, выделенных из ультрабазитов, мигматитов и гнейсов Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита. Ультрабазиты представляют собой останцы среди гранитоидов. Изохронный возраст 3,6–3,7 млрд. лет, полученный по акцессорным цирконам метасоматического происхождения в ультрабазитах, и отвечает, по-видимому, постмагматическим процессам при внедрении ранних гранитоидов в уже существующую кору ультрабазит-базитового состава. Проведенные исследования показывают, что в пределах Украинского щита установлена самая ранняя эпоха вулканизма, соответствующая "первичным" зеленокаменным поясам других континентов.

Табл. 2. Ил. 3. Библ. 10 назв.

## УДК 550.93

Бартницкий Е.Н., Елисеева Г.Д., Котловская Ф.И., Крымский Р.Б., Теплякова Н.В. Рубидий-стронциевая и самарий-неодимовая системы в эффузивных породах конкско-верховцевской серии Украинского щита. — В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

Приведены результаты изотопного анализа Sr и Nd в породах и некоторых породообразующих минералах. Содержание Rb, Sr, Sm и Nd определены методами изотопного разбавления. Для количественного разделения редкоземельных элементов (коэффициент разделения  $10^5$ – $10^6$ ) разработана методика с использованием распределительной хроматографии на бумаге.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 6 назв.

Овчинников Л.Н., Кондрашкова Г.И., Лутков Р.И. Рубидий-стронциевая геохимия и геохронология вулканогенных пород. — В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

Произведена геолого-статистическая обработка 536 определений абсолютного возраста всех типов вулканических пород, выполненных Rb—Sr методом, по отечественным и зарубежным литературным данным. Величина первичного отношения изотопов Sr использована в качестве генетического параметра. Выявлены эпохи максимальной вулканогенной активности Земли, получены генетические ряды основных типов вулканических пород и приведена сравнительная характеристика всех типов молодых вулканитов (0—50 млн. лет) по основным петрохимическим параметрам.

Табл. 2. Ил. 3. Библ. 5 назв.

Левченков О.А., Яковлева С.З., Крылов И.Н., Шулешко И.К., Бережная Н.Г. К вопросу об изотопном возрасте сумийских кварцевых порфиров Лехтинской структуры Карелии. — В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

Приведены результаты комплексного изучения цирконов с целью изотопного датирования сумийских кварцевых порфиров Лехтинской структуры Карелии. Выявлена сложная история эволюции U—Pb систем цирконов, выходящая за рамки одноэпизодной модели Везерилла. На основании анализа всей совокупности новых данных по распространенности изотопов Pb и U в этих цирконах сделан вывод о возможно более древнем (2750 млн. лет) возрасте образования кварцевых порфиров, чем предполагалось ранее.

Табл. 1. Ил. 3. Библ. 13 назв.

Краснобаев А.А., Бибилова Е.В., Степанов А.И., Кирнозова Т.И., Ронкин Ю.Л., Макаров В.А., Лепихина О.П., Кравцов А.В. Возраст эффузивов машакской свиты и проблема изотопно-геохронологической границы нижний-средний рифей. — В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

Rb—Sr изохронным методом и U—Pb изотопным методом по аксессуарным цирконам определен возраст вулканитов машакской свиты, лежащей в основании Юрматинской серии Западного склона Урала, — стратотипа среднерифейских образований. По данным двух методов получен возраст 1348 + 30 млн. лет. С учетом возраста Бердяушского массива граница нижнего-среднего рифея может быть оценена в 1350+10 млн. лет.

Табл. 3. Ил. 7. Библ. 12 назв.

Кашкаров Л.Л., Кошкин В.Л., Ушко К.А. Определение возраста вулканических туфов неогена острова Кунашир Большой Курильской гряды трековым методом. — В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

Приведены первые результаты датирования четырех образцов вулканических туфов из стратифицированных разрезов вулканогенно-осадочных пород неогена ловцовской и алексинской свит острова Кунашир Большой Курильской гряды, выполненного с помощью трековой методики. Специально разработанным для вулканогенных пород способом трекового датирования обнаружен и исключен примесный по возрасту материал и получены скорректированные возрасты, хорошо согласующиеся с геологическими и палеонтологическими данными (3,6—11,1 млн. лет).

Табл. 1. Ил. 4. Библ. 23 назв.

2 р. 30 к.

4346