550
П 78

ПРОБЛЕМЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ВУЛКАНИЗМА И ОСАДКО-ОБРАЗОВАНИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
КОМИССИЯ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ
АКАДЕМИЯ НАУК УССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УССР

ПРОБЛЕМЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ВУЛКАНИЗМА И ОСАДКО-ОБРАЗОВАНИЯ

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ ВСЕСОЮЗНОГО СОВЕЩАНИЯ

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1982

550+550.93
П 78

УДК 550.93

Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования / Тез. докл. Всесоюзного совещания. – Киев : Наук. думка, 1982. – 100 с.

В сборнике помещены тезисы докладов Всесоюзного совещания (XXII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, Ужгород, 28–30 сентября 1982 г.), посвященного изотопному датированию процессов вулканизма и осадкообразования различными радиологическими методами: калий-аргоновым, рубидий-стронциевым, уран-торий-свинцовым, самарий-неодимовым и др. В большинстве докладов рассматриваются как геологические, так и методологические аспекты указанной проблемы, приводится обширный материал по датированию вулканических и осадочных образований из различных регионов Советского Союза в широком возрастном диапазоне – от раннего архея до антропогена.

Ответственный редактор
академик АН УССР *Н.П.Щербак*

Редакция информационной литературы

24035

БІБЛІОТЕКА
Інститут геохімії і фізики мінералів АН УРСР

П $\frac{1904030000-533}{М221(04)-82}$

© Издательство "Наукова думка", 1982

О.А.Богатиков, А.М.Борсук, В.И.Коваленко, И.Д.Рябчиков

ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ВУЛКАНИЗМА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В геологической истории Земли выделены следующие тектоно-магматические стадии (Богатиков и др., 1980): а) "лунная" (древнее 3,5 млрд. лет) – с примитивным базитовым магматизмом, в ходе которого формировались породы некоторых зеленокаменных поясов и серых гнейсов; б) нуклеарная (3,5–2,5 млрд.лет), в течение которой образовались ядра континентов с характерным базитовым магматизмом и плагиогранитами; в) кратонная (2,5–1,5 млрд.лет) – с завершением формирования протоконтинентов и с первично-сиалическим магматизмом; г) континентальная (1,5–0,25 млрд.лет) – с образованием складчатых поясов и зон тектонической активизации на материках при дифференцированном характере магматизма, многообразии его формаций и широком развитии пород известково-щелочной серии; д) континентально-океаническая (0,25 млрд. лет) – с дифференциальным магматизмом континентов и океанов.

Ведущей тенденцией эволюции магматизма в истории Земли является смена примитивного коматиит-базитового магматизма глубоко дифференцированным в вещественном отношении магматизмом с последовательным расширением спектра составов магматических пород.

Наиболее важный фактор, определяющий эволюцию магматизма во времени, – изменение теплового режима Земли, сопровождаемое прогрессирующим обеднением верхней мантии некогерентными, летучими и радиоактивными компонентами, вовлечением в процессы магмообразования континентальной и океанической коры, возрастанием мощности и гетерогенности континентальной коры, усложнением геодинамических условий магмообразования.

Снижение интенсивности глобального теплового потока выражено в постепенном затухании ультрабазитового вулканизма, а также в смене площадного характера магматизации в архее локальным анатексисом, обусловленным мантийными теплоносителями, в более поздние эпохи.

Необратимая дифференциация мантии, выражающаяся в появлении участков, обедненных несовместимыми элементами, характеризующихся в

условиях мантии низкими значениями коэффициентов распределения ("истощенная мантия"), становится заметной, начиная с нуклеарной стадии. В дальнейшем (вплоть до настоящего времени) в подкоровом магмообразовании участвует как примитивная, так и "истощенная" мантия.

В течение континентальной стадии (возможно, и раньше) начинается генерация магм смешанного генезиса с участием мантийных источников и континентальной земной коры, а также с вовлечением в процессы плавления вещества океанической земной коры, представленного толеитовыми базальтами, измененными в процессе взаимодействия с нагретыми морскими водами. Вследствие этого в зонах перехода океан – континент широко развиваются андезиты и другие продукты известково-щелочного магматизма.

Е.В.Бибикова

УРАН-СВИНЦОВАЯ ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМА В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Широкое изотопно-геохимическое изучение современных вулканических пород позволило разрешить многие вопросы, связанные с источником магм, глубиной их зарождения, масштабами процессов контаминации; в том числе накоплен большой фактический материал о поведении уран-свинцовой изотопной системы в процессе формирования вулканических пород. Показано, что современные базальты океанических областей формируются с мантийными характеристиками изотопного состава свинца, которые отражают изотопную неоднородность верхней мантии и глобальные процессы ее дифференциации. Установление уран-свинцового изотопного равновесия – процесс длительный, что вызвано различной подвижностью этих двух элементов при эпигенетическом преобразовании вулканических пород.

Это ограничивает применимость уран-свинцового изотопного метода для датирования фанерозойских вулканических пород по породе в целом.

Применение уран-свинцового изотопного метода датирования по породе в целом для слабометаморфизованных раннедокембрийских вулканических пород давало положительный результат (Sinha, 1972; Vidal et al., 1980). Однако равенство полученных возрастных датировок для вулканических пород (3,29 млрд. лет для серии Онвервахт, Южная Африка; 2,65 млрд. лет для пояса Суомусалми, Финляндия) с возрастом прорывающих зеленокаменные пояса гранитов свидетельствует о том, что закрытие уран-свинцовой изотопной системы в породе произошло при низкотемпературном метаморфизме, синхронном с внедрением более поздних гранитов.

Датирование уран-свинцовым изотопным методом по породе в целом высокометаморфизованных исходно вулканических пород (двупироксе-

новые кристаллосланцы) не представляется возможным, ибо в ходе метаморфизма гранулитовой фации происходит вынос из пород урана, что приводит к получению резко завышенных изохронных датировок.

Для датирования вулканических пород уран-свинцовым изотопным методом успешно применяются акцессорные цирконы, минералогические особенности которых – идиоморфные формы, тонкая внутренняя зональность – свидетельствуют об их магматическом происхождении. Как правило, акцессорные цирконы из докембрийских вулканических пород не имеют внутренних ядер и не содержат реликтового радиогенного свинца. Поэтому изотопные возрасты, определенные по этим цирконам, соответствуют времени вулканизма. По акцессорным цирконам вулканических пород определен возраст зеленокаменного пояса Пилбора (Австралия) в 3,45 млрд. лет (Pidgeon, 1978), установлена длительность процессов вулканизма в пределах зеленокаменного пояса Учи-Лейк (Канада) в 200 млн. лет (Nunes and Thurston, 1978). Нами по акцессорным цирконам оценено время формирования конкско-верховцевской серии Украинского щита в 3,25 млрд. лет, вулканитов Койкарской структуры Балтийского щита – в 1,93 млрд. лет, вулканитов машакской свиты Урала – в 1350 млн. лет.

В акцессорных цирконах из фанерозойских вулканических пород континентальных областей иногда фиксируются внутренние ядра. Но даже при отсутствии видимых внутренних ядер в них, как правило, присутствует реликтовый радиогенный свинец, завышающий изотопные датировки и указывающий на все возрастующую роль процессов контаминации и анатектическое происхождение многих фанерозойских вулканических пород.

И.М. Горохов

РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВЫЕ СИСТЕМЫ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ

В связи с быстрым охлаждением вулканогенных пород момент первичной фиксации Rb/Sr отношений в различных участках породы, определяемый изохронным возрастом, должен совпадать со временем их становления. При геохронологическом изучении вулканитов на эволюционных диаграммах во многих случаях наблюдается хорошее линейное расположение точек, а вычисленные возрасты подкрепляются известными геологическими и палеонтологическими данными. Однако наряду с этим приходится сталкиваться как с завышением, так и с занижением возрастов.

Завышение кажущегося возраста обычно связано с существованием гипогенной положительной корреляции между первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ и Rb/Sr в изучаемых образцах. При этом разброс точек относительно аппроксимирующих прямых на эволюционных диаграммах, как правило, превышает экспериментальные ошибки. Основные причины возникновения таких зависимостей: 1) плавление гетерогенной мантии; 2) плавление гетерогенной коры и 3) контаминация мантийной магмы веществом коровых пород. Параметры регрессии (возраст и первичное отно-

и возможность присутствия в них избыточного аргона, различного по своему генезису: а) избыточный "унаследованный" ксенолитами и ксенокристаллами аргон; б) избыточный магматогенный аргон; в) захваченный атмосферный аргон со смещенным изотопным составом; г) избыточный аргон фенокристаллов.

Трудности выделения отдельных составляющих минералов привели к широкому использованию для датирования валовых образцов, а обнаружение ^{36}Ar, не связанного по своему генезису с воздушным,способствовало созданию и развитию калий-аргоновых изохронных методов в координатах $^{40}Ar - {}^{40}K$; $^{40}Ar/^{36}Ar - {}^{40}K/^{36}Ar$; $^{40}Ar/^{36}Ar - {}^{39}Ar/^{36}Ar$. Рассмотрение основных результатов калий-аргонового изохронного метода в сочетании с возможностью получения ложных линейных корреляций и изохрон смещения, "изохрон", трудно геохронологически объяснимых, заставляет критически относиться к применению изохронных построений и искать дополнительные критерии реальности цифр в разборе на минеральные фракции. Вопрос о реальности калий-аргоновых изохрон по вулканитам становится особенно принципиальным при получении величины первичного отношения $^{40}Ar/^{36}Ar$ ниже значения, свойственного атмосферному аргону. Обсуждение этого дискуссионного вопроса требует привлечения знаний по геохимии и космохимии изотопов всех инертных газов.

А.Н.Комаров

ДАТИРОВАНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД МЕТОДОМ ТРЕКОВ

Данный метод в ядерной геохронологии нашел постоянное, хотя и ограниченное применение. По сравнению с другими ее методами он обладает рядом преимуществ: использование небольшого количества минерала вплоть до отдельных зерен; датирование в интервале от десятков до сотен тысяч лет – трудном для других методов; установление занижения возраста в результате термического события и коррекция такого занижения. Кроме того, метод не требует сложной аппаратуры (исключая облучение образцов в ядерном реакторе). К недостаткам метода относится потеря части треков в ходе геологической истории, что вызывает занижение возраста в более древних образцах, а также сокращение круга минералов с требуемой концентрацией урана. Данный метод наиболее пригоден для датирования молодых вулканических образований.

Для датирования вулканитов в основном используются вулканическое стекло и акцессорные минералы – апатит, циркон и сфен. При датировании вулканического стекла, как правило, приходится сталкиваться с той или иной степенью термического отжига спонтанных треков. Однако давно применяемый метод коррекции по размеру треков и новый "плато" метод позволяют учитывать потерю треков и определять истинный возраст минерала. Циркон и сфен обладают значительно более высокой, чем стек-

ло, сохранностью треков, в связи с чем при отсутствии наложенных процессов в этих минералах мезо-кайнозойского возраста сохраняются все треки и не требуется введения поправок. Сохранность треков в апатите несколько хуже, чем в цирконе и сфене, но все же в образцах возрастом примерно до 100 млн. лет обычно не наблюдается отжига треков.

Существуют различные методические приемы датирования акцессорных минералов, связанные с регистрацией треков индуцированного деления ^{235}U, которые определяют содержание урана в минерале, необходимое для установления возраста. Индуцированные треки регистрируют либо во внешнем детекторе, либо в самом минерале с отжигом или без отжига спонтанных треков. Выбор способа зависит от содержания и характера распределения урана в минерале, устойчивости последнего к травлению, наличия сходных с треками неядерных дефектов и др.

Основные погрешности метода связаны с определением количества треков спонтанного и индуцированного деления урана и интенсивности нейтронного облучения минерала. 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. В связи с неопределенностью константы скорости спонтанного деления урана рекомендуется использование возрастных эталонов. В ряде работ проведено одновременное датирование образцов методом треков и калий-аргоновым методом, которое показало, что результаты по двум методам редко различаются более чем на 10%.

Судя по опубликованным результатам, чаще всего методом треков датируют вулканогенные породы возрастом от десятков тысяч до десятков миллионов лет: базальты, кислые кристаллические вулканиты, пеплы, туфы, пемзы, вулканические стекла. Метод особенно ценен для пород, содержащих избыточный радиогенный аргон, затрудняющий калий-аргоновое датирование. В вулканогенно-осадочных породах методом треков удается датировать скудную вулканическую компоненту. В последнем случае такое датирование выполняется либо по чешуйкам стекла, либо по отдельным зернам циркона. Если циркон имеет различное происхождение, то терригенный циркон легко отличается по более древнему возрасту.

Ю.А.Шуколюков, А.Б.Верховский

БЛАГОРОДНЫЕ ГАЗЫ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Имеется три основных резервуара благородных газов: мантия, кора и атмосфера. Относительная распространенность и изотопный состав благородных газов этих трех резервуаров в значительной степени различаются.

Атмосферные благородные газы – это смеси первичных и радиогенных изотопов-продуктов дегазации Земли. Кора – источник в основном радиогенных газов, хотя в ней содержатся и захваченные атмосферные га-

зы. Мантия, подобно атмосфере, содержит как первичные, так и радиогенные газы, но в ином соотношении.

Для исследования элементных соотношений благородных газов в вулканических породах наиболее информативна система координат $^{84}Kr/^{130}Xe - ^{20}Ne/^{36}Ar$. Экспериментальные точки для пород специфического типа образуют более или менее ограниченные области. Например, область первичных планетарных газов явно отклоняется от областей подводных базальтов осадочных пород или поверхностных вод.

Всестороннее изучение распространенности радиогенных изотопов благородных газов коры в минералах, породах и в природных газах выявило закономерности образования и миграции их изотопов для Земли в целом. Основные радиогенные изотопы коры в порядке убывания их распространенности: ^{4}He, ^{40}Ar, ^{21}Ne, ^{3}He, ^{136}Xe, ^{134}Xe, ^{132}Xe, ^{131}Xe.

В процессе миграции при диффузии из минералов, растворенных в расплаве или воде, при захвате растущими кристаллами минералов благородные газы разделяются. Диапазон изменений соотношения благородных газов за счет их физико-химического разделения в природе может достигать пяти порядков величины.

Широкий диапазон вариаций элементных и многих изотопных соотношений благородных газов позволяет использовать эти соотношения для изучения истории и генезиса вулканических пород. Однако существует еще немало неопределенных трудностей. Так, любая глубинная вулканическая порода содержит кроме ювенильных газов, как правило, атмосферный и коровый компоненты. Определение изотопного состава ювенильных газов требует отделения двух последних компонентов. Решение этой задачи осложняется необходимостью учета процесса элементного фракционирования ювенильных газов как в самой мантии, так и в процессе поступления глубинного вещества на поверхность Земли. Это возможно только с привлечением данных о соотношении радиогенных изотопов в ювенильных газах ($^{4}He/^{21}Ar$, $^{4}He/^{40}Ar$, $^{4}He/^{136}Xe_f$).

На основании оценок процесса смешения разных компонентов и элементного фракционирования сделан вывод о составе ювенильных газов в породах мантии: $^{4}He/^{20}Ne \gtrsim 10^{4}$, $^{4}He/^{132}Xe \gtrsim 10^{7}$. Из этих данных следует, что в изотопном составе ювенильных неона и ксенона есть измеримая доля радиогенных изотопов (^{21}Ne–продукта ядерной α, n-реакции на кислороде и ксеноне и деления ^{238}U). Это означает также, что степень дегазации верхней мантии относительно неона и ксенона велика и сравнима с таковой для гелия и отношения между ювенильными неоном, аргоном, криптоном очень близки к атмосферным значениям, а относительное содержание ксенона повышено. Однако последнее связано с элементным фракционированием, так что первичная относительная распространенность ксенона соответствует атмосферной, вопреки общепринятой точке зрения.

В.И.Виноградов

ИЗОТОПНЫЕ ПРИЗНАКИ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

В последнее десятилетие интенсивно изучались базальты океанического дна и их вероятные аналоги в верхах офиолитовых разрезов. Проведенные исследования показали, что базальты широко взаимодействуют с морскими и пресными водами на разных этапах их геологической истории, начиная, вероятно, со стадии магматического расплава и кончая низкотемпературными процессами гальмиролиза. Эти взаимодействия сопровождаются нарушениями элементных и изотопных соотношений в базальтах и приводят к искажениям радиологических датировок.

Основным механизмом горячего взаимодействия вода – базальт является глубинная конвекция поверхностных (донных) вод, вызванная существованием тепловых магматических очагов. Идеи о глубинной тепловой конвекции вод впервые четко сформулированы А.М.Овчинниковым, а второе рождение получили в работах американских исследователей. Прямым доказательством их реальности служат данные по изотопному составу кислорода и стронция в базальтах как из кернов буровых скважин на океаническом дне, так и в разрезах офиолитовых ассоциаций. В последних безусловно доказывается, что глубина проникновения океанических вод достигает, по крайней мере, нескольких километров, а возможно, составляет десятки километров. Балансовые расчеты, основанные на соотношениях изотопного состава стронция материкового стока, океанических вод и океанических базальтов, говорят о глобальном характере изменений базальтов под влиянием циркулирующих вод. Часто в случаях высокотемпературных взаимодействий базальт – вода не удается установить минералогические признаки такого взаимодействия, и только изотопные критерии позволяют распознать его.

В условиях вулканических островов или материкового положения высоконагретых пород скорость и масштабы циркуляции вод в них резко возрастают и при их взаимодействии могут возникать новые типы пород, которые можно принять за магматические выплавки или дифференциаты базальтового вещества. В островных или материковых циркуляционных системах наряду с океаническими участвуют и пресные воды, что часто фиксируется в низких изотопных отношениях кислорода пород.

Еще одним очевидным доказательством высокотемпературного взаимодействия вода – порода являются данные по изотопному составу серы в рассеянных сульфидах и колчеданных рудах среди вулканогенных пород. В подавляющем большинстве случаев изотопный состав серы сульфидов свидетельствует о ее происхождении в результате высокотемпературного восстановления океанического сульфата, а это означает, что породы подвергались окислению за счет сульфатов циркулирующих растворов.

Изменения пород и нарушения элементных и изотопных систем в них продолжаются и на низкотемпературных стадиях изменений.

Разные элементные системы – показатели возраста – по разному реагируют на рассматриваемые воздействия. Из используемых сегодня для датирования элементных пар наиболее устойчивы уран – свинец в цирконах и самарий – неодим. Довольно легко изменяются соотношения рубидий – стронций и калий – аргон.

Получаемые разными методами воспроизводимые значения радиологических возрастов отражают время закрытости соответствующих систем. В настоящее время трудно установить, как далеко отстоит это время от момента излияния вулканических пород.

И.М.Горохов, М.А.Семихатов

РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВЫЕ СИСТЕМЫ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Осадочные породы с их широким набором аутигенных минералов, казалось бы, очень благоприятны для определения времени осадконакопления рубидий-стронциевым методом. Однако мировой опыт убеждает в обратном. Карбонаты, эвапориты и времнистые осадки, достигающие изотопного равновесия с морской водой в ходе осадконакопления, при любых последующих изменениях (перекристаллизация, доломитизация карбонатов и др.) являются открытыми системами для рубидия и стронция. Рубидий-стронциевые системы обломочных пород консервативны в ходе диагенеза, а иногда и анхиметаморфизма, но они несут унаследованный радиогенный стронций источника сноса. Изотопный баланс рубидия и стронция глинистых пород определяется сложными, часто непредсказуемыми изменениями отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и Rb/Sr на разных стадиях осадочного цикла.

Выветривание наиболее сильно изменяет рубидий-стронциевые системы кристаллических пород. Увеличение отношения Rb/Sr и некоторое уменьшение содержания радиогенного стронция в выветрелом материале связаны с преимущественной потерей обычного стронция плагиоклазом и радиогенного стронция биотитом, а также с обменом радиогенного и обычного стронция между биотитом и окружающей средой, тогда как мусковит и кварц практически сохраняют свои рубидий-стронциевые системы. Изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в новообразованных глинистых минералах – монтмориллоните и каолините – зависит от возраста и состава материнских пород (минералов) и климата выветривания. Степень нарушения рубидий-стронциевых систем возрастает от более грубых фракций продуктов выветривания к тонким.

В ходе переноса и захоронения глинистых продуктов выветривания, которые обычно представляют собой смесь преобразованного основного и кислого материала, изотопная гомогенизация Sr не достигается даже в наиболее тонкой их фракции (Атлантика, Черное и Красное моря). Смешивание обломочных глинистых минералов различной размерности, соста-

тава и источника приводит к латеральным вариациям концентрации рубидия и стронция в осадках одного бассейна (плейстоцен Атлантики, пермь США и др.). Отсутствие уравновешивания изотопного стронция в процессе и непосредственно после отложения осадка может приводить в двухкомпонентных системах к появлению псевдохрон, представляющих собой линии смешивания с наклоном, который зависит от различия отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и Rb/Sr в основном и кислом компонентах. Диагностическим признаком псевдохроны служит четкая корреляционная зависимость отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и 1/Sr в изучаемых образцах.

Механизм изотопной гомогенизации стронция в глинистых осадках – это преобразование и новообразование глинистых минералов в ходе диагенеза. Детритовые глинистые минералы – каолинит и 2М-иллит – содержат унаследованный радиогенный стронций, тогда как отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в аутигенном 1Md-иллите и весьма склонном к ионному обмену монтмориллоните соответствует отношению в поровых растворах. Преобразование каолинита и монтмориллонита в зоне диагенеза с возникновением стабильной ассоциации иллит – хлорит способствует изотопному уравновешиванию стронция в глинистой фракции. В конечном итоге рубидий-стронциевые системы глинистых фракций в ходе диагенеза определяются соотношением различных модификаций их главного рубидийсодержащего минерала – иллита. В отсутствие каолинита и 2М-иллита рубидий-стронциевые изохроны по тонкозернистым фракциям и ассоциированным карбонатам с первичным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$, равным отношению в океанической воде соответствующего возраста, датируют ранний диагенез. Повышенные значения первичного отношения характеризуют процессы позднего диагенеза (катагенеза).

Глауконит – единственный глинистый минерал, легко выделяемый в виде мономинеральной фракции, часто (особенно в домезозойских отложениях) дает преуменьшенные на 10–20% модельные рубидий-стронциевые возрасты, которые могут существенно различаться в образцах одного стратиграфического уровня. Это связано главным образом с легкостью удаления радиогенного стронция из разбухающих слоев глауконита, а возможно, и некоторым захватом рубидия из поровых вод. Реже встречаются примеры унаследованного радиогенного стронция в глауконите. Кислотная обработка удаляет рубидий из разбухающих слоев и приближает модельный возраст к геологическому. Рубидий-стронциевые изохроны по глауконитам соответствуют либо времени диагенеза (при первичном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr$, равном отношению в океанической воде соответствующего возраста), либо более позднему событию (при повышенном первичном отношении). Хотя непосредственной корреляции между количеством разбухающих слоев и степенью занижения рубидий-стронциевого возраста глауконита не обнаружено, для датирования следует использовать минерал с наименьшим количеством таких слоев: глобулярный, темный, неокисленный, из низкопористых пород.

Анхиметаморфизм – мощный фактор перестройки рубидий-стронциевых систем глинистых пород. Эти системы открываются уже в условиях пренитпумпеллиитовой фации. Развитие сланцеватости и возникновение ассоциации серицит – хлорит могут служить индикаторами нарушения рубидий-стронциевых систем. Для их полной перестройки в глинистых минералах достаточно температуры 250°С и давления менее 1 кбар. Интерпретация данных требует знания минералогического состава глинистой фракции, а также индекса кристалличности и отношения I_{002}/I_{001} в иллите. Иногда полезными оказываются выщелачивание тонкозернистой фракции соляной кислотой и рубидий-стронциевый анализ его продуктов.

При датировании осадочных пород по валовым пробам основная проблема состоит в различной способности минералов разного характера и размера к изотопному уравновешиванию стронция с окружающей средой. Возраст отложения может быть определен лишь при условии, что в начальное время материал был хорошо смешан и имел однородный изотопный состав стронция, но различные отношения Rb/Sr. Существование для современных океанических осадков линий смешивания с отличным от нуля наклоном серьезно ограничивает эту возможность, хотя в литературе известны примеры получения стратиграфически непротиворечивых возрастов. В то же время изотопное уравновешивание стронция в пелитовых породах, очевидно, достигается при слабом метаморфизме, когда детритовые минералы становятся открытыми системами по отношению к рубидию и стронцию.

Таким образом, на основании существующих ныне эмпирических данных о поведении рубидий-стронциевых систем нельзя однозначно предсказать суммарный эффект воздействия разнообразных факторов на баланс изотопов рубидия и стронция в осадочных породах. Перспектива корректного использования рубидий-стронциевого метода для датирования определенных стадий эволюции глинистых пород включает углубленное изучение состава, структурных особенностей и генезиса рубидийсодержащих минералов датируемых объектов.

Д.И.Головин, В.И.Виноградов

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ КАЛИЙ-АРГОНОВОГО МЕТОДА ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

До недавнего времени одной из главных проблем геохронологии было составление общей геохронологической шкалы и увязка ее со шкалой биостратиграфической. Эта задача могла решаться только при датировании собственно осадочных (главным образом глауконитов) или магматических пород, имеющих реперные значения. Усилиями большого числа исследователей задача решена, и существующая геохронологическая шкала в основном, видимо, правильно отражает реальную обстановку.

В последнее время перед геологической наукой возникли новые проблемы, связанные с определением длительности все более дробных стратиграфических единиц и глобальной корреляции геологических событий. А это предъявляет новые, более жесткие требования к правильности радиологических датировок, определяемой прежде всего уровнем развития экспериментально-измерительной техники. Точность экспериментальных измерений Ar/K отношений во многих лабораториях достигает 3% и во всех случаях может быть объективно оценена в каждом конкретном измерении.

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

Обычно применяются два метода определения надежности изотопных датировок осадочных пород:

1. Сравнение цифр возраста, полученных по осадочным (глауконит), эффузивным (базальты, туфы) и интрузивным породам. Он ограничивается плохой стратиграфической сопоставимостью осадочных и магматических толщ и не всегда очевидными вторичными изменениями минералов всех трех типов пород.

2. Сравнение цифр возрастов, полученных по одному образцу глауконита разными изотопными методами (калий-аргоновым, рубидий-стронциевым и др.). Сходные химические свойства калия и рубидия делают возможным искажение как первой, так и второй системы в одинаковой геохимической обстановке. Важные данные получены при использовании $^{39}Ar/^{40}Ar$ метода, но трудоемкость и высокие требования к аппаратуре ограничивают пока его широкое применение.

Оба метода могут вносить путаницу в интерпретацию цифр радиологического возраста, измеренного по глаукониту.

Моделирование влияния геологических процессов на замкнутость калий-аргоновой системы дает интересные результаты, но прямые аналоги с природными условиями ограничены кратковременностью экспериментов.

Детальное расчленение осадочных толщ радиологическими методами требует поиска внутренних минералогических и геохимических критериев аутигенности и неизмененности (или равноизмененности) глауконита. Таких общепризнанных критериев на сегодня нет. Во-первых, это связано с трудностью стратиграфической корреляции датируемых глауконитовых горизонтов. Например, определения по глауконитам палеогенового возраста проводятся по западно-европейским стратотипам, сопоставимость которых с другими районами мира плоха, а выделение биостратиграфических зон в них возможно только условно. Стратиграфическое положение некоторых горизонтов с глауконитом в других районах мира иногда вообще устанавливается из общих представлений о скорости осадконакопления. Во-вторых, датируемые глауконитоносные горизонты, как правило,

не подвергаются совместным стратиграфическим, минералогическим, геохимическим и радиологическим исследованиям. Проводимые изучения не ставят целью анализ материала с точки зрения пригодности его для изотопного датирования. Результаты возрастных определений часто приводятся не только без минералогической характеристики пробы глауконита, обоснования ее стратиграфического положения и описания методики измерения, но и без указания погрешности измерения и концентрации калия в образце. Публикация таких данных, на наш взгляд, недопустима.

Наконец, возможно, методически неверно прямое сопоставление возраста, полученного по глаукониту и магматическим породам. Не исключено, что изотопные системы глауконитов принципиально отличаются от систем минералов магматических пород по продолжительности закрытия. Это вызовет необходимость разработки отдельной геохронологической шкалы, основанной на датировке осадочных толщ только по глаукониту. Положение еще больше усугубляется при датировании по другим глинистым минералам.

Таким образом, методическая база для использования радиологических методов при дробном расчленении осадочных толщ отсутствует. Ее создание должно стать целью будущих исследований в области датирования осадочных пород, причем эту проблему следует рассматривать как комплексную, геолого-геохимическую, при условии достаточно высокого уровня экспериментально-измерительной техники.

А.П.Лисицын, В.М.Купцов

ОКЕАНСКИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И МЕТОДЫ ДАТИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Изучение процессов океанской седиментации охватывает временной интервал более 150 млн.лет. Данные глубоководного бурения, достижения геофизики, развитие методов датирования привели к тому, что стратиграфия донных отложений подверглась значительным изменениям. В результате она становится глобальной, все больше обосновывается определениями времени, т.е. она является уже хроностратиграфией. Для позднего мезозоя и кайнозоя глобальная стратиграфия, в том числе и континентов, все больше базируется на данных изучения кернов глубоководного бурения. Коренным изменениям подверглась и шкала четвертичного времени. Изменения в этой области можно сопоставить с революцией в геологии в связи с тектоникой плит и данными геофизики. Современная четвертичная шкала основана уже не на событиях в ледниковых областях, а на изучении глубоководных отложений.

Развитие геологии и геохимии океана все в большей степени сдерживается точными возрастными определениями, низкой надежностью и разрешающей способностью многих методов. На пути развития стратиграфии высокого разрешения находятся большие трудности, связанные с неравно-

мерностью накопления донных осадков, с широко распространенными явлениями подводного размыва, неотложения и переотложения осадков, с переработкой верхнего слоя отложений организмами бентоса (биотурбация). Описаны случаи переноса древних фораминифер на 1-2 тыс.км. Применение метода датирования по ^{14}C иногда затрудняется привносом в составе обломочной части с суши древнего карбонатного материала или органики.

Становится все более очевидным, что ни один из методов датирования не дает надежных результатов, что необходим целый комплекс методов, и это в значительной мере усложняет определения, заставляет проводить предварительные исследования на борту судна.

В Институте океанологии АН СССР в результате многолетних исследований совместно с Радиевым институтом АН СССР и другими учреждениями разработан рациональный метод изучения возраста на борту судна и в береговых лабораториях. Он включает комплекс методов определения абсолютного возраста в сочетании с биостратиграфическими исследованиями, магнитостратиграфией, тефрахронологией, литологией, а в ряде случаев и сейсмостратиграфией.

Судовой комплекс включает определения возраста по ^{14}C, скоростей седиментации гамма-спектральным методом, контроль нулевого горизонта по осколочным элементам, биостратиграфию (диатомовые и радиолярии, фораминиферы планктонные и бентические, радиолярии, кокколитофориды, в ряде случаев – споры и пыльца), магнитостратиграфию, при наличии пеплов – тефрахронологию, литологические методы корреляции и использование малых элементов – индикаторов определенных слоев. В местах с очень высокими скоростями седиментации успешно применяется свинцовый метод (^{210}Pb).

В береговых лабораториях дополнительно определяются изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах с целью выявления источников поступления терригенного материала. Дифрактометрическими методами устанавливается качественный состав карбонатов, что наряду с изучением биогенных остатков микропалеонтологами дает больше оснований считать карбонатный материал инситным, позволяет выявлять участки переотложения или размыва, поступления древних карбонатов. Во все больших масштабах используется кислородная шкала с датировками для позднекайнозойского времени, очень важная для лабораторных сопоставлений. Постоянно применяются ионий-ториевый и ионий-протактиниевый методы в сочетании с внедряемым трековым, а в ряде случаев и калий-аргоновым. Разработаны методы обработки информации на ЭВМ, позволяющие ускорить и повысить надежность датировок.

24035

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

ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

Вулкано-плутонические образования Украины по геологическим условиям залегания можно разделить на стратифицированные и дайково-силловые. Между ними устанавливается определенная генетическая и временная связь: дайково-силловые тела, как правило, более поздние по отношению к стратиформным.

В архее выявлено два крупных этапа палеовулканизма:

1. Более ранний этап представлен высокометаморфизованными породами основного, среднего, реже ультраосновного составов (аульская и днестровско-бугская серия). По своему химизму они могут рассматриваться как метаморфизованные аналоги вулканитов толеитовой серии; подчиненную роль играют метавулканиты коматиитовой серии. Вулканиты этого этапа древнее 3 млрд.лет.

2. Второй этап архейского палеовулканизма связан с формированием зеленокаменных поясов, сложенных более разнообразным набором вулканитов от ультраосновных до кислых, причем в этот период существенно возрастает роль коматиитов, определенное значение получают также известково-щелочные андезиты, дациты, кварцевые порфиры. Время проявления вулканизма этого этапа 3100 – 2900 млн.лет.

В протерозое можно выделить три крупных этапа палеовулканизма: геосинклинальный, субплатформенный (или позднеорогенный) и платформенный:

1. Наиболее ранний, геосинклинальный этап знаменовался формированием вулканогенных образований главным образом основного состава, метаморфизованных в дальнейшем в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Точное время вулканизма не установлено, но оно ограничено интервалом 2700 – 2100 млн.лет.

2. Метавулканиты субплатформенного (или позднеорогенного) этапа относительно широко распространены на крайнем северо-западе Украинского щита (клесовская серия). По составу они варьируют от основных до кислых, характеризуются нормальной и повышенной щелочностью с натриевым и калиевым уклоном. Время проявления вулканизма этого этапа 2100 – 1900 млн.лет.

3. Третьему, платформенному этапу протерозойского палеовулканизма присуще широкое развитие щелочных базальтов и липаритов, датируемых в 1,5 млрд.лет.

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; разнообразные по составу вулканиты позднегерцинской и альпийской эпох.

Выявлены особенности эволюции вулканической деятельности от ранних к поздним эпохам, причем от архея к фанерозою продолжительность эпох вулканизма существенно сокращается, а дифференциация вулканогенных образований возрастает.

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

Геологическая корреляция древнейших эпох вулканизма и осадконакопления связана главным образом с тектоническим строением Балтийского щита: геологической историей и тектоническими границами трех геоблоков – Карельского, Беломорского и Кольского.

Сложности установления изотопного возраста эпох вулканизма и осадконакопления обусловлены полиметаморфической историей древнейших образований и вытекающей отсюда неопределенности интерпретации изотопных данных. Применение рубидий-стронциевого метода в датировании метаосадочных пород кольской, беломорской, ладожской, печенгской и сегозерской серий показало, что региональный метаморфизм от гранулитовой до зеленосланцевой фаций привел к перестройке рубидий-стронциевых систем. Возникновение новых минеральных парагенезисов сопровождалось полным или почти полным уравновешиванием изотопного состава стронция в региональном масштабе. Оценку возраста седиментации метаосадков можно произвести только косвенным методом, и критически она зависит от справедливости предположения об изохимическом характере метаморфизма в региональном масштабе.

Применение уран-свинцового метода также нуждается в установлении ограничений перестройки уран-свинцовой системы цирконов при метаморфизме. Использование этого метода для датирования слабометаморфизованных вулканитов требует совершенствования методов извлечения мелких цирконов из тонкокристаллических пород. Все это вызывает необходимость использования косвенных объектов (интрузивных пород) для установления верхней и нижней границ вулканогенно-терригенных комплексов.

Имеющиеся немногочисленные прямые и ряд косвенных определений возраста вулканитов для фундамента Фенно-Карельского кратона позволяют сделать вывод о смещении во времени эндогенных процессов в направлении с юго-востока на северо-запад от 3,0 до 2,65 млрд.лет.

Для Беломорского и Кольского геоблоков, где породы метаморфизованы более сильно, имеются лишь косвенные данные о верхней границе вулканизма и осадконакопления, определяемой уран-свинцовым, свинец-свинцовым и рубидий-стронциевым методами и равной 2,8-2,7 млрд.лет.

Корреляцию эпох архейского вулканизма в разных геоблоках между

собой можно произвести лишь при использовании структурно-метаморфических шкал, а также геохимических данных для метабазальтов, присутствующих во всех разрезах.

Вулканизм, более молодой чем 2,7 млрд.лет, широко развит в Карельском и Кольском геоблоках и коррелируется на геолого-тектонической основе. В Карельском геоблоке имеются прямые определения по цирконам возраста сумийских кварцевых порфиров и ятулийских диабазов (2140 млн.лет), отражающие время их кристаллизации. Использование рубидий-стронциевого метода позволило установить минимальный возраст для протерозойских вулканогенно-осадочных пород: 1800 млн.лет для сумийских кварцевых порфиров и 1650 млн.лет – для сегозерских (ятулийских) и печенгских пород, что может соответствовать времени метаморфизма и метасоматоза.

М.А.Гаррис, Л.Н.Овчинников, А.И.Степанов

ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ЭПОХ ВУЛКАНИЗМА НА УРАЛЕ

Вулканогенные образования известны на Урале во всех крупных стратиграфических подразделениях верхнего протерозоя, во всех системах палеозоя и в нижнем мезозое. Они разнообразны по формационной принадлежности, и, начиная с кудаша и заканчивая концом палеозоя, образуют три последовательных эвгеосинклинально-орогенных формационных набора, соответствующих байкальскому, каледонскому и герцинскому тектоно-магматическим циклам.

Изотопное датирование вулканитов представляет значительные трудности в связи с неблагоприятными условиями сохранности радиогенного аргона, который частично теряется при перекристаллизации стекла и при зеленокаменном и краснокаменном преобразовании эффузивов. Наиболее надежные объекты – кайнотипные эффузивные и субвулканические породы, образовавшиеся в миогеосинклинальных и поздне- и послеорогенных условиях. Среди этих пород датированы в основном позднепротерозойские, кембрийские и триасовые.

К позднепротерозойским вулканитам принадлежат: раннерифейский щелочной базальтоид айской свиты – 1588 млн.лет; метабазиты пуйвинской свиты – 1370 млн.лет; среднерифейские порфиры (липаритбазальтовая формация) машакской свиты – 1335 млн.лет; позднерифейские базальтоиды – 735 млн.лет; вендская липаритовая формация – верхи маньинской свиты – 590–560 млн.лет; позднебайкальские (вендкембрийские и кембрийские) вулканиты: малдинский комплекс – 600–500 млн.лет; кварцевые порфиры Нязепетровского района – 565 млн.лет; кислые эффузивы саблегорской, хойдышорской, мулюдмусюрской и лаптапайской свит – около 550 млн.лет; кваркушский (530–517 млн.лет) и лорцемпейский (515–500 млн.лет) комплексы; кварцевые порфиры щегровитской свиты ($>$ 500 млн.лет).

К активизационной послебайкальской формации диабазовых и пикритовых порфиритов относятся члены висячинской свиты – 490–440 млн. лет, а также, возможно, липаритовые порфиры пайкудынского комплекса – 465 млн.лет.

Среди фанерозойских вулканитов датированы представители каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов. К первым относятся базальтоиды – 450–500 млн.лет, и силурийские порфиры – 445–425 млн. лет, Тагильского прогиба, ко вторым – представители андезитовой формации среднего девона (улутауская свита – 375–360 млн.лет), базальт-трахилипаритовой формации (березовская свита турне) – 325 млн.лет, и липарит-базальтовой формации перми (кушмурунский комплекс) – 240 млн.лет. К субплатформенным мезозойским образованиям принадлежат липариты туринской серии нижнего триаса – 230–205 млн.лет.

Среди субвулканических и жильных образований в миогеосинклинальной зоне Урала широко развиты довендские габброиды трапповой формации (этапы внедрения около 1600, 1350, 1100 и 680 млн.лет) и вендские щелочные дайки (600 млн.лет). Кислые жильные породы сопровождают байкальские, каледонские и герцинские гранитоиды (возрастные группы около 550–500, 380–370 и 260–240 млн.лет). Возраст липаритовых некков Северного Урала равен 365 млн.лет.

Изотопное датирование кайнотипных вулканитов позволяет расчленять петрографически сходные вулканогенные толщи, что необходимо для выявления их индивидуальной металлогенической специализации. Однако и кайнотипные вулканиты подвержены изменениям, вызывающим искажения возрастных значений. Наблюдается прямая зависимость занижения возраста от увеличения содержания воды в породе и степени раскристаллизации стекла. Использование вулканитов для установления возраста возможно только при одновременном детальном минералого-геохимическом и петрографическом изучении пород.

Г.П.Багдасарян

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЭФФУЗИВНО-ЭКСТРУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЙ МЕЗО-КАЙНОЗОЯ АРМЯНСКОЙ ССР И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Подведен итог многолетним геолого-петрологическим и ядерно-геохронологическим исследованиям чрезвычайно интенсивно, сложно и многоэтапно проявленного на территории Армянской ССР (и сопредельных с нею районов Малого Кавказа) эффузивно-экструзивного магматизма, связанных в ним рудных формаций (медь, молибден, цинк, свинец, золото, железо и др.) и неметаллических ископаемых.

Геолого-петрологическими и изотопными методами исследовано свыше 850 представительных образцов, отобранных из сотен разновозрастных

(в том числе и немых) эффузивно-экструзивных образований и 130 околорудных метасоматитов. Проведено свыше 1800 серий калий-аргоновых датировок методом изотопного разбавления с использованием в качестве индикатора моноизотопа ^{38}Ar. Ряд четвертичных вулканических куполов датирован методом треков осколков делений урана. Отдельные образцы исследованы рубидий-стронциевым методом.

Результаты радиометрических определений подтверждаются рядом биостратиграфически датированных вулканогенно-осадочных образований, прослаивающих мощный стратиграфический разрез мезо-кайнозоя Армении, и успешно используются в разработке фундаментальных и прикладных проблем геологии Малого Кавказа, в создании крупномасштабных геологических, в том числе прогнозно-металлогенических карт, а также в обстоятельной разработке формационного анализа магматических образований территории Армянской ССР.

Выявлена дискретность эффузивно-экструзивного магматизма и связанных с ним рудных концентраций. В разрезе мезо-кайнозойских магматических образований выделяются следующие формации (каждая из них основана на анализе и обобщении результатов исследований от 70 до 140 характерных образцов вулканитов, подвергшихся от 120 до 255 серий радиометрических датировок): 1) среднеюрские; 2) верхнеюрско-раннеокомовые; 3) верхнемеловые; 4) среднеэоценовые; 5) верхнеэоцен-раннеолигоценовые; 6) верхнеолигоцен-раннемиоценовые; 7– позднемиоцен-раннеплиоценовые; 8) среднеплиоценовые; 9) верхнеплиоцен-четвертичные.

Установлена приуроченность во времени рудных залежей различных металлов с эффузивно-экструзивными формациями.

Методом треков осколков деления урана впервые определен четвертичный возраст ряда крупных вулканов Армянской ССР, равный 2450 – 300 тыс.лет.

Изотопно-геохронологическими методами определены возрастные этапы для формаций мио-плиоцена, что имеет большое значение для понимания последовательности формирования третичных вулканогенных толщ Малого Кавказа.

Рубидий-стронциевым методом впервые датированы метавулканиты кристаллического фундамента Армении, давшие эопалеозойские и предверхнекарбоновые возрастные значения их метаморфизма.

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, обычно локализованных в пределах наложенных депрессионных структур. Значение изотопно-геохронологического изучения вулканитов, базирующегося в основном на использовании калий-аргонового метода, можно рассматривать в нескольких аспектах. Часто оно является 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 судить о длительности действия палеовулканических очагов различного состава и скорости накопления толщ, а анализ датировок в региональном плане – о временной сопряженности магматических событий в различных структурных блоках земной коры.

Перечисленные вопросы рассматриваются на примере трех районов: Восточного Забайкалья, Средней Азии и южной части ГДР.

Детальные работы по определению возраста пермо-карбоновых вулканических пород в южной части ГДР, проведенные авторами совместно с немецкими геологами и подтвержденные впоследствии данными бурения, показали, что основная масса кислых, субсеквентных вулканитов в этом регионе относится не к "красному лежню" (P_1), а к верхнему карбону, что вносит существенные изменения в общепринятую, ставшую уже классической стратиграфическую схему Центральной Европы.

Другие аспекты использования изотопно-геохронологических данных иллюстрируются результатами изучения вулканитов наложенных депрессий Восточного Забайкалья. В этом районе в период мезозойской тектоно-магматической активизации проявлен активный вулканизм, связанный с очагами различной глубинности. В результате их деятельности сформировались контрастные по составу базальт-липаритовые вулканические серии.

В Южном Приаргунье возникновение глубинного очага (на границе кора – мантия) и первые извержения базальтов, связанные с ним, относятся к средней юре (165–175 млн.лет). На границе средняя – верхняя юра (155–160 млн.лет) произошли крупные извержения игнимбритов дацитового состава, присутствующих (часто в переслаивании с базальтами) во всех вулканических депрессиях этого района. В верхней юре сформировался ряд изолированных очагов в верхней части коры и произошли излияния или внедрения кислых магм (135–150 млн.лет). Одновременно, а в некоторых случаях и позже извержений кислых пород продолжались излияния базальтов, связанных с нижним, глубинным очагом.

В различных блоках характер кислого магматизма разный. Так, в Урулюнгуевском блоке возникли Тулукуевская (135–145 млн.лет), Куйтунская (140–155 млн.лет) и другие вулканические постройки, а в соседнем с ним Кличкинском блоке произошло внедрение Кир-Киринского массива гипабиссальных марионовых гранитов (около 140 млн.лет).

Полученные данные позволяют заключить, что длительность вулканических процессов, связанных с различными очагами, различна. Излияния базальтов, связанных с глубинными очагами, захватывают интервал в 35–40 млн.лет. Игнимбриты дацитов (промежуточные очаги) сформировались за короткий отрезок времени, видимо, не превышавший 5 млн.лет. Длительность кислого вулканизма, связанного с очагами в верхней части коры, составляет примерно 10–15 млн.лет.

В некоторых других районах Восточного Забайкалья процессы магматической активизации завершились позднее, чем в Южном Приаргунье. Например, возраст кислых пород липаритового и липаритодацитового составов в Северном Приаргунье (Северо-Аргунская депрессия) около 120 млн.лет, т.е. они относятся уже не к верхней юре, а к нижнему мелу. Аналогичны им по возрасту и гранитоиды Цаган-Олуйского массива (120–125 млн.лет).

Полученные данные подчеркивают 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.

Н.П.Семененко

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРАЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В пределах Карпато-Балканского региона наблюдается шесть структурных залежей, которые окаймляют древние Восточно-Европейскую и Мизийскую платформы, стабилизировавшиеся к 1200 млн.лет.

В фундаменте Карпато-Балканского региона залегают черноморский ярус раннегалицийской складчатости возрастом от 650–700 до 1100 млн. лет и раховский ярус позднегалицийской складчатости возрастом 550–700 млн.лет.

Галицийская складчатость раховского цикла возрастом 700–560 млн. лет широко развита в южной части Европы, в Карпатах, Чешском массиве, в Армориканском и Центральном Французском массивах.

В пределах южной части Скандинавского полуострова, в южной Норвегии и Швеции развит складчатый ярус даласландской складчатости возрастом 800–1000 млн.лет, наложившийся на подстилающие готские структуры возрастом 1200–1400 млн.лет. Они уходят на запад под каледонский складчатый пояс Раховского цикла возрастом 700–560 млн.лет.

Таким образом, выделяется причлененная к западу от края Восточно-Европейской платформы узкая субплатформа, стабилизировавшаяся в постдаласландское время (700–1100 млн.лет), вытянутая в субширотном направлении вдоль Балтийского щита.

Что же касается важнейшего рубежа в истории галицийской складчатости – черноморского цикла, аналогичного даласландскому циклу возрастом 700–1100 млн.лет, то они развиты на всей территории от Карпат до Армориканского массива, на побережье Атлантического океана.

Позднедокембрийский ярус V мегацикла, причленяющегося с запада к Восточно-Европейской платформе, формируется на океанической коре.

Л.Г.Данилович

ВРЕМЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА КАРПАТ (АЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП)

Эволюция вулканизма Карпат охватывает два периода: океанический (триас – мел) и островодужный (верхи мела – неоген).

По петрологическим исследованиям установлено наличие на территории Украинских Карпат как пород офиолитовой ассоциации – показателей спрединга, так и известково-щелочных серий островных дуг. Первые установлены в трех структурных зонах: Пьенинской и на продолжении ее в фундаменте Закарпатского прогиба, Мармарошской зоне утесов 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. Известны триасовые, юрские и нижнемеловые комплексы.

Гипербазиты (лерцолиты) установлены только в Мармарошской зоне утесов. По составу они соответствуют альпинотипным разностям. С ними ассоциируют фрагменты глаукофановых сланцев (р.Малая Уголька, р.Квасной). В целом офиолитовую ассоциацию (лерцолит-толеитовый тип) можно рассматривать как реликты океанической коры Тетиса и палеобассейнов, разделявших микроплиты.

Проявления кислого, андезитового и андезито-базальтового вулканизма в Закарпатском прогибе характеризуют зрелую стадию островных дуг (неоген). Он протекал в обособленных зонах с миграцией процессов с запада на юго-восток. В составе кислых вулканических комплексов (мощность 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-порфиры). В разрезе Выгорлат-Гутинской гряды развиты стратовулканические комплексы андезито-базальтового состава (серии базальт – липарит).

Геохимия и изотопный состав стронция свидетельствуют о глубинном (подкоровом) источнике магм во всех зонах вулканизма.

Определения времени процессов вулканизма и осадконакопления проведены только калий-аргоновым методом. Первый период составляет 158–84 млн.лет, второй – 35–7 млн.лет (Щербак и др., 1981).

Последние характеризуют время вулканических процессов в Закарпатском прогибе (первый этап – 35–22 млн.лет, кислый вулканизм – 18–12 млн.лет, андезитовый вулканизм – 15–8 млн.лет, вулканизм Выгорлат-Гутинской гряды – 12–7 млн.лет), возраст оруденения и вторичных изменений. Важное значение приобрели геохронологические исследования при палеомагнитном картировании вулканогенных пород Закарпатского прогиба (Михайлова и др., 1974), построении хронопалеомагнитной шкалы для значительных интервалов геологической истории Земли.

Дальнейшие исследования требуют определения возраста пород офиолитовой ассоциации с применением уран-торий-свинцового и самарий-неодимового методов и сравнения этих данных во всей системе Карпаты – Крым – Кавказ, а также проведения геохимических исследований и изучения изотопов стронция.

Л.К.Левский, Г.В.Овчинникова

ХРОНОЛОГИЯ ИМПАКТНЫХ ВУЛКАНИТОВ

Эволюция Земли в докембрии и в фанерозое во многом определяется характером процессов, имевших место в первые несколько сотен миллионов лет после образования Земли. Однако радиометрическое изучение этого этапа развития Земли практически невозможно из-за последующей тектонической и эррозионной деятельности. Таким образом, хронология событий в интервале 3,8 – 4,6 млрд.лет должна опираться в основном на результаты сравнительной планетологии.

Современные данные о динамике эволюции планет Солнечной системы указывают, во-первых, на существование интенсивного потока планетозималей, бомбардировавших поверхность планет Солнечной системы (включая Землю), и, во-вторых, на преобладание экзогенного фактора в энергетике процессов в поверхностных слоях планет в течение нескольких сотен миллионов лет на ранних этапах существования планетных тел. Для этого этапа характерен вынос расплавленных пород с небольших глубин и кристаллизация их на поверхности, т.е. образование импактных эффузивных пород. Ход изменения плотности потока планетозималей во времени определяется динамическими процессами на ранних этапах развития Солнечной системы и определяет хронологию событий на поверхности планет, включая Землю.

До сих пор, кроме земных, только лунные породы подвергались анализу различными радиометрическими методами (свинец-урановым, рубидий-стронциевым, самарий-неодимовым, калий-аргоновым). Хотя число данных невелико (его необходимо увеличить), но уже сейчас на их основании можно сделать ряд предварительных выводов.

Первичная "импактная" кора на планетах сформировалась в течение $\sim 100 \cdot 10^6$ лет, а в результате последующей бомбардировки планет перерабатывались породы коры, что отмечается наличием возрастных данных в интервале 4,0 – 4,5 млрд.лет. Бомбардировка практически закончилась выпадением бассейнообразующих планетозималей в период 3,9-4,0 млрд. лет (характерное преобладание радиометрических данных для Луны) с последующей экструзией морских базальтов.

Значения возраста $\sim 3{,}8 \cdot 10^9$ лет для земных пород являются "естественной" хронологической границей докембрия, хотя не исключена возможность получения более древних значений возраста земных пород.

И.И.Абрамович, С.Б.Лобач-Жученко, В.И.Артеева

КОРРЕЛЯТИВНЫЕ СВЯЗИ СОСТАВА АРХЕЙСКИХ МЕТАБАЗАЛЬТОВ С ПАРАМЕТРАМИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ РЕГИОНОВ И ВОЗРАСТОМ

Для изучения причин изменчивости химического состава архейских метабазальтов проводилась оценка линейных корреляционных связей концентраций в них малых и петрогенных элементов с разнообразными характеристиками геологического строения соответствующих регионов (мощность вулканогенных толщ в целом и базальтоидной составляющей, степень метаморфизма пород, экстенсивность развития зеленокаменных поясов, расстояние до зон молодых переработок, изотопные датировки и пр.), а также с параметрами физического состояния верхней мантии (аномальный геопотенциал, скорость продольных сейсмических волн, геомагнитное поле Zst., глубина залегания подошвы литосферы). Использованы материалы по метабазальтам Карелии, Кольского полуострова, Украины, Северной Америки, Южной Африки, Индии и Австралии.

Статистическая обработка перечисленных эмпирических данных выявляет множество значимых корреляционных связей, в частности, между площадями развития архея и гранит-зеленокаменных поясов, степенью их протерозойской переработки, с одной стороны, и содержанием в породах натрия, стронция и в меньшей мере некоторых других элементов – с другой. Существенны также связи этих характеристик с оценками плотности мантии в пределах ее верхнего (700 км) слоя.

Установлена отчетливая отрицательная корреляция между площадью развития архейских образований и степенью разогрева верхней мантии. Указанное соотношение можно объяснить либо термической деградацией стабилизирующихся структур, либо их термической активизацией, связанной с тектонической переработкой.

Закономерные связи, допускающие генетическую интерпретацию, фиксируются также для изотопных датировок и характеристик метаморфизма пород.

Э.К.Герлинг, Б.М.Гороховский

О ПРИРОДЕ ИЗБЫТОЧНОГО АРГОНА В ДРЕВНИХ ЭФФУЗИВАХ И ДРУГИХ ОБЪЕКТАХ

Недавно Вассербург с сотрудниками (1981) показали возможность точных возрастных измерений $^{40}Ar-^{39}Ar$ и Rb–Sr методами на минералах вулканических пород возрастом 350 тыс.лет. При интерпретации данных авторы использовали концепцию, что если при представлении результатов ступенчатого отжига в координатах $^{36}Ar/^{40}Ar-^{39}Ar/^{40}Ar$ получается прямая линия, то газовые фракции состоят из смеси захваченного аргона с изотопным составом, определяемым ординатой отрезка, отсеченного этой прямой линией, и аргона, образовавшегося из калия. В рассмотренном примере изотопный состав захваченного аргона атмосферный. Если при построении прямая не получается, то захваченный аргон содержит более одной компоненты.

Нами применен такой подход к опубликованным $^{40}Ar-^{39}Ar$ данным по ступенчатому отжигу минералов лейкодиабаза ятулийского комплекса Центральной Карелии и биотитов из гранитоидов Кольского полуострова.

1. Лейкодиабаз 76. При нанесении на график данных прямая линия образуется лишь для биотита с отношением $^{36}Ar/^{40}Ar$, близким к атмосферному, а для плагиоклаза, эпидота, хлорита подобная корреляция отсутствует. Возрастные значения, полученные по плагиоклазу, эпидоту, хлориту превышают реальное значение, подтвержденное анализом биотита.

2. Биотиты 4568 и 305В с избытком ^{40}Ar (возрастом по $^{40}Ar/^{40}K$ соответственно 4 и 5 млрд.лет). Для этих биотитов также удается провести прямую линию, отсекающую на ординате атмосферное отношение $^{36}Ar/^{40}Ar$.

Таким образом, у плагиоклаза, эпидота, хлорита захваченный аргон, кроме атмосферной компоненты, имеет еще одну компоненту, состоящую из ^{40}Ar. В решении вопроса о происхождении этого избыточного ^{40}Ar может помочь то обстоятельство, что и плагиоклаз, и эпидот, и хлорит содержат кальций. В кальцийсодержащих минералах за избыточный ^{40}Ar, предположительно, ответственен сверхтяжелый элемент, обладающий свойствами щелочноземельных элементов с z = 120. Аналогичные закономерности можно наблюдать при изучении содержания ^{40}Ar и возраста минералов пород по разрезу сверхглубокой скважины на Кольском полуострове. В интервале глубин 4500–5700 м кальцийсодержащие минералы пород содержат избыточный ^{40}Ar. Возрастные значения по амфиболу, кальциту, турмалину, карбонату колеблются от 3,8 до 13 млрд.лет, и лишь цифра по биотиту подтверждает реальное значение 2,0 млрд.лет.

Избыточный ^{40}Ar в древних эффузивах, вероятно, обязан своим происхождение асимметричному или тройному делению сверхтяжелого элемента.

Л.Н.Овчинников, Г.И.Кондрашкова, Р.И.Лутков

РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВАЯ ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Произведена геолого-статистическая обработка 536 определений абсолютного возраста вулканических пород, выполненных рубидий-стронциевым методом с использованием величин первичного отношения изотопов стронция (ПОС) с целью получения дополнительной информации о происхождении и взаимосвязанности различных типов вулканитов. Использованные данные охватывают все типы вулканитов – ультраосновно-щелочные, основные, средние, кислые и щелочные, излившиеся на всех континентах, островных дугах и в океанах. Преобладают в выборке молодые неизмененные вулканиты (423 определения), излившиеся в палеогеновое время и позднее. Остальные 113 определений характеризуют более древние породы вплоть до 3,6 млн.лет, среди которых в основном имеют место вулканиты зеленосланцевых поясов.

Статистическая обработка этого материала позволила выявить эпохи максимальной вулканической активности Земли, совпадающие с известными тектоно-магматическими циклами.

По величине ПОС $-\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_0$ – основная масса вулканитов всех составов располагается в диапазоне значений 0,701–0,707; единичные определения вулканитов кислого состава достигают 0,710–0,720. Для основных, средних и кислых разностей в координатах возраст – ПОС получены кривые генетических рядов, характеризующие развитие во времени вулканической деятельности нашей планеты. Кривые базальтов и андезитов практически совпадают и представляют собой мантийный генетический ряд, пересекающийся с временной осью на уровне изначального ПОС, равного 0,699 в точке 4,8 млрд.лет, что, по-видимому, и обозначает время первичного зарождения вулканитов. Кислые вулканиты распадаются на два генетических ряда, кривые которых сближаются с увеличением возраста и пересекают временную ось на изначальном уровне ПОС в точке, близкой к 4,0 млрд.лет. Это время совпадает с временем зарождения мантийных гранитоидов.

Для различных древнейших пород Земли средние значения ПОС близки:

	Возраст, млн. лет	ПОС	Число проб
Вулканиты	2530–3646	0,7011±0,0014	11
Гранитоиды	2640–3420	0,7013±0,0011	23
Гнейсы и кристаллические сланцы	2800–3858	0,7015±0,0012	13

Такая близость величин ПОС разных типов пород, разной степени изменчивости и столь древнего возраста свидетельствует о их едином мантийном первоисточнике.

Молодые вулканиты (0–50 млн.лет) характеризуются рядом геохимических особенностей. Все базальты и андезиты – континентальные, островодужные и океанические – обнаруживают четкое деление по содержаниям 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.

Океанические базальты имеют самый низкий уровень содержаний калия, рубидия и стронция и самую низкую величину ПОС, равную 0,7031± ±0,00035, возрастающую в базальтах островных дуг до 0,7037±0,0007 и континентов – до 0,7044±0,0014. Аномально высокие значения (среднее 0,7079) имеет группа пересыщенных щелочами пород (тефриты, лейциты, абсарокиты, шошониты) и некоторые трахиты и фонолиты (среднее 0,7106), развитые в Западно-Африканском рифте и Романо-Компанской провинции Италии. Это свидетельствует о наличии в земной коре особых условий или уровней формирования сильно обогащенных щелочами вторичных магм, аналогов которых не наблюдается в океанах и островных дугах.

В заключение следует сказать, что все разнообразие вулканических пород связано единой зависимостью, так как на графике в координатах содержание рубидия – содержание калия все значения укладываются на одну прямую. Таким образом, все вулканиты представляются производными единой системы, управляемой едиными законами дифференциации вещества мантии, вследствие которой в остаточных расплавах происходило последовательное закономерное накопление калия и связанного с ним рубидия.

Н.Г.Сыромятников, Н.В.Остапова, О.Г.Кошевой, В.С.Ковальский

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИХ ВОЗРАСТА УРАН-ТОРИЙ-СВИНЦОВЫМ МЕТОДОМ

Карбонатные породы в качестве объекта для радиометрического датирования осадочных толщ давно используются в абсолютной геохронологии. Это объясняется их широким распространением в природе на разных стратиграфических уровнях, а также тем, что они часто являются вмещающими свинцово-цинкового оруденения стратиформного типа, с которым связаны основные запасы этих металлов в мире. Известны примеры успешного использования свинец-свинцового и уран-свинцового изохронных методов для датирования древних карбонатных пород (Э.К.Герлинг, А.Д.Искандерова). Однако радиометрические системы карбонатных пород изучены еще недостаточно хорошо. Есть основания полагать, что уран-свинцовые системы карбонатных пород далеко не всегда являются закрытыми, особенно в зоне гипергенеза, где уран обладает высокими миграционными свойствами. Формирование известняков в условиях открытой системы на дне морей позволяет предполагать различные источники свин-

ца и разные формы его фиксации в карбонатах. Уран может быть неоднородно распределен между собственно карбонатной и некарбонатной частями породы. Сказанное выше указывает на необходимость исследований по выработке радиометрических и физико-химических критериев пригодности карбонатных пород для датирования свинец-свинцовым и уран-торий-свинцовым методами.

Нами определены содержания урана, тория и свинца и изотопный состав свинца в восьми образцах известняков фамена-визе в пяти пробах верхнего рифея хребта Большой Каратау (Южный Казахстан). Содержание урана, тория и свинца в изученных образцах известняков ниже или в пределах кларка. Нерастворимый остаток в основном не превышал 2-3%. Изотопный состав свинца в большинстве образцов оказался аномальным: отношения 206/204 и 207/204 (с поправкой на радиогенные добавки свинца) – соответственно до 26,9 и до 17,8. Для одной из проб известняка с повышенной (не максимальной) радиогенностью свинца выполнен фазовый анализ с выделением сульфатной, карбонатной, сульфидной форм свинца с последующим изотопным анализом. Обнаружена неоднородность изотопного состава свинца в выделенных фазах: максимальная радиогенность отмечена в сульфатной фазе, минимальная – в карбонатной. При этом свинец карбонатной фазы отвечал свойствам обыкновенного свинца с модельным возрастом (350 млн.лет), соответствующим стратиграфическому положению известняка. Для другой группы известняков (Центральный Казахстан, Прибалхашье) с несколько более высоким содержанием урана, но в большинстве случаев с большим нерастворимым остатком, определено изотопное отношение $^{234}U/^{238}U = \gamma$, являющееся надежным индикатором гипергенной миграции урана. В 10 из 13 образцов отмечен избыток изотопа ^{234}U (1,19 – 1,94 γ). При этом для образцов с повышенным количеством нерастворимого остатка (до 25%) в растворимой фазе $\gamma > 1$, а в нерастворимом остатке $\gamma < 1$, при значении γ валового урана больше или меньше 1, в зависимости от распределения урана между карбонатной и терригенной фазами известняка. Полученные результаты не дают надежных критериев для подбора образцов карбонатных пород для датирования, однако совершенно очевидно, что образцы с неравновесным значением $^{234}U/^{238}U$ непригодны для изотопного датирования.

И.В.Чернышев, Д.З.Журавлев, А.А.Агапова, Н.И.Сердюк, А.М.Борсук, А.А.Цветков

ПРЕЦИЗИОННОЕ ИЗМЕРЕНИЕ ИЗОТОПНОГО ОТНОШЕНИЯ $^{143}Nd/^{144}Nd$ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (КОМАНДОРСКИЕ ОСТРОВА) В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Изотопно-геохимические исследования пород современных островных дуг информируют об источниках магм и механизме превращения океанической коры в континентальную. Для Алеутской островной дуги (АОД), являющейся классическим образцом построек этого типа, разработана геохронологическая схема магматических формаций (De Long et al.,1978; Citron et al., 1980; Борсук, Цветков, 1980). Для американской части АОД изучен изотопный состав стронция и свинца (Key et al., 1978), а недавно – неодима и стронция (Mc Culloch, Perfit, 1981).

В настоящей работе исследован изотопный состав неодима и стронция в главных типах пород западной части АОД (Командорские острова).

Измерение вариаций отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ в горных породах очень затруднено. Оно сопряжено, в частности, с реализацией предельных параметров современных масс-спектрометров высокого класса. Использование для этой цели прибора МИ-1320 потребовало изучения источников погрешностей на уровне $<0{,}01\%$, модернизации регистрирующей системы прибора, выбора оптимальных условий ионизации неодима и процесса измерения (Журавлев и др., 1981). Измеряли интенсивности всех семи изотопов неодима. Нормирование проводили по отношениям $^{150}Nd/^{144}Nd=0{,}238581$ или $^{150}Nd/^{142}Nd=0{,}2096$ (De Paolo, Wasserburg, 1976а). В одном анализе измеряли 10–20 серий по десять спектров в каждой. Случайная погрешность анализа, рассчитываемая способом, принятым ранее в работах американских авторов, составляла 0,005–0,01%, а систематическая погрешность измерения $^{143}Nd/^{144}Nd$, оценивавшаяся с помощью анализа международного стандарта BCR–1 (базальт), не превышала 0,005%.

Для выделения неодима из пород использована схема, предложенная в работе (Richard et al., 1976). Разделение редкоземельных элементов проводилось в солянокислой среде на ионите, приготовленном из ди(2-этилгексил)фосфорной кислоты и трифторхлорполиэтилена. Примесь самария во фракции неодима (важнейший показатель качества разделения) не превышала $1\cdot10^{-6}$. Стронций выделялся в первом цикле хроматографического разделения (при отделении ΣTR). Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ измерялось на приборе МИ-1320 с погрешностью 0,006–0,01% ($2\sigma_{ср}$).

Полученные результаты рассматриваются на графике в координатах $^{143}Nd/^{144}Nd$ – $^{87}Sr/^{86}Sr$ относительно линии мантийной корреляции (De Paolo, Wasserburg, 1976б). Наши данные существенно расширяют сведения об изотопном составе неодима и стронция в АОД. Они получены для пород наиболее древних магматических формаций: базальт-риолитовой

(30–35 млн.лет) и базальт-трахидолеритовой (21–25 млн.лет), в то время как данные упомянутой работы (Mc Culloch, Perfit, 1981) относятся к новейшей (андезитовой) формации. На уровне 0,015% констатируется постоянство отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ в породах АОД: для восточной части оно составляет 0,51217–0,51230, для Командорских островов – 0,51220–0,51234. Для пород Командорских островов установлен большой разброс значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ – от значений 0,703, характерных для андезитов восточной части АОД, до 0,705. Положение точек на корреляционной диаграмме дает основание, во-первых, предполагать геохимическую однородность источника магм АОД на огромном ее протяжении (3200 км) и в течение всей истории ее развития, во-вторых, следует заключить, что причина высоких значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ – добавка стронция из океанической воды, вовлекаемой в зону субдукции. Рассматриваются два возможных пути контаминации: а) вовлечение водосодержащих пород (пелагические осадки, амфиболиты и др.) в процессе магмообразования; б) гидротермально-метасоматические изменения (типа пропилитизации) уже сформировавшихся вулканических пород.

Е.Н.Бартницкий, Г.Д.Елисеева, Ф.И.Котловская

РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВАЯ И САМАРИЙ-НЕОДИМОВАЯ СИСТЕМЫ В ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОДАХ КОНКСКО-ВЕРХОВЦЕВСКОЙ СЕРИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Исследованы рубидий-стронциевая и самарий-неодимовая системы в кислых эффузивах конкско-верховцевской серии. Для разделения неодима и самария разработана методика с использованием распределительной хроматографии на бумаге. Коэффициенты разделения $^{144}Nd/144Sm$ и $^{142}Nd/^{142}Ce$ составляют не менее 10^5.

Для изученных проб получена рубидий-стронциевая изохрона, отвечающая возрасту 2310 млн.лет и первичному отношению $^{87}Sr/^{86}Sr$, равному 0,7090. Этим же значениям соответствует и большинство модельных возрастов, рассчитанных для модели мантийного резервуара хондритового состава. Полученное значение возраста интерпретируется как время проявления регионального метаморфизма зеленосланцевой фации.

Отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{147}Sm/^{144}Nd$ для изученных эффузивов равны соответственно 0,51090±0,00008 и 0,1372, что соответствует модельному возрасту, совпадающему в пределах погрешности определений с модельным возрастом рубидий-стронциевой системы.

Б.М.Келлер, А.А.Краснобаев

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ВЕНДА СССР

Данные по геохронологии венда немногочисленны. Большая их часть основана на калий-аргоновых датировках, которые дают большой разброс значений возраста. Имеются единичные рубидий-стронциевые датировки. Заслуживают внимания следующие значения возраста, полученные разными авторами за последние годы (см.Геохронология СССР, т.1, 1973):

1. Калий-аргоновые даты по глауконитам довендских отложений – укской свиты Урала, дающие максимальные значения возраста – 658 млн. лет, усть-чурочинской свиты Северного Урала (среднее значение 665 млн. лет) и веденяпинской свиты Пачелмского прогиба (среднее значение 680 млн.лет).

2. Рубидий-стронциевая изохрона по глинистым минералам, полученная Принглем (Pringle, 1973) из межтиллитовых аргиллитов в Норвегии – 655±23 млн.лет.

3. Единичные калий-аргоновые даты по глауконитам из надтиллитовой ильявожской свиты Полюдова кряжа – 614 млн.лет (среднее значение из трех дат – и из бакеевской свиты Южного Урала – 605 и 609 млн.лет.

4. Калий-аргоновые даты по глауконитам и туфам валдайской серии Русской плиты – порядка 575–590 млн.лет - и одновозрастной ей ашинской серии Урала – 570–590 млн.лет.

5. Рубидий-стронциевая изохронная датировка по глинистым минералам валдайской серии Зимнего берега Белого моря, позволившая установить возраст этих отложений, равный 627±15 млн.лет.

6. Калий-аргоновые даты Л.В.Фирсова по глауконитам томмотского яруса кембрия Сибири и синим глинам Ленинградской области, давшие ему основание датировать рубеж докембрия – кембрия в пределах 595–600 млн.лет.

На основании анализа указанных дат предлагается следующая геохронологическая схема венда СССР:

Подразделение	Возраст рубежей, млн.лет	Длительность подразделения, млн.лет
Нижний кембрий	590–595	
Верхний венд (с Metazoa)	620–625	25–30
Нижний венд (с тиллитами)	650–660	25–30
Кудашский горизонт рифея	$\gg$ 680	Около 30

А.А.Краснобаев, Е.В.Бибикова, А.И.Степанов, Т.И.Кирнозова, Ю.Л.Ронкин, В.А.Макаров, О.П.Лепихина

ВОЗРАСТ ЭФФУЗИВОВ МАШАКСКОЙ СВИТЫ И ПРОБЛЕМА РАДИОЛОГИЧЕСКОЙ ГРАНИЦЫ НИЖНИЙ – СРЕДНИЙ РИФЕЙ

Образования нижней части юрматиния, объединенные в сводных разрезах под общим названием машакской свиты, развиты в присводовой части Башкирского мегантиклинория. Полный разрез этой свиты впервые описан А.И.Ивановым на хребте Машак. В пределах хребта Шатак аналогичные образования описаны К.А.Львовым под названием шатакской свиты, а в северной части Башкирского мегантиклинория – М.И.Гаранем под названием кувашской свиты. Машакская свита и ее аналоги представлены конгломератами, песчаниками, сланцами, зеленокаменными эффузивами основного и кислого состава.

По решению МСК 1978 г. юрматиний принят стратотипом среднерифейских образований. Это дает основание рассматривать машакскую свиту как важнейший геолого-стратиграфический репер, соответствующий началу среднерифейского цикла в истории развития докембрия. Возрастные границы юрматиния определяются в основном данными ниже- и вышележащих толщ разреза. Верхний возрастной рубеж образований предшествующей юрматинию бурзянской серии по данным уран-торий-свинцового, рубидий-стронциевого и калий-аргонового методов для гранитоидов Бердяушского массива рапакиви уверенно датируется значением 1350± ±10 млн.лет. Возраст глауконита из зильмердакской свиты, лежащей в основании каратауской серии, расположенной по разрезу выше юрматинской,близок к 975 млн.лет.Глауконит из пород верхних горизонтов юрматинской серии (авзянской свиты) имеет значение 1220 млн.лет. Обе глауконитовые датировки принимаются как возможные и требуют проверки и подтверждения независимыми методами.

Используемое иногда значение 1410 млн.лет, полученное свинец-свинцовым методом для фосфатов зигальгинской свиты, продолжающей разрез юрматиния вверх после машакской, не следует вообще рассматривать из-за неопределенности генетической природы материала и аналитических данных.

Геохронологическая характеристика машакской свиты (и ее аналогов) неопределенна: калий-аргоновым методом получены значения от 320 до 730 млн.лет (одно значение – 1290 млн.лет), а α-свинцовым методом возраст цирконов оценивается в 1440 – 1480±150 млн.лет.

Для датировки машакской свиты и уточнения радиологической границы нижнего – среднего рифея (бурзяния – юрматиния) изучены кислые эффузивы машакской свиты и ее аналогов (шатакской и кувашской). Почти все образцы эффузивов несут следы поздних изменений. По распределению кальция, стронция, рубидия, калия и интенсивности вторичных

преобразований породы могут быть разделены на две группы: со слабо проявленной серицитизацией, содержащие относительно низкие количества рубидия (10–130 г/т) и калия (0,2–4%), и существенно серицитизированные и окварцованные, в которых содержания рубидия и калия достигают соответственно 250 г/т и 5%.

По предварительным данным рубидий-стронциевым методом возраст пород первой группы составляет 1250–1330 млн.лет, а второй – 700–800 млн.лет. Между этими величинами находятся данные остальных проб.

Циркон эффузивов характеризуется отчетливыми признаками оптической и геохимической гетерогенности, обусловленными сосуществованием нескольких генераций, соответствующих различным этапам кристаллизации. Их возраст уран-свинцовым методом определен в 1300–1350 млн.лет.

На основании приведенных данных возраст эффузивов машакской свиты оценивается в 1330–1350 млн.лет. Радиологическая граница нижнего – среднего рифея близка к максимальному значению, т.е. соответствует уровню, принятому МСК.

М.А. Гаррис

ГЕОХРОНОЛОГИЯ РИФЕЙСКОГО, ВЕНДСКОГО И ПАЛЕОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В геохронологических лабораториях ИГФМ АН УССР, ИГЕМ АН СССР, ВСЕГЕИ, ГЕОХИ АН СССР и ИГ БФАН СССР получено около 130 датировок эффузивных и пирокластических пород PR_3, O, S, D, C и P–T. Большинство определений (63) относится к базальтам, остальные – к субщелочным базальтам (13), андезитам (7), трахитам (7), риолитам (5), туффитам (8), туфоаргиллитам (5) и бентонитам (7). Для лимбургитов, порфиритов, комптонитов, шонкинитов, кератофиров, ортофиров, туфов и туфопесчаников имеются единичные определения.

В наиболее обширной группе основных эффузивов авторами соответствующих работ выделены девонские, позднепротерозойские и среди них вендские базальтоиды. Породы, объединенные под индексом PR_3, показали очень большой разброс датировок – от 1260(1224)* до 210(205) млн. лет, что вероятнее всего объясняется отсутствием объективных обоснований для установления их геологического возраста. Это относится к шести датировкам в интервале 495–210(483–205) млн.лет. Шесть датировок – от 610 до 530(594–517) млн.лет, по-видимому, относятся к вендским базальтам: три из них характеризуют наложенные изменения с "омоложением" до 530 млн.лет, а три наиболее древние датировки – 1260(1224), 1050(1021), 1220(1185) млн.лет – либо не относятся к волынской и полесской сериям, либо они сильно "удревнены".

* Здесь и ниже датировки рассчитаны с использованием констант 1964 г., а в скобках – 1976 г.

Следующая, самая многочисленная (41) группа датировок вендских базальтов, хотя и не дает большого разброса, но в границах кудаша – венда – 680–570 (662–556) млн.лет – находится только 13 датировок; 22 показывают кембрийский возрастной диапазон – 566–503 (552–590) млн. лет и 6 – ордовикско-силурийский – от 495 (483) до 409 (399) млн.лет.

Широко представлены девонские базальты и трахибазальты (20 датировок). Девять датировок находятся в границах девона – от 396 до 352 (386–343) млн.лет, три – "удревнены" до силурийско-ордовикского возрастного диапазона, шесть – показали карбоновые возрастные значения от 342 до 300 (333–293) млн.лет и одна – юрское. К девону же отнесены порфириты, лимбургиты, трахиты и риолиты (всего 15 датировок); семь датировок – от 382 до 358 (373–349) млн.лет – лежат в границах девона, остальные – от 347 до 240 (338–234) млн.лет – либо "омоложены", либо требуют пересмотра стратиграфической позиции.

Для эффузивов С и Р–С платформы получено 12 датировок шонкинитов, андезитов, трахитов, кератофиров и ортофиров. Возрастной диапазон датировок – от 315 (307) до 180 млн.лет. К "омоложенным" относительно геологических границ относятся пять датировок – от 225 (220) до 180 млн.лет. Андезиты и трахиты Р–Т показали позднетриасовую и меловую датировки.

Среди туфогенных пород большинство относится к венду (девять), силуру (восемь) и девону (пять). В возрастном диапазоне венда находятся только четыре датировки, четыре оказались "омоложенными" – интервал от 563 (549) до 450 (439) млн.лет – и одна "удревненная" – 757 (737) млн.лет. Датировки туффитов, туфопесчаников и бентонитов, отнесенных к силуру, показали большой разброс – от кембрийских – 546 (532) – до карбоновых – 285 (278) млн.лет – возрастных значений. Только одна датировка дентонита и две датировки девонских туфов и туффитов соответствовали геологическому возрасту; остальные же девонские породы при хорошей сходимости – 300, 288 и 286 (298, 281, 279) млн.лет – оказались в диапазоне карбона. Датировка туффита – 1180 (1146) млн.лет – характеризует крестецкую свиту среднего рифея.

Приведенные данные показывают, что калий-аргоновое датирование даже слабо измененных платформенных вулканитов сопровождается большими интерпретационными трудностями. После проверки стратиграфического положения пород, давших искаженные датировки, предстоит провести систематические исследования по установлению критериев сохранности калий-аргонового равновесия на специально избранных объектах с однозначно установленным геологическим возрастом. Необходимо также по одним и тем же объектам сравнить результаты калий-аргонового, рубидий-стронциевого и уран-торий-свинцового методов.

В целом полученные результаты подтверждают вывод об интенсивном проявлении на платформе вулканизма в кудаш-вендское (вероятно, с продолжением в кембрийское) и девонское время. Эти проявления соответ-

ствуют развитию и завершению в обрамляющих платформу геосинклинальных зонах байкальского и началу герцинского тектоно-магматических циклов. Каледонский вулканизм проявлен слабо.

Сравнение приведенных данных с данными по аргиллитам и гидрослюдам из отложений платформы (см.другой наш доклад) показывает, что датировки вулканогенных пород дают больше случаев дискордантности с геологическим возрастом, чем датировки гидрослюд.

И.М.Горохов, Н.Клауэр, Э.П.Кутявин, Э.С.Варшавская, Э.А.Пиррус, Н.М.Чумаков

РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВЫЕ СИСТЕМЫ В ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕНДА И КЕМБРИЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Пограничные отложения докембрия и кембрия на северо-западе Восточно-Европейской платформы представлены валдайской и балтийской сериями. Для осадочных пород характерна слабая степень литификации и вторичных изменений, связанная, по-видимому, с их неглубоким залеганием в течение всей геологической истории.

Образцы однородных уплотненных глин взяты в районе г.Кунда Эстонской ССР и дер. Костуя Ленинградской области (скв.Костово-13) и представляли (сверху вниз) лонтоваский и ровенский горизонты балтийской серии и котлинский и предположительно редкинский горизонты валдайской серии. Анализировались тонкозернистые глинистые фракции с размером частиц менее 0,1 мкм. Рентгено-структурным методом установлен минералогический состав фракций и определены кристаллохимические характеристики иллита: индекс кристалличности и отношение I_{002}/I_{001}. Изотопно-геохимическое изучение включало определение содержаний рубидия и стронция и изотопного состава стронция в тонкозернистой фракции, а также в продуктах ее выщелачивания соляной кислотой.

Индекс кристалличности иллита (ширина 10Å-ного пика на его полувысоте) свидетельствует об отсутствии метаморфических преобразований глинистых минералов по всему изученному разрезу. Отношение I_{002}/I_{001}, характеризующее относительное преобладание алюминиевого или ферромагнезиального компонентов в кристаллической структуре иллита, показывает, что глины верхней части разреза (лонтоваский, ровенский и котлинский горизонты) содержат иллит мусковитового типа, а редкинские – биотитового.

Глинистый компонент лонтоваского горизонта составлен смешаннослойными (иллит-монтмориллонит) минералами с постоянным присутствием хлорита и иногда следов каолинита. Диапазон отношений Rb/Sr в десяти проанализированных образцах слишком мал для уверенного вычисления возраста графическим методом. Модельные возрасты, рассчитанные при предположении изотопного обмена стронция глинистых минера-

лов с морской водой на стадии отложения и диагенеза, составляют 504–553 млн.лет (первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ принято равным 0,709). В глинистых фракциях нижележащих горизонтов наряду со смешанослойными (иллит-монтмориллонит) минералами и иногда хлоритом постоянно присутствует шамозит. Модельные возрасты двух проанализированных образцов ровенского горизонта составляют 533 и 568 млн.лет.

Точки семи образцов котлинского горизонта образуют на эволюционной диаграмме прямую линию, но вычисленное значение точки пересечения с ординатой неправдоподобно низко для позднедокембрийских осадков. Если учесть, что глинистые фракции котлинского горизонта представляют собой практически двухкомпонентные смеси смешанослойного минерала и шамозита и между содержаниями рубидия и отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ в них наблюдается хорошая корреляция, становится очевидным, что линейное расположение точек отражает не возрастную зависимость, а является следствием смешивания в разных пропорциях двух материалов с близкими содержаниями обычного стронция, но с резко различными содержаниями рубидия. На основании систематики смешивания и предположения, что первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в смешанослойном компоненте глинистой фракции составляло 0,709, может быть установлен максимальный возраст отложения осадков. В сочетании с модельными возрастами проанализированных образцов вероятное время отложения котлинских осадков оценивается как 600–650 млн.лет.

Точки шести образцов редкинского горизонта лежат на прямой линии с возрастом около 490 млн.лет, который, вероятно, соответствует геологическому или геохимическому процессу, вызвавшему потерю радиогенного стронция ферромагнезиальным иллитом, тогда как богатые алюминием иллиты вышележащих горизонтов сохранили свои рубидий-стронциевые системы.

Для продуктов выщелачивания тонкозернистых фракций по всему разрезу наклоны внутренних изохрон отвечают значениям, которые на несколько десятков миллионов лет моложе по сравнению с модельными возрастами образцов, не подвергнутых кислотной обработке. Модельные возрасты остатков от выщелачивания находятся в промежутке между этими величинами.

Таким образом, для глинистых фракций лоноваского, ровенского и котлинского горизонтов рубидий-стронциевым методом получены геохронологические данные, согласующиеся со стратиграфической последовательностью пород в разрезе. Однако в связи с тем, что эти возрастные значения вычислены без применения изохронного подхода, их использование для определения возраста границы докембрий – кембрий преждевременно.

Л.И.Агеева, В.Н.Байков, Г.В.Клименко

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ КАЛИЙ-АРГОНОВОГО ДАТИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ВУЛКАНИТОВ КАРАМАЗАРА (ТЯНЬ-ШАНЬ)

Расчленение эффузивных образований Таджикистана в связи с их металлогенической специализацией может быть успешно решено при установлении их возраста. Сложность датирования заключается в том, что выделить мономинералы из них, как правило, невозможно. Поэтому нет определенных рекомендаций по использованию радиологических методов для установления их возраста. Нами предпринята попытка отработать некоторые приемы калий-аргонового датирования на стратифицированных толщах. Для этих целей больше всего подходят вулканиты Карамазара. Во-первых, терригенно-вулканогенная карбон-триасовая (?) формация Кураминской подзоны Северного Тянь-Шаня не испытала каких-либо заметных более поздних активизаций. Во-вторых, три из семи выделенных в ней свит охарактеризованы органическими остатками. В-третьих, наличие крупнопорфировых разностей эффузивных пород позволяет выделить мономинералы. Наконец, высокая щелочность пород одной из свит с установленным по органическим остаткам возрастом предполагает калий-аргоновое датирование по породе в целом, так как система должна быть нечувствительной к незначительным колебаниям дочернего и материнского изотопов.

Детально, с разработкой и датированием по мономинералам исследовались вулканиты джамансайской свиты (C_2), являющиеся характерным геологическим репером. Пробы отбирались из территориально разобщенных выходов свиты. Породы представлены крупнопорфировыми биотит-амфиболовыми разностями: по химическому составу они близки к андезито-дацитам, по минеральному – к дацитам, а по структуре – к игнимбритам.

Калий-аргоновое датирование проводилось по породе в целом, полевым шпатам, хлоритизированному биотиту и кварцу.

Для породы в целом цифры возраста колеблются в пределах 272–321 млн.лет; при этом установлено, что существует прямая корреляционная связь между $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ и калий-аргоновыми датами. На наш взгляд, это объясняется присутствием в породе щелочных амфиболов, которые лучше удерживают аргон при последующих изменениях породы. Концентрации Al_2O_3, CaO и Na_2O существенных корреляционных связей с калий-аргоновыми датами не имеют. Последнее вселяет надежду на получение стабильных возрастных данных по полевым шпатам. Имеется определенная зависимость между Ar, CO_2 и H_2O. Калий-аргоновые даты, полученные по

породам, содержащим минимальное количество CO_2, H_2O и имеющие стабильные концентрации Na_2O, K_2O и Al_2O_3, укладываются в интервал 295–309 млн.лет при среднем значении 301±10 млн.лет.

Исследование мономинералов показало, что полевые шпаты с выдержанным химическим составом дают также надежную датировку – 293±±9 млн.лет. По хлоритизированному биотиту получен кажущийся возраст – 367 млн.лет. В кварцах аргон не обнаружен.

Таким образом, по вулканитам и выделенным из них минералам могут быть получены калий-аргоновые даты, соответствующие их геологическому возрасту, если соблюдены указанные выше условия.

Возрастное положение исследованных нами сферолитовых трахилипаритов кизылнуринской свиты определено вследствие согласного залегания ее на осадочных отложениях, датируемых пермью по находкам фауны и флоры. Порода обладает флюидальной текстурой и фельзитовой либо витрофировой связующей массы с включениями сферолитов. Выделить мономинералы из породы невозможно. Калий-аргоновое датирование проведено по породе в целом. При этом получены достаточно стабильные датировки: 283±10 млн.лет в районе выхода горы Сарытайпан. Для пород характерны максимально высокие концентрации материнского элемента (8%), а H_2O и CO_2 не превышают 0,05%. Для трахилипаритов, развитых в районе горы Ташкескен, общие потери при прокаливании достигают 1%. Наблюдается и прямая значимая корреляционная связь между концентрациями аргона и количеством CO_2 в породе. Не исключено, что в такой породе аргон не весь радиогенный, а возраст 330 млн.лет – кажущийся.

Таким образом, калий-аргоновое датирование вулканитов Карамазарского района показало, что к интерпретации данных радиологического датирования следует подходить осторожно.

В.М.Скобелев, Г.Д.Елисеева, Н.Ю.Левковская

ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ЭПОХ ВУЛКАНИЗМА В ДОКЕМБРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО РАЙОНА УКРАИНСКОГО ЩИТА

В структурно-тектоническом отношении Северо-Западный район Украинского щита приурочен к Волынскому протоплатформенному блоку. В докембрии этого района выделяются три серии супракрустальных образований: тетеревская, пугачевская и овручская, каждая из которых подразделяется на ряд свит.

Метавулканиты развиты в пределах всех трех серий, однако наибольшую роль они играют среди образований клесовской (верхняя свита тетеревской серии) и збраньковской (нижняя свита овручской серии) свит.

Вопрос о геологическом возрасте и стратиграфическом положении метавулканитов указанных свит до сих пор однозначно не решен, немало дискуссий ведется и по поводу генезиса некоторых из этих образований.

Что касается клесовской свиты, то в ее составе значительную роль играют метаморфизованные вулканогенные образования как основного, так и кислого составов, напоминающие, на первый взгляд, формации, характерные для начальных стадий развития геосинклинальных областей (спилит-кератофировую формацию и т.п.). Однако детальное изучение петрографо-минерального состава слагающих ее пород, особенностей химического состава входящих в нее вулканитов, возрастные и генетические соотношения с прорывающими ее гранитами и породами габбро-диорит-диабазовой формации, ее структурная приуроченность к северо-западной окраине Волыно-Подольского протоплатформенного блока, сравнительно простой план ее складчатых структур – все это позволяет рассматривать отложения клесовской свиты как эпигеосинклинальные образования. Формирование отложений данной свиты можно, по-видимому, отнести к позднеорогенному или к субплатформенному этапу развития Украинского щита. Среди метаморфизованных вулканитов клесовской свиты можно выделить аналоги основных, средних и кислых вулканитов субщелочной серии натрий-калиевого уклона: базаниты, базанито-базальты, андезито-базальты, преобразованные в результате метаморфизма в амфиболиты и амфиболовые кристаллосланцы; андезиты и андезито-дациты, превратившиеся в последующем в лептитовые гнейсы (клесовские порфириты); трахилипариты, трахилипарито-дациты, липариты и липарито-дациты, преобразованные в дальнейшем в лептиты (клесовиты). Возраст метавулканитов клесовской свиты определялся уран-свинцовым изохронным методом (модель Аренса – Везерилла, метод нормализованных разностей) по акцессорным цирконам. Возраст основных и средних метавулканитов 2030±10 млн.лет: $У = (0{,}054306 \pm 0{,}000064)X + (0{,}023751 \pm 0{,}003334)$; возраст метавулканитов кислого состава 2045±10 млн.лет: $У = (0{,}055584 \pm 0{,}000042)X + (0{,}012523 \pm 0{,}000191)$. Возраст гранитоидов осницкого комплекса около 1950±30 млн.лет. Как видим, данные по изотопному возрасту согласуются с приведенными выше петрологическими выводами.

Метавулканиты збраньковской свиты как по геологическим, так и по петрохимическим критериям могут быть уверенно отнесены к платформенным образованиям. Их изотопный возраст 1510±10 млн.лет: $У = (0{,}07181 \pm 0{,}00068)X + (0{,}01772 \pm 0{,}00261)$.

Таким образом, в докембрии Северо-Западного района Украинского щита можно выделить по крайней мере две эпохи вулканизма соответственно субплатформенного (или позднеорогенного) и платформенного этапов.

В.И.Орса, В.М.Скобелев, Г.Д.Елисеева, А.В.Лукашук

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕРХНЕМ ВОЗРАСТНОМ ПРЕДЕЛЕ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ИНГУЛЕЦКОГО ВАЛА

Согласно схеме районирования восточной части Украинского щита, предложенной Г.И.Каляевым, под Ингулецким валом понимается резко удлиненная ориентированная в субмеридиональном направлении положительная структура, расположенная в южной части Западно-Ингулецкой полосы между Криворожской и Ингулецкой синклинальными зонами. Главную роль в строении этой структуры играют частично микроклинизированные плагиограниты и генетически тесно с ними связанные небулитовые мигматиты. В составе гранито-мигматитового комплекса нередко встречаются крупные ксенолиты и останцы различных метаморфических пород, среди которых наибольший интерес представляют пластовые тела железистых кварцитов. Выявлен ряд участков развития этих образований, наиболее крупными из которых являются Червоношахтарский, Чкаловский, Новомихайловский и др. Вопрос о стратиграфическом положении и возрасте супракрустальной толщи, содержащей горизонты железистых кварцитов, не решен, что объясняется недостаточной геохронологической изученностью этого района.

Очевидно, верхнюю возрастную границу вмещающей железистые кварциты супракрустальной толщи можно надежно установить по времени ее гранитизации. С этой целью авторами определен изотопный возраст соответствующих гранитоидов по цирконам, сингенетичность которых с процессами гранитообразования не вызывает сомнений.

Уравнение регрессии, рассчитанное по модели Аренса – Везерилла для пяти образцов цирконов, имеет вид

$$У = (0{,}03667 \pm 0{,}00360)\,X + (0{,}02270 \pm 0{,}04900),$$

что соответствует возрасту формирования уран-свинцовых систем цирконов 2740±40 млн.лет.

Таким образом, время формирования супракрустальной толщи, вмещающей железистые кварциты, можно уверенно отнести к архею.

Е.Н.Бартницкий

ВРЕМЕННАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Исследованы уран-свинцовая и рубидий-стронциевая системы в докембрийской осадочно-вулканогенной толще западной части Украинского щита.

Цифры изотопного возраста, полученные изохронным рубидий-стронциевым методом по валовым пробам парагнейсов (2300 и 2100 млн.лет),

характеризуют время проявления регионального метаморфизма соответствующих серий пород. Относительно низкие первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, а также особенности изотопного состава свинца свидетельствуют о глубинном происхождении исходного материала осадочных толщ.

Возраст порядка 3 млрд.лет, отвечающий времени становления уран-свинцовых систем изучавшихся серий, не интерпретируется однозначно и может характеризовать как время первичной кристаллизации исходного материала, так и время завершения процесса формирования древней осадочной толщи.

Н.Ю.Левковская, Г.Я.Терец, Е.А.Татаринова

ЦИРКОН ИЗ ВУЛКАНИТОВ УКРАИНЫ

Излагаются результаты минералогического исследования циркона из метавулканитов Украинского щита и Карпат. Изучен циркон из метадацитов конкско-верховцевской серии зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья, порфиритов и лептитов клесовской серии, кварцевых порфиров збраньковской свиты овручской серии, порфиритов и кварцевых порфиров сущанской свиты северо-запада Украинского щита, а также порфироидов берлебашской свиты Восточных Карпат и кислых метаэффузивов гельнецкой серии Западных Карпат.

Изотопный возраст, полученный уран-свинцовым методом по циркону из этих образований, составляет 3,0 млрд. – 300 млн.лет. Метавулканиты кислого и среднего составов метаморфизованы в условиях зеленосланцевой или низкотемпературной эпидот-амфиболитовой фаций.

Приводится количественная характеристика распределения циркона и циркония в метавулканитах, специфика обогащения проб при выделении циркона, морфологические особенности и внутренняя анатомия кристаллов. По данным изотопного анализа прослежено содержание урана в цирконах, а по данным микрозондового анализа – характер его распределения в некоторых разновидностях циркона. Разбираются случаи "удревнения" возраста за счет примеси терригенного материала и включений ксеногенного древнего циркона.

В.М.Скобелев, Н.Ю.Левковская, Н.А.Беспалько, Ф.И.Котловская, А.В.Лукашук, И.П.Букович

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ БЕЛОКОРОВИЧСКОЙ ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ

(северо-западная часть Украинского щита)

Белокоровичская грабен-синклиналь выполнена метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями белокоровичской и озерянской свит, относимых, согласно последней стратиграфической схеме

УРМСК 1980 г., к нижнему протерозою. Основанием для этого послужил тот факт, что указанные образования рассекаются жилами гранит-порфиров предположительно коростенского комплекса. Возраст формирования последнего надежно определен различными радиологическими методами как нижнепротерозойский.

Однако в последнее время в печати появился ряд сообщений о находках в отложениях Белокоровичской структуры микрофлоры и микрофауны палеозойского возраста (девон – карбон). Это противоречит существовавшим до сих пор представлениям, что и вызвало острую дискуссию по данному вопросу.

К настоящему времени по различным образованиям указанной структуры получен ряд изотопных датировок, выполненных калий-аргоновым, рубидий-стронциевым и уран-свинцовым методами. Все они свидетельствуют о докембрийском возрасте формирования вулканогенно-осадочных образований Белокоровичской грабен-синклинали.

Нижняя возрастная граница для отложений Белокоровичской грабен-синклинали может быть определена по датировкам, полученным по кластогенным цирконам из кварцитовидных песчаников (скв.5023, с.Усово) уран-свинцовым методом – 2150 млн.лет.

Свинец-свинцовый возраст цирконов из гранит-порфира, секущего отложения озерянской свиты (скв.2502, гл.300 м), – 1800±50 млн.лет.

Свинец-свинцовый возраст цирконов из метадиабаза, залегающего в виде покрова в верхах озерянской свиты (скв.2500, гл.140 м), – 1700± ±50 млн.лет.

И.М.Гороховым и др. (1973; 1978) рубидий-стронциевым изохронным методом продатированы кварц-серицитовые сланцы белокоровичской свиты – 1585±35 млн.лет. Указанная цифра возраста интерпретируется как время проявления процессов метагенеза отложений свиты.

Калий-аргоновые датировки, полученные по валовым пробам метадиабазов белокоровичской свиты (скв.2495), находятся в интервале 1200 – 1500 млн.лет. Если считать, что покровы диабазов формировались в палеозое, то все анализированные пробы должны были бы захватить значительные количества радиогенного аргона. В этом случае следовало бы ожидать определенной корреляционной зависимости: увеличения цифр возраста с уменьшением содержания калия (за счет фона избыточного аргона). Однако этого не наблюдается. Напротив, отмечается высокая положительная корреляция между указанными величинами, что свидетельствует скорее не о захвате, а о частичной потере радиогенного аргона породами. Такая же высокая положительная корреляция между цифрами калий-аргонового возраста и содержаниями калия в пробах с мечается и для валовых проб кварц-серицитовых сланцев озерянской свиты, и для слюд (серицита) из этих же сланцев. Все полученные для них цифры калий-аргонового возраста находятся в интервале 1230 – 1530 млн.лет.

Калий-аргоновые датировки, полученные для гранит-порфиров, секу-

щих отложения озерянской свиты (скв.5030), также существенно "омоложены"(1100 – 1120 млн.лет), причем цифры калий-аргонового возраста, полученные для гранитов, всегда меньше, чем для вмещающих их сланцев и алевролитов (1370 – 1390 млн.лет), что согласуется с последовательностью формирования пород.

Помимо микрофитофоссилий и других органических остатков предположительно палеозойского возраста в отложениях, по крайней мере белокоровичской свиты неоднократно описывалась микрофауна и микрофлора рифейского и даже более древнего возраста (Тимофеев, 1969, 1973; Фуртес, 1982).

Таким образом, имеющиеся данные не дают серьезных оснований для пересмотра стратиграфического положения отложений Белокоровичской грабен-синклинали и отнесения их к палеозою (девон – карбон).

Ю.Н.Лебедев

О КОЛЕБАНИЯХ СОДЕРЖАНИЙ K_2O И ^{40}Ar ВО ФРАКЦИОНИРОВАННЫХ ГЛАУКОНИТАХ ДОКЕМБРИЯ

По юго-востоку Сибирской платформы (Учуро-Майский район) известно около 30 оригинальных и дублирующих определений абсолютного возраста мономинеральных фракций глауконитов из рифейских и вендских отложений. Большинство мономинеральных фракций докембрийских глауконитов состоит из различных по своим свойствам зерен. Таким образом, необходимо раздельное датирование этих разновидностей и выявление распределения в них компонентов, по которым рассчитывается абсолютный возраст.

Около 150 проб глауконита разделены электромагнитным способом на 375 фракций – от двух до семи для каждой пробы. Каждая фракция анализировалась на K_2O и на ^{40}Ar (точность определения для обеих компонент ±2%), затем рассчитывался возраст. Сравнение фракций по содержаниям K_2O и ^{40}Ar, а также по полученным значениям возраста проводилось относительно первой фракции пробы (с максимальной электромагнитной восприимчивостью).

Теоретически рассчитаны 13 возможных схем изменения значений компонентов K_2O – ^{40}Ar – θ (абсолютный возраст). По шести из них изменения содержаний калия и радиогенного аргона во фракциях одной пробы разнонаправленны, по шести – однонаправленны (но не равновелики), по одной – во всех фракциях пробы постоянны.

Фактический материал показал, что только в 10% проб глауконитов содержания K_2O и ^{40}Ar во фракциях одной пробы постоянны, однако вычисленный возраст часто моложе ожидаемого. Во фракциях глауконита одной пробы предельные колебания содержания K_2O составляют 42%, ^{40}Ar – 36%. Однонаправленность изменений содержаний этих компонентов фиксируется в 30, а разнонаправленность – в 60% проб; "запрещен-

ной" для глауконитов района является схема возрастания содержаний калия и радиогенного аргона без изменения их соотношения.

Распределение точек на диаграмме $\Delta K_2O - \Delta {}^{40}Ar - \Delta\theta$, где разница в содержаниях калия и аргона и разница в возрасте для разных фракций пробы выражена в процентах относительно первой, свидетельствует о кажущейся равновероятности флуктуаций содержаний калия и радиогенного аргона в древнейших глауконитах; преимущественные потери глауконитом радиогенного аргона проявляются слабо.

Величина и направленность флуктуаций содержаний калия и радиогенного аргона во фракциях древнейших глауконитов юго-востока Сибирской платформы контролируются степенью воздействия на минерал вторичных изменений. Различия между датировками, получаемыми по глауконитам,и принятыми значениями возрастов геологических рубежей обнаруживают признаки зональности и геоструктурного контроля. При интерпретации результатов датирования это обязывает к детальному изучению не только геологической ситуации, но и минералогии глауконита.

И.В.Николаева

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА В АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Минералы группы глауконита (МГГ) являются К-слюдами политипа 1М, образуются в поверхностном слое осадка и могут использоваться для определения изотопного возраста вмещающих их осадочных отложений. Однако на практике получение достоверных цифр крайне затруднено, поскольку имеет место "омоложение" и "удревнение" возраста по сравнению с эталонной шкалой. Такие искажения находят различные объяснения. Задача наших исследований – выявить общие закономерности проявления искажений возраста и уточнить критерии отбора реперных проб.

В настоящее время установлена различная частота проявления искаженных датировок (100 – 10%) на разных возрастных уровнях распространения минералов (Рубинштейн, 1967; Николаева, 1977), что хорошо сопоставляется с интенсивностью проявления процессов выветривания и перерывов в осадконакоплении. Нами выявлены региональные закономерности проявления искаженных дат,также связанные с перерывами в осадконакоплении и выветриванием. Определены климатическая и фациальная зональности проявления изменений МГГ в связи с этими процессами на примере отложений докембрия и фанерозоя. Выявлены также минералогические критерии диагностики неизмененных и измененных МГГ, среди которых общей особенностью является однородность состава и структуры минералов в агрегате – зерне (от зерна к зерну и от пробы к пробе) для неизмененных и неоднородность – для измененных. Кроме того, для неизмененных МГГ устанавливаются определенные соотношения состава и физических свойств, частично или полностью нарушающиеся для измененных разновидностей.

Таким образом, представляется необходимым принятие единой системы паспортизации реперных проб глауконита, в которой должна быть отражена не только геологическая позиция пробы, но и ее детальная минералогическая характеристика.

А.Г.Рублев

О ВОЗМОЖНОСТИ УЧЕТА ИЗБЫТОЧНОГО АРГОНА В ВУЛКАНИТАХ

До недавнего времени не существовало иных способов учета избыточного аргона ($Ar_и$), кроме изохронных методов. Однако в калий-аргоновой геохронологии использование последних вызывает ряд принципиальных возражений, а имеющиеся данные, полученные с помощью изохронных построений, в большинстве случаев сомнительны. В 1976 г. Ю.Д.Пушкаревым предложен метод изотермохрон, основанный на предположении о постоянстве отношения $Ar_и/K$ в различных минералах конкретного объекта. Маловероятность реализации его очевидна, хотя это и шаг вперед относительно обычных изохрон.

Вероятно, дальнейший прогресс в деле учета избыточного аргона должен быть связан с изучением и использованием закономерностей его распределения между различными минералами. Первые данные о таких закономерностях уже появились в литературе. Так, ряд авторов указывают на то, что в субвулканических породах плагиоклазы содержат в пять раз больше избыточного аргона, чем пироксены. Использование данного отношения позволило автору настоящей работы реконструировать истинный возраст основных вулканитов соктуйской свиты в Восточном Забайкалье. Однако постоянство величины подобных коэффициентов во всех объектах может и не соблюдаться, так как, по-видимому, они должны зависеть, с одной стороны, от кристаллохимических особенностей минералов, а с другой – от PT условий минералообразования. В связи с этим в работе предлагается новый метод учета $Ar_и$, в основе которого лежит предположение, что отношение содержаний $Ar_и$ в какой-либо паре минералов (N) из пород изучаемого объекта – величина постоянная. Тогда для этих пар минералов в двух пробах можно записать следующие уравнения:

для первой пробы

$$^{40}Ar_{мин1} = {}^{40}Ar_{рад1} + Ar_и; \quad (1)$$

$$^{40}Ar_{мин2} = {}^{40}Ar_{рад2} + NAr_и; \quad (2)$$

для второй пробы

$$^{40}Ar_{мин1} = {}^{40}Ar_{рад1} + Ar'_и; \quad (3)$$

$$^{40}Ar_{мин2} = {}^{40}Ar_{рад2} + NAr'_и, \quad (4)$$

или, поделив на соответствующие содержания калия и считая, что

$$(^{40}Ar_{рад}/^{40}K)_i = \tau = const,$$

$$(^{40}Ar/^{40}K)_1 = \tau + Ar_и/^{40}K_1; \quad (5)$$

$$(^{40}Ar/^{40}K)_2 = \tau + NAr_и/^{40}K_2; \quad (6)$$

$$(^{40}Ar/^{40}K)'_1 = \tau + Ar'_и/^{40}K_1; \quad (7)$$

$$(^{40}Ar/^{40}K)'_2 = \tau + NAr'_и/^{40}K_2. \quad (8)$$

В уравнениях (5–8) четыре неизвестных: τ, N, $Ar_и$ и $Ar'_и$, которые и находятся при совместном решении системы этих уравнений.

Рассматривая аналитические данные с помощью графического метода анализа дискордантности, легко показать, что тангенсы углов наклона прямых, проходящих через точки, отвечающие данным пробам, и точку на конкордии, соответствующую истинному значению $Ar^{40}_{рад}/K^{40} = \tau$, пропорциональны отношению содержания калия – $tg\alpha_i = N(K^i_1/K^i_2)$ и не зависят от содержаний избыточного аргона. При $K^i_1/K^i_2 = const$ все точки будут находиться на одной прямой (изохроне), пересекающей конкордию в точке τ. Этот вариант математически эквивалентен изотермохроне Ю.Д.Пушкарева, являющейся частным случаем рассматриваемой модели.

Таким образом, для модели закрытой системы с $Ar_и$, часто реализующейся для вулканогенных пород, возможно определение истинного возраста при условии, что отношение содержаний $Ar_и$ между минералами – величина постоянная.

Математический анализ итогового уравнения показывает, что его решение чувствительно к погрешностям измеряемых величин. Так, для двух проб, в которых содержания калия и аргона измерены с обычной погрешностью (1% для калия и 2% для аргона), ошибка в значении τ достигает ~20%. Ее можно уменьшить, использовав большее число пар минералов.

Метод иллюстрируется рядом примеров, показываются некоторые его возможности и ограничения.

А.И.Степанов, Л.Н.Овчинников

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ГЛАУКОНИТА ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Глауконит – пока единственный минерал, применяемый для датирования осадочных толщ. За последние 10–15 лет интенсивность геохронологических исследований с его использованием резко снизилась из-за большого разнобоя получаемых по нему возрастных значений и отсутствия критериев истинности последних. Но за этот период, главным образом работами И.Е.Николаевой, получены новые интересные данные об особенностях образований глауконита и признаках аутигенности.

Глауконит – это тип дефектных диоктаэдрических слюд однослойной полиморфной модификации 1M или 1Md со сложным составом октаэдров. По преобладанию одного из главнейших октаэдрических катионов выделяются разновидности: с преобладанием железа – собственно глауконит, магния – селадонит, алюминия – сколит. Межслоевые катионы представлены главным образом калием, которому постоянно сопутствует вода. В типичном глауконите со структурой 1M должно быть занято 2/3 межслоевых позиций "X", при меньшем количестве его структура становится неупорядоченной (1Md) и химический состав приближается к монтмориллониту.

Глауконит относительно легко изменяется на различных стадиях петрогенезиса: седиментации, диагенеза, эпигенеза, метагенеза. Значительная дефектность структуры, многократность структурных и химических преобразований глауконита влияют на сохранность аргона в кристаллической решетке. Поведение калия в процессе преобразования глауконита очень сложное. В некоторых случаях отмечается прямая связь между изменением содержаний калия и возрастом породы, обусловленная возможностью приобретения калия в процессе эпигенеза, метагенеза и других поздних преобразований. Но, с другой стороны, разрушение кристаллической решетки в процессе гидратации глауконита и формирование смешанослойных фаз в различные стадии петрогенезиса приводит к потерям калия в них. Подобный разнонаправленный несинхронный характер миграции аргона и калия затрудняет интерпретацию возрастных цифр.

Анализ и синтез физических, химических, структурных и геохронологических данных по глаукониту из осадочных толщ разного возраста показали следующее.

Глауконит, сформированный в период седиментации, характеризуется несовершенной структурой 1Md, значительным количеством разбухающих слоев, низкими содержаниями калия и другими особенностями, определяемыми фациальными условиями. Формирование его продолжается и на постседиментационном этапе до приобретения слюдяной упорядоченной структуры 1M, высоких содержаний калия и общего черного облика глобул. Поэтому при датировании необходимо учитывать продолжительный период эволюции глауконитовых глобул, включающий следующие стадии:

а) формирование смешанослойных структур (1Md), цвет глобул различный, содержание калия невысокое (седиментация, диагенез);

б) формирование слюдистой структуры 1M, цвет глобул черный, содержание калия максимальное (эпигенез, катагенез);

в) разложение под действием низкотемпературных процессов (выветривание), появление смешанослойных структур, пониженное и низкое содержание калия, цвет различный до светлых оттенков.

Интервалы времени между отдельными стадиями могут иметь разную продолжительность, и в зависимости от стадии развития того или иного образца глауконита можно получить разные значения возраста. Интерпретация таких значений должна основываться на сопутствующих структурно-минералогических исследованиях. Иными словами, на примере с глауконитом еще раз подтверждается настоятельная необходимость обязательного сопровождения геохронологических измерений химико-минералогическим изучением используемого материала; без этого ни одна возрастная цифра не должна быть принята.

Л.Н.Овчинников, А.И.Степанов

О ПРИГОДНОСТИ ВУЛКАНИТОВ ДЛЯ КАЛИЙ-АРГОНОВОЙ ГЕОХРОНОМЕТРИИ

Несмотря на получаемые иногда интересные и достаточно достоверные калий-аргоновые датировки абсолютного возраста, вулканические породы в принципе мало пригодны для этой цели. Резко неравновесные термодинамические условия, в которых оказывается изливающаяся лава, и ее быстрое затвердевание создают предпосылки для последующего длительного неизбежного преобразования затвердевшей породы с раскристаллизацией стекла, зелено- и краснокаменным перерождением, также неизбежно приводящим к нарушениям калий-аргонового равновесия.

Палеотипные вулканиты непригодны в любом случае. Некоторое значение могут иметь кайнотипные эффузивные и субвулканические породы, особенно образовавшиеся в послеорогенных условиях. Однако и среди кайнотипных вулканитов по степени пригодности для калий-аргоновой геохронометрии выделяются три разновидности: 1) содержащие оптически неизмененное стекло; 2) в некоторой мере раскристаллизованные и 3) с явными следами наложенных процессов.

Наибольшее влияние на потерю аргона кайнотипными вулканитами оказывает широко распространенный процесс массовой гидратации стекла, при котором происходит наложение комплекса вторичных изменений, приводящее к преимущественной потере радиогенного аргона по отношению к калию и к занижению возрастных значений. Таким образом, содержание H_2O^+ в породах стекловатой структуры могло бы в какой-то степени характеризовать достоверность полученных цифр возраста этих пород, но параллельный процесс девитрификации вулканического стекла также влияет на сохранность аргона. Учет этого влияния более сложен, поскольку сохранность аргона зависит от характера девитрификации, приводящей к образованию разнотипных кристаллитов и микролитов различных структурно-текстурных и количественных соотношений.

Имеющийся в распоряжении авторов фактический материал наглядно подтверждает сказанное.

Итак, к значениям калий-аргонового возраста даже кайнотипных вулканитов, не сопровождающимся химико-минералогическими данными, следует относиться осторожно.

Х.И.Амирханов, Р.У.Габитова, Л.К.Анохина,
Р.И.Чалабов, И.В.Николаева

ИЗУЧЕНИЕ КАЛИЙ-АРГОНОВОГО РАВНОВЕСИЯ В ГЛАУКОНИТАХ ПО ДАННЫМ ЯГР-СПЕКТРОСКОПИИ

Глауконит – индикатор возраста осадочных пород. Изучение его сохранности необходимо для геохронологии. Степень искажения абсолютного возраста зависит от глубины вторичного преобразования первичного состава и структуры минерала процессами древнего выветривания.

Цель данной работы – исследовать мессбауэровские спектры глауконитов в зависимости от степени изменения их химического состава (алюминизация, омагнивание) для диагностики измененных и неизмененных разновидностей и выбора реперных проб для изотопного датирования.

Мессбауэровские спектры на изотопе ^{57}Fe снимались на спектрометре ЯГРС-4М с многоканальным анализатором Р-4050; источником мессбауэровских γ-квантов служил ^{57}Co (Cr).

Изучение ЯГР-спектров алюминизованных образцов показало увеличение квадрупольного расщепления (Δ) для ионов Fe^{3+} – $\Delta(Fe^{3+}) \gtrsim 1{,}0$ мм/с и уменьшение для ионов Fe^{2+} – $\Delta(Fe^{2+}) \lesssim 2{,}0$ мм/с по сравнению с параметрами неизмененных глауконитов, что отражает метаморфизацию глауконитов. Алюминизация глауконита, т.е. замена Si^{4+} на Al^{3+}_{IV} и Fe^{2+} на Al^{3+}_{VI}, вызывает потерю аргона и "омоложение" возраста.

В мессбауэровских спектрах омагниевых образцов наблюдается увеличение отношения Fe^{2+}/Fe^{3+}, величины квадрупольного расщепления и $Fe^{2+}_{ц}/Fe^{2+}_{тр}$ не отличаются от параметров неизмененных, т.е. омагнивание не приводит к нарушению калий-аргонового равновесия в глауконитах.

Таким образом, чувствительность мессбауэровских параметров позволяет фиксировать изменения в минерале и интерпретировать данные калий-аргонового возраста с величинами этих параметров.

В.А.Ильин

МОДЕЛИ ВТОРИЧНЫХ ИЗОХРОН В ОТКРЫТЫХ РУБИДИЙ–СТРОНЦИЕВЫХ СИСТЕМАХ

Несмотря на то что методы регрессионного анализа позволяют выявить малые отклонения от изохронной модели, можно представить процессы миграции изотопов, приводящие к новому расположению точек на эволюционной диаграмме, отличному от первоначального, но также являющемуся линейным. В подобной ситуации возникнут вторичные изохроны, имеющие кажущиеся параметры. Даты, полученные по ним, могут не соответствовать реальным геологическим событиям, хотя с точки зрения математической статистики вторичные изохроны не будут отличаться от изохрон по пор одам с ненарушенными рубидий-стронциевыми системами.

Первым шагом на пути выделения предполагаемого класса геохимических процессов, изменяющих рубидий-стронциевую систему без нарушения линейности расположения точек образцов на эволюционной диаграмме, может стать модель, связывающая первоначальные и вторичные координаты точек.

Любой геохимический процесс, приводящий к выносу или привносу изотопов рубидия и стронция в образцах, изменяет координаты точек образцов на эволюционной диаграмме или, другими словами, приводит к преобразованию декартовых прямоугольных координат в двумерном пространстве.

Преобразования координат, относительно которых уравнение прямой линии (изохроны) инвариантно, выделяют класс геохимических процессов, приводящих к вторичным изохронам. Известно, что уравнение прямой инвариантно при линейных преобразованиях, которые описываются системой уравнений

$$\begin{cases} \bar{X} = AX + BY + C; \\ \bar{Y} = DX + FY + G, \end{cases}$$

где X и Y – координаты до преобразования; $\bar{X}$ и $\bar{Y}$ – то же после преобразования; A, B, C, D, F, G – параметры, характеризующие преобразование (геохимический процесс).

В случае современного преобразования, параметры первичной изохроны $Y = bX + Y_0$ связаны с параметрами вторичной изохроны $\bar{Y} = \bar{b}\bar{X} + \bar{Y}_0$ соотношениями

$$b = \frac{\bar{b}A - D}{F - \bar{b}B}; \qquad Y_0 = \frac{\bar{b}C + \bar{Y}_0 - G}{F - \bar{b}B}.$$

Рассмотрено четыре модели возникновения вторичных изохрон в результате миграции радиогенного стронция (модель 1), рубидия (модель 2), обычного и радиогенного стронция (модель 3), рубидия и радиогенного стронция (модель 4), а также модель возникновения псевдоизохрон в результате неравномерной измененности первичнооднородной по величинам Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$ породы (модель 5).

Брэссом (1975) получены аномальные рубидий-стронциевые изохронные датировки по профилям выветривания в мезозойских аркозах Новой Зеландии.

Они интерпретируются автором с помощью модели, которую можно легко вывести как частный случай разработанной нами общей модели возникновения псевдоизохрон (модель 5). Таким образом, результаты Брэсса – экспериментальное доказательство существования в природе выделяемого нами класса геохимических процессов, приводящих к образованию вторичных изохрон и псевдоизохрон.

Ю.А.Балашов

О ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОНЫ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТ-ДАЦИТ-ЛИПАРИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ

Среди современных эффузивных пород островных дуг и материковых окраин наиболее распространены серии, имеющие соотношение радиогенных изотопов, отвечающее образованию их из специфической зоны верхней мантии, обедненной рубидием и калием. Такие серии характеризуются более низкими величинами начальных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr/I^{Sr}/$ сравнительно со среднемантийным уровнем отношения $^{87}Sr/^{86}Sr/I^{UR}/$. Этим эффузивным сериям в пределах тех же тектонических областей соответствуют по уровню I^{Sr} натриевые гранитоиды – тоналиты и плагиограниты.

Кайнозойским эффузивным и интрузивным породам с отмеченными мантийными характеристиками изотопов близки по величинам I^{Sr} докембрийские базальт-андезит-дацит-липаритовые ассоциации и тоналитовые и трондьемитовые интрузии. Однако степень отклонения величин I^{Sr} от среднемантийных значений $^{87}Sr/^{86}Sr$, максимальная для кайнозойских пород, постепенно уменьшается в сторону наиболее древних протерозойских аналогов. Линия пересечения средних значений начальных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ эффузивных и интрузивных пород с линией среднемантийных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ соответствует ~3,8 млрд.лет назад, указывая тем самым на время зарождения зоны верхней мантии, обедненной литофильными элементами больших ионных радиусов, с которой и связаны источники базальт-андезит-дацит-липаритовых ассоциаций докембрия и фанерозоя.

Ю.П.Шергина, А.Г.Рублев, С.В.Александрова, Г.В.Александров, В.В.Павлова

ВОЗРАСТ И ГЕНЕЗИС БАЗАЛЬТ-ЛИПАРИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

На территории Восточного Забайкалья раннемеловой этап тектономагматической активизации знаменуется становлением базальт-липаритовой ассоциации, характер и формы проявления которой различны и определяются прежде всего предысторией развития региона.

Особенностью ассоциации в пределах Монголо-Охотской складчатой области является многократное контрастное проявление кислых и основных вулканитов, входящих в разрез межгорных впадин (Урово-Мотогорская и др.) либо завершающих развитие ранее сформированных вулканотектонических структур, расположенных на бортах впадин (Тулукуевская кальдера). Для территории северного жесткого обрамления Монголо-Охотской складчатой области характерно однократное направленное (анти-

дромный ряд) проявление производных базальт-липаритовой ассоциации и только в разрезе наложенных впадин (Оловская и др.).

Выяснение точного времени образования, длительности формирования, особенностей генезиса пород базальт-липаритовой ассоциации представляет несомненный практический интерес, так как именно с ней парагенетически связан комплекс низкотемпературных гидротермальных месторождений. Кроме того, такое изучение помогает выявлению специфических черт континентального вулканизма и, возможно, субконтинентальной мантии.

На первом этапе определен возраст вулканитов жесткого обрамления Монголо-Охотской складчатой системы (в основном по породам Оловской впадины), участвующих в строении трех свит: 1) наиболее ранней – оловской, представленной липаритами; 2) укурейской, дифференцированной от липарито-дацитов до базальтов; 3) наиболее поздней соктуйской, преимущественно основного состава. Возраст оловской свиты определен рубидий-стронциевым методом в 128±5 млн.лет. Вулканиты укурейской свиты образовались по данным калий-аргонового метода 120± ±3 млн.лет назад. Возраст соктуйской свиты оценивается по данным калий-аргонового метода в 110–115 млн.лет.

Для кислой составляющей базальт-липаритовой ассоциации Тулукуевской кальдеры установлен калий-аргоновым методом возраст 135–140 млн.лет. Для аналогов укурейской и соктуйской свит в пределах Монголо-Охотской складчатой области определен тот же возраст, что и в ее обрамлении.

Вопросы генезиса вулканогенных пород базальт-липаритовой ассоциации решались с помощью изучения первичного изотопного состава стронция (*IR*). Подробно исследовались вулканиты Оловской впадины. *IR* в липаритах оловской свиты (0,7094) указывает на их коровую природу, в то время как базальтовая составляющая ассоциации имеет глубинное, вероятнее всего, мантийное происхождение (*IR* = 0,705÷0,706). Анализ *IR* в породах укурейской свиты указывает на смешанный характер магм (*IR* изменяется от 0,705 до 0,710 в зависимости от содержания SiO_2, Rb/Sr, 1/Sr). Эти данные свидетельствуют о происхождении основных и кислых пород Оловской впадины из трех очагов, имеющих различную природу. При этом можно предполагать сравнительно короткий период существования укурейского очага, поскольку в нем не успела произойти полная гомогенизация изотопного состава стронция.

Аналогичные исследования проводятся и по другим типам проявления базальт-липаритовой ассоциации.

Помимо уже решенных чисто практических вопросов, наши исследования позволяют говорить о несколько более высоком *IR* субконтинентальной мантии – порядка 0,705, что подтверждается измерениями *IR* в неоген-четвертичных базальтах Витимского плоскогорья и в ультраосновных нодулях из них (*IR* = 0,705), имеющих мантийное происхождение.

И.А.Давыдов, И.Л.Жуланова, А.П.Милов, В.А.Сурчилов

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВОГО ИЗОХРОННОГО МЕТОДА К ОСАДОЧНЫМ И ВУЛКАНОГЕННЫМ ПОРОДАМ ОМОЛОНО-ТАЙГОНОССКОГО РАЙОНА (СЕВЕРО-ВОСТОК СССР)

В мезо-кайнозойских складчатых сооружениях Северо-Востока СССР большие трудности вызывает выделение отложений позднего докембрия – среднего палеозоя, не обладающих специфическими особенностями состава и бедных органическими остатками.

Достаточно высокая разрешающая способность рубидий-стронциевого изохронного метода по породе в целом, позволившая ранее выявить четыре возрастных рубежа в развитии кристаллического фундамента мезозоид (Жуланова и др., 1979), дала основание для попытки применить его к древнейшим осадочным отложениям региона, непосредственно перекрывающим фундамент.

Из нижних горизонтов чехла Омолонского срединного массива проанализированы две пробы кварцитовидных песчаников, глинистый алевролит, известняк и гравелит. На графике четыре точки распределились вдоль линии регрессии, отвечающей возрасту 874±42 млн.лет, а точка гравелита сместилась в сторону. Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ составило 0,7028± ±0,0015. Полученная дата интерпретируется нами как время эпигенеза, обусловившего в толще достаточно большой мощности (120 м) гомогенизацию изотопного состава стронция.

На следующем этапе исследования предпринято датирование спорной по возрасту (меловой или девонской) трахилипаритовой толщи, выявленной недавно вблизи северо-западной границы Тайгоносского выступа фундамента. Задача осложнялась тем, что вулканиты совместно с залегающими на них немыми карбонатно-терригенными отложениями, подвержены динамометаморфизму.

Раздельно проанализированы породы метавулканогенной толщи и метаосадки. Те и другие обнаружили возраст около 300 млн.лет, различаясь незначительно. Первичное отношение составляет соответственно 0,7049± ±0,0006 и 0,7044±0,0007. Эти данные позволяют исключить предположение о меловом возрасте вулканитов. Вместе с тем полученные значения возраста заметно более низкие, чем ожидаемые по геологическим предпосылкам. Единство радиологического возраста и первичного изотопного состава стронция во всей вулканогенно-осадочной толще, мощность которой оценивается в 1400 м, дает основание связать дату 300 млн.лет с динамометаморфизмом, сопровождавшимся гомогенизацией изотопного состава стронция.

В целом полученные результаты позволяют положительно оценить перспективы использования рубидий-стронциевого изохронного метода для датирования осадочных и вулканогенных образований.

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 геологии Большой Курильской гряды – установление геологического возраста мощных толщ вулканогенно-осадочных формаций неогена, что необходимо для решения вопросов их стратиграфического расчленения и корреляции, установления этапов развития магматизма и прогнозирования поиска полезных ископаемых. Однако многие вопросы, касающиеся установления возраста вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород еще не решены. Это вызвано прежде всего трудностями стратиграфического расчленения большей частью немых, лишенных палеонтологических остатков и чрезвычайно разнообразных в литологическом и формационном отношениях вулканогенно-осадочных образований, часто сильно измененных вторичными процессами. В связи с этим по отношению к вулканогенно-осадочным образованиям особенно важно одновременно с применением палеонтологических и литолого-стратиграфических методов использовать физические (калий-аргоновый и трековый) методы определения радиологического возраста.

В данной работе сообщаются первые результаты датирования по трековому методу четырех образцов вулканических туфов из стратифицированных разрезов вулканогенно-осадочных пород неогена ловцовской и алехинской свит острова Кунашир Большой Курильской гряды.

Как следует из результатов трекового датирования вулканических туфов (см.таблицу), в обр.9 примесные зерна отсутствуют, а в обр.3, 32, 36а они составляют несколько процентов. Обр. 32 и 36а (разрез 3/77) характеризуют разрез верхней части ловцовской свиты на п-ове Ловцова. Полученные результаты (7,8±1,8 и 11,1±2,0 млн.лет) определяют верхнемиоценовый (и, возможно, самые верхи среднего миоцена) возраст верхней, вулканогенно-осадочной толщи ловцовской свиты, что подтверждает фаунистические данные. Комплекс фауны верхней части ловцовской свиты, по Л.С.Жидковой и др. (1972), состоит преимущественно из верхнемиоценовых моллюсков, часть которых встречается и в среднем миоцене.

Разрез	Номер образца	Число изученных зерен	Число примесных зерен	Скорректированный возраст, млн.лет
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

Обр.3 из разреза 1/76 и 9 из разреза 5/76 у мыса Медведь одними исследователями относятся к самым верхам ловцовской свиты, а другими – к алехинской свите. Полученные трековым методом результаты о возрасте указанных разрезов (3,6±1,0 и 4,8±1,7 млн.лет) свидетельствуют о более молодом возрасте отложений разреза у мыса Медведь – нижний плиоцен и, возможно, самые верхи верхнего миоцена, т.е. они могут быть отнесены к алехинской свите.

Следовательно, первые предварительные данные определения трековым методом возраста образцов вулканических туфов из разрезов вулканогенно-осадочных пород ловцовской и алехинской свит острова Кунашир показали возможность применения его для указанных отложений. Результаты трекового датирования согласуются с геологическими и палеонтологическими данными.

Л.Л.Кашкаров, В.Л.Кошкин

КОНТРОЛЬ ЗА СОХРАННОСТЬЮ УРАНА ПРИ ДАТИРОВАНИИ ПО ТРЕКАМ ДЕЛЕНИЯ

Миграция урана из датируемых образцов вулканических туфов с использованием зерен акцессорных микрокристаллов, в частности апатита, возможна как в период залегания образца в породе, так и в процессе химической обработки минералов.

Для контроля сохранности урана при химической обработке минералов предложен способ, заключающийся в сравнении концентрации урана, измеренной методом осколковой радиографии, в приповерхностном слое до и после химической обработки образца. Миграция оценивается по формуле

$$M = 1 - \frac{N_b}{N_a}\frac{\Phi_a}{\Phi_b},$$

где Φ_a и Φ_b – потоки тепловых нейтронов первого и второго облучений образца в реакторе; N_a и N_b – число треков на внешних детекторах от исследуемого образца после первого и второго облучений. При M = 0 миграция отсутствует, при $M > 0$ происходит выщелачивание урана и при $M < 0$ – привнос урана в образец.

Изучена сохранность урана в апатитах и цирконах из ряда образцов вулканических туфов при воздействии на них тяжелых жидкостей, кислот и морской воды. Отмечена полная сохранность урана в цирконах при воздействии 40% HF в течение 4 ч и бромоформа – в течение 1 ч. Обработка микрокристаллов апатитов в 4%-ной HNO_3 в течение 16 мин (время травления треков в этих минералах составляет 1-2 мин) и в кипящей морской воде на протяжении нескольких дней не привели к заметному изменению концентрации урана в них.

Для проверки сохранности урана в течение всего времени накопления спонтанных треков в образце проводились: определение возраста и кон-

центрации урана для каждого кристалла пробы; оценка микрораспределения современного урана по трекам индуцированного деления изотопа ^{235}U; построение графика зависимости величины отношения плотностей спонтанных и индуцированных треков от края к центру исследуемых кристаллов. Заключение о наличии миграции урана можно сделать, если наблюдаются корреляции возраста и концентрации урана для отдельных кристаллов пробы; градиент в микрораспределении индуцированных треков; скачки графика отношения плотностей спонтанных и индуцированных треков в приграничных областях кристаллов.

Для отдельных кристаллов апатита Кольского полуострова отмечены эффекты как выноса, так и привноса урана, что может существенно исказить величину определяемого трекового возраста.

В.Л.Кошкин, Л.Л.Кошкаров

МЕТОДИКА ОБНАРУЖЕНИЯ ПРИМЕСНЫХ КРИСТАЛЛОВ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ВОЗРАСТА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТУФОВ ПО ТРЕКАМ ДЕЛЕНИЯ УРАНА

Датирование вулканических туфов по трекам от осколков деления урана – хорошо разработанный метод. Поэтому отдельные пробы туфов рекомендуются в качестве международных возрастных эталонов.

Однако в последние годы в вулканических туфах в результате детальных методологических исследований обнаружены так называемые примесные микрокристаллы, существенно завышающие определяемый возраст. Это выдвинуло ряд сложных задач, связанных с необходимостью специального изучения, обнаружения и учета примесного материала (если он присутствует в пробе) в датируемых образцах.

В данной работе предлагается способ решения этих задач на основе сопоставления экспериментальных данных с теоретическими, вычисленными с помощью закона Пуассона с учетом неравномерного содержания урана в различных кристаллах пробы. Расхождение экспериментальных данных с теоретическими рассчитывается по формуле

$$\chi^2 = \sum_{a=0}^{K} \frac{\left\{ N_a - \sum_{i=1}^{n} \frac{r_i^a \cdot e^{-r_i}}{a!} \right\}^2}{\sum_{i=1}^{n} \frac{r_i^a e^{-r_i}}{a!}}, \qquad r_i = b_i \frac{\sum_{i=1}^{n} a_i}{\sum_{i=1}^{n} b_i},$$

где a_i и b_i – число спонтанных и индуцированных треков на i-ом кристалле пробы; N – число кристаллов в пробе; N_a – число кристаллов в пробе, которые имеют a спонтанных треков; K выбирается больше максимального значения a_i в пробе.

Если $\chi^2 > \chi^2_{q,m}$ (q – уровень значимости; m – число степеней свободы), то в пробе присутствуют примесные кристаллы, искажающие возраст. Для каждого кристалла пробы вычисляется вероятность его появления в исследуемой пробе:

$$P_i(a_i) = \frac{r_i^{a_i} \cdot e^{-r_i}}{a_i!}.$$

Затем кристаллы с минимальными значениями $P_i(a_i)$ считаются примесными и отбрасываются до тех пор, пока не будет выполняться условие $\chi^2 < \chi^2_{q,m}$ В этом случае все примесные кристаллы оказываются отброшенными, а статистическое распределение оставшихся хорошо согласуется с законом Пуассона.

Поскольку указанные вычисления для образцов проб, содержащих порядка 100 и выше кристаллов, очень громоздки, для их проведения созданы вычислительные программы для машинной обработки на языках АЛГОЛ и ФОРТРАН.

Приводятся результаты определения возраста ряда вулканических туфов, в которых с помощью разработанной методики учитывались примесные кристаллы.

Л.И.Агеева, Л.Л.Кашкаров

ДАТИРОВАНИЕ ОБСИДИАНОВ КЗЫЛ-НУРИНСКОЙ СВИТЫ КАРАМАЗАРА (ТЯНЬ-ШАНЬ) КАЛИЙ-АРГОНОВЫМ И ТРЕКОВЫМ МЕТОДАМИ

Обсидианы входят составной частью в Кзыл-Нуринскую свиту Карамазара (Кураминская подзона Тянь-Шаня) верхнепермотриасового возраста, сложенную главным образом калиевыми липаритами. Становлением этой свиты завершаются процессы вулканизма в указанном районе.

Представлены обсидианы как темно-коричневыми и черными нераскристаллизованными стеклами, так и более раскристаллизованной разностью с вкрапленниками полевых шпатов.

Определение возраста калий-аргоновым методом производилось по обсидианам с различной степенью раскристаллизованности. По свежим неизмененным стеклам, а также по полевым шпатам получены даты 243 – 266 млн.лет, а по стеклу, в значительной степени девитрифицированному, – 306 млн.лет. Последняя цифра характерна для стекол с высоким содержанием H_2O^+ и более низкой, чем в нераскристаллизованных стеклах, концентрацией калия.

Для одного из неизмененных образцов исследуемых обсидианов определялся возраст накопления треков от осколков спонтанного деления урана. Полученная величина (248±25 млн.лет) хорошо согласуется с данными калий-аргонового метода для этих образцов.

Полученные калий-аргоновые и трековые датировки по неизмененным обсидианам свидетельствуют о том, что последние образовались в верхнепермское время и, следовательно, в перми закончились процессы вулканизма в Карамазаре.

Н.П.Семененко, Э.А.Ярощук, И.Г.Сокуренко, Ю.Ф.Великанов, А.В.Горностаев, Н.К.Ширинбеков

СВЯЗЬ МЕЗОЗОЙСКОГО ПЛАТФОРМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА С ЗОНАМИ АКТИВИЗАЦИИ В ДОКЕМБРИИ СЕВЕРНОГО КРИВОРОЖЬЯ

Центральная часть Украинского щита характеризуется протяженными зонами долгоживущих глубинных разломов. Эти зоны представляют собой залеченные метасоматозом участки докембрийских кристаллических пород, вскрытые на различную глубину процессами эрозии. К ним приурочены многоэтапные, иногда дифференцированные, основные и ультраосновные магматические образования докембрия, испытавшие метасоматические преобразования на более поздних этапах.

На большом фактическом материале доказано, что наиболее перспективными участками на поиски медно-молибденового и золоторудного проявлений являются пересечения разрывных нарушений на границах разновозрастных блоков, доступных для интрузивно-эффузивного материала вплоть до образования трубок взрыва.

Вулканогенные платформенные структуры подобного типа, развитые в пределах Криворожско-Кременчугского краевого прогиба, по современным данным тяготеют к Казанковской, Западно-Ингулецкой и Криворожско-Кременчугской зонам активизации.

Западно-Ингулецкая и Криворожско-Кременчугская зоны активизации являются долгоживущими зонами разломов глубинного заложения, испытавшими неоднократные частичные обновления. Наличие в пределах этих зон эксплозивных брекчий, лав трахиандезитового состава, пород ультраосновного состава и тахилитов, относящихся к субплатформенным образованиям, заслуживает постановки комплексных тематических исследований.

В пределах описываемых зон активизации выделены вулканические трубки взрыва Родионовская и Первомайская и ряд предполагаемых и устанавливаемых по геофизическим данным.

Родионовская структура, расположенная в южной части Западно-Ингулецкой зоны активизации, вскрыта несколькими скважинами. Она представляет собой резко сужающуюся книзу воронку, выполненную сильно измененными брекчиями вулканических и вмещающих метаморфических пород.

Первомайская вулканическая постройка установлена в пределах одноименного рудного узла, расположенного на пересечении Криворожско-

Кременчугской и Девладовской зон разломов, уже существовавших в нижнепротерозойское время. С заключительным этапом метаморфизма пород криворожской и ингулецкой серий связано образование турмалинсодержащих грейзенизированных пегматитов возрастом 1720 млн.лет по мусковиту.

Активные подвижки широтного направления привели к опрокидыванию на запад железисто-кремнистых образований криворожской серии и формированию так называемой Первомайской флексуры, что предположительно можно связать со временем внедрения широтных палеозойских даек диабазового состава возрастом 516 млн.лет (рудник им.Фрунзе).

С наиболее поздним этапом платформенной активизации в центральной части Украинского щита связано формирование эксплозивных брекчий и внедрение пузырчатых лав трахиандезитового состава. Возраст неметаморфизованных пузырчатых лав, определенный калий-аргоновым методом, равен 250±10 млн.лет.

Поствулканический этап развития характеризовался тектоническими подвижками с образованием брекчий, в составе которых отмечаются обломки пузырчатых лав.

Завершился этот этап поствулканическими гидротермальными процессами (окварцевание и карбонатизация).

Р.Н.Абдуллаев, С.А.Джафаров, Э.Б.Гусейнова

ВОЗРАСТ ДОАЛЬПИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ПРИКАСПИЙСКО-КУБИНСКОЙ НЕФТЕНОСНОЙ ОБЛАСТИ ПО ДАННЫМ КАЛИЙ-АРГОНОВОГО МЕТОДА (АЗЕРБАЙДЖАН)

Прикаспийско-Кубинский прогиб представляет одну из депрессионных структур Азербайджана и расположен на северном склоне юго-восточного погружения Большого Кавказа.

С целью уточнения мощности и состава мезозойских отложений и установления их нефтеносности в южной части погребенной структуры Ялама-Худат-Агзыбирчала (местность Агзыбирчала), протягивающейся вдоль западного побережья Каспийского моря, объединением "Азнефть" заложена разведочная скважина с проектной глубиной 5500 м.

Скважина, ниже плиоценовых (понтический ярус) отложений в интервале глубины 3357–4700 м, прошла песчано-алеврит-аргиллитовые отложения, возраст которых отнесен к средней юре по аналогии со средней юрой Юго-Восточного Кавказа. На глубине 4700–4995 м скважина впервые для этого региона подсекла вулканогенную толщу, сложенную лавовыми и вулканообломочными породами андезитового состава. Ниже глубины 5000 м скважина врезалась в метаморфические сланцы слюдисто-кварцево-полевошпатового состава.

Абсолютный возраст указанных выше пород определен в лаборатории абсолютной геохронологии Института геологии АН АзССР (руководитель

А.Р.Исмет). Определение абсолютного возраста вулканитов андезитового состава (168–183 млн.лет) указывает на принадлежность этих пород к нижней юре.

Цифры возраста метаморфических сланцев колеблются в пределах 196–242 млн.лет, что позволяет отнести их возраст к пермо-триасу. Наличие вулканогенных и метаморфических образований в основании юрской осадочной толщи для Прикаспийско-Кубинской депрессии и установление их возраста имеют не только теоретическую, но и важную практическую ценность для прогнозирования поисков нефти и газа.

На основании абсолютной датировки возраста метаморфических пород, вскрытых скважиной Агзыбирчала, и отнесения их к пермо-триасу удалось достоверно установить юго-западную границу распространения эпигерцинской платформы с байкальским и герцинским фундаментом на суше в пределах Азербайджана.

Установление наличия в фундаменте Каспийско-Кубинской наложенной мульды пермо-триасовых отложений позволит изучить взаимоотношение эпигерцинской платформы с юго-восточным погружением мегантиклинория Большого Кавказа.

Ш.А.Магомедов, М.Р.Омарова, А.С.Батырмурзаев

ДАТИРОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ГОРНОГО ДАГЕСТАНА

Хнов-Борчинский рудный район (верхнее течение бассейна р.Ахтычай) с точки зрения проявления магматизма весьма интересен. Это единственное место на северном склоне Восточного и Юго-Восточного Кавказа, где совместно с основными изверженными породами встречаются кислые. Все изверженные породы Хнов-Борчинского рудного района представлены исключительно жильной серией. Они образуют дайки мощностью от нескольких сантиметров до 15–20 и более метров. Простые дайки выполнены породами диоритового и диабазового составов. В сложных дайках в центральной части развиты плагио-гранит-порфиры, а в краевых частях – диоритовые и диабазовые породы. Вмещающие породы относятся преимущественно к глинистым сланцам.

В настоящей работе определялось распределение концентрации калия и аргона по сечениям исследованных даек и оценивался калий-аргоновый возраст. Калий определялся фотометрией пламени, а аргон – масс-спектрометрически на МС-1201 методом однолучевой регистрации.

По предварительным данным, возраст изверженных образований отнесен к верхнему мелу.

Р.А.Самедова, О.Д.Багирбекова, Х.И.Шафиев

ВОЗРАСТНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВАНДАМСКОЙ ЗОНЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА ПО ДАННЫМ КАЛИЙ-АРГОНОВОГО МЕТОДА

Магматические образования, широко распространенные в строении Вандамской зоны южного склона Большого Кавказа в пределах междуречья Вандамчай и Ахсу, ни по геологическим, ни по радиологическим данным однозначно не расчленены. Одними исследователями они относились к средней юре (байосу), другими – к альб-сеноману.

В последние годы авторами проведены комплексные геолого-петрологические и радиогеохронологические исследования вулканогенных образований Вандамской зоны, в результате чего удалось выделить две группы пород, различающихся между собой как по составу, так и по возрасту. Первая из них расположена в междуречье Ахсу и Ахохчай и представлена базальтами, андезито-базальтами, реже андезито-дацитами, слабодифференцированной андезито-базальтовой формации, где мощность их достигает до 600 м. Возраст этих вулканитов, установленный калий-аргоновым методом, составляет 98±2, 100±2 млн.лет, что соответствует альб-сеноману. Вторая группа пород мощностью около 800–1000 м развита в междуречье Ахохчай и Вандамчай и представлена трахибазальтами, трахиандезитами и эссекситами субщелочной трахибазальтовой формации. Возраст этих пород, датированный предыдущими исследователями как альб-сеноманский, по новым данным калий-аргонового метода варьирует от 68,0± ±4 до 80±4 млн.лет, что соответствует позднему сенону.

Таким образом, уточнение абсолютного возраста вулканитов Вандамской зоны позволило нам по-новому рассмотреть последовательность проявления вулканизма в данном регионе Большого Кавказа и определить направление поисков месторождений полезных ископаемых.

В.Н.Волков, М.М.Аракелянц, Ю.Г.Пупырев

КАЛИЙ-АРГОНОВЫЕ СИСТЕМЫ НЕКОТОРЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАКАВКАЗЬЯ И СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Условия, в которых происходит становление эффузивных и экструзивных пород, способствуют эффективной дегазации исходных магм и быстрому остыванию вулканитов. В результате калий-аргоновые системы последних должны характеризоваться практически мгновенным переходом в закрытое состояние и минимальным содержанием постороннего аргона, который может исказить истинную величину Ar/K отношения. Именно на этом основано представление о том, что эффузивы являются наилучшими калий-аргоновыми геохронометрами. Геохронологическая практика в ос-

новном подтверждает такое мнение. Однако при калий-аргоновом датировании вулканитов возникают некоторые проблемы. В частности, для пород, содержащих интрателлурические вкрапленники, а также для особо быстро отвердевших, преимущественно стекловатых, пород актуальна проблема постороннего аргона. Мало исследован также вопрос о сохранности радиогенного аргона в эффузивах в зависимости от агрегатного состояния исследуемого вещества и от естественных размеров кристаллических выделений в нем. Решение упомянутых вопросов предполагает накопление данных по раздельному датированию порфировых вкрапленников и содержащегося в тех же образцах вулканитов микрокристаллического или стекловатого материала.

При исследовании неметаморфизованных вулканитов позднемелового (Магаданская обл., Азербайджан), эоценового, плиоценового и плиоцен-четвертичного (Армения) возраста нами установлено, что расхождения между значениями калий-аргонового возраста, полученными по вулканическому стеклу, микрокристаллическому агрегату и по вкрапленникам биотита, санидина и плагиоклаза, как правило, не превышают аналитической погрешности. Это позволило сделать вывод об отсутствии существенных различий между калий-аргоновыми системами исследованных ингредиентов неметаморфизованных эффузивов.

Отмеченные в редких случаях существенные расхождения между калий-аргоновыми датировками для микрокристаллического базиса и для порфировых вкрапленников, возможно, обусловлены присутствием постороннего аргона. Степень влияния последнего может быть определена на изохронных диаграммах по величине первичного отношения $^{40}Ar/^{36}Ar$.

Е.В.Пучков, Б.М.Найденов, Т.В.Семенова,
В.А.Халилов, Г.Е.Шинкарев

ОСОБЕННОСТИ ДАТИРОВАНИЯ ФАМЕНСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И СТРАТИФОРМНОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В КАЗАХСТАНЕ

Фактический геолого-геохимический материал свидетельствует о том, что для стратиформного свинцово-цинкового оруденения продуктивны углеродисто-кремнисто-терригенно-карбонатные формации фамен-нижнекаменноугольного возраста. Изотопный состав свинца месторождений различных структурно-формационных зон Казахстана значительно варьирует, но в каждом конкретном случае хорошо коррелируется с изотопными характеристиками свинца петрогенных компонентов. Это говорит о значительном разнообразии рудного вещества, концентрирующегося в рудогенерирующей формации. Из этого следует, что разнообразие природы свинцовой компоненты, поступающей в водный бассейн при формировании

продуктивной формации, затрудняет выявление времени продуктивного рудообразования для месторождений без явного проявления на нем гидротермальной деятельности, а связанного исключительно с эпигенетическим перераспределением легкоподвижных форм металлов в карбонатно-терригенных породах (каратауский тип). Более однозначно данный процесс датируется для стратиформных месторождений атасуйского типа, для которых фактором мобилизации металлов из продуктивных формаций являлись интрузии щелочного состава. Роль последних состояла в создании термоградиентных полей, обеспечивающих конвективность гидротермальных систем. Исследования изотопного состава аргона газово-жидких включений минералов показывают, что основной носитель в таких системах – воды вадозового происхождения.

При определении возраста продуктивного этапа рудообразования использовались данные по изучению изотопного состава свинца фаменских отложений (известняки, углеродистое вещество), петрогенных жильных и рудных минералов (кальцит, кварц, барит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит), вещества газово-жидких включений и минералов интрузивных пород (калиевый полевой шпат). Помимо этого, проводилось датирование интрузий калий-аргоновым методом. Комплекс проведенных исследований показал, что продуктивный этап рудообразования оторван от формирования рудогенерирующих пород фаменского возраста на 60 – 80 млн.лет, а интрузивный процесс зачастую оказывается стерильным в части генерации свинца и является только фактором, способствующим мобилизации рудных компонентов из осадочных пород фамена.

В.Д.Дусматов, Г.В.Федоров, Ф.Н.Абдусаломов, Е.Н.Горшков

КАЛИЙ-АРГОНОВОЕ ДАТИРОВАНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ СРЕДНЕЙ ЧАСТИ ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОЙ ЗОНЫ

Совпадения геологического и абсолютного возрастов стратифицированных вулканогенных комплексов, несомненно, представляют интерес как реперные точки, особенно, если это относится к очень древним вулканитам.

На основании изучения эффузивных образований средней части Зеравшано-Гиссарской зоны определению калий-аргонового возраста подвержены пять комплексов.

Сарышахский комплекс метабазальтов залегает в зонах тектонического меланжа. По составу отвечает породам океанического типа. Геологический возраст этих метабазальтов – рифейский. Калий-аргоновый возраст равен 790±32 млн.лет. Время метаморфизма глаукофан-зеленосланцевой фации составляет 474±19 млн.лет.

Нарватский комплекс метаандезито-базальтов – метадацитов залегает под O–S отложениями. По химизму эти породы аналогичны породам типа

островной дуги. Породы метаморфизованы до фации зеленых сланцев. Возраст метаморфизма 329±13 млн.лет. Калиевый метасоматоз, наложенный на эти породы, датируется 297±12 млн.лет.

Сухтинский комплекс дацитов – липаритов образован типичными лавами поверхностной фации андезито-базальтового, дацитового и липаритового составов. Породы комплекса перекрыты юрской угленосной тощей. Калий-аргоновый возраст вулканитов равен 278–276±9 млн.лет.

Аргский комплекс фонолитов – трахитов представлен лавами трахитов и фонолитов, туфами и туфобрекчиями трахитов. Геологический возраст P_2–T_1. Породы комплекса подвержены сильному метасоматозу, возраст которого, определяемый калий-аргоновым методом, равен 206–177± ±8 млн.лет.

Гиссаро-каратегинский комплекс субвулканических базальтов образует трубчатые тела и многочисленные дайки. Возраст последних 240–216±8 млн.лет,а трубчатых тел – 218–165±8 млн.лет.Глубинные ксенолиты трубок взрыва перидотитового состава датируются 665±27 млн.лет.

Излияние вулканогенных пород приурочено к определенным разломам, которые контролируют также размещение строго определенных типов оруденения в регионе. Поэтому данные возраста по вулканитам имеют несомненный интерес при установлении времени формирования месторождений.

М.А.Мустафаев, О.Д.Багирбекова, И.А.Алиев

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Кислые вулканиты на территории азербайджанской части Малого Кавказа распространены неравномерно. Их объем и фациальная особенность зависят от тектонических условий проявления вулканизма.

В последние годы в пределах Мровдагского антиклинория среди байосской и батской вулканогенной толщи нами выявлены и исследованы ранее неизвестные субвулканические образования, по минеральному и химическому составу представленные роговообманковым дацитом и липаритом. Изучение петрографических и петрогеохимических особенностей этих пород выявило различия как между ними, так и между рудоносными верхнебайосскими кислыми вулканитами Малого Кавказа. Поэтому определение абсолютного возраста вновь выявленных кислых вулканитов представляет практический интерес, так как на Малом Кавказе с аналогичными вулканитами пространственно ассоциируются золоторудные, колчеданные и другие рудные формации.

Данные, полученные при калий-аргоновом датировании кислых пород из трех выходов Мровдагского антиклинория, приведены в таблице.

1. Первый выход кислых вулканитов находится южнее горы Каракая и представлен роговообманковым дацитом пластообразной формы мощ-

Номер образца	Порода	Место взятия образца	K, %	^{40}K, г/г·10^{6}	^{40}Ar, см^{3}/г·10^{6}	^{40}Ar, г/г·10^{9}	$\frac{^{40}Ar}{^{40}K}$, 10^{3}	Возраст, млн. лет	Среднее значение возраста, млн.лет
1581	Рогообманковые дациты	Гора Каракая	1,35 1,35 1,35	1,65 1,65 1,65	6,63 7,01 6,84	11,83 12,52 12,22	7,18 7,60 7,42	124,7 132,0 128,8	128,6±2,5
1580	То же	Там же	1,045 1,045 1,045	1,27 1,27 1,27	5,18 5,35 4,73	9,24 9,55 8,45	7,25 7,49 6,62	126,0 130,0 116,0	124,0±5
1582	" "	" "	1,28 1,28	1,56 1,56	5,39 6,03	11,4 10,76	7,31 6,89	127,0 120,0	123,5±3,5
1776	Рогообманковые дациты	Гора Мровдаг	1,81	2,21	9,14	16,28	7,37	128,0	128,0±3
1778	То же	Там же	1,71	2,08	9,37	15,99	7,76	133,0	133,0±3
1628	Липариты	Гора Гямыш	0,645 0,645	0,787 0,787	1,85 1,82	3,30 3,25	4,19 4,12	73,9 72,7	73,3±0,6

Примечание. Константы распада ^{40}K

$$\lambda_{к} = 0{,}557 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}; \quad \lambda_{\beta} = 4{,}72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}.$$

ностью около 200–250 м; пространственно они сопряжены с нижнебайосскими базальтами. Возраст их 123,5±3,5 – 128,5±2,5 млн.лет (обр. 1580 – 1582), что соответствует низам раннего мела.

2. Второй выход кислых вулканитов находится на северо-восточном склоне вершины горы Мровдаг. Здесь дайкообразные роговообманковые дациты мощностью около 250–300 м тесно сопряжены с мощной толщей батских базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. Калий-аргоновый возраст (128,0±3 -- 133,0±3 млн. лет) и результаты петрологических исследований роговообманковых дацитов горы Мровдаг (обр.1776 и 1778) указывают на синхронность их с кислыми вулканитами горы Каракая.

3. Третий выход кислых вулканитов расположен на северном склоне вершины горы Гямыш, представлен субвулканическими липаритами штокообразной формы залегания (250 х 350 м). Возраст (73,3±0,6 млн.лет) липаритов горы Гямыш (обр.1628), прорывающих нижнебайосские вулканиты, соответствует позднему мелу.

Таким образом, полученные результаты геологических, петрологических и радиологических исследований свидетельствуют о длительной и сложной эволюции кислого вулканизма на территории Малого Кавказа.

А.С.Батырмурзаев, И.О.Гаргацев, М.Р.Омарова, В.А.Белова, С.З.Гаджиев, Ф.Ш.Закиева, Ч.М.Чупалаев

КАЛИЙ-АРГОНОВЫЙ ВОЗРАСТ БАЗАЛЬТОВ МОНГОЛИИ (РАЙОН ОЗЕРА ХУБСУГУЛЬ)

На территории Монголии широко проявлен кайнозойский вулканизм, охватывающий ее центральную часть – от Прихубсугулья до Заалтайской Гоби. Базальтовые потоки залегают на осадочных породах неогена, частично с ними переслаиваются и принадлежат к разновозрастным образованиям, начиная с эоцена и заканчивая голоценом.

Разработка стратиграфии континентальных образований Северной Монголии приобретает большое практическое значение в связи с открытием Хубсугульского месторождения фосфоритов и ряда других полезных ископаемых как на территории МНР, так и СССР.

По предложению Хубсугульской Монголо-Советской геологической экспедиции (Иркутск) нами исследовались образцы базальтов из окрестности озера Хубсугуль. Кайнозойские вулканогенные породы разреза этого озера контролируются разломами мезозойского и кайнозойского времен и принадлежат в основном к щелочной оливино-базальтовой серии, но отличаются строением и составом.

Изучено 26 образцов. По петрографическим признакам все исследуемые породы относятся к гавайитам, хотя у некоторых из них содержание щелочей пониженное.

Аргон определялся масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления, а калий – методом фотометрии пламени. При вычислении использованы: $\lambda_\beta = 4{,}962 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$; $\lambda_K = 0{,}581 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$; $^{40}K = 0{,}01167$ ат. % K. Полученные данные для некоторых базальтов Субсугулья приведены в таблице.

Номер образца	K, %	^{40}Ar, нмм^3/г	$^{40}Ar/^{40}K$	Возраст, млн.лет
11–77	1,2181	0,00071	0,0009	15,1±4
6–77	1,3010	0,00097	0,00114	19,3±3
12–77	1,2052	0,00107	0,00135	23,0±3
121–77	1,3010	0,0010	0,00120	19,9±4
122–77	1,1432	0,00112	0,00150	25,4±3

Результаты измерений показывают, что базальты относятся к миоценовому комплексу. На геологической карте МНР (1971 г.) так называемые "водораздельные" базальты Восточного Прихубсугулья выделены как плиоцен-четвертичные образования. Полученные данные позволяют пересмотреть их возрастную датировку и выделить образования миоценового возраста.

Таким образом, высказанное Е.Д.Девяткиным и С.Б.Смеловым предположение о возможном присутствии базальтов миоценового возраста среди вулканитов Прихубсугулья подтверждается данными наших радиологических измерений.

Э.С.Лобов, К.И.Меркулова, В.В.Казанцев

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПО НЕРАВНОВЕСНОМУ УРАНУ

Вулканический аппарат, выполненный экструзивными риолитовыми порфирами девонского возраста, содержит уран-молибденовую минерализацию.

По данным свинец-свинцовой изохроны (метод Холмса–Гаутермана) и построений по способу Стиффа–Стерна получены близкие значения абсолютного возраста (365±35 и 350±20 млн.лет). Поэтому есть все основания считать временем минералообразования верхний девон (360 млн. лет).

По геологической истории региона наиболее вероятные эпохи проявления гипергенеза – триас-юрская и четвертичная.

Девонские риолитовые порфиры – самые молодые породы в районе (исключая четвертичные), и геологическое обоснование возраста их коры выветривания практически невозможно.

Залегающая в коре выветривания уран-молибденовая минерализация затронута гипергенными процессами до глубины 50–70 м.

Границы зоны выщелачивания, определенные по отношению урана, вычисленного на основании концентрации радиогенного свинца, к урану, содержащемуся в риолитовых порфирах, совпадают с границами коры выветривания, установленными по минералогическим признакам.

Модель изменения изотопного состава урана построена с учетом стадийности процессов гипергенеза. Изотопный состав урана в момент образования вторичных минералов определен по выщелатам.

Данные, полученные в результате интерпретации отношений ^{234}U к ^{238}U позволяют выделить три периода образования гипергенных минералов (а значит, и три периода формирования коры выветривания) с наиболее вероятными значениями абсолютного возраста: 1,2 – 2,5 млн.лет, 200–700 тыс.лет и современным.

А.Н.Комаров, Т.В.Кольцова, Е.П.Гурова, Е.П.Гуров

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ИМПАКТИТОВ ИЗ КРАТЕРА ЭЛЬГЫГЫТГЫН МЕТОДОМ ТРЕКОВ

В 1977 г. Роберт Дитц выдвинул гипотезу, согласно которой капли застывшего силикатного расплава – тектиты, находимые в Юго-Восточной Азии и Австралии, выброшены из метеоритного кратера Эльгыгытгын на Чукотке. Так как абсолютный возраст австрало-азиатских тектитов хорошо известен (0,74 млн.лет по калий-аргоновому методу), то определение времени образования кратера Эльгыгытгын позволило бы подтвердить или опровергнуть указанную выше гипотезу.

С этой целью возраст импактитов кратера определен методом треков. Вместе с импактитами проанализированы и тектиты, которые послужили возрастными эталонами при расчете значений возраста импактитов. Данный способ позволил избежать использования недостаточно хорошо известной константы скорости спонтанного деления урана и определения дозы необходимого для анализа нейтронного облучения. Тем самым была повышена надежность определения возраста. Использованию тектитов в качестве возрастных эталонов способствовало то обстоятельство, что отжиг треков в них небольшой и примерно равен отжигу треков в импактитах (D_s / D_i ≈ 0,86). Это дало возможность не вводить поправок на отжиг. Данным способом возраст импактитов определен в 3,5 млн.лет.

Таким образом, кратер Эльгыгытгын возник значительно раньше появления австрало-азиатских тектитов и не мог быть их источником.

Я.С.Капуста, И.К.Шулешко

ЦИРКОНОМЕТРИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ГИМОЛЬСКОЙ СЕРИИ КСЕНОНОВЫМ НЕЙТРОННО-АКТИВАЦИОННЫМ МЕТОДОМ

Относительно возраста вулканогенных пород гимольской серии в литературе имеются разноречивые данные. Так, калий-аргоновые датировки дают спектр возрастов в интервале 1,6–3,6 млрд.лет (Лобач-Жученко и др., 1972), рубидий-стронциевое изохронное датирование указывает на два этапа метаморфизма этих пород, происходивших 2,3 и 1,9 млрд.лет назад (Горохов и др., 1974). Для плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов, прорывающих и мигматизирующих породы гимольской серии, уран-рубидиевым изохронным методом по циркону получено значение возраста 2,7 млрд.лет (Тугаринов и др., 1980).

В докладе рассматриваются результаты датирования пород гимольской серии по циркону ксеноновым нейтронно-активационным методом.

Исследована проба циркона, выделенная из породы так называемой "подрудной толщи" низов гимольской серии, по Ю.И.Лазареву. Проанализированные цирконы характеризуются четкой огранкой, острыми вершинами и ребрами, коэффициентом удлинения более двух, блестящей поверхностью граней призм и пирамид со скульптурами роста, что свойственно для цирконов, кристаллизовавшихся из расплава. Однако наличие внутренних неоднородностей в темноокрашенных зернах: более светлоокрашенные и замутненные участки или центральные части, а также неоднородности по степени прозрачности более светлых кристаллов, свидетельствует о сложной истории цирконов после их кристаллизации.

Полученный возрастной спектр для исследованного циркона совместно с геохронологической информацией, полученной другими методами, дает основание предполагать, что вулканогенные породы гимольской серии кристаллизовались не ранее 3,2 млрд.лет назад и подвергались наложенным воздействиям 2,7–2,8 и 1,8 млрд.лет назад.

Л.И.Филатова, Н.И.Ступникова, С.И.Зыков, Ю.А.Зайцев

ДАТИРОВАНИЕ ДОРИФЕЯ И РИФЕЯ АТАСУ-МОИНТИНСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН) УРАН-ТОРИЙ-СВИНЦОВЫМ МЕТОДОМ

Уран-торий-свинцовым методом с использованием изохрон, дискордий и конкордии получены первые цифры возраста протерозойских толщ Атасу-Моинтинского водораздела в восточной части Центрального Казахстана – раннепротерозойский (1850±30 млн.лет) для порфироидов уркендеуской свиты самой нижней атасуйской серии и раннерифейский (1540±40 млн.лет) для порфиров алтынсынганской свиты. Длительная дискуссия о нижнем возрастном пределе метаморфических толш этого района решена в пользу их большой древности. Датирован также узунжальский комплекс гнейсированных гранитоидов (1050±35 млн.лет), имеющий с этими толщами активный контакт.

Возрастное определение атасуйской серии (1850 млн.лет) дополняет известные радиохронологические сведения о проявлении в Центральном Казахстане дорифея (майтюбинская серия Улутау, 1800 млн.лет по активно с ней контактирующим гранито-гнейсам). Значительность этого возрастного рубежа, важного для широкой корреляции, подчеркивается его обнаружением не только в удаленных районах Центрального Казахстана, но и на смежной территории Южного Казахстана.

Установление раннерифейского возраста алтынсынганской свиты вносит существенную поправку в понимание нижней границы и объема рифея в Центральном Казахстане, обосновывает второй важный рубеж для межрегиональной корреляции.

Выявление узунжальского комплекса гнейсированных гранитов как позднерифейского позволяет более определенно историко-геологически оценить в Центральном Казахстане рубеж в 1000 млн.лет, ранее обнаруживавшийся главным образом по наложенным тектоно-магматическим переработкам более древних геологических образований.

В Центральном Казахстане намечены некоторые закономерности в геохронологии протерозоя в связи с его тектонической позицией. Сравнением данных по районам Улутау и Атасу-Моинтинского водораздела выявлена меньшая радиологическая нарушенность протерозойских пород на Атасу-Моинтинском водоразделе, имевшем ослабленный тектонический режим, по отношению к Улутау, начиная с раннего протерозоя. Вместе с этим на Атасу-Моинтинском водоразделе более активны локальные переработки, связанные с плутоническими образованиями, приводящими к ложной изохроне.

О.А.Левченков, А.Ф.Макеев, И.Н.Крылов,
И.К.Шулешко, С.С.Яковлева

ИЗОТОПНЫЙ УРАН-СВИНЦОВЫЙ ВОЗРАСТ СУМИЙСКИХ КВАРЦЕВЫХ ПОРФИРОВ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

В пределах Шуезерского синклинория в Центральной Карелии развит сумийский комплекс кварцевых порфиров, который имеет четкое геологическое положение, залегая на основных вулканитах лопия и перекрываясь сариолийскими отложениями. Важное значение датирования комплекса кварцевых порфиров связано как с проблемой собственно сумийских образований, так и с проблемой возрастного расчленения раннедокембрийских комплексов Карелии в целом. Возрастные данные для супракрустальных пород лопия (3,0 – 2,9 млрд.лет) ставят вопрос о возможно более древнем возрасте, чем это считалось ранее, и сумийских образований.

Ранее опубликованная датировка (Кратц и др., 1976) получена по валовым необработанным кислотами пробам цирконов – 2410±45 млн.лет (в пересчете на новые константы распада). Для уточнения времени становления кварцевых порфиров проведены комплексные физико-химические исследования цирконов. Методом дифференциального кислотного растворения установлены гетерогенное распределение изотопов свинца и урана и "удревнение" изотопных уран-свинцовых возрастов в остатках цирконового вещества в зависимости от степени кислотной обработки. Анализ уран-свинцовых отношений указывает на двукратное нарушение замкнутости изотопных систем цирконов: в период сфекофенской активизации, заключительным этапам которой соответствует радиационный возраст изученных цирконов (1,6 млрд.лет), и в гипергенных условиях. Интерпретация уран-свинцовых отношений в рамках двухэпизодной модели позволяет сделать вывод, что сумийские кварцевые порфиры формировались 2550 млн.лет назад (или еще раньше), что подтверждает предположение некоторых геологов о более древнем возрасте сумийских образований.

А.Н.Пономаренко, В.А.Клец, С.А.Запечельнюк

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ДАТИРОВАНИЮ МЕТАВУЛКАНИТОВ РОСИНСКО-ТИКИЧСКОЙ СЕРИИ УРАН-СВИНЦОВЫМ МЕТОДОМ ПО ЦИРКОНАМ

Отложения росинско-тикичской серии широко распространены в центральной части Украинского щита. В структурно-тектоническом отношении они приурочены к выделяемой Г.И.Каляевым Белоцерковско-Одесской геосинклинальной ветви, расположенной между двумя протоплатформенными блоками: Кировоградским на востоке и Подольским на западе.

Белоцерковско-Одесская ветвь разделяется на ряд синклинальных и антиклинальных зон, осадочно-вулканогенные формации которых мета-

морфизованы в разной степени – от высокотемпературной гранулитовой до амфиболитовой фации метаморфизма.

Изучались метавулканиты так называемых звенигородского и лысянского комплексов (Щербаков И.Б.), метаморфизованные в амфиболитовой фации. Представлены они кристаллосланцами различного состава, преимущественно амфиболовыми, биотит-амфиболовыми и амфибол-биотитовыми. Отмеченные разновидности пород встречаются в виде крупных останцов и ксенолитов среди плагиогранитов и гранодиоритов.

Реконструкция первичного состава метавулканитов по методикам А.А.Предовского, А.Н.Неелова и работам других авторов дает основание считать их метаморфизованными аналогами образований острово-дужного типа, изменяющихся по составу от андезито-базальтов и андезитов до липарито-дацитов.

Изучение морфологических особенностей цирконов из метавулканитов показало присутствие в этих породах нескольких морфологических типов цирконов: полупрозрачных ксеноморфных зерен коричневого цвета с удлинением 1:1; прозрачных бесцветных идиоморфных зерен с удлинением 1:2 и шестоватых зерен циркона розового цвета с удлинением 1:5. Два первых типа встречаются как в метавулканитах, так и в плагиогранитах – гранодиоритах, последний тип характерен только для метавулканитов среднего и основного составов.

Каждая проба циркона разделялась на фракции по размеру зерен, после чего в них анализировался изотопный состав свинца, содержание урана и свинца. По полученным данным строились внутренние уран-свинцовые изохроны (модель Аренса--Везерилла).

Изотопный возраст цирконов из амфиболита (метаандезито-базальт) равен приблизительно 2170 млн.лет; возраст биотит-амфиболового кристаллосланца (метаандезит) – 2070±40 млн.лет; $У = (0{,}05438 \pm 0{,}0028)X + (0{,}01554 \pm 0{,}01706)$; возраст амфибол-биотитового кристаллосланца (металипарито-дацит) – 2165±125 млн.лет; $У = (0{,}05312 \pm 0{,}00252)X + (0{,}00192 \pm 0{,}04511)$.

Различные фракции цирконов из плагиогранитов и гранодиоритов, вмещающих ксенолиты метаэффузивов, характеризуются более высокими цифрами возраста: 2140 – 2450 млн.лет, причем попытка обработать данные в координатах модели Аренса – Везерилла не привела к успеху, что свидетельствует о более сложной, чем двустадийная, истории развития уран-свинцовых систем циркона.

Полученные данные позволяют сделать вывод о том, что: а) исследуемый регион пережил, как минимум, две эпохи гранитоидного магматизма и автономной активизации: более древнюю, вероятно верхнеархейскую, и более молодую, нижнепротерозойскую; б) образование цирконов или их полная перекристаллизация в метавулканитах приурочены главным образом к эпохе верхнепротерозойской автономной активизации.

Таким образом, возможность датирования процессов вулканизма в

Росинско-Тикичском районе по данным цирконометрии с применением распространенных методик проблематична. Для решения этого вопроса необходимо внедрение в практику микрометода с изучением изотопного возраста цирконов по различным морфологическим типам, а также внедрение новых методов, особенно самарий-неодимового.

Э.И.Иванова, Н.Г.Сыромятников

ВОЗРАСТ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ, ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД И СВЯЗАННОГО С НИМИ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ АКТОГАЙ

С целью уточнения возрастных взаимоотношений оруденения и вмещающих его пород на месторождении Актогай проведены работы по определению возраста неизмененных и оруденелых вулканогенно-осадочных и интрузивных пород с помощью разработанного авторами калиброванного варианта термолюминесцентного (ТЛ) метода(1973 г.), и возраста рудных свинцов изотопно-свинцовым методом. Результаты определений ТЛ методом приведены в таблице.

ТЛ возраст неизмененных и оруденелых пород Актогая

Свита комплекс	Порода	Число проб	Возраст, млн.лет	Среднее значение возраста, млн.лет
Калмакэмельская	Туфы дацитовых порфиров	1	378±40	370±28
	То же	1	361±40	
Колдарская	Туфогравелиты	1	312±35	
	Аркозовые песчаники	1	318±35	315±20
	Мелкозернистые песчаники	1	315±35	
Колдарский интрузивный	Диориты	1	350±40	346±14
	Гранодиорит-порфиры	8	346±14	
Оруденение	Разные породы в рудном поле, гидротермально измененные	64	319–251	275±15

Полученные данные не в полной мере соответствуют геологическим представлениям о времени формирования рудоносной вулкано-плутонической ассоциации исследуемого района. Геологические представления разноречивы. Нами для туфов дацитовых порфиров, относимых к калмакэмельской свите (C_2), получена цифра 370±28 млн.лет, что по общесоюзной шкале фанерозоя (Г.Д.Афанасьев, С.И.Зыков) соответствует $Д_2$, для диоритов и гранодиорит-порфиров Колдарской интрузии (колдарский комплекс) получен возраст 350±40 и 346±14 млн.лет, соответствующий ($Д_3$–C_1). Нижнекарбоновый возраст гранодиоритов ранее определен калий-аргоновым методом по биотиту А.И.Ивановым(1977 г.).Для образований, относимых к колдарской свите (C_3–P_1), ТЛ возраст (315±20 млн.

лет) соответствует $C_2 - C_3$. Гидротермально измененные в процессе рудообразования породы имеют ТЛ возраст 275±15 млн.лет (P_1).

По данным ТЛ возраста получается, что по времени образования оруденение значительно оторвано от рудоносной интрузии. Однако при многократном проявлении процесса рудообразования ТЛ метод датирует время последнего термального метаморфизма, поскольку светосумма (основной параметр ТЛ) полностью теряется при прогреве пород до температуры 250–300°С, и полученное значение возраста может относиться к последнему этапу рудообразования. Это предположение подтверждается данными изотопного анализа свинца галенитов и молибденита. По изотопному составу свинца получено два значения возраста: 340±15 млн.лет – $Д_3 - C_1$ (две пробы), близкое к возрасту интрузии по ТЛ, и 300–275 млн.лет – $C_3 - P_1$ (две пробы), равное возрасту оруденения, полученному ТЛ методом. Первое значение, вероятно, характеризует начальный этап рудообразования, второе – заключительный.

В.Н.Бугаенко, Ф.И.Котловская, А.Д.Бритченко

ПЕРИОДЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ В ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЕ

Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ) – древний тектоно-магматический элемент, структурно и генетически родственный внутриконтинентальным рифтовым зонам с интенсивным проявлением вулканизма, в процессе которого формировались сложнодифференцированные слабощелочные и щелочные породы от щелочно-ультраосновного до кислого состава.

Вопрос о начале вулканической деятельности, в равной мере как и о времени заложения структуры, а также периодах вулканической активизации, спорный. Подавляющее большинство исследователей ограничивает время проявления вулканизма рамками среднего–верхнего девона в условиях рифтогенеза.

Полученные нами данные по определению изотопных дат калий-аргоновым методом в 30 образцах пород различного состава (биотит-анальцимовый пироксенит, нефелиновый пироксенит, авгитит, меланократовые псевдолейцититы, малиньит, камптониты, мончикит, трахиандезиты, ортофиры, риолит, трахиты, комендит, монцонит и сиениты) показали возраст 176 – 570 млн.лет.

Широко развитые процессы пропилитизации, березитизации, вторичного окварцевания и карбонат-калишпатового метасоматоза существенно способствовали "омоложению" возраста магматических образований более ранней генерации.

Вместе с тем ряд определений изотопного возраста, периодическая активизация тектонического режима впадины дают основание предполагать возобновление вулканической деятельности не только в рифтогенную стадию ее развития, но и в более поздние этапы платформенного развития ДДВ.

Согласно представлениям авторов, периоды активизации вулканизма в ДДВ следует относить не только к узкому отрезку времени среднего – верхнего девона, но и связывать с позднерифей-кембрийским, карбоновым, возможно, пермо-триасовым и юрским периодами, что соответствует комагматичности с вулканогенными комплексами Донбасса и зоны его сочленения с Приазовской частью Украинского щита.

Л.В.Сумин, Ю.Я.Потапенко, Н.И.Пруцкий, М.Л.Сомин

ПРОБЛЕМЫ ДАТИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ПО АКЦЕССОРНОМУ ЦИРКОНУ

Трудности, возникающие при датировании фанерозойских вулканитов по акцессорному циркону, можно разделить на технические, связанные с необходимостью анализа малых количеств радиогенного свинца, и геолого-минералогические, заключающиеся в необходимости определения одновозрастности анализируемых цирконов и их происхождения. Наиболее сложным является исследование сохранности изотопной системы в цирконе и определение условий его кристаллизации, которые связаны с происхождением вулканической породы.

Радиологическое изучение циркона может быть проведено термоизохронным методом, позволяющим определить степень однородности изотопного состава радиогенного свинца. В качестве главного объекта для апробации метода выбраны акцессорные цирконы из субсеквентных вулканитов верхнего палеозоя Передового хребта Северного Кавказа с точным геологическим возрастом, установленным по органическим остаткам

Номер пробы	Порода	Место отбора	Возраст (млн.лет)		Примечания
			геологический	радиологический	
6570	Плагиоклазовый порфир	р.Худес	P_1	~500?	В некоторых кристаллах
			257–282	270±20 ≤25	Основное значение
6572	Кварц-плагиоклазовый порфир	"	P_1 257–282	240±40	
6582	То же	р.Большая Лаба	P_1–C_2 282–322	380±70	
6694	Дацитовый порфирит	р.Малая Лаба пос.Кировский	C_2 302–322	310±60 ≤50	Основное значение
1260	Кварциты из метаморфической толщи	Рудник Эльбрус	р C_2 >545	750±50 570±30 340±30	Реликтовый возраст (?) Основное значение
				≤50	
5118	Липарит	р.Баксан	N <25	~750 ~120	Точность низкая: мало радиогенного свинца

во вмещающих вулканиты молассовых толщах. Изученные породы почти не дислоцированы, не метаморфизованы и, помимо названных вулканитов, не содержат других магматических образований. Кроме того, изучены цирконы из неогеновых лав Главного Кавказского хребта.

Полученные данные приведены в таблице.

Большинство результатов измерений удовлетворительно соответствует геологическому возрасту. В отдельных случаях проявлено воздействие на циркон, не изменившее породу в целом (например, возраст моложе 50 млн.лет). Значения, полученные по пробе 5118, значительно превышают возраст породы. Наличие малого количества радиогенного свинца с завышенным отношением $^{207}Pb/^{206}Pb$ отмечено также в цирконах 6570 и 1260. Можно предположить, что циркон в пробах 6570 и 5118 является захваченным, хотя форма минерала не всегда свидетельствует об этом. Поэтому необходимо проведение специального анализа циркона с определением реликтовых и новообразованных форм. Для повышения точности получаемых данных требуется дальнейшее техническое совершенствование метода.

Таким образом, первая апробация термоизохронного метода на геологически точно датированных породах показала его большую перспективность и вместе с тем выявила ряд еще не решенных задач.

Л.И.Боровиков

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КАЛИЙ-АРГОНОВЫХ РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ "НЕМЫХ" ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

По теоретическим предпосылкам калий-аргоновый метод не уступает всем остальным радиологическим методам датирования. Геологически корректная интерпретация калий-аргоновых датировок позволяет использовать его для анализа валовых проб с целью выяснения времени формирования вулканогенно-осадочных образований, участвующих в строении так называемых "немых" толщ. Отрицательное отношение к методу, вероятно, основано на недостаточном знании возможностей самого метода и сферы его использования, а также на не всегда правильной, всесторонне продуманной геологической интерпретации получаемых радиометрических данных. Преодоление этого и особенно скептицизма самих радиологов в отношении использования калий-аргоновых определений по валовым пробам пород требует решительной борьбы с такими представлениями, ибо они наносят очень серьезный урон разработке методики радиологических методов вообще и применению их данных в геологии.

Весьма поучительна история решения проблемы, связанной с изучением зеленосланцевых и углисто-кремнистых отложений, с которыми сопря-

жен комплекс полезных ископаемых, представленных фосфоритами, золотоносными, ванадиеносными, свинцово-цинковыми и другими рудами. Породы эти широко распространены на территории Советского Союза и привлекают особое внимание исследователей. Многие считают, что эти отложения докембрийские. Однако калий-аргоновые данные валовых проб таких пород позволили в ряде мест, например в Каратау (Южный Казахстан) и Улутау (Центральный Казахстан), установить наличие стратиграфической инверсии в процессе формирования изучаемых толщ и показать необходимость целеустремленных и целенаправленных поисков ископаемых остатков. В результате таких исследований в так называемых "немых" толщах обнаружены и собраны ископаемые остатки беспозвоночных животных и растений. Определение их показало полную сходимость выводов о палеозойском возрасте отложений радиологическим и палеонтологическим методами. При этом следует подчеркнуть, что первичными исходными данными были калий-аргоновые определения по валовым пробам обломочных пород, позволившие установить истинный возраст последних.

Первоначально для уточнения возраста "немых" толщ была предпринята попытка использовать радиометрические калий-аргоновые данные, в результате которой установлен возраст исходного обломочного материала изучавшихся песчаников и алевролитов, составивший 425 – 870 млн.лет. Сопоставление этих данных с положением изучавшихся проб в разрезе показало размещение их в определенном порядке в ряду чисел, увеличивающихся снизу вверх, что позволяло делать вывод о стратиграфической инверсии при формировании считавшихся протерозойскими кокджотской и каройской серий, а в действительности оказавшимися более молодыми – ордовикско-каменноугольными. Сходные данные получены в других местах и по другим толщам вулканогенно-осадочных образований, относимых к протерозою.

Таким образом, выявлена возможность обоснованного привлечения калий-аргоновых радиометрических данных для целеустремленных и сосредоточенных поисков ископаемых органических остатков, а также, что является главным, для решения стратиграфических и других геологических задач, сопряженных с поисками месторождений многих полезных ископаемых.

Н.П.Щербак, Е.В.Бибикова, В.Л.Бойко, Т.В.Грачева, В.Ф.Киктенко, А.В.Лукашук, В.А.Макаров, Р.М.Петрова, В.Б.Соллогуб

ДРЕВНЕЙШИЕ УЛЬТРАБАЗИТЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Орехово-Павлоградский складчатый пояс вулканогенно-осадочных образований представляет собой крупную тектоническую зону между Приднепровским и Приазовским блоками Украинского щита. Пояс ограничен западным Орехово-Павлоградским и восточным Азово-Павлоградским субмеридиональными глубинными разломами, протягивающимися от се-

верной границы щита до его южных склонов. Эти долгоживущие разломы рассекают земную кору и достигают верхней мантии. В строении складчатого пояса участвуют мета- и ультрабазиты, гнейсы, железисто-кремнистые и скарноидные породы и граниты.

Наиболее полно изучен новопавловский комплекс Орехово-Павлоградской зоны, образующий субмеридиональный участок размером 15х7 км. Его слагают полосы и фрагменты метабазитов иногда значительной мощности (до 3–5 км) среди гранитоидов. С базитами ассоциируют биотит-амфиболовые гнейсы, железисто-кремнистые и скарноподобные породы, безрудные кварциты. Метабазиты секутся многочисленными жилами плагио- и микроклиновых гранитов. В ассоциации с метабазитами, образуя часто резкие, а иногда и постепенные контакты, находятся ультрабазиты, представленные крупнозернистыми массивными пироксенитами, серпентинитами, актинолититами, тремолититами, флогопититами мощностью 0,5 – 35 км. Относительно генезиса ультрабазитов данной структуры существует мнение, что они имеют мантийное происхождение.

При изучении искусственных шлихов пироксенитов и их гранитизированных разностей, состоящих из диопсида, гиперстена, олигоклаза и примесей флогопита и амфибола, обнаружены своеобразные крупные зерна цирконов. Различаются два морфологических типа цирконов: темно-бурые, почти черные, призматического габитуса со сглаженными вершинами и ребрами, и красновато-коричневые, более идиоморфные, полупрозрачные зерна. Для обоих типов цирконов характерно очень сложное внутреннее строение и высокая трещиноватость. Предварительно возраст цирконов измерен термоэмиссионным методом по отдельным зернам. Полученные значения по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ варьировали от 3350 до 2600 млн.лет.

Нами измерен возраст различных морфологических типов, а также размерных и плотностных фракций цирконов изотопным уран-свинцовым методом. Темно-бурые цирконы имеют значительно более высокие содержания урана, превышающие 0,1%, и более высокие значения изотопных возрастов. На изохронной диаграмме точки цирконов определяют дискордию (правда, с большой дисперсией), пересечения которой с конкордией отвечают возрастам 3800±200 и 2500±200 млн.лет. Полученные цифры возраста, несмотря на свой предварительный характер, свидетельствуют о значительной древности пород, считавшихся ранее протерозойскими.

Таким образом, в пределах Орехово-Павлоградского пояса в тектонически ограниченном новопавловском участке впервые для Украинского щита установлен комплекс ультрабазитов, по возрасту сопоставимый с древнейшими породами Земли.

Высокие содержания урана в цирконах из ультрабазитов, представляющих собой, по-видимому, субстрат мантии, вынесенный из глубин магмой основного состава, говорят о гетерогенности мантии уже на ранних стадиях эволюции Земли, о протекании в ней процессов, ведущих к ано-

мальному обогащению отдельных участков мантии литофильными элементами. Гетерогенное глубинное строение этой части Украинского щита подтверждается геофизическими данными. Часть изотопных анализов выполнена в Геологической службе Финляндии под руководством д-ра О.Коуво, которому авторы приносят благодарность.

О.А.Левченков, В.С.Байкова, И.К.Шулешко, А.Ф.Макеев, А.Ф.Лобиков, С.С.Яковлева

ВОЗРАСТНЫЕ ГРАНИЦЫ ОСТЕРСКО-ВОЖЕМСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

В Центральной Карелии в районе оз.Остер-Вожема развит архейский терригенный комплекс, представленный полимиктовыми валунно-галечными конгломератами,песчаниками и вулканитами. Конгломераты содержат гальки гранитов, метавулканитов и метагаббро. Породы остерской толщи интрудированы несколькими типами пород основного и кислого составов, в том числе гранит-порфирами и двуслюдяными плагиомикроклиновыми гранитами. Все разновидности пород этой толщи метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации умеренных давлений ($T = 580 \div 600^0$C; $P > 5$ кбар).

Выполненные ранее калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами определения возраста пород, прорывающих конгломераты и расположенных по тектоническим зонам, ограничивающим блоки метаосадочных пород, варьируют в диапазоне 2,2 – 2,9 млрд.лет. Для уточнения возрастных границ формирования терригенного комплекса измерен изотопный возраст уран-свинцовым методом по цирконам, выделенным из гальки конгломератов и из секущих их гранит-порфиров. Измеренные изотопные уран-свинцовые отношения в цирконах из гранит-порфиров интерпретировались в рамках двухэпизодной модели. Замкнутость уран-свинцовых систем кристаллических фаз этих цирконов достоверно показывает верхний возрастной рубеж формирования терригенного комплекса – 2870 млн.лет. Уран-свинцовые системы цирконов из гальки конгломератов и из гранит-порфиров различаются по геохимической эволюции.

В рамках одноэпизодной модели уран-свинцовые изотопные отношения кристаллических фаз цирконов из гальки конгломератов в пределах аналитической неопределенности отвечают возрасту, совпадающему с указанной выше датировкой.

Р.Б.Баратов, Л.И.Агеева, И.А.Гусев, Г.В.Куимова

КАЛИЙ-АРГОНОВОЕ ДАТИРОВАНИЕ КАМПТОНИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

Молассовые отложения олигоцен-миоценового возраста долины р.Западный Пшарт рассечены субмеридиональными дайками камптонитов. Возраст последних, а следовательно, и время тектоно-магматической активности орогенного этапа данной территории до настоящего времени оставались проблематичными.

Мощность дайковых тел 1-2 м, протяженность – до 500 м. Структура камптонитов лампрофировая, основной массы – глазковая. Вкрапленники представлены оливином и пироксеном, основная масса сложена титанистой роговой обманкой, биотитом, плагиоклазом среднего и основного состава, незначительными количествами калиевого полевого шпата, в крайних щелочных разностях присутствует анальцим. Характерно обилие игольчатого апатита и магнетита (~5%), распределенных равномерно в породе. Если количество калиевого полевого шпата достигает 10%, породы переходят в камптовогезиты.

По химическому составу (среднее из восьми проб)*: SiO_2 – 41,52 (39,54–42,82); TiO_2 – 1,67 (1,62–1,91); Al_2O_3 – 13,4 (12,57–14,44); Fe_2O_3 – 4,01 (3,56–4,68); FeO – 5,84 (4,60–6,74); MnO – 0,15 (0,10–0,19); MgO – 8,65 (7,07–9,28); CaO – 9,97 (8,02–11,23); K_2O – 2,40 (2,02–3,61); Na_2O – 1,84 (0,84–2,46); P_2O_5 – 1,59 (0,76–1,89); CO_2 – 4,88 (3,90–6,16); п.п.п. – 8,79 (7,50–10,72), породы относятся к группе низкоглиноземистых щелочных габброидов калиевого ряда.

Для камптонитов характерна высокая магнитная восприимчивость порядка 4–6000 10^{-6} СГС, выдержанность химического и минерального составов.

Пробы для калий-аргонового датирования отбирались по простиранию даек и вертикальному разрезу (до 400 м). Датирование производилось по породе в целом, так как порода мелкозернистая и, следовательно, выделить мономинеральные фракции из нее невозможно. Кроме того, калий-аргоновое датирование по камптонитам ранее на Центральном Памире не производилось, поэтому необходимо было установить их пригодность для геохронологических целей. Выяснилось, что для датирования пригодны только свежие породы. По измененным разностям могут быть получены как завышенные, так и заниженные значения. Установленные же по свежим разностям калий-аргоновые даты имеют хорошую сходимость (в пределах ошибки эксперимента) и укладываются в интервал 20–25 млн.лет при среднем значении 22±3 млн.лет. Соотношение калия и аргона при этом сохраняется для пород с различным содержанием материнского элемента.

---

* В скобках приведены пределы значений.

Данные датирования камптонитов, полученные калий-аргоновым методом, согласуются с их геологическим возрастом и свидетельствуют о незначительном разрыве во времени между формированием молассовых образований и проявлением завершающего акта тектоно-магматической активности в неогене.

О.Д.Багирбекова, А.Д.Исмаил-заде

ВОЗРАСТНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПОЗДНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ТАЛЫША (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Палеогеновые вулканогенные образования Талышской зоны составляют щелочно-базальтовую вулканогенную и щелочно-ультраосновную (интрузивную) формации, соответствующие позднегеосинклинальной (эоцен) и орогенной (поздний эоцен – олигоцен) стадиям развития данной зоны.

Эоценовая вулканогенная формация залегает на эрродированной поверхности фаунистически охарактеризованной осадочно-туфогенной формации даний-палеоцена и перекрывается также фаунистически охарактеризованной осадочной формацией олигоцен-миоцена.

Вулканическая деятельность в течение палеогена проявилась с неодинаковой степенью интенсивности и наибольшей активности достигла в эоцене, когда область в конце палеоценового времени вследствие тектонических процессов испытала восходящие движения, приведшие к оживлению ранее заложенных систем разломов глубокого заложения.

В вулканогенной формации выделяются: 1) трахиандезито-базальтовая (раннесреднеэоценовая) и 2) трахибазальтовая (позднеэоценовая) субформации, в пределах которых отмечается дифференциальный ряд от трахиандезитов и трахибазальтов до лейцитовых базанитов с проявлением в субвулканической фации эссекситов и габбро-тешенитов. Для обеих субформаций характерно преобладание в начальных фазах натриевой, а в конечных – калиевой специализации пород, выражающейся в минералогическом отношении в развитии в составе ранних дифференциатов анортоклаза, эгирин-авгита и эгирина, а в конечных – лейцита, санидина и ортоклаза. В щелочно-ультраосновной интрузивной формации, состоящей из слюдяных перидотитов, щелочных габбро, габбро-сиенитов и сиенитов, преобладают в конечных фазах ортоклаз и биотит. Петрогеохимическими исследованиями установлена комагматичность обеих формаций, принадлежность их к щелочно-базальтовому расплаву, испытавшему процессы ассимиляции и дифференциации в стадии формирования вулканогенной формации и менее подвергнутому этим процессам при образовании интрузивной формации.

В результате проведенных радиогеохронологических исследований установлено соответствие пород нижней субформации низам раннего и

среднему эоцену (45–55 млн.лет). Это подтверждается геологическими фактами – отсутствием низов раннесреднеэоценовой субформации, в течение которой, очевидно, происходил размыв выступающего палеоценового субстрата, что устанавливается по несогласному залеганию на последних вулканитов раннего эоцена.

Возраст вулканитов верхней субформации по радиогеохронологическим данным, составляющий 42–44 млн.лет, соответствует позднему эоцену.

Возраст интрузивной формации, располагающейся в пределах различных стратиграфических уровней и предположительно отнесенной по геологическим данным к позднеэоценолигоцену, результатами калий-аргонового датирования устанавливается как поздний эоцен – ранний олигоцен (36 млн.лет).

М.А. Гаррис

ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ КАЛИЙ-АРГОНОВОГО ДАТИРОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ И ПАЛЕОЗОЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Известно более 70 датировок, полученных в геохронологических лабораториях ИГФМ АН УССР, ИГГ СО АН СССР и ИГ БФАН СССР по глинистым породам и гидрослюдистым фракциям из них и из песчаников, алевролитов, мергелей, известняков, доломитов и кукерситов. Возрастной диапазон исследованных пород – от рифея до карбона включительно. Около 30 датировок установлено по аргиллитам верхнего протерозоя, девона и силура, 10 – по песчанистым глинам кембрия. По остальным литологическим типам пород количество датировок колеблется от семи до единичных. Анализ полученных данных в сопоставлении с геологическим возрастом соответствующих отложений, определенном калий-аргоновым или биостратиграфическим методами, приводят к следующим заключениям.

1. Среди 23 датировок рифейско-вендских отложений лишь три являются "омоложенными" до кембрийских возрастных значений – 567(553)*, 555(541) и 540(525) млн.лет. Остальные характеризуют все три подразделения рифея и венд, причем датировка гидрослюды из аргиллита верхнесерафимовской свиты Западной Башкирии – 1270(1233) млн.лет – контролируется датировками глауконитов из непосредственно подстилающих отложений той же серии того же бурового разреза – 1290(1252), 1326(1287) и 1336(1296) млн.лет.

Датировки кудаш-вендских аргиллитов и гидрослюд из них в основном находятся в пределах 700(682) – 580(565) млн.лет, т.е. укладываются в возрастные границы этих отложений. Исключение составляют только

* Здесь и ниже датировки рассчитаны с использованием констант 1964 г., в скобках – 1976 г.

две "омоложенные" датировки – 567(553) и 555(541) млн.лет – и две "удревненные" 766(745) и 730(711) млн.лет. Последние относятся к ломозовским слоям венда, содержащим большое количество полевошпатового кластического материала – продуктов размыва пород кристаллического фундамента, на котором залегают ломозовские слои, и недалекого переноса этих продуктов.

2. По кембрийским песчанистым глинам Прибалтики получено шесть датировок, составляющих возрастной интервал 512(499) – 576(561) млн. лет, т.е. находящихся в границах кембрия. Две датировки – 587(572), 592(577) млн.лет – на 3-4% превысили возраст нижней границы этого подразделения, что, вероятно, связано с присутствием в пробах менее переработанного обломочного материала. Эта же причина объясняет "удревнение" датировок гидрослюд из слюдистых песчаников – 760(740) млн.лет – и алевролитов – 880(857) млн.лет – из кембрия района Ровно.

3. Из шести датировок гидрослюд из аргиллитов, известняков и кукерситов ордовика, одна – 540(525) млн.лет – значительно превысила нижний рубеж ордовика, четыре уложились в его возрастные рамки и одна – 419(409) млн.лет – оказалась на 4,8% "омоложенной".

4. Среди шести датировок силурийских отложений три (аргиллит и гидрослюды из доломитов) дали нормальные возрастные значения – 420, 430 и 432(410, 419, 421) млн.лет, а три – "удревненные" – 454(443), 460(449) и 570(556) млн.лет.

5. Из десяти датировок аргиллитов девона в его границы вошли только три, пять превысили его рубежи на 28–70 млн.лет и три оказались значительно "омоложенными", особенно датировка гидрослюды из мергеля.

6. Для карбона определения возраста проведены по гидрослюдам из песчаников и по глинистому сланцу. Из четырех только одна датировка искажена в сторону "омоложения" – 178(174) млн.лет.

Таким образом, подавляющее большинство датировок гидрослюдистого материала дает правильное представление о возрасте систем палеозоя или систем верхнего докембрия, что очень важно для стратификации последнего огромного практически "немого" подразделения стратиграфической шкалы. Из этого следует, что на путях длительной миграции перед отложением в открытом морском бассейне терригенный материал пелитовой фракции полностью теряет ранее накопленный аргон, чего не происходит в условиях близости области аккумуляции к источникам сноса (например, ломозовские слои). Калий-аргоновое датирование гидрослюд можно считать перспективным.

И.М.Лесная, Г.Д.Елисеева, А.В.Лукашук

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ МЕТАВУЛКАНИТОВ ПОБУЖЬЯ

По мнению большинства исследователей, двупироксеновые кристаллосланцы Побужья (юго-западная часть Украинского щита) являются метаморфизованными вулканитами и соответствуют толеитовым базальтам, которые по особенностям распределения петрогенных и малых элементов близки к толеитовым базальтам островных дуг.

Минеральный состав двупироксеновых кристаллосланцев довольно постоянный: Гип+Ди±Рог+Пл±Кв. Ассоциируют они с чарнокитоидами, преимущественно эндербитами, что присуще гранулитовым областям древних щитов, залегая среди них в виде ксенолитов, даек или образуя с ними послойные образования.

Изучение цирконов показало, что независимо от формы залегания и мощности (ксенолиты, пласты, дайки) для двупироксеновых кристаллосланцев характерен своеобразный циркон: прозрачный бледно-розового цвета с сильным стеклянным блеском, изометрично округленный или леденцовой формы, который, по данным изотопных исследований, показывает однообразный возраст ~2 млрд.лет, в то время как по цирконам из эндербитов получены различные цифры возраста: от 2 до 3 млрд.лет. Например, возраст цирконов из раннескладчатых интрузивных эндербитов Гайворон-Завальевского блока (севернее пгт Завалье) более 3 млрд.лет (Бибикова и др., 1982). В то же время возраст цирконов из двупироксеновых кристаллосланцев, ассоциирующих с эндербитами, ~2 млрд.лет. Аналогичный циркон возрастом ~2 млрд.лет наблюдается в двупироксеновых кристаллосланцах других районов Побужья.

Таким образом, циркон в метавулканитах (двупироксеновых кристаллосланцах) Побужья новообразованный. Первоначально вулканиты практически не содержали циркона. Его появление связано с процессами нижнепротерозойской активизации, широко проявленными в западной части Украинского щита (возрастом 2000±100 млн.лет). В эндербитах, содержащих древний циркон, и не претерпевших ремобилизации 2 млрд.лет назад, возраст циркона сохраняется.

В.М.Скобелев, Ю.А.Ольховик, Н.М.Кузнецова,
С.Д.Великославинский, В.А.Рудник

О ВОЗРАСТЕ МЕТАБАЗАЛЬТОВ ФЕДОРОВСКОЙ СВИТЫ

Образования федоровской свиты издавна рассматриваются большинством исследователей как один из стратотипов раннего докембрия Алдано-Станового щита. Однако более чем двадцатилетнее радиологическое изучение этих образований не дало надежных геохронологических датировок, причем с возрастанием объема геохронологической информации вопрос о возрасте федоровской свиты становится все более дискуссионным.

Основной литотип федоровской свиты представлен двупироксеновыми кристаллосланцами, которые по ряду петролого-геохимических признаков могут рассматриваться как высокометаморфизованные аналоги базальтоидов щелочной серии. Для них характерны повышенные содержания щелочей, глинозема, редких земель и пониженная железистость, что отличает их от подобных кристаллосланцев, развитых в пределах других свит и серий.

Датирование двупироксеновых кристаллосланцев проводилось свинец-свинцовым изохронным методом по валовым пробам пород и различным фракциям, а также уран-свинцовым методом по акцессорным цирконам. Для опробования выбрано два участка: 1) район пос.Канку, являющийся стратотипической местностью для отложений федоровской свиты; 2) район среднего течения р.Тимптон (междуречье рек Оюмрак и Хатыми). Кроме того, рассчитана обобщенная свинец-свинцовая изохрона, для которой использованы как новые, так и ранее опубликованные данные, надежно выполненные в аналитическом отношении и имеющие четкую геологическую привязку.

Вопреки ожиданиям оказалось, что датирование двупироксеновых кристаллосланцев федоровской свиты свинец-свинцовым изохронным методом как по валовым пробам, так и по различным фракциям не подтверждает их архейского возраста – все датировки укладываются в интервал 2330 – 1780 млн.лет. В то же время для цирконов получены согласующиеся по различным отношениям цифры возраста 1990 млн.лет. Допуская, что образование цирконов приурочено ко времени метаморфизма и гранитизации исходных пород (хотя нами отбирались пробы без каких-либо признаков диафтореза или гранитизации), мы попробовали исключить из рассмотрения фракции, содержащие циркон. Однако и это не изменило положения: по свинец-свинцовой изохроне получена цифра возраста 1670^{+320}_{-420} млн.лет (восемь проб), $Y=(0{,}1022\pm0{,}0203)X+(13{,}6775\pm0{,}4498)$. Не выходим за нижнюю границу указанного возрастного интервала и при исключении всех проб, где можно ожидать существенную контаминацию радиогенным свинцом (т.е., где $^{206}Pb/^{204}Pb>18{,}700$ и $^{207}Pb/^{204}Pb>15{,}628$). Попытка обработать данные в координатах метода нормализованных разностей также не приводит к успеху. Чем же объяснить известные из литературы "древние" (более 3 млрд.лет) свинец-свинцовые изохронные датировки? Анализ расположения точек на диаграмме $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$ показал, что в интервале значений $^{206}Pb/^{204}Pb$ от 18 до 21 намечается пересечение двух сложных линий регрессии, каждая из которых не обладает строгой линейностью. Свинец-свинцовая изохрона, рассчитанная по точкам, лежащим в этом интервале (13 точек) соответствует возрасту 3450±400 млн.лет: $\bar{Y}=(0{,}2980\pm0{,}0688)X+(10{,}068\pm1{,}312)$. В то же время возраст, рассчитанный по точкам, не входящим в этот интервал (15 точек), – 1810±250 млн.лет: $Y=(0{,}1105\pm0{,}0151)X+(13{,}5576\pm0{,}3334)$. Таким образом, увеличение или уменьшение угла наклона ли-

ний регрессии объясняется смешением свинцов различных фаз (каждая из которых является сложной): более древней, возможно архейской, и более молодой (2000 – 1800 млн.лет), причем при небольшом числе экспериментальных точек может наблюдаться относительно высокая линейность в их расположении.

Следовательно, надежность полученных до сих пор свинец-свинцовых изохронных датировок более чем сомнительна. Для решения вопроса о действительном возрасте кристаллических сланцев федоровской свиты необходимо привлечение новых радиологических методов, особенно самарий-неодимового.

В.Е.Попов, О.В.Цьонь, Э.В.Соботович

ВОЗРАСТ НЕКОТОРЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАВУЛКАНОГЕННЫХ И МЕТАОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КАРЕЛИИ

Одна из наиболее актуальных проблем изотопного датирования метаморфизованных и метаморфических комплексов докембрия – установление возраста вулканогенных и осадочных образований, позволяющее уточнить время заложения складчатых поясов и определить рубежи существования рифтогенных прогибов (безынверсионных геосинклиналей). Соотношение вулканогенно-осадочного субстрата рудообразующих процессов и эпох региональных и ультраметаморфических преобразований, углубленный анализ и сопоставление изотопного состава свинца различных по генезису комплексов позволяет высказать ряд предположений об источнике вещества каждого из них.

Применительно к Карелии удается установить, что заложение складчатых зеленокаменных поясов на уровне 2800–2600 млн.лет происходило как непосредственно после процессов инверсионной гранитизации, так и почти синхронно с ними в сопредельных зонах. Рифтогенные прогибы (безынверсионные геосинклинали), не испытавшие процессов завершающей гранитизации и регионального метаморфизма, а характеризующиеся лишь на конечных этапах мафит-ультрамафитовым магматизмом, по длительности развития совпадают со складчатыми поясами. Для наиболее полно изученных свекокарельских прогибов намечаются рубежи 2600 – 1500 млн.лет.

Геологические и изотопно-геохимические данные позволяют выявить тенденцию к увеличению "сиаличности" данного участка земной коры в процессе седиментационных и эволюционно-магматических процессов. В ряду мантия → базальтовый и диоритовый слой → гранитный слой → осадочный чехол самые древние, по-видимому, рифтогенные образования (вулканиты и осадки безынверсионных геосинклиналей) и траппы платформенного чехла, промежуточное положение занимают стратифицированные комплексы архейских зеленокаменных прогибов, верхняя часть колонки относится к свекокарельским метаосадочным протогеосинклинальным образованиям, самые верхи – к гранитоидным орогенным комплексам свекокарельской эпохи.

Л.Г.Бернадская, Ф.И.Котловская, Н.Н.Шаталов, В.П.Величко

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ДАЙКОВЫХ ФОРМАЦИЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Проявления вулканизма на Украинском щите связаны с периодическим нарушением кратонного режима платформы и приурочены к определенным этапам ее активизации.

Наиболее древняя дайковая диабазовая формация бассейна р.Базавлук возрастом 2700–2560 млн.лет завершает архейский этап развития Украинского щита и связана с магматизмом начальной фазы консолидации древнейшей Днепровской платформы. Среди диабазов этой формации четко выделяются две группы: метаморфизованные и свежие диабазы.

Часть неметаморфизованных дайковых пород бассейна р.Базавлук с изотопным возрастом 2440–2280 млн.лет предположительно можно связать с оживлением разломов в раннем протерозое.

Стабилизация Украинского щита, за исключением крайней северо-западной части, завершилось к концу протерозоя.

К концу протерозоя относится формирование в южном обрамлении Корсунь-Новомиргородского плутона дайковых пород диабазовой формации возрастом 1800–1600 млн.лет. Эти дайки синхронны породам коростенского комплекса и, очевидно, приурочены к разломам, возникшим в период внедрения интрузивных пород Корсунь-Новомиргородского плутона. Представлены дайковые породы преимущественно оливиновыми диабазами, реже диабазовыми порфиритами, диабазами и лампрофирами.

Дайковые породы рифейского возраста формировались в конце овручско-волынской эпохи. С этим этапом связано появление наиболее многочисленной группы дайковых пород, изотопный возраст которых укладывается в интервал 1550–1200 млн.лет. Они развиты на большой территории и характеризуются, в отличие от более древних дайковых образований, пестрым петрографическим составом. Дайковые породы этого возраста наиболее широко развиты в Приазовской и северо-западной частях Украинского щита и в меньших масштабах – в средней его части. Состав их колеблется от оливиновых диабазов до кварцевых порфиров.

Рифейские разломы и вулканические проявления, отвечающие времени ранне- и позднегалицийской складчатости, развиты преимущественно в структурах обрамления щита. Дайковые же породы возрастом 1100–550 млн.лет пока обнаружены в немногочисленных пунктах Украинского щита. Наибольшее количество изотопных дат, укладывающихся в рамки этого возраста, получено для дайковых пород Приазовской части щита и Кировоградского блока.

Большинство изотопных дат дайковых пород рифейского возраста соответствует времени черноморской фазы (1100–700 млн.лет) галицийской складчатости, единичные цифры изотопного возраста диабазов Приазовья (468, 510 млн.лет) можно отнести к раховской фазе той же склад-

чатости и предположительно синхронизировать с породами волынской трапповой формации.

С верхнепалеозойским временем сопряжено появление дайковых пород щита возрастом 390–180 млн.лет, генетически связанных с герцинскими вулканическими формациями, развитыми в Днепровско-Донецкой впадине и зоне сочленения щита с Донбассом. Дайковые породы этого этапа наиболее широко распространены в Приазовской части щита и меньше в пределах Кировоградского блока. Представлены эти породы производными как нормального, так и субщелочного и щелочного ряда – различного состава лампрофирами, андезитами и др.

Наибольшее количество определений укладывается в интервал 285–230 млн.лет, который соответствует пермскому времени. В этот отрезок попадает изотопный возраст щелочных дайковых пород Восточного Приазовья и части лампрофиров р.Конки. Возраст же части лампрофиров, монцонит-порфиров р.Конки и некоторых андезитов из Покрово-Киреевского участка составляет 230–160 млн.лет, т.е. укладывается в границы мезозойских периодов триас – юра.

Более молодые дайковые породы в пределах Украинского щита пока не установлены.

А.Ф.Лобиков

О ВОЗРАСТЕ РАННЕКАРЕЛЬСКИХ МЕТАВУЛКАНИТОВ ПО ДАННЫМ СВИНЦОВО-ИЗОХРОННОГО МЕТОДА

Один из наиболее остро дискутируемых вопросов – возрастное соотношение архейских зеленокаменных пород и гранитов, часто рассматриваемых в качестве гранитно-зеленокаменных комплексов. В последнее время получены убедительные доказательства архейского возраста гранитоидов, слагающих более 70% территории Фенно-Карельского кратона, в то время как для супракрустальных пород этого региона имеются только отдельные датировки изохронными методами, выполненными по породам зеленокаменного пояса кухмоидов (Vidal et al., 1980). Данное обстоятельство вызвано как низким содержанием урана и стронция в этих породах, так и нарушением уран-свинцовой и рубидий-стронциевой изотопных систем даже при низкотемпературном метаморфизме. Для определения раннекарельских метавулканитов свинцово-изохронным методом отобран ряд проб в пределах двух детально изученных районов Центральной Карелии.

Опробовались вулканиты нижнего комплекса, выделенные в самостоятельную андезитовую серию (Геология и петрология..., 1981). Свинец выделялся пирохимическим методом из навесок 18–20 г, подготовка проб и очистка свинца для изотопного анализа производились по методике, описанной в статье (Герлинг, Лобиков, 1981). Изотопный состав свинца измерялся на масс-спектрометре МИ-1201. Параметры изохронных зави-

симостей вычислялись полиномиальным методом наименьших квадратов с учетом корреляции погрешностей по обеим осям на ЭВМ.

Экспериментальные точки изотопного состава свинца валовых проб на свинец-свинцовой диаграмме аппроксимируются прямой (1). Большие погрешности параметров этой линейной зависимости и высокое значение СКВО свидетельствуют о том, что данная зависимость является эрохронной (Горохов, 1977).

Порядковый номер	Анализируемый материал	Параметры изохрон		СКВО	Возраст, млн.лет
		а	б		
1	Валовые пробы	0,309±0,075	9,74±1,22	8,84	3510^{+350}_{-450}
2	Низкотемпературные фракции свинца проб	0,1832±0,0287	12,56±0,47	14,95	2690±300
3	Высокотемпературные фракции свинца	0,2245±0,0019	11,46±0,05	3,05	3020±10

Примечание. Погрешности приведены в 95%-ном доверительном интервале.

С целью уточнения возраста исследуемых пород изучены отдельно изотопы свинца более миграционно-способных (низкотемпературных) фракций и высокотемпературных, по методике, приведенной в статье (Герлинг, Лобиков, 1981). На свинец-свинцовой диаграмме низкотемпературные фракции свинца аппроксимируются эрохронной зависимостью (2), в то время как высокотемпературные фракции (3) – изохронной, при условии, что линейное отклонение подчиняется χ^2 распределению и табличное значение СКВО $q = 0,05$ и $n-2$ степени свободы равно 11,1 (Графические методы..., 1974).

Э.В.Соботович, Ю.А.Ольховик, Е.Н.Каменев

ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД НЕЙПИРСКОГО КОМПЛЕКСА ЗЕМЛИ ЭНДЕРБИ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)

Древнейший в кристаллическом фундаменте Восточно-Антарктического кратона нейпирский комплекс (Земля Эндерби) сложен в основном исходно магматическими породами андезито-базальтового состава, метаморфическими производными которых являются пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и эндербиты. Интенсивно проявленные в Вос-

точной Антарктиде процессы ультраметаморфизма привели к широкому развитию палигенно-метасоматических, метасоматических и реоморфических гранитоидов.

Экспериментальные и литературные данные по содержанию урана, свинца и изотопов свинца в цирконах, выделенных из чарнокитов, указывают на время проявления процессов ультраметаморфизма, равное 2500 млн.лет.

В то же время отмечено наличие фазы цирконов с возрастом 3000–3100 млн.лет с низким Th/U отношением.

Во время протекания процессов ультраметаморфизма в условиях значительных P_{H_2O} произошла мобилизация древнего радиогенного свинца и его "консервирование" в полевых шпатах чарнокитов.

Изотопный состав свинца в подвергнувшихся выщелачиванию полевых шпатах аномален – все точки расположены выше кривой эволюции свинца, изотопные отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ (α) и $^{207}Pb/^{204}Pb$ (β) находятся соответственно в пределах 16–20 и 16–18,5. Этот факт указывает на длительную предысторию развития уран-свинцовой системы в обстановке с большими значениями отношения $^{238}U/^{204}Pb$ (μ).

Исследованные уран-свинцовым методом валовые образцы пород не отвечают свинцово-изохронной модели и не образуют уран-свинцовых изохрон, что объясняется как неоднократными потерями урана, так и присутствием значительных количеств привнесенного в породы легко подвижного свинца, изотопный состав которого близок к ТСС.

Полученную нами ранее цифру возраста в 4,0 млрд.лет в свете новых данных следует признать ошибочной. "Изохрона" фактически представляет собой линию смешения двух обыкновенных свинцов и радиогенного свинца, накопившегося с 2,5 млрд.лет до настоящего времени.

Данные нейтронно-активационного анализа наименее измененных образцов пород нейпирского комплекса свидетельствуют об интенсивных процессах фракционирования, протекавших в материнском источнике протопород, что привело к обогащению их легкими, обеднению тяжелыми редкоземельными элементами и к возникновению отрицательной европиевой аномалии.

Совокупность изотопно-геохимических данных позволяет провести параллель между породами нейпирского комплекса и некоторыми сиалическими породами раннеархейского возраста. Так, для пород серии Иматака, возраст которых 3,7 млрд.лет, установлены величины μ в пределах 14–25.

Результаты определения содержания и распределения малых элементов указывают на определенное сходство между кристаллосланцами и эндербитами нейпирского комплекса и породами "древнего гнейсового комплекса" Южной Африки.

Все это свидетельствует в пользу представлений о раннеархейском возрасте процессов вулканизма, приведших к формированию древнейшей коры Восточно-Антарктической платформы.

О.З.Дудаури, М.Г.Тогонидзе

КАЛИЙ-АРГОНОВЫЙ ВОЗРАСТ ТЕШЕНИТОВ ГРУЗИИ И ИХ СВЯЗЬ С ВУЛКАНИЗМОМ

На территории Грузии тешениты образуют гипабиссальные интрузивы, пластовые жилы и дайки, приуроченные к различным по своей геотектонической природе областям. Вмещающими породами тешенитов являются разные по возрасту (от верхней юры до верхнего миоцена включительно) вулканогенные или большей частью осадочные образования.

По данным калий-аргоновой геохронометрии, тешениты Грузии делятся на три возрастные группы: позднемеловые (87–74 млн.лет), эоценовые (53–40 млн.лет) и раннеплиоценовые (7 млн.лет).

Наиболее интенсивно проявлена позднемеловая тешенитовая формация. Она приурочена главным образом к кристаллическому субстрату Грузинской глыбы (срединный массив), консолидация которой завершена в герцинском тектоно-магматическом цикле. Тешенитовая формация частично проявлена и в Рачинско-Лечхумской крупной синклинальной структуре, представляющей собой северную краевую погруженную часть Грузинской глыбы.

Эоценовая тешенитовая формация проявилась в складчатой системе южного склона Большого Кавказа (Борсук, 1979) и Аджаро-Триалетской складчатой зоне.

Раннеплиоценовая тешенитовая формация приурочена к Рачинско-Лечхумской синклинали и к Ахалцихской депрессии Аджаро-Триалетской складчатой зоны.

Формирование позднемеловой тешенитовой формации увязывается с туронским щелочно-базальтовым вулканизмом, интенсивно проявившемся на Грузинской глыбе (свита мтавари).

Позднеэоценовые тешениты Аджаро-Триалетской складчатой зоны рассматриваются как комагматичные образования с повышенной щелочностью базальтами аналогичного возраста (Шубладзе, 1965).

Раннеплиоценовые тешениты Рачинско-Лечхумской синклинали являются интрузивными аналогами развитых здесь послесарматско-плиоценовых анальцимовых базальтов. Тешениты этого возраста в Ахалцихской депрессии коррелируются с анальцимовыми долеритами верхнеэоцен-нижнеплиоценовой годердзской свиты.

Анализ геологического, петрологического и геохронологического материала показывает, что в позднем мелу, позднем эоцене и раннем плиоцене на территории Грузии формировались щелочно-базальтовые вулкано-плутонические формации. Исключение составляет южный склон Большого Кавказа, где эффузивные образования эоценового возраста отсутствуют.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абдуллаев Р.Н. 62
Абдусаломов Ф.Н. 66
Абрамович И.И. 27
Агапова А.А. 32
Агеева Л.И. 40, 60, 82
Александров Г.В. 54
Александрова С.В. 54
Алиев И.А. 67
Амирханов Х.И. 52
Анохина Л.К. 52
Аракелянц М.М. 7, 64
Артеева В.И. 27
Багдасарян Г.П. 21
Багирбекова О.Д. 64, 67, 83
Байков В.Н. 40
Байкова В.С. 81
Балашов Ю.А. 54
Баратов Р.Б. 82
Бартницкий Е.Н. 33, 43
Батырмурзаев А.С. 63, 69
Белова В.А. 69
Бернадская Л.Г. 89
Беспалько Н.А. 44
Бибикова Е.В. 4, 35, 79
Богатиков О.А. 3
Бойко В.Л. 79
Боровиков Л.И. 78
Борсук А.М. 3, 32
Бритченко А.Д. 76
Бугаенко В.Н. 76
Букович И.П. 44
Варшавская Э.С. 38
Великанов Ю.Ф. 61
Великославинский С.Д. 86
Величко В.П. 89
Верховский А.Б. 9
Виноградов В.И. 11, 14
Волков В.Н. 64
Вольфсон Ф.И. 23
Габитова Р.У. 52
Гаджиев С.З. 69
Гаргацев И.О. 69
Гаррис М.А. 20, 36, 84
Герлинг Э.К. 28
Головин Д.И. 14
Горностаев А.В. 61
Горохов И.М. 5, 12, 19, 38
Гороховский Б.М. 28
Горшков Е.Н. 66
Грачева Т.В. 79
Гуров Е.П. 70
Гурова Е.П. 70
Гусев И.А. 82
Гусейнова Э.Б. 62
Давыдов И.А. 56
Данилович Л.Г. 18, 25
Джафаров С.А. 62
Дудаури О.З. 93
Дусматов В.Д. 66
Елисеева Г.Д. 33, 41, 43, 86
Жуланова И.Л. 56
Журавлев Д.З. 32
Зайцев Ю.А. 72
Закиева Ф.Ш. 69
Запечельнюк С.А. 73
Зыков С.И. 72
Иванов И.Б. 23
Иванова Э.И. 75
Ильин В.А. 52
Исмаил-заде А.Д. 83
Казанцев В.В. 70
Каменев Е.Н. 91
Капуста Я.С. 71
Кашкаров Л.Л. 57, 58, 59, 60
Келлер Б.М. 34
Киктенко В.Ф. 79
Кирнозова Т.И. 35
Клауэр Н. 38
Клец В.А. 73
Клименко Г.В. 40
Коваленко В.И. 3
Ковальский В.С. 30
Кольцова Т.В. 70
Комаров А.Н. 8, 70
Кондрашкова Г.И. 29
Котловская Ф.И. 33, 44, 76, 89
Кошевой О.Г. 30
Кошкин В.Л. 57, 58, 59
Краснобаев А.А. 34, 35
Кратц К.О. 19
Крылов И.Н. 19, 73
Куимова Г.В. 82
Кузнецова Н.М. 86
Купцов В.М. 16
Кутявин Э.П. 38
Лаверов Н.П. 23
Лебедев Ю.Н. 46
Левковская Н.Ю. 41, 44
Левский Л.К. 26
Левченков О.А. 19, 73, 81
Лепихина О.П. 35
Лесная И.М. 86
Лисицын А.П. 16
Лобач-Жученко С.Б. 19, 27
Лобиков А.Ф. 81, 90
Лобов Э.С. 70

Лукашук А.В. 43, 44, 79, 86
Лутков Р.И. 29
Магомедов Ш.А. 63
Макаров В.А. 35, 79
Макеев А.Ф. 73, 81
Меркулова К.И. 70
Милов А.П. 56
Морозова И.М. 7
Мустафаев М.А. 67
Найденов Б.М. 65
Николаева И.В. 47, 52
Овчинников Л.Н. 20, 29, 49, 51
Овчинникова Г.В. 26
Ольховик Ю.А. 86, 91
Омарова М.Р. 63, 69
Орса В.И. 43
Остапова Н.В. 30
Павлова В.В. 54
Петрова Р.М. 79
Пиррус Э.А. 38
Пономаренко А.Н. 73
Попов В.Е. 88
Потапенко Ю.Я. 77
Пруцкий Н.И. 77
Пупырев Ю.Г. 64
Пучков Е.В. 65
Ронкин Ю.Л. 35
Рублев А.Г. 7, 48, 54
Рудник В.А. 86
Рябчиков И.Д. 3
Самедова Р.А. 64
Сельцов Б.М. 23
Семененко Н.П. 24, 61
Семенова Т.В. 65
Семихатов М.А. 12
Сердюк Н.И. 32
Скобелев В.М. 18, 41, 43, 44, 86
Соботович Э.В. 88, 91
Сокуренко И.Г. 61
Соллогуб В.Б. 79
Сомин М.Л. 77
Степанов А.И. 20, 35, 49, 51
Струева О.М. 18
Ступникова Н.И. 72
Сумин Л.В. 77
Сурчилов В.А. 56
Сыромятников Н.Г. 30, 75
Татаринова Е.А. 44
Терец Г.Я. 44
Тогонидзе М.Г. 93
Ушко К.А. 57
Федоров Г.В. 66
Филатова Л.И. 72
Халилов В.А. 65
Цветков А.А. 32
Цьонь О.В. 88
Чалабов Р.И. 52
Чернышев И.В. 23, 32
Чумаков Н.М. 38
Чупалаев Ч.М. 69
Шаталов Н.Н. 89
Шафиев Х.И. 64
Шергина Ю.П. 54
Шинкарев Г.Е. 65
Ширинбеков Н.К. 61
Шуколюков Ю.А. 9
Шулешко И.К. 71, 73, 81
Щербак Н.П. 18, 79
Яковлева С.С. 73, 81
Ярощук Э.А. 61

СОДЕРЖАНИЕ

Богатиков О.А., Борсук А.М., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Эволюция процессов вулканизма в истории Земли 3

Бибикова Е.В. Уран-свинцовая изотопная система в вулканических породах 4

Горохов И.М. Рубидий-стронциевые системы в вулканогенных породах . . 5

Морозова И.М., Аракелянц М.М., Рублев А.Г. Калий-аргоновые системы вулканитов 7

Комаров А.Н. Датирование вулканических пород методом треков 8

Шуколюков Ю.А., Верховский А.Б. Благородные газы в вулканических породах 9

Виноградов В.И. Изотопные признаки вторичных преобразований вулканогенных пород 11

Горохов И.М., Семихатов М.А. Рубидий-стронциевые системы в осадочных породах 12

Головин Д.И., Виноградов В.И. Об использовании калий-аргонового метода для датирования осадочных пород 14

Лисицын А.П., Купцов В.М. Океанский седиментогенез и методы датирования донных осадков 16

Щербак Н.П., Данилович Л.Г., Скобелев В.М., Струева О.М. Главные этапы вулканической деятельности на территории Украины 18

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 19

Гаррис М.А., Овчинников Л.Н., Степанов А.И. Изотопное датирование эпох вулканизма на Урале 20

Багдасарян Г.П. Изотопная геохронология эффузивно-экструзивных формаций мезо-кайнозоя Армянской ССР и связанных с ними полезных ископаемых 21

Лаверов Н.П., Вольфсон Ф.И., Сельцов Б.М., Чернышев И.В., Иванов И.Б. Геохронология континентального вулканизма фанерозоя (на примере районов Забайкалья, Средней Азии и ГДР) 23

Семененко Н.П. Геохронология юго-западного края Восточно-Европейской платформы 24

Данилович Л.Г. Временная эволюция вулканизма Карпат (альпийский этап) 25

Левский Л.К., Овчинникова Г.В. Хронология импактных вулканитов . . . 26

Абрамович И.И., Лобач-Жученко С.Б., Артеева В.И. Коррелятивные связи архейских метабазальтов с параметрами глубинного строения регионов и возрастом 27

Герлинг Э.К., Гороховский Б.М. О природе избыточного аргона в древних эффузивах и других объектах 28

Овчинников Л.Н., Кондрашкова Г.И., Лутков Р.И. Рубидий-стронциевая геохимия и геохронология вулканических пород 29

Сыромятников Н.Г., Остапова Н.В., Кошевой О.Г., Ковальский В.С. Об использовании карбонатных пород для определения их возраста уран-торий-свинцовым методом 30

Чернышов И.В., Журавлев Д.З., Агапова А.А., Сердюк Н.И., Борсук А.М., Цветков А.А. Прецизионное измерение изотопного отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ в вулканических породах Алеутской островной дуги (Командорские острова) в связи с проблемой их происхождения 32

Бартницкий Е.Н., Елисеева Г.Д., Котловская Ф.И. Рубидий-стронциевая и самарий-неодимовая системы в эффузивных породах конкско-верховцевской серии Украинского щита 33

Келлер Б.М., Краснобаев А.А. Геохронология венда СССР 34
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 35
Гаррис М.А. Геохронология рифейского, вендского и палеозойского вулканизма на территории Восточно-Европейской платформы 36
Горохов И.М., Клауэр Н., Кутявин Э.П., Варшавская Э.С., Пиррус Э.А., Чумаков Н.М. Рубидий-стронциевые системы в пограничных отложениях венда и кембрия на северо-западе Восточно-Европейской платформы 38
Агеева Л.И., Байков В.Н., Клименко Г.В. Интерпретация данных калий-аргонового датирования палеозойских стратифицированных вулканитов Карамазара (Тянь-Шань) 40
Скобелев В.М., Елисеева Г.Д., Левковская Н.Ю. Изотопное датирование эпох вулканизма в докембрии Северо-Западного района Украинского щита . . 41
Орса В.И., Скобелев В.М., Елисеева Г.Д., Лукашук А.В. Новые данные о верхнем возрастном пределе железистых кварцитов Ингулецкого вала 43
Бартницкий Е.Н. Временная последовательность процессов осадконакопления в докембрии западной части Украинского щита 43
Левковская Н.Ю., Терец Г.Я., Татаринова Е.А. Циркон из вулканитов Украины 44
Скобелев В.М., Левковская Н.Ю., Беспалько Н.А., Котловская Ф.И., Лукашук А.В., Букович И.П. К вопросу о возрасте вулканогенно-осадочных образований Белокоровичской грабен-синклинали (северо-западная часть Украинского щита) 44
Лебедев Ю.Н. О колебаниях содержаний K_2O и ^{40}Ar во фракционированных глауконитах докембрия 46
Николаева И.В. Минералы группы глауконита в абсолютной геохронологии 47
Рублев А.Г. О возможности учета избыточного аргона в вулканитах 48
Степанов А.И., Овчинников Л.Н. Об использовании глауконита для датирования осадочных пород 49
Овчинников Л.Н., Степанов А.И. О пригодности вулканитов для калий-аргоновой геохронометрии 51
Амирханов Х.И., Габитова Р.У., Анохина Л.К., Чалабов Р.И., Николаева И.В. Изучение калий-аргонового равновесия в глауконитах по данным ЯГР-спектроскопии 52
Ильин В.А. Модели вторичных изохрон в открытых рубидий-стронциевых системах 52
Балашов Ю.А. О времени формирования зоны мантийных источников базальт-андезит-дацит-липаритовых ассоциаций фанерозоя и докембрия 54
Шергина Ю.П., Рублев А.Г., Александрова С.В., Александров Г.В., Павлова В.В. Возраст и генезис базальт-липаритовой ассоциации Восточного Забайкалья по изотопным данным 54
Давыдов И.А., Жуданова И.Л., Милов А.П., Сурчилов В.А. Опыт применения рубидий-стронциевого изохронного метода к осадочным и вулканогенным породам Омолоно-Тайгоносского района (Северо-Восток СССР) 56
Кашкаров Л.Л., Кошкин В.Л., Ушко К.А. Определение возраста вулканических туфов неогена острова Кунашир Большой Курильской Гряды трековым методом 57
Кашкаров Л.Л., Кошкин В.Л. Контроль за сохранностью урана при датировании по трекам деления 58
Кошкин В.Л., Кашкаров Л.Л. Методика обнаружения примесных кристаллов при определении возраста вулканических туфов по трекам деления урана . 59

Агеева Л.И., Кашкаров Л.Л. Датирование обсидианов кзыл-нуринской свиты Карамазара (Тянь-Шань) калий-аргоновым и трековым методами 60

Семененко Н.П., Ярощук Э.А., Сокуренко И.Г., Великанов Ю.Ф., Горностаев А.В., Ширинбеков Н.К. Связь мезозойского платформенного вулканизма с зонами активизации в докембрии Северного Криворожья 61

Абдуллаев Р.Н., Джафаров С.А., Гусейнова Э.Б. Возраст доальпийского фундамента Прикаспийско-Кубинской нефтеносной области по данным калий-аргонового метода (Азербайджан) 62

Магомедов Ш.А., Омарова М.Р., Батырмурзаев А.С. Датирование магматических образований горного Дагестана 63

Самедова Р.А., Багирбекова О.Д., Шафиев Х.И. Возрастное расчленение Вандамской зоны Большого Кавказа по данным калий-аргонового метода . . . 64

Волков В.Н., Аракелянц М.М., Пупырев Ю.Г. Калий-аргоновые системы некоторых вулканических пород Закавказья и Северо-Востока СССР 64

Пучков Е.В., Найденов Б.М., Семенова Т.В., Халилов В.А., Шинкарев Г.Е. Особенности датирования фаменского осадконакопления и стратиформного свинцово-цинкового оруденения в Казахстане 65

Дусматов В.Д., Федоров Г.В., Абдусаломов Ф.Н., Горшков Е.Н. Калий-аргоновое датирование вулканогенных комплексов средней части Зеравшано-Гиссарской зоны 66

Мустафаев М.А., Багирбекова О.Д., Алиев И.А. Новые данные о возрасте кислых вулканитов Малого Кавказа 67

Батырмурзаев А.С., Гаргацев И.О., Омарова М.Р., Белова В.А., Гаджиев С.З., Закиева Ф.Ш., Чупалаев Ч.М. Калий-аргоновый возраст базальтов Монголии (район озера Хубсугуль) 69

Лобов Э.С., Меркулова К.И., Казанцев В.В. Определение абсолютного возраста коры выветривания девонских вулканогенных образований по неравновесному урану 70

Комаров А.Н., Кольцова Т.В., Гурова Е.П., Гуров Е.П. Определение абсолютного возраста импактитов из кратера Элыгытгын методом треков 70

Капуста Я.С., Шулешко И.К. Цирконометрия вулканогенных пород гимольской серии ксеноновым нейтронно-активационным методом 71

Филатова Л.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И., Зайцев Ю.А. Датирование дорифея и рифея Атасу-Моинтинского водораздела (Центральный Казахстан) уран-торий-свинцовым методом 72

Левченков О.А., Макеев А.Ф., Крылов И.Н., Шулешко И.К., Яковлева С.С. Изотопный уран-свинцовый возраст сумийских кварцевых порфиров (Центральная Карелия) 73

Пономаренко А.Н., Клец В.А., Запечельнюк С.А. Новые данные по датированию метавулканитов росинско-тикичской серии уран-свинцовым методом по цирконам 73

Иванова Э.И., Сыромятников Н.Г. Возраст вулканогенно-осадочных, интрузивных пород и связанного с ними медно-порфирового оруденения на месторождении Актогай 75

Бугаенко В.Н., Котловская Ф.И., Бритченко А.Д. Периоды вулканической активизации в Днепровско-Донецкой впадине 76

Сумин Л.В., Потапенко Ю.Я., Пруцкий Н.И., Сомин М.Л. Проблемы датирования вулканических пород по акцессорному ширкону 77

Боровиков Л.И. Использование калий-аргоновых радиометрических данных для определения времени формирования "немых" вулканогенно-осадочных образований 78

Щербак Н.П., Бибикова Е.В., Бойко В.Л., Грачева Т.В., Киктенко В.Ф., Лукашук А.В., Макаров В.А., Петрова Р.М., Соллогуб В.Б. Древнейшие ультрабазиты Украинского щита 79

Левченков О.А., Байкова В.С., Шулешко И.К., Макеев А.Ф., Лобиков А.Ф. Яковлева С.С. Возрастные границы остерско-вожемского терригенного комплекса Центральной Карелии 81

Баратов Р.Б., Агеева Л.И., Гусев И.А., Куимова Г.В. Калий-аргоновое датирование камптонитов Центрального Памира 82

Багирбекова О.Д., Исмаил-заде А.Д. Возрастное расчленение позднегеосинклинального вулкано-плутонического комплекса Талыша (Малый Кавказ) 83

Гаррис М.А. Обзор результатов калий-аргонового датирования глинистых пород позднего докембрия и палеозоя Восточно-Европейской платформы . . . 84

Лесная И.М., Елисеева Г.Д., Лукашук А.В. Изотопный возраст цирконов из метавулканитов Побужья 86

Скобелев В.М., Ольховик Ю.А., Кузнецова Н.М., Великославинский С.Д., Рудник В.А. О возрасте метабазальтов федоровской свиты 86

Попов В.Е., Цьонь О.В., Соботович Э.В. Возраст некоторых докембрийских метавулканогенных и метаосадочных образований Карелии 88

Бернадская Л.Г., Котловская Ф.И., Шаталов Н.Н., Величко В.П. Изотопный возраст дайковых формаций Украинского щита 89

Лобиков А.Ф. О возрасте раннекарельских метавулканитов по данным свинцово-изохронного метода 90

Соботович Э.В., Ольховик Ю.А., Каменев Е.Н. Время образования и геохимические особенности пород нейпирского комплекса Земли Эндерби (Восточная Антарктида) 91

Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г. Калий-аргоновый возраст тешенитов Грузии и их связь с вулканизмом 93

Авторский указатель 94

ПРОБЛЕМЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ВУЛКАНИЗМА И ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Тезисы докладов Всесоюзного совещания

Утверждено к печати ученым советом Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор *Л.А.Лащенкова*
Художественный редактор *Л.А.Комяхова*
Технический редактор *И.М.Баяджиева*

24035

БІБЛІОТЕКА
Інститут геохімії і фізики
мінералів АН УРСР

Н/К

Подп. к печ. 17.08.82. БФ 00286. Формат 60x84/16. Бумага офс. № 1. Офс. печ. Ус. печ.л. 5,81. Усл.кр.-отт. 6,04. Уч.-изд.л. 6,94. Тираж 620 экз. Заказ 2-579 Цена 75 к.

Издательство "Наукова думка". 252601, Киев, ГСП, Репина,3.
Киевская книжная типография научной книги. 252004, Киев-4, Репина,4.

75 к.

НАУКОВА ДУМКА