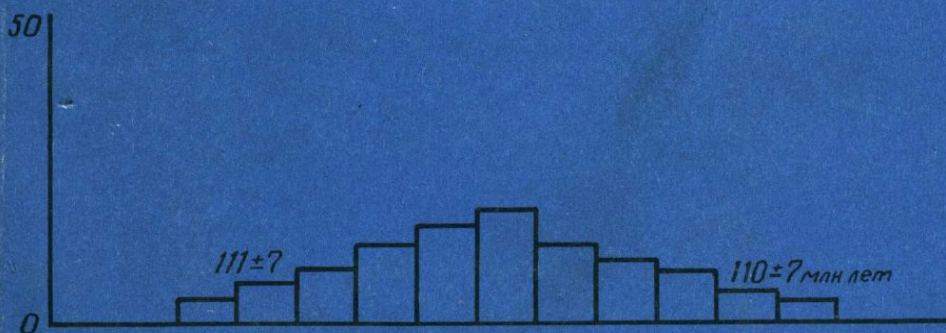


В.М. КУПЦОВ

АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

ДОННЫХ ОСАДКОВ
ОКЕАНОВ
И
МОРЕЙ



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Институт океанологии им. П.П. Ширшова

В.М. КУПЦОВ

АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
А.П. ЛИЩИЦЫН



МОСКВА
"НАУКА" 1986



4610

Купцов В.М. Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей. М.: Наука, 1986.

В монографии рассматриваются примеры применения методов ядерной геохронологии при изучении процессов современного седиментогенеза, решения задач палеоокеанологии, тектоники, геоморфологии и других проблем, связанных с изучением процессов накопления осадочного материала в океанах и морях; приведен сравнительный анализ результатов датирования, полученных методами биостратиграфии, палеомагнитным методом и методами ядерной геохронологии.

Для геологов, геохимиков и минералогов.

Ил. 106. Табл. 83. Библиогр. 358 назв.

Рецензенты:

Ю.А. Богданов, Н.В. Кинд

ПРЕДИСЛОВИЕ

За последние 20 лет морская геология пережила второе рождение, связанное с пересмотром основных концепций глобального развития Земли. Наиболее выдающиеся достижения связаны с зарождением тектоники литосферных плит, изотопными исследованиями состава и строения мантии и выявлением основных закономерностей и механизма формирования осадочной толщи океана.

По современным представлениям литосфера Земли разбита на ряд крупных блоков или плит. Первоначально было выделено шесть крупных плит: Африканская, Евразийская, Американская, Тихоокеанская, Индийская, Антарктическая. В дальнейшем количество выделяемых плит возросло до нескольких десятков. Под действием конвективных потоков в мантии плиты перемещаются со скоростью нескольких сантиметров в год.

Причиной конвективных потоков в мантии является плотностная дифференциация земного вещества на ядро и мантию. Конвекция обуславливается гравитационными силами — более нагретое (а следовательно, и более легкое) вещество стремится двигаться вверх, вещество холодное (и более плотное) — вниз. В местах подъема нагретого вещества мантии (срединно-океанические хребты) происходит непрерывное образование новой океанической коры, которая перемещается по обе стороны хребта. В зонах субдукции (глубоководные желоба), где сходятся движущиеся вниз конвективные потоки мантии, происходит подвиг океанической коры под континентальную. При подвиге в условиях высоких температур и давлений происходит преобразование океанической коры и осадков океана.

Непрерывное обновление океанического дна (это происходит каждые 300—400 млн. лет) объясняет малую мощность осадков на дне океана и отсутствие в океанах пород древнее юры. 200 млн. лет назад все континенты были объединены в единый суперматерик Пангею, окруженный единым океаном Панталасса. Конвективные движения в мантии раскололи Пангею на ряд литосферных плит, дрейф континентов привел к их современному положению.

Геологическое развитие ложа океанов определяет в значительной мере и основные закономерности распределения осадочного материала на нем. На первом этапе отметим два обстоятельства: 1) в современном океане нет осадков старше 160 млн. лет, 2) возраст океанического ложа закономерно увеличивается в направлении от срединно-океанических хребтов к зонам субдукции, поэтому мощность осадочной толщи также увеличивается в этом направлении. В рифтовых зонах срединных хребтов оса-

дочные породы практически отсутствуют, вблизи зон субдукции мощность осадочного чехла достигает нескольких километров. Осадочные породы древних (докембрийских и палеозойских) океанов встречаются в некоторых местах суши [61, 72].

Развитие экспериментальной техники позволило измерить небольшие вариации изотопного состава неодима и гафния в океанических базальтах, выплавленных из мантийного источника. Эти вариации вызваны глобальными процессами в мантии, которые привели к разделению редкоземельных элементов и обусловили ее гетерогенность. С позиций тектоники литосферных плит в последние годы построены модели строения мантии, объясняющие закономерности химического и изотопного состава пород коренного ложа океанов и континентальной коры.

Значительные успехи были получены за последние 20 лет при изучении состава донных отложений, в результате которого выделены основные вещественно-генетические типы и установлены закономерности их распределения на дне океана, определяемые четырьмя типами зональности — циркумконтинентальной, вертикальной, климатической и тектонической.

Накопление экспериментальных результатов привело к коренной перестройке наших взглядов на механизм формирования осадков пелагиали океана. Исследования, проводимые Институтом океанологии АН СССР им. П.П. Ширшова под руководством А.П. Лисицына, по единой программе на количественном уровне при системном подходе охватывают изучение осадочного вещества на ранней стадии его формирования в речном стоке, золотой и айсберговый переносы, взвешенную и растворенную формы химических элементов в водах океана. В пелагиали океана основной формой химических элементов является растворенная; биогенное вещество не только извлекает химические элементы из раствора, но и осуществляет направленный перенос взвешенного вещества на океаническое дно [13].

Изучение накопления осадков на количественном уровне требует знания их скоростей седиментации, которые наиболее точно и надежно определяются изотопными методами. Этим методам и посвящена настоящая книга.

Автор выражает благодарность А.П. Лисицыну, по инициативе которого методы изотопной геохронологии широко внедрены для изучения осадочного процесса Мирового океана не только в условиях стационарной лаборатории, но и на судах Института океанологии в условиях длительного автономного плавания. Автор признателен Л.П. Зоненшайну за ценные обсуждения, В.И. Виноградову и Л.Л. Кашкарову, просмотревшим отдельные главы рукописи и высказавшим ряд ценных замечаний, а также А.М. Палкиной и Л.И. Бартеневой за помощь при оформлении книги.

ВВЕДЕНИЕ

Изотопная геохронология — составная часть геохимии. Основной ее задачей является измерение геологического времени в обычных астрономических единицах — годах. В любых возможных на Земле условиях (при температуре до нескольких тысяч градусов, давлении до 3 млн. бар) скорость радиоактивного распада является постоянной величиной.

Радиоактивный распад является случайным процессом и характеризуется константой распада λ . Количество атомов, распадающихся в единицу времени, выражается соотношением

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N,$$

где N — количество атомов радиоактивного элемента. Отсюда изменение количества атомов радиоактивного элемента

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t},$$

где N_0 — количество радиоактивного элемента при $t = 0$.

Зная начальное количество атомов и количество их в момент времени t , можно определить этот временной интервал

$$t = -1/\lambda \cdot \ln \frac{N(t)}{N_0}. \quad (1)$$

Возраст можно определять и по количеству образующихся при радиоактивном распаде дочерних атомов. Допустим при распаде элемента A образуется элемент B . Для этого случая справедливы соотношения:

$$t = -1/\lambda \cdot \ln \frac{N^A(t)}{N_0^A},$$

$$N^A(t) = N_0^A - N^B(t),$$

$$N_0^A = N^A(t) + N^B(t).$$

Подставив последнее уравнение в выражение для t , получаем:

$$t = 1/\lambda \cdot \ln \left(\frac{N^B(t)}{N^A(t)} + 1 \right). \quad (2)$$

На соотношениях (1) и (2) основаны практически все изотопные методы определения возраста в геологии.

Вероятность радиоактивного распада λ обычно выражается через период

полураспада (T) простым соотношением:

$$T = 1/\lambda \cdot \ln 2 = 0,69325/\lambda.$$

Применение радиоактивных элементов для определения изотопного возраста требует выполнения определенных условий:

1) система, возраст которой определяется, должна иметь в качестве начального состояния хорошо фиксируемое событие, приводящее ее в состояние замкнутой системы (образование минералов при застывании магматических расплавов, синтез органического вещества из углекислого газа атмосферы, формирование карбонатных скелетов организмов в океанических водах, выделение минералов в гидротермальных процессах и т.д.);

2) на момент перехода системы в замкнутое состояние должно быть известно начальное количество радиоактивного изотопа и его дочерних продуктов распада;

3) система должна быть замкнутой по отношению к тем изотопам, по которым определяется возраст.

Радиоактивные элементы, встречающиеся на Земле, по генетическому признаку можно разделить на 3 группы: естественно радиоактивные, космогенные и техногенные. Техногенные появились в природе в последние несколько десятков лет при ядерных взрывах и работе ядерных реакторов.

Глава I

ЕСТЕСТВЕННО-РАДИОАКТИВНЫЕ ИЗОТОПЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В настоящее время в земной коре известно более двадцати долгоживущих радиоактивных изотопов с очень большими периодами полураспада, являющихся свидетелями тех гигантских катастроф, которые привели к образованию химических элементов в нашей Галактике. При нуклеосинтезе радиоактивных элементов было неизмеримо больше, но в силу природной неустойчивости (малые периоды полураспада) большинство из них распалось к настоящему времени, и следы от них остались лишь в виде их стабильных продуктов распада. Не исключено, что многие из элементов, которые мы считаем в настоящее время стабильными, являются радиоактивными, но имеют очень большой период полураспада. Чувствительность аппаратуры, регистрирующей радиоактивный распад, в настоящее время недостаточна, чтобы это определить.

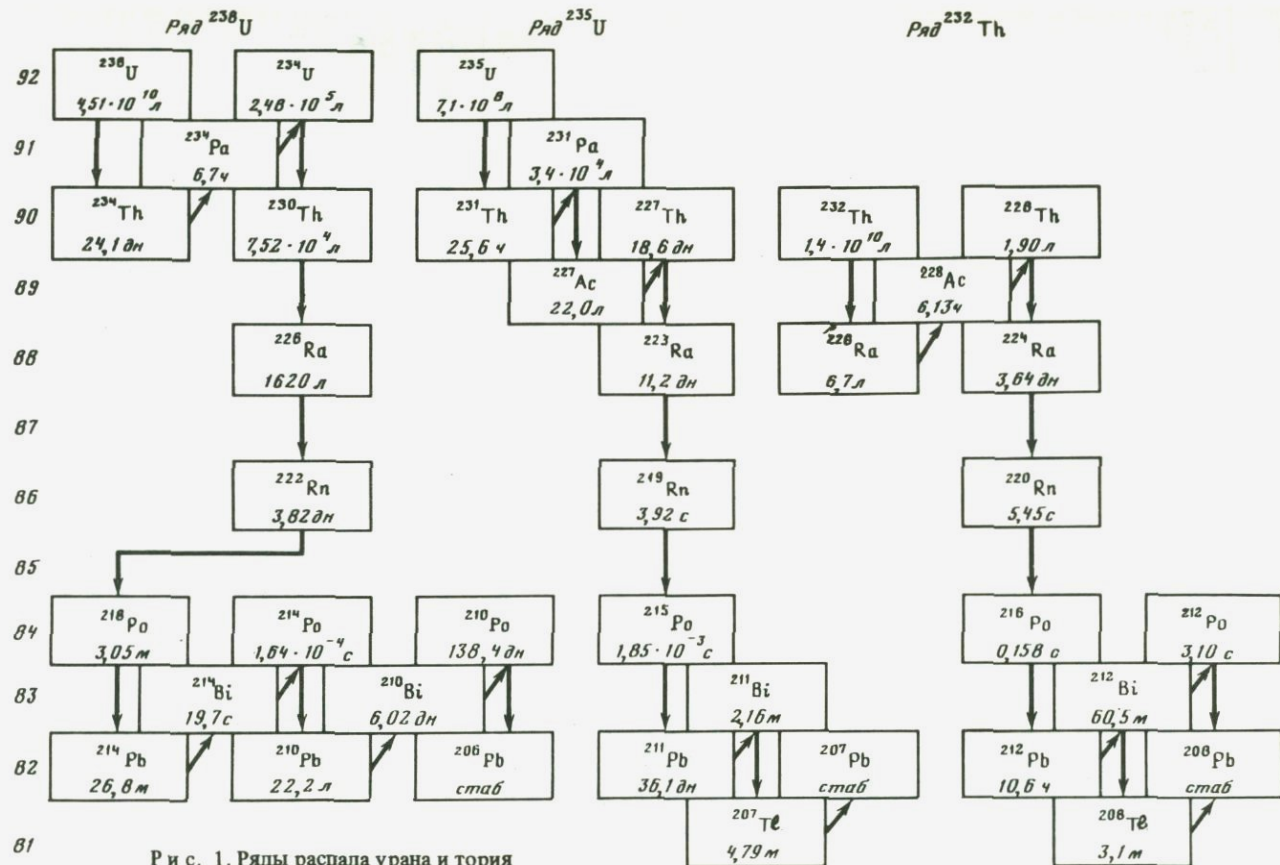
В табл. I приведены основные характеристики естественно-радиоактивных элементов, обнаруженных в настоящее время на Земле [76]. Трудности, связанные с выделением и измерением малых количеств этих элементов, не позволяют использовать большую часть перечисленных изотопов для решения практических задач ядерной геохронологии. К настоящему времени практическое применение нашли лишь изотопные пары: K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd, U, Th-Pb, Lu-Hf и изотопы, входящие в ряды естественно-радиоактивных элементов. В Периодической системе элементов Д.И. Менделеева ряды занимают номера от 81 до 92. Испытывая многочисленные последовательные превращения, эти элементы образуют три радиоактивных ряда (рис. 1). Родоначальниками рядов являются изотопы ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th , период полураспада которых сравним с возрастом Земли. Все промежуточные члены ряда имеют значительно меньший период полураспада, их присутствие в земных породах обусловлено лишь постоянным образованием при распаде родоначальников рядов. Стабильными конечными продуктами являются изотопы свинца ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb . Если бы в природных процессах не происходило разделение элементов и изотопов, радиоактивные ряды находились бы в состоянии радиоактивного равновесия и содержание каждого члена ряда определялось бы содержанием родоначальника в соответствии с уравнением радиоактивного равновесия. В активных геохимических процессах, протекающих в верхней оболочке Земли, элементы разделяются в соответствии с их химическими свойствами, и равновесие в радиоактивных рядах нарушается. Система, выведенная из состояния равновесия, вновь стремится вернуться в это состояние, следовательно появляется возможность временной оценки события, в результате действия которого произошел сдвиг. Несколь-

Таблица 1. Естественно-радиоактивные элементы

Материнский изотоп	Дочерний изотоп	Период полураспада, лет	Тип распада	Относительная распространенность, %
⁴⁰ K	⁴⁰ Ar	1,26 · 10 ⁹ *	β (88%)	0,0117*
	⁴⁰ Ca		К-захват (12%)	
⁵⁰ V	⁵⁰ Ti	6 · 10 ⁵	К-захват	0,24
	⁵⁰ Cr		β	
⁸⁷ Rb	⁸⁷ Sr	4,93 · 10 ¹⁰ *	β	38,4
¹¹⁵ In	¹¹⁵ Sn	5 · 10 ¹⁴	β	95,67
¹²³ Te	¹²³ Sb	1,2 · 10 ¹³	К-захват	0,87
¹³⁸ La	¹³⁸ Ba	1,1 · 10 ¹¹	К-захват (70%)	0,089
	¹³⁸ Ce		β (30%)	
¹⁴² Ce	¹³⁸ Ba	5 · 10 ¹⁵	α	11,7
¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁰ Ce	2,4 · 10 ¹⁵	α	23,8
¹⁴⁷ Sm	¹⁴³ Nd	1,1 · 10 ¹¹	α	15,1
¹⁴⁸ Sm	¹⁴⁴ Nd	1,2 · 10 ¹³	α	11,35
¹⁴⁹ Sm	¹⁴⁵ Nd	4 · 10 ¹⁴	α	14,0
¹⁵² Gd	¹⁴⁸ Sm	1,1 · 10 ¹⁴	α	0,21
¹⁵⁶ Dy	¹⁵² Sm	2 · 10 ¹⁴	α	0,057
¹⁷⁴ Hf	¹⁷⁰ Yb	4,3 · 10 ¹⁵	α	0,163
¹⁷⁶ Lu	¹⁷⁶ Hf	2,2 · 10 ¹⁰	β	2,588
¹⁸⁷ Re	¹⁸⁷ Os	4 · 10 ¹⁰	β	62,9
¹⁹⁰ Pt	¹⁸⁶ Os	7 · 10 ¹¹	α	0,0127
²⁰⁴ Pb	²⁰⁰ Hg	1,4 · 10 ¹⁷	α	1,4
²³² Th	²⁰⁸ Pb	1,41 · 10 ¹⁰ *	6α + 4β	100
²³⁵ U	²⁰⁷ Pb	7,11 · 10 ⁸	7α + 4β	0,726*
²³⁸ U	²⁰⁶ Pb	4,51 · 10 ¹⁰ *	8α + 6β	99,27

*Рассчитано по константам распада, рекомендованным комиссией по геохронологии, [305]: $\lambda(^{238}\text{U}) = 1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$; $\lambda(^{235}\text{U}) = 9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$; атомное отношение $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$; $\lambda(^{232}\text{Th}) = 4,9475 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$; $\lambda(^{87}\text{Rb}) = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$; атомное отношение $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2,59265$; $\lambda(^{40}\text{K}) = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$; $\lambda_e(^{40}\text{K}) + \lambda_k(^{40}\text{K}) = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$; изотопный состав (в ат.%): $^{39}\text{K} = 93,2581$; $^{40}\text{K} = 0,01167$; $^{41}\text{K} = 6,7302$.

ко десятков изотопов, входящих в радиоактивные ряды, позволяют датировать геологические события в широком временном интервале от миллиона лет до нескольких десятков дней, используя изотопы с различными периодами полураспада. Методы датирования по изотопам уран-ториевых рядов широко используются при изучении морского и океанического седиментогенеза. Часть элементов, входящих в состав донных осадков, извлекается из растворенной фазы морской воды, в которую они поступают с речным стоком при избирательном выщелачивании из изверженных и осадочных пород. Переход элементов в жидкую фазу определяется их геохимическими свойствами, различными для элементов,



Р и с. 1. Ряды распада урана и тория

Таблица 2. Содержание урана, тория и калия в метеоритах, земных породах и океанических осадках

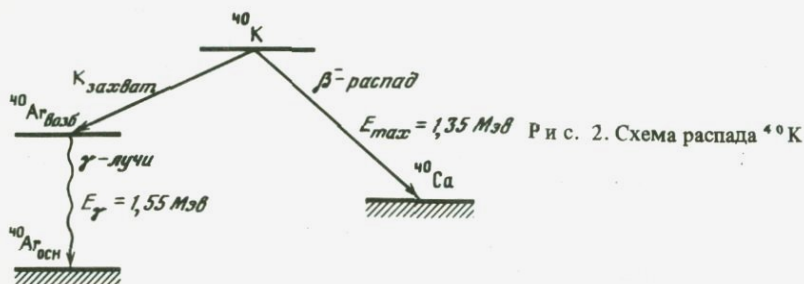
Вещество	$^{238}\text{U} \cdot 10^{-6}$, г/г	$^{232}\text{Th} \cdot 10^{-6}$, г/г	^{40}K , вес. %	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, (вес)	$^{40}\text{K}/^{238}\text{U} \cdot 10^4$, (вес)
<i>Метеориты</i>					
Железные	0,005	0,015	—	3-4	—
Ахондриты, бедные кальцием	0,002	0,006	—	3	—
Ахондриты, богатые кальцием	0,014	0,045	0,04	3	0,6
Хондриты	0,013	0,04	0,085	3,1	7
<i>Земные породы</i>					
Ультраосновные породы	0,007	0,03	0,03	4	1
Базальты	0,6	2,7	0,84	3,5	1,5
Породы среднего состава	1,8	—	2,3	—	1,5
Граниты	4	18	3,8	3,8	1,0
<i>Породы океанического дна и островов</i>					
Океанический толеит	0,10	0,18	0,14	1,8	1,4
Щелочной оливинный базальт	1,14	4,61	1,24	4,0	1,1
<i>Донные осадки</i>					
Вулканогенные	0,8	4,4	—	5,5	—
Фораминиферовые	0,7	7,8	—	10	—
Диатомовые	0,5	4,1	—	8	—
Красные глубоководные глины	1,2	15,0	—	10	—

входящих в радиоактивные ряды, поэтому морская вода является предельно неравновесной системой для этих изотопов, и в донные отложения они поступают также в неравновесных соотношениях. Геохимические свойства изотопов радиоактивных рядов, их поведение в различных процессах океанического и морского седиментогенеза рассмотрены в монографиях [12, 41, 76, 79, 80-82]. Вместе с изотопами уран-ториевых рядов для датирования морских осадков применяется и K-Ar метод. Средние концентрации урана, тория и калия для метеоритов, земных пород [82], базальтов океанического дна и островов [59] и в различных типах донных осадков [42] приведены в табл. 2. Для земных пород содержание всех трех изотопов увеличивается с повышением кислотности пород; при этом величины отношений $^{40}\text{K}/^{238}\text{U}$ и $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ выдерживаются приблизительно со средними значениями соответственно $1 \cdot 10^4$ и 3,8. В метеоритах содержание всех трех изотопов низкое, практически такие же концентрации имеют и ультраосновные породы земной коры. Низкие концентрации урана и тория для фораминиферовых и диатомовых осадков обусловлены высокой abiогенностью этих элементов. Высокие величины отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ в донных осадках пелагических частей океанов свидетельствуют, по-видимому, об интенсивной миграции урана из этих осадков.

КАЛИЙ-АРГОНОВЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА

ОСНОВЫ МЕТОДА

Метод нашел широкое применение вследствие широкого распространения калийсодержащих минералов. В природе встречаются три изотопа калия: ^{39}K — 93,2581 ат.%, ^{40}K — 0,01167 ат.%, ^{41}K — 6,7302 ат.% [305]. Радиоактивным является ^{40}K , распадающийся двумя путями (рис. 2). Двойной распад ^{40}K принципиально позволяет датировать двумя методами. Однако датирование К-Са методом практически не проводится, так как кальций широко распространен в горных породах, а радиогенный



изотоп ^{40}Ca имеет то же массовое число, что и наиболее распространенный природный кальций, поэтому точное определение малых количеств радиогенного ^{40}Ca встречает большие затруднения. Методика К-Аг датирования детально описана в монографиях [19, 73].

Соотношение, связывающее определяемый возраст, количество накопившегося радиогенного ^{40}Ar и содержание ^{40}K в исследуемом образце, можно вывести из системы двух дифференциальных уравнений

$$\frac{d^{40}\text{K}}{dt} = -\lambda^{40}\text{K}; \quad \frac{d^{40}\text{Ar}}{dt} = \lambda_{\text{K}}^{40}\text{K},$$

где $\lambda = \lambda_{\text{K}} + \lambda_{\beta}$ — сумма констант К-захвата и β -распада, ^{40}K — количество нераспавшихся атомов ^{40}K , ^{40}Ar — количество образовавшихся атомов ^{40}Ar .

Интегрирование при начальных условиях ($t = 0$, $^{40}\text{K} = ^{40}\text{K}_0$, $^{40}\text{Ar} = 0$) и исключение из системы двух уравнений $^{40}\text{K}_0$ позволяет получить выражение

$$^{40}\text{Ar} = \frac{\lambda_{\text{K}}}{\lambda_{\text{K}} + \lambda_{\beta}} ^{40}\text{K}(e^{\lambda t} - 1).$$

Отсюда значение определяемого возраста можно выразить соотношением

$$t = \frac{1}{\lambda_{\text{K}} + \lambda_{\beta}} \ln\left(\frac{\lambda_{\text{K}} + \lambda_{\beta}}{\lambda_{\text{K}}} \cdot \frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} + 1\right).$$

Определение точных констант распада вызвало большие затруднения, применялись различные методы их определения (от прямых физических до геохимических, определение констант распада по минералам известно-

го возраста), однако многочисленные определения дали расходящиеся результаты. 14 августа 1976 г. Подкомиссия по геохронологии на 25-м МГК приняла следующие значения констант распада [305]: $\lambda_{\beta} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$, $\lambda_{\alpha} = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$. Для определения возраста в образце нужно определить содержание ^{40}K и ^{40}Ar . Метод не имеет органичения при определении больших возрастов; минимальный возраст определяется экспериментальными возможностями регистрации малых количеств аргона и калия.

ИСТОЧНИКИ ПОГРЕШНОСТИ ПРИ ДАТИРОВАНИИ

Загрязнение воздушным аргоном. При определении содержания аргона, особенно при датировании молодых образцов, необходимо учитывать загрязнение воздушным аргоном, который также содержит ^{40}Ar . Загрязняющий аргон поступает в установку вместе с образцом и частично выделяется из конструкционных материалов установки, особенно при ее прогреве. Для определения поправки на загрязнение одновременно с регистрацией ^{40}Ar на масс-спектрометре регистрируется и содержание изотопа ^{36}Ar . Воздух содержит 0,934% аргона с изотопным составом: 0,337% ^{36}Ar , 0,063% ^{38}Ar и 99,6% ^{40}Ar . Количество радиогенного аргона в пробе с учетом поправки на загрязнение воздушным аргоном рассчитывается по соотношению

$$^{40}\text{Ar} = ^{40}\text{Ar}_{\text{общ}} - 295,5 ^{36}\text{Ar}.$$

Если поправка на воздушный аргон превышает 50%, он становится основным источником погрешности. Большие поправки приходится вводить для молодых образцов с низким содержанием калия. Именно такие образцы и приходится чаще всего датировать при исследовании процессов в рифтовых зонах океанов. Для снижения поправки на воздушный аргон обычно используют металлические системы приготовления образцов, снижают до минимума объем аргоновой установки, по возможности стараются отделить от установки реактор, в котором проводится термическое нагревание образца, сводят к минимуму количество вакуумных уплотнений и производят прогрев установки до 400–450° С.

Миграция ^{40}K . Наиболее распространенным явлением, приводящим к искажению возраста, являются вторичные изменения океанических базальтов, обусловленные их взаимодействием с морской водой как в момент извержения, так и при экспозиции на морском дне. Процесс гальмиролиза обычно захватывает внешнюю зону глубиной до нескольких сантиметров. Основными проявлениями этого процесса являются: образование гидроксидов железа, сорбция калия с образованием глинистых минералов и вынос кальция и магния. В значительно большей степени по сравнению с кристаллической фазой базальтов изменяются при подводном выветривании стекла. При воздействии на образцы гидротермальных растворов возможен вынос калия; датирование по гидротермально измененным образцам может привести к ошибке определения возраста. В качестве примера в табл. 3 приведены результаты послыоного датирования выветрелого базальта, поднятого драгой на возвышенности Шатского в Тихом океане с глубины 4400–2900 м (координаты: 37° 07' N; 162° 39' E).

Таблица 3. Результаты послыоного датирования базальта с поднятия Шатского [253]

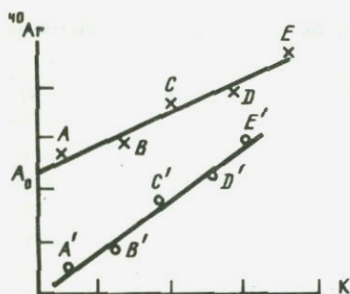
Горизонт, см	K, %	^{40}Ar , моль	Возраст, млн. лет
0-3	$2,85 \pm 0,03$	$3,02 \cdot 10^{-10}$	58,4
3-6	$2,54 \pm 0,01$	$2,05 \cdot 10^{-10}$	50,9
6-9	$1,69 \pm 0,01$	$1,44 \cdot 10^{-10}$	46,8
9-12	$1,92 \pm 0,02$		

Таблица 4. Значения энергии активации и температуры [62]

Минерал	Энергия активации, ккал/моль	Температура, °C	Минерал	Энергия активации, ккал/моль	Температура, °C
Мусковит	92	440	Рибекит	110	470
	36	208		135	510
	48	263	Амфибол	140	530
Биотит	46	—		172	570
	71	—	Паргасит	200	670
	113	—	Пироксен	200	670

Неопределенность начального содержания ^{40}Ar . При застывании базальтовой магмы на океаническом дне в условиях высокого давления и газонасыщенности базальты могут захватывать некоторое начальное количество ^{40}Ar , которое необходимо принимать в расчет при датировании. Его можно оценить, если проводить датирование по отдельным минералам. К-Аг датирование обычно проводят по калийсодержащим минералам. Для оценки начального содержания ^{40}Ar в этом минерале обычно проводится определение содержания ^{40}Ar в сингенетичном минерале, не содержащем калия. Но этот метод даст реальный результат лишь при условии, что оба минерала захватили одинаковое количество ^{40}Ar . Более надежные результаты будут получаться, если подобные определения проводить для нескольких сингенетичных минералов и строить так называемые изохроны (рис. 3).

Потери аргона. Различная степень сохранности радиогенного аргона в минералах не вызывала у исследователей сомнений практически с самого зарождения метода. Неоднократно фиксировались и случаи занижения К-Аг датировок по сравнению с определениями, выполненными другими методами. Большое практическое значение К-Аг метода датирования стимулировало исследования, связанные с изучением диффузии и определением коэффициента диффузии D . Обычно при лабораторных исследованиях проводят определения D при высоких температурах, а затем экстраполяцией полученных значений рассчитывают возможные потери аргона для области низких температур. Авторами [62] предложено уравнение, связывающее истинное значение возраста с параметрами диффузии, однако различные энергетические положения редких атомов в кристаллах затрудняют экстраполяцию значений D для области низких температур. Часто пользуются другим параметром диффузии — энергией активации процесса миграции. Величина энергии активации характеризует такое состояние атомов твер-



Р и с. 3. Определение начального содержания радиоаргона (A, B, C, D, E)

A_0 — начальное содержание ^{40}Ar ; $A^1 \dots E^1$ — изохрона, соответствующая нулевому начальному содержанию ^{40}Ar (A ... E, $A^1 \dots E^1$ — наборы синтетических минералов)

дого тела, при котором обеспечивается свободное перемещение исследуемого инертного газа. Величину энергии активации обычно используют как критерий сохранности аргона.

В табл. 4 по данным И.М. Морозовой и Г.Ш. Ашкинадзе [62] приведены значения энергии активации и температуры, характеризующие сохранность 90% ^{40}Ar в минерале при нагревании в течение 10^8 лет.

Потери аргона в исследуемых системах могут быть вызваны и процессами сравнительно кратковременных прогревов. Разработаны сравнительно простые модели, позволяющие учитывать эти явления. С.Н. Вороновский и Л.В. Овчинников [17] рассмотрели три такие модели: 1) контактный нагрев при внедрении более молодых интрузивных тел с образованием ореола заниженных значений возраста; 2) потери аргона минералами, находящимися на глубинах с высокими температурами, по мере продвижения к поверхности Земли потери будут уменьшаться; 3) общая тектономагматическая кратковременная активизация в регионе вызывает повышение температуры, обуславливающее потери аргона.

В случаях, когда кроме воздушного в пробе присутствует аргон аномального изотопного состава, захваченный при кристаллизации, или система не является закрытой для калия и аргона, применяются методики, которые учитывают эти явления. Наиболее успешно эти проблемы решаются с использованием графических методов, подробно изложенных в монографии [86].

Критерии надежности. Самым надежным критерием достоверности датировок, полученных К-Аг методом, является совпадение возрастов, полученных по различным сингенетичным минералам. Если система является закрытой относительно ^{40}Ar и ^{40}K , условие сингенетичности минералов можно выразить в виде соотношения

$$\frac{^{40}\text{Ar}_A}{^{40}\text{K}_A} = \frac{^{40}\text{Ar}_B}{^{40}\text{K}_B} = \frac{^{40}\text{Ar}_C}{^{40}\text{K}_C} = \dots = \frac{^{40}\text{Ar}_N}{^{40}\text{K}_N}$$

Поэтому, если в системе координат ($^{40}\text{Ar}_t$ — $295,5^{36}\text{Ar}_t$) — $^{40}\text{K}_t$; экспериментальные точки ложатся на прямую, проходящую через начало координат, возраст можно рассчитать по соотношению [86]

$$t = \frac{1}{\lambda_K + \lambda_\beta} \ln \left(\frac{\lambda_K + \lambda_\beta}{\lambda_K} \text{tg} \alpha + 1 \right),$$

где $\text{tg} \alpha$ — тангенс угла наклона этой прямой.

В этом случае практически исключается присутствие захваченного при формировании минералов аргона и его потери, так как маловероятно, чтобы различные кристаллы захватывали или теряли аргон в пропорциональной зависимости от концентрации радиогенного ^{40}Ar .

МЕТОДИКА ДАТИРОВАНИЯ ПО ОТНОШЕНИЮ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

При датировании по величине отношения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследуемый образец подвергается облучению быстрыми нейтронами. По реакции $^{39}\text{K}(n, p)^{39}\text{Ar}$ определенная часть атомов ^{39}K превращается в ^{39}Ar ($r = ^{39}\text{Ar}/^{40}\text{K}$). В этом случае основное отношение изотопов, по которым определяется возраст, можно записать в виде $\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} = \frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} r \frac{^{39}\text{K}}{^{40}\text{K}}$.

При известной величине r отдельные измерения концентрации радиогенного аргона и калия можно заменить одним измерением на масс-спектрометре величины $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; при этом значительно увеличивается чувствительность метода. Вместо двух навесок изучаемой пробы используется одна, и этим снимается вопрос о представительности пробы. Увеличение чувствительности метода при измерении отношения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ является крайне важным обстоятельством при датировании по сингенетичным минералам, так как дает возможность использовать для анализа редкие минералы и значительно увеличить надежность определений. Метод датирования по величине отношения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ является предпочтительным и при изучении кинетики выделения аргона из исследуемой пробы. Образец подвергается постепенному нагреванию, и величина изотопного отношения измеряется для определенного интервала температур. При этом исследователь имеет возможность по мере увеличения температуры измерять все более глубокосвязанный аргон. Если величина отношения $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ не меняется с увеличением температуры, это является достаточно надежным критерием отсутствия миграции исследуемых изотопов в анализируемой пробе.

Однако применение такого метода ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) сопряжено с определенными трудностями, главными из которых являются реакторное облучение пробы и последующая работа с радиоактивными препаратами. Разрешающая способность масс-спектрометра должна быть не менее 100–150, так как пики ^{39}Ar и ^{40}Ar находятся достаточно близко, а интенсивности иногда отличаются на один–два порядка. Тем не менее явные преимущества метода обуславливают его все более и более широкое применение при К-Аг датировании [10, 55, 83].

В соответствии с вышеизложенным формулу для определения возраста при методе датирования по величине отношения $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ можно написать в виде

$$t = \frac{1}{\lambda_{\beta} + \lambda_{\text{K}}} \ln \left[\frac{\lambda_{\beta} + \lambda_{\text{K}}}{\lambda_{\text{K}}} r \frac{^{39}\text{K}}{^{40}\text{K}} \cdot \frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} + 1 \right].$$

Если ввести обозначение

$$j = \frac{\lambda_{\beta} + \lambda_{\text{K}}}{\lambda_{\text{K}}} r \frac{^{39}\text{K}}{^{40}\text{K}},$$

выражение для t принимает вид

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[j \frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} + 1 \right], \quad (1)$$

где r определяется соотношением $r = t_{\text{обл}} \int \phi(\epsilon) \sigma(\epsilon) d\epsilon$, в котором $t_{\text{обл}}$ — время облучения; $\phi(\epsilon)$ — распределение потока нейтронов по энергиям; $\sigma(\epsilon)$ — эффективное сечение реакции ${}^{39}\text{K}(n, p){}^{39}\text{Ar}$.

Измерение $\phi(\epsilon)$ в реакторах довольно трудоемкая операция, точность его измерения не удовлетворяет требованиям К-Аг датирования, поэтому обычно его непосредственно не измеряют, а облучают вместе с образцом стандарт известного возраста ("монитор").

$$\text{Для монитора } t_{\text{м}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[j \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right)_{\text{м}} + 1 \right],$$

из этого соотношения находят j , которое используется для определения возраста исследуемого образца по соотношению (1) [83].

ДАТИРОВАНИЕ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ

История развития океанов с позиций тектоники литосферных плит вызвала повышенный интерес к возрастным определениям коренных пород дна океана. На первых этапах исследования датировались в основном наиболее легкодоступные щелочные базальты океанических островов и материал, поднятый тралами и драгами в зонах разломов или рифтовых долинах срединно-океанических хребтов. Положение изменилось с августа 1968 г., когда началось глубоководное бурение дна океана с судна "Гломар Челленджер". С этого времени судно ведет круглогодичное бурение во всех океанах и окраинных морях. Руководство бурением осуществляет объединение океанографических институтов США, позднее к нему присоединился СССР и другие страны. При буровых работах проходит толща океанических осадков с проникновением в верхнее базальтовое ложе океанического дна. Практически все образцы поднятых базальтов датировались К-Аг методом.

Основные трудности, которые встречаются при датировании К-Аг методом, проявляются для базальтов океанического дна наиболее рельефно и контрастно: низкие концентрации калия; сравнительно невысокие значения определяемых возрастов, а следовательно, и низкие концентрации ${}^{40}\text{Ar}$, особенно при работах в рифтовых зонах; возможность внедрения в структуры кристаллов начального аргона в условиях высоких давлений на океаническом дне; процессы выветривания и гидротермальной переработки.

Наибольшие неприятности при интерпретации результатов датирования вызывают процессы выветривания. Время, в течение которого происходит обогащение калием, установить невозможно, а осадочный чехол не является достаточным барьером для диффузии калия в базальты [294]. Для выявления начального значения концентрации ${}^{40}\text{Ar}$ в базальтах Дальримпл (цит. по [86]) измерял величину отношения ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ в 26 лавовых потоках Гавайских островов, излияние которых происходило в истори-

Таблица 5. "Избыточный" аргон и кажущийся возраст лавовых потоков Гавайских островов [86]

№ потока	Год излияния	Избыточные концентрации		Кажущийся возраст, млн. лет
		$^{40}\text{Ar} \cdot 10^{-12}$, моль/г	$^{36}\text{Ar} \cdot 10^{-4}$, моль/г	
5	1800–1801	$1,60 \pm 0,16$		1,19
		$1,41 \pm 0,08$		1,05
11	122 до н.э.	$0,25 \pm 0,08$		0,10
17	1792	$0,35 \pm 0,14$		0,15
19	1915	$0,11 \pm 0,03$		0,13
25	1064–1065	$0,27 \pm 0,09$		0,22
		$0,25 \pm 0,15$		0,21
4	130–390 до н.э.		$2,72 \pm 1,14$	-0,13
			$0,74 \pm 0,67$	-0,03
20	1951		$0,15 \pm 0,18$	-0,07
24	1946		$1,65 \pm 0,73$	-0,20

ческое время. На 95%-ом уровне около трети образцов имело значение этого отношения, отличное от 295,5. Результаты, полученные для этих образцов, приведены в табл. 5. Избыточная концентрация ^{40}Ar в пяти лавовых потоках изменяется в интервале от $1 \cdot 10^{-13}$ до $1,5 \cdot 10^{-12}$ моль/г. Избыточная концентрация ^{36}Ar , который, по мнению автора, имеет мантийное происхождение, зафиксирована в трех лавовых потоках и изменяется в пределах 10^{-16} – 10^{-15} моль/г.

Еще большее значение начальной концентрации ^{40}Ar фиксируется для подводных базальтов. Озима и Кудо [251] обнаружили, что в современных подводных базальтах Гавайских островов величина отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ меняется в пределах 300–1022. Максимально обнаруженная концентрация ^{40}Ar составила $2,5 \cdot 10^{-11}$ моль/г. Для одновременного подводного лавового потока на Гавайских островах были получены следующие значения возраста [131]:

Глубина (м)	550	1400	2590	3420	5000
Возраст (млн. лет)	0,2	6,3	1	14	19

Степень сохранности аргона в базальтах океанического дна также не внушает большого оптимизма. Энергия активации аргона для базальтов, долерита и габбро, поднятых при бурении в бассейне Сикоку и Марианском желобе, меняется в интервале 12–20 ккал/моль [255].

Для сравнения в этой же работе определялась энергия активации для двух образцов гранодиоритов и одного образца калиевого полевого шпата — она менялась в интервале 37–48 ккал/моль. Низкая энергия активации подводных вулканических пород объясняется расположением в них калия на границах зерен, в то время как выделение аргона в гранодиоритах контролируется процессами объемной диффузии.

Для увеличения надежности получаемых датировок определения возраста обычно проводятся $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изохронным методом, проводя определения величины этого отношения для аргона, выделяющегося при раз-

Т а б л и ц а 6. Результаты датирования базальтов К-Аг методом [252]

Образец	К, %	^{40}Ar , моль/г	Возраст, млн. лет
66-0-11 сс			
внутренняя часть	$0,744 \pm 0,01$	$5,774 \cdot 10^{-11}$	43,1
внешняя часть	$0,804 \pm 0,05$	$6,56 \cdot 10^{-11}$	45,1
		$6,62 \cdot 10^{-11}$	43,2
169-6-2	$0,37 \pm 0,02$	$1,05 \cdot 10^{-11}$	16,3

ных температурах. При датировании образцов глубоководного бурения К-Аг возраст контролируется палеонтологическим возрастом вышележащих осадков и по положению магнитных аномалий.

Ниже мы рассмотрим основные наиболее характерные результаты, полученные при датировании глубоководных базальтов К-Аг методом.

Результаты датирования внешней и внутренней частей базальта, отобранного на ст. 66 (7-й рейс) бурового судна "Гломар Челленджер", приведены в табл. 6 [252]. Во внешней части содержание калия на 10% выше. Полученные результаты хорошо интерпретируются на основании простой диффузионной модели с коэффициентом диффузии калия, равным $8 \times 10^{-7} \text{ см}^2/\text{с}$, и временем кристаллизации 48 млн. лет назад. Близкие значения модельного и экспериментально полученных возрастов подтверждают предположение о том, что калий зафиксировался вскоре после кристаллизации. Этот же образец датировался $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом.

Его изохронный возраст оказался равным ~ 52 млн. лет. Пересечение изохроны с осью $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ при значении 295 указывает на то, что при кристаллизации захвата ^{40}Ar не происходило. По обоим вариантам метода получены практически совпадающие значения, однако радиометрический возраст значительно меньше возраста вышележащих осадочных пород (верхний мел). Авторы работы предполагают наличие горячего контакта, несмотря на отсутствие визуальных признаков этого контакта при детальном геологическом изучении.

Еще более молодой возраст (16,3 млн. лет) зафиксирован для базальта, отобранного на ст. 169 (рейс 17) в Центрально-Тихоокеанской котловине. Палеонтологический возраст вышележащих осадков на порядок величины выше. Авторы работы предполагают, что базальты являются интрузивными. Позднее датирование диабазового силла с этой же станции дало значение возраста 90 млн. лет [188], что также ниже возраста вышележащих осадков. Приблизительно такой же возраст (97 млн. лет) получен для базальта, отобранного на ст. 170 из этого же района, притом он ниже возраста позднеальбских осадков, залегающих выше базальтов.

Возраст базальтов, вскрытых при бурении на юго-западном склоне вулканической гряды у о-ва Лайн, оказался равным 52 и 169 млн. лет, причем базальт с возрастом 52 млн. лет перекрыт осадками верхнего мела с возрастом 87–100 млн. лет. Возрастное расхождение авторы объясняют внедрением более молодой интрузии [287]. Очень молодыми оказались также базальты, пробуренные на ст. 323 в 30 милях западнее зоны Элтинин. Их возраст (47 млн. лет) значительно отличался от палеонтологическо-

Таблица 7. Результаты датирования коренных пород

Ст. 458 Высокомагнезиальный дацит		Ст. 459 Базальт	
$t, ^\circ\text{C}$	Возраст, млн. лет	$t, ^\circ\text{C}$	Возраст, млн. лет
600	$65,7 \pm 1,9$	600	$12,1 \pm 10,6$
600	$47,1 \pm 2,4$	600	$73,5 \pm 3,6$
700	$24,0 \pm 7,2$	750	$31,4 \pm 2,3$
800	$28,7 \pm 1,2$	850	$13,5 \pm 12,6$
900	$29,0 \pm 1,4$	900	$22,9 \pm 4,2$
950	$16,4 \pm 2,4$	1000	$8,4 \pm 4,7$
1300	$15,2 \pm 1,4$	1350	$12,4 \pm 6,2$

го (65 млн. лет) и возраста по магнитным аномалиям (~ 75 млн. лет). Возраст базальтов со ст. 322, пробуренной на западном окончании котловины Беллингаузена, оказался равным 10,6 млн. лет и в целом согласуется с палеонтологическими определениями возраста вышележащих осадков [293].

При анализе результатов определения возраста на ст. 382, 384–387, пробуренных в районе Бермудского поднятия, авторы пришли к выводу, что полученные датировки вследствие старения базальтов следует рассматривать как минимальные [182].

Сильно расходящиеся значения (табл. 7) получены для высокомагнезиального андезита на ст. 458 и базальта на ст. 459 DSDP. Возраст базальта со ст. 458 (19,1 млн. лет) оказался значительно ниже палеонтологического возраста залегающих выше осадков (30–34 млн. лет) [327].

Встречаются и расхождения при определениях возраста в различных лабораториях. Так, датирование коренных пород подводной горы в Тирренской котловине Средиземного моря дало значение возраста $4,0 \pm \pm 0,3$ млн. лет, усредненное по 10 определениям, [201]; датирование этих же пород, усредненное по трем образцам, дало значение $7,2 \pm 0,8$ млн. лет в работе [289]. Авторы [201] полагают, что расхождения вызвано методическими погрешностями при химической подготовке проб к анализу.

Датирование базальтов при бурении в Карибском море проводилось при предельно низких концентрациях калия ($\sim 0,05\%$). Возраст (125,8 млн. лет) оказался старше лежащих сверху раннеаптских осадков и возраста, определенного по магнитным аномалиям (109 млн. лет) [254].

В ряде случаев получены довольно хорошо сходящиеся результаты при К-Аг методе датирования базальтов и палеонтологическом определении возраста вышележащих осадков. Близкий возраст (21,4 млн. лет) по отношению к залегающим выше олигоценовым пескам имели кислые изверженные породы, пробуренные на внутреннем склоне Японского желоба [352]. Хорошее совпадение возрастов получено при бурении в Филиппинском море на станциях 444, 446, 447, 448 и 450 [223, 319] и для скважины, пробуренной в районе Маршалловых островов на ст. 462 [256].

Особенно большие расхождения возникают при датировании в зонах срединно-океанических хребтов вследствие низких значений определяемо-

го возраста. Так, возраст базальтов на ст. 332, пробуренной в 30 км западнее Срединно-Атлантического хребта на широте $36^{\circ}52'$, — 0 ± 1 млн. лет вместо ожидаемого 3—4 млн. лет; на ст. 334, пробуренной на западном склоне хребта вблизи пятой магнитной аномалии, вместо ожидаемого возраста 10 млн. лет получен возраст от 135 до 635 млн. лет, что, видимо, связано с внедрением больших количеств избыточного аргона. На ст. 335, расположенной вблизи ст. 334, вместо ожидаемого возраста 10—16 млн. лет получено значение $3,0 \pm 1,0$ [279].

Большая часть трудностей, связанных с датированием подводных базальтов, отсутствует при датировании океанических рифтов, выходящих на континенты. Так, при датировании базальтов рифта Азаль, вышедшего на поверхность у залива Таджур, получены результаты, хорошо укладывающиеся в геологическую историю его развития [93]. Возраст дорифовых базальтов южного уступа — $3,2 \pm 0,2$ млн. лет. Риолиты, завершающие стратифицированную серию, образовались $1,05 \pm 0,1$ млн. лет назад. Наиболее ранние базальты имели возраст $1,17 \pm 0,1$ млн. лет. Заложение рифтовой долины произошло около 1 млн. лет назад.

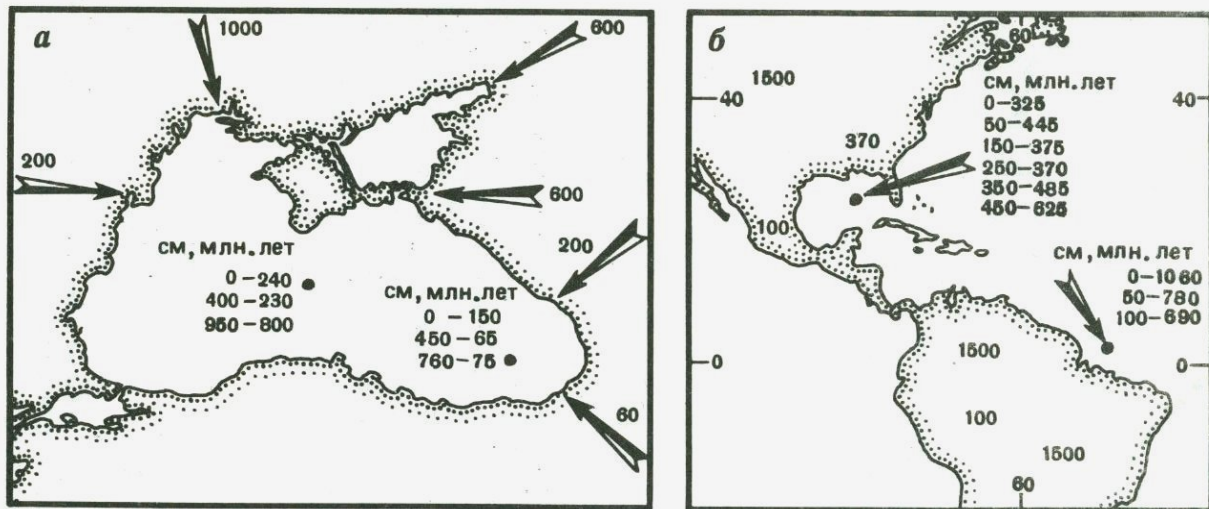
Рассмотренные экспериментальные результаты датирования базальтов океанического дна показали, что калий-аргоновый метод датирования не всегда дает удовлетворительные результаты. Причины этого различны. Заниженные значения возраста часто обуславливаются процессами выветривания, но в некоторых случаях возможно внедрение более молодых интрузий, которые имеют меньший возраст или вызывают кратковременный прогрев коренных пород при внедрении. Зафиксированы случаи захвата больших количеств ^{40}Ar при кристаллизации. Для получения надежных датировок необходимо проводить определения возраста и другими методами: рубидий-стронциевым, трековым, по магнитным аномалиям и определение возраста вышележащих осадков палеонтологическими и изотопными методами.

ДАТИРОВАНИЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ТЕРРИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

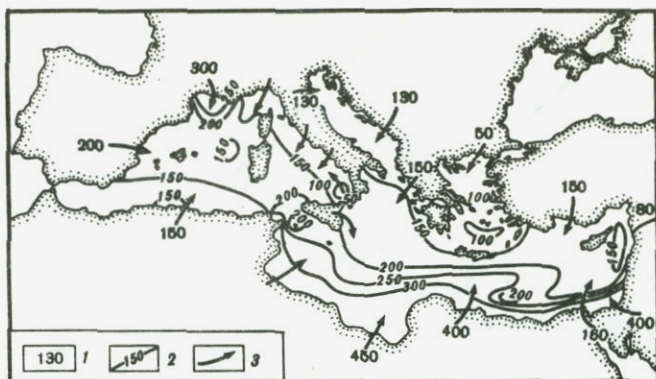
Терригенный осадочный материал глубоководных частей океанов и морей представлен в основном глинистыми минералами, являющимися продуктами выветривания изверженных пород континентов. В осадки они поступают с речным стоком или при эоловом переносе, поэтому возраст этих минералов соответствует возрасту тех изверженных пород, в процессе выветривания которых они образовались. Первые определения возраста глинистых минералов как метода выявления областей сноса осадочного материала были проведены А.Я.Крыловым и Ю.И.Силиным в 1959 г.

Соотношение материнских и дочерних элементов, т.е. возрастную метку, сохраняют обломки горных пород различной размерности, поэтому круг вопросов, решаемых методом, достаточно широк: 1) изучение переноса частиц различной размерности; 2) изучение вдольберегового переноса частиц от какого-либо источника; 3) определение области питания опреде-



Р и с. 4. Возраст терригенных минералов донных осадков [38, 39]

а – схема возрастных значений терригенных минералов различных областей сноса в бассейне Черного моря и изменения возрастных меток с глубиной в двух колонках илов, стрелками показаны источники сноса осадочного материала, цифрами – возраст (млн. лет) для каждого источника; *б* – схема изменения возрастных меток илов с глубиной в Мексиканском заливе (близ устья р. Миссисипи и в Атлантическом океане (близ р. Амазонка), стрелками указано расположение колонок, цифры на континентах – возраст (млн. лет) пород данного района



Р и с. 5. Изотопный возраст терригенных минералов осадков Средиземного моря и пород водосборного бассейна [39]

1 – средний возраст терригенных минералов различных областей сноса, млн. лет; 2 – изохроны возрастных меток терригенных минералов осадков Средиземного моря; 3 – основные пути поступления терригенного материала

ленного участка дна; 4) выявление ореола разноса осадочного материала в устьях рек; 5) оконтуривание терригенно-возрастных провинций; 6) составление карт возрастных значений [38].

Изучение изменения возраста с глубиной отбора осадочного материала позволяет решать задачи, связанные со сменой областей поставки осадочного материала в различные климатические эпохи. На рис. 4, а приведены результаты определения возраста нескольких горизонтов двух колонок, отобранных в Черном море. Для колонки, отобранной в центральной части Черного моря, возраст закономерно увеличивается с глубиной, а в колонке, отобранной в юго-восточной части, — уменьшается. В нижних частях колонок преобладает материал, поставляемый в центральную часть с севера, а в юго-восточную часть материал поступал преимущественно с юго-востока. Низы колонок соответствуют ново-эвксинскому времени и отражают интенсивную поставку осадочного материала во время таяния ледников Днепровского оледенения. Аналогичный пример на рис. 4, б приведен для осадков Мексиканского залива и Атлантического океана вблизи устья впадения р. Амазонки. Как показывают оба примера, в период таяния ледников в осадках преобладал снос материала из верховьев рек, обусловленный таянием горных ледников.

Детальные исследования были выполнены А.Я.Крыловым и др. [39] для донных отложений Средиземного моря. На рис. 5 приведена карта изотопного возраста терригенных минералов из осадков и пород водосборного бассейна. Возрастные метки терригенных минералов изображены в виде изохрон, стрелками указаны пути поступления осадочного материала. Для средиземноморских осадков изменение возраста по длине колонки выражено слабо. Альпийские ледники, поставляющие осадочный материал с севера, не меняли возрастную метку в различные климатические эпохи, менялась лишь интенсивность выноса. Наблюдается некоторое увеличение в засушливые эпохи выноса золотого материала из Сахары. В целом возрастные метки, соответствующие началу голоцена, несколько ниже, чем

в современных осадках. Это объясняется уменьшением роли сноса с Европейского континента при таянии ледников для осадков центральной части моря; в юго-восточной части происходит усиление выноса более молодого материала верховьев Нила.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОСЛОЕВ

К-Аг метод датирования можно применять к небольшим количествам продуктов вулканизма, присутствующим в донных отложениях пелагических частей океанов и внутренних морей. Вулканический материал должен поступать в осадки вскоре после своего формирования в вулканическом очаге, терригенные минералы и продукты подводной эрозии не должны присутствовать в анализируемом материале. Наиболее благоприятны для датирования пепловые прослои. Низкие температуры на океаническом дне уменьшают возможность миграции при диффузионных процессах.

В работе [163] приведены результаты датирования прослоев пепла и вулканического стекла в донных осадках Тихого океана (табл. 8). Анализировалась фракция грубее 37 мк, навеска образца составляла несколько десятков миллиграмм.

Осадки на ст. 114 Р и 120 Р представлены красными глубоководными глинами. Пепловые прослои встречаются ниже горизонтов 295 см и 169 см для соответствующих колонок. Возрасты, полученные по различным минералам одного горизонта, совпадают в пределах ошибки определения. По мнению автора, это обстоятельство является весомым аргументом надежности датировок и выполнения основных предпосылок метода. Аппроксимация полученных результатов прямой линией (рис. 6, а, б) дает приемлемые скорости накопления осадков для рассматриваемого района, однако аппроксимация на нулевой горизонт дает значение возраста соответственно 14 и 20 млн. лет. Окончательного объяснения этот факт не получил, но автор высказал предположение о замедлении темпов накопления осадков во временном интервале, соответствующем верхним горизонтам.

Три прослоя вулканического стекла датировались в колонке карбонатно-кремнистых илов, отобранной вблизи Калифорнии при проведении эксперимента Мохол. Полученные датировки хорошо согласуются с результатами биостратиграфического изучения фораминифер и нанопланктона,

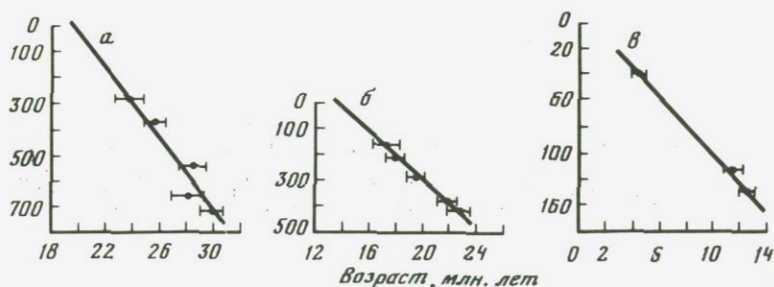


Рис. 6. Изменение К-Аг возраста вулканических прослоев с глубиной для осадков Тихого океана по Даймонду (цит. по [163])

а — ст. 114 Р (0,7 мм/тыс. лет); б — ст. 120 Р (0,4 мм/тыс. лет); в — ст. эксперимента Мохол (11 мм/тыс. лет); глубина: а, б — в см, в — в м

Таблица 8. Результаты К-Аг датирования вулканических прослоев донных отложений Тихого океана [163]

Глубина отбора, см	Датируемый материал	К, %	^{40}Ar радиогенный, %	Возраст, 10^6 лет
114 P, 21° 33' N, 134° 00' W, 5040				
295	Анортоклаз	3,58	38	23,8 ± 1,2
385	"	3,27	51	25,7 ± 2,0
554	"	2,68	42	28,3 ± 1,0
554	Биотит и амфибол	3,66	46	28,9 ± 1,5
667	Санидин	5,60	70	28,2 ± 1,4
725	Анортоклаз	2,90	65	30,8 ± 1,1
725	Биотит и амфибол	5,45	20	28,2 ± 1,5
120 P, 28° 19' N, 133° 12' W, 4420				
169	Плагиоклаз	1,86	47	17,2 ± 0,9
218	"	0,78	20	17,5 ± 0,6
218	Санидин	8,13	64	18,2 ± 0,7
295	Плагиоклаз	0,86	23	19,3 ± 0,7
392	"	0,96	25	21,9 ± 0,6
416	Анортоклаз	3,56	48	22,8 ± 1,1
Эксперимент Мокол 28° 59' N, 117° 30' W, 3566				
4900	Стекло	3,34	16	4,3 ± 0,3
11900	"	4,26	46	11,4 ± 0,6
13300	"	4,13	42	12,3 ± 0,4
2 P, 17° 59' N, 109° 31' W, 3640				
190	Стекло	3,95	25	0,65 ± 0,05
3 P, 14° 14' N, 100° 32' W, 3700				
257	Стекло	3,40	15,5	0,49 ± 0,04
6 P, 5° 23' N, 91° 45' W, 3700				
172	Стекло	3,32	8,2	0,50 ± 0,04
355	"	3,44	6,5	0,98 ± 0,10
8 P, 70° 46' N, 88° 46' W, 3500				
171	Стекло	3,35	9,3	0,53 ± 0,04

результаты удовлетворительно аппроксимируются прямой линией (рис. 6, в), угол наклона которой дает скорость накопления осадков 11 мм/тыс. лет. Этот результат хорошо согласуется со скоростью седиментации, определенной $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ методом (8 мм/тыс. лет) для колонки, отобранной в этом же районе.

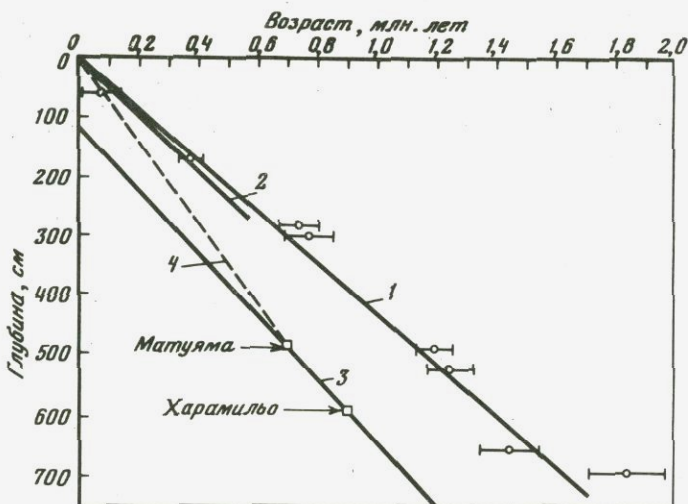
Прослой вулканического стекла имелись и в четырех колонках (2 P, 3 P, 6 P и 8 P), отобранных вблизи побережья Центральной Америки. Скорости накопления осадков по результатам датирования меняются в интервале 3–5 мм/тыс. лет и являются типичными для данного района. В преде-

Таблица 9. Результаты определения возраста донных отложений Тихого и Индийского океанов К-Аг, трековым и палеомагнитным методами

Станция, координаты, глубина океана	Глубина отбора образца, см	К, вес. %	Аг, см ³ /г	$\frac{^{40}\text{Аг}_{\text{радиог}}}{^{40}\text{Аг}_{\text{полн}}}$	Возраст К-Аг, млн. лет	Палеомагнитный возраст, млн. лет	Трековый возраст, млн. лет
20-108 45° 27' N 179° 14' 5W 5625 м	1300	1,26	$7,37 \cdot 10^{-8}$	0,11	$1,4 \pm 0,2$	1,2	
21-145 34° 03' N 164° 50' E 6088 м	815	3,79	$2,20 \cdot 10^{-7}$	0,47	$1,45 \pm 0,08$	1,4	$1,47 \pm 0,16$
21-173 44° 22' N 163° 33' W 5493 м	725	2,68	$1,74 \cdot 10^{-7}$	0,44	$1,62 \pm 0,08$	1,6	$1,62 \pm 0,17$
V-19-153 8° 51' S 102° 07' E 5433 м	65	3,82	$8,92 \cdot 10^{-9}$	0,10	$0,06 \pm 0,05$	0,08	
	168	3,24	$4,80 \cdot 10^{-8}$	0,28	$0,37 \pm 0,04$	0,25	
	282	3,46	$1,06 \cdot 10^{-7}$	0,36	$0,77 \pm 0,06$	0,41	
	294	3,18	$1,01 \cdot 10^{-7}$	0,21	$0,80 \pm 0,08$	0,42	
	485	3,59	$1,74 \cdot 10^{-7}$	0,52	$1,22 \pm 0,06$	0,70	
	519	3,01	$1,51 \cdot 10^{-7}$	0,37	$1,26 \pm 0,08$	0,77	
	650	2,25	$1,29 \cdot 10^{-7}$	0,21	$1,41 \pm 0,10$	1,02	
	690	3,59	$2,64 \cdot 10^{-7}$	0,62	$1,84 \pm 0,13$	1,10	

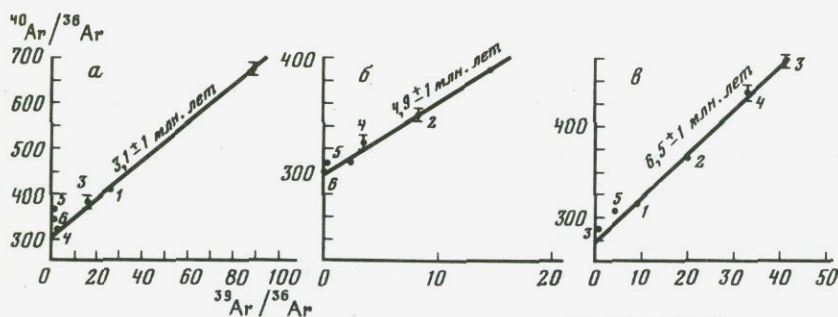
Таблица 10. Результаты определения возраста пепловых прослоев (ст. 178)

Горизонт, см	Шаг	T, °C	$^{40}\text{Ar} \cdot 10^{-8}$, см ³ /г	^{40}Ar , %	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, (коррелир.)	$^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, (коррелир.)	Возраст, млн. лет	Погрешность определений, млн. лет
135-137	1	400	34,6	27,7	408,8	25,40	3,39	0,098
	2	500	18,3	56,1	672,6	88,17	3,25	0,091
	3	600	3,89	22,2	379,7	15,04	4,25	0,292
	4	800	0,348	8,78	323,9	2,222	9,70	0,996
	5	1000	11,8	19,4	366,4	1,087	48,9	3,01
	6	Плавление	4,85	15,0	347,6	0,4944	78,5	3,60
Общий изохронный возраст $2,53 \pm 0,09$ млн. лет. Предпочтительный изохронный возраст $3,1 \pm 0,1$ млн. лет								
107-109	1	400	17,96	4,05	308,0	2,448	3,87	0,214
	2	500	19,51	15,2	348,6	8,324	4,84	0,181
	3	600	27,70	23,7	387,3	14,62	4,77	0,133
	4	800	5,12	9,34	325,9	3,531	6,54	0,309
	5	1000	1,85	3,50	306,2	0,232	34,7	1,97
	6	Плавление	1,38	1,24	299,2	0,030	92,7	14,7
Общий изохронный возраст $4,43 \pm 0,13$ млн. лет. Предпочтительный изохронный возраст $4,9 \pm 0,1$ млн. лет								
78-79	1	400	14,37	10,7	331,0	8,603	7,02	0,136
	2	500	18,94	20,1	369,8	19,74	6,40	0,082
	3	600	25,92	35,1	455,0	40,71	6,66	0,081
	4	800	13,81	30,9	427,4	32,62	6,88	0,107
	5	1000	3,40	9,20	325,4	3,919	13,0	1,23
	6	Плавление	2,71	4,70	310,1	0,527	46,5	1,23
Общий изохронный возраст $5,76$ млн. лет. Предпочтительный изохронный возраст $6,5 \pm 1$ млн. лет								



Р и с. 7. Результаты датирования колонки V-19-153, по [163]

1 — 4,3 мм/тыс. лет (К-Аг метод); 2 — 4,6 мм/тыс. лет ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ метод); 3 — 5,3 мм/тыс. лет (палеомагнитный метод); 4 — 6,9 мм/тыс. лет (палеомагнитный)



Р и с. 8. Изохроны датирования пепловых прослоев (ст. 178 DSDP) [180]

а — ст. DSDP-178-28-2, 135–137 см; б — ст. DSDP-178-34-6, 107–109 см; в — ст. DSDP-178-44-4, 78–79 см; 1–6 — соответствующие фазы выделения аргона ($T^{\circ}\text{C}$): 1 — 400; 2 — 500; 3 — 600; 4 — 800; 5 — 1000; 6 — плавление

лах двойной стандартной погрешности возрасты четырех горизонтов в исследуемых колонках совпадают, что является генетическим признаком их происхождения из одного вулканического очага.

К-Аг датирование пепловых прослоев эоценовых осадков плато Блейк, полученных при глубоководном бурении, показало, что стекла с возрастом ~ 50 млн. лет теряют не более 20% аргона [163]. Поэтому стекла с более молодым возрастом должны давать значение, более близкое к истинному. Так, при тех же параметрах диффузии, при которых в течение 50 млн. лет происходит 20% потерь аргона, в течение 4 млн. лет потеряется 6 и 3% через 1 млн. лет.

В работе [163] приведены результаты датирования по вулканическому стеклу донных осадков трех колонок из Тихого океана и одной колонки из Индийского океана. Для этих же колонок были проведены палеомагнит-

Таблица 11. Результаты К-Аг датирования железо-марганцевых конкреций Тихого океана [203]

Образец	Минерал	К, %	^{40}Ar рад, см ³ /г	^{40}Ar град, %	Возраст, млн. лет	Скорость роста, мм/тыс. лет	
						К-Аг метод	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ метод
DWHD 47 41° 51' S 102° 01' W 4240 м	Анортоклаз	4,70	$1,85 \cdot 10^{-5}$	70	9,8 ± 0,2	0,5–1	6
" "	Амфибол	0,73	$2,72 \cdot 10^{-7}$	37	9,3 ± 0,3	0,5–1	
"Horizon" 40° 14' N 155° 05' W 5500 м	Плагиоклаз	1,12	$1,30 \cdot 10^{-6}$	23	28,9 ± 1,4	2–3	10
Fan BD 20 40° 15' N 128° 27' W 4500 м	Стекло	2,86	$2,31 \cdot 10^{-7}$	6	2,0 ± 0,3	2,6–3,5	

ные определения возраста; для верхней части колонки, отобранной в Индийском океане, проведено определение средней скорости седиментации $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ методом. Позднее по двум колонкам из Тихого океана были выполнены определения возраста трековым методом [163]. Результаты приведены в табл. 9. Для трех горизонтов колонок из Тихого океана получены прекрасные совпадения возрастов, определенных К-Аг, палеомагнитным и трековым методами. В колонке из Индийского океана ($V = 19-153$) возраст, полученный $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ методом, для верхней части колонки совпадает с возрастом, полученным К-Аг методом, но обнаружено систематическое расхождение с результатами датирования палеомагнитным методом (рис. 7). Возможным объяснением расхождения автор считает загрязнение пеплов терригенным материалом (имеющим большее значение возраста), либо в момент извержения стекла захватили некоторое количество начального аргона.

В работе [180] описаны результаты датирования трех пепловых прослоев, вскрытых 178-й скважиной проекта глубоководного бурения. Скважина была пробурена в северо-восточной части залива Аляска. Датирование проводилось $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом при ступенчатом нагреве от 400°С до полного плавления породы для фракции размером более 37 мк. Результаты датирования приведены в табл. 10. Полученные изохроны хорошо аппроксимируются уравнением прямой линии (рис. 8). По мнению авторов работы, более предпочтительными являются значения, полученные после исключения фракций, из которых выделяется менее 5% общего аргона. К-Аг датирование хорошо согласуется с экстраполяционными значениями, полученными при рассмотрении литологического состава и стратиграфи-

ческого расчленения колонок по нанопланктону и фораминиферам. Возобновление известково-щелочного вулканизма Алеутской дуги Аляски в позднем кайнозое авторы объясняют движением северо-американской и тихоокеанской плит и погружением океанической коры.

АУТИГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Железо-марганцевые конкреции

Возраст трех железо-марганцевых конкреций Тихого океана определялся К-Аг датированием базальтических вулканических фрагментов, формирующих их ядра [203]. Результаты датирования приведены в табл. 11. Средняя скорость роста конкреций меняется в интервале 0,5–3,5 мм/тыс. лет. Эти скорости следует считать минимальными, так как неизвестен временной интервал между застыванием вулканического фрагмента и началом роста конкреции. Для двух конкреций приведены скорости роста, определенные $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ методом. По мнению авторов, согласие между методами удовлетворительное. Для одной из конкреций удалось провести К-Аг датирование по различным минералам с сильно отличающимися концентрациями калия. Совпадение возрастов свидетельствует о надежности датировок и об отсутствии первоначально захваченного минералами ^{40}Ar .

Филлипситы

Филлипситы — наиболее часто встречающийся минерал из группы цеолитов, которые в свою очередь являются наиболее распространенной группой аутигенных минералов. Филлипсит встречается либо в рассеянном состоя-

Таблица 12. К-Аг возраст филлипситов из поверхностного слоя Тихого океана [113]

Образец координаты, глубина океана	Навеска, мг	Размер фракции, мк	К, %
AMPH 114 G	126,056	4-10	4,64
9° 5' S	102,882	10-37	4,98
151° 44' N	94,002	37	4,60
5060 м			
AMPH 113 G	116,230	4-10	4,75
8° 18' S	107,192	10-37	4,81
152° 22' W			
4837 м			
AMPH 90	56,955	10-37	1,91
7° 30' S			
157° 41' W			
5455 м			
PROA 172	38,098	10-37	3,40
17° 21' N			
164° 12' W			
5435 м			

нии, либо образует слои и линзы, практически целиком состоящие из него. О его происхождении нет единого мнения. Согласно одной гипотезе филлипсит образуется при гальмиролизе палагонитизированного вулканического стекла подводных излияний в условиях низких скоростей осадконакопления. Согласно другой точке зрения, кроме вышеуказанного, филлипсит может образоваться и при переработке аллохтонной пирокластики риолит-дацит-андезитового состава [63]. В работе [113] анализировались филлипситы из верхнего двадцатисантиметрового слоя осадков Тихого океана, имеющие следующий химический состав (в вес. %): Si — 25, Mg — 0,04, Al — 8,8, Ca — 0,21, K — 5,1, Na — 5,5, Ti — 0,02, P — 0,09. Высокие концентрации калия являются благоприятным фактором для проведения К-Аг датирования. Однако результаты оказались отрицательными. Все поверхностные образцы дали возраст > 1 млн. лет (табл. 12).

Для объяснения этого обстоятельства авторами рассматриваются следующие возможные причины: 1) филлипситы являются переотложенными, 2) филлипситы потеряли значительное количество калия, 3) при образовании они захватили большое количество ^{40}Ag ; однако ни одно из этих объяснений не может быть принято безоговорочно. В точках отбора проб проводилось определение средних скоростей накопления осадков $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, имеющим верхний предел датирования 300 тыс. лет. Высокие величины отношений изотопов тория в поверхностном слое указывают на молодой возраст исследуемых образцов и непрерывный процесс накоп-

$^{40}\text{Ag}_{\text{рад}} \cdot 10^{-7}, \text{ см}^3/\text{г}$	$^{40}\text{Ag}_{\text{рад}}, \%$	$\frac{^{40}\text{Ag}_{\text{рад}}}{^{40}\text{K}} \cdot 10^4$	Кажущийся возраст, млн. лет
$5,54 \pm 0,14$	4,4	$1,75 \pm 0,08$	$3,00 \pm 0,14$
$5,55 \pm 0,14$	8,4	$1,63 \pm 0,07$	$2,79 \pm 0,12$
$2,8 \pm 1,4$	1,5	$0,9 \pm 0,5$	$1,5 \pm 0,8$
$5,44 \pm 0,15$	4,9	$1,68 \pm 0,08$	$2,88 \pm 0,14$
$5,59 \pm 0,14$	7,0	$1,70 \pm 0,08$	$2,91 \pm 0,14$
$7,55 \pm 0,79$	2,1	$5,8 \pm 0,7$	$9,9 \pm 1,2$
$4,1 \pm 1,2$	0,4	$1,8 \pm 0,6$	$3,1 \pm 1,0$

ления осадков. Высокие концентрации калия в изучаемых образцах делают маловероятной его значительную миграцию. Маловероятен и захват больших количеств начального ^{40}Ag при нормальном режиме накопления осадков на океаническом дне. Высокие значения отношения $^{40}\text{Ag}/^{40}\text{K}$ могут быть объяснены примесью терригенных частиц достаточно большого возраста. Авторы работы построили модель непрерывного роста кристаллов филлипсита с захватом терригенных частиц, имеющих высокие концентрации ^{40}Ag , на основании которой удалось частично объяснить незакономерное изменение "кажущегося" возраста по длине колонки. Однако построение подобной модели требует принятия определенных предположений, доказать справедливость которых трудно, что привело авторов работы к выводу о непригодности филлипсита для К-Аг датирования.

Глауконит

Аутигенный глауконит — широко распространенный минерал в осадках приконтинентальных областей с восстановительными условиями формирования осадков. Основной областью их распространения являются районы с высокой биологической продуктивностью, и в первую очередь — зоны апвеллингов (Перуанско-Чилийский, Калифорнийский, у побережья Западной и Юго-Западной Африки и др.). В осадках глауконит присутствует

в виде конкреций, заполняет раковины планктонных или донных фораминифер, трещины в обломках пород, пустоты в вулканических стеклах и т.п. Химический состав глауконитов сильно различается, так анализ 31 образца дал следующие результаты (в вес. %) [64]: SiO_2 (40,74–56,37); Al_2O_3 (2,11–16,22); Fe_2O_3 (6,14–26,61); FeO (0,31–4,26); MgO (2,95–6,77); K_2O (0,93–9,49); H_2O (3,22–13,39). Высокие концентрации калия благоприятствуют проведению К-Аг датирования. Основной трудностью при интерпретации результатов является неясный в целом генезис глауконитов. В осадках, кроме аутигенного, обнаружен глауконит, являющийся продуктом переотложения с соседних участков дна или размыва глауконитсодержащих пород суши. Однако большинство исследователей [63] считают, что роль переотложенных глауконитов незначительна.

Согласно другой точке зрения [40, 58, 64, 212], в современных осадках шельфа преобладают аллохтонные глаукониты. Химические изменения, следы перемыва и механических разрушений являются признаками переотложенности, но более весомым аргументом сторонники этой гипотезы считают определения возраста К-Аг методом. В табл. 13 приведены результаты К-Аг датирования глауконитов, отобранных на различных участках дна континентального склона Мирового океана. Скорости накопления осадков на континентальном склоне в среднем составляют 10 см/тыс. лет [56], поэтому даже 8 м толщи осадков накопятся за ~80 тыс. лет. Полученные же значения К-Аг возрастов меняются в широком временном интервале от 1,8 до 70,3 млн. лет. Авторы считают, что во всех рассмотренных случаях глауконит является переотложенным из более древних глауконитовых пород, большая часть из которых в настоящее время находится на суше. По их мнению, на суше, прилегающей к участкам океанического дна, где обнаружены исследованные глаукониты, присутствуют глауконитсодержащие породы с возрастом вплоть до мелового.

И.В.Николаева и др. [64] определили К-Аг методом возраст семи глауконитов, отобранных на Фолклендско-Патагонском шельфе и шельфах Южной Америки и Юго-Западной Африки. Лишь одна проба дала современное значение возраста, для остальных оно менялось от 2,2 до 28 млн. лет. Авторы считают, что заключение о том, что источником глауконита являются прилегающие участки суши, следует рассматривать лишь как возможное, прямых доказательств существования этого процесса не существует. Глаукониты поднятия Чатэм, Фолклендско-Патагонского шельфа и шельфа Юго-Западной Африки следует рассматривать как перемытые с места своего образования; они сохраняют типичную зональность аутигенных глауконитов.

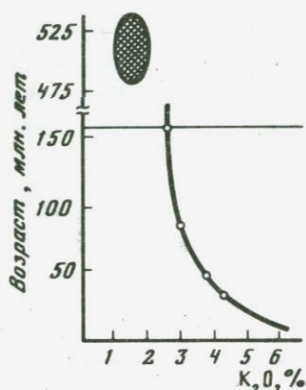
Тем не менее сторонники аутигенного происхождения глауконитов считают, что приведенные аргументы нельзя считать достаточно убедительными, так как следы переотложения практически не проявляются, а завышение датировок обусловлено примесью материала вмещающего осадка. Это было подтверждено экспериментальными результатами, полученными французским исследователем Оденем [240]. Глауконит является продуктом пищевой переработки донных осадков червями. Процесс этот длительный, происходит обогащение новообразуемой минеральной фазы калием и захват аргона, входящего в первоначальные кристаллические

Таблица 13. Результаты определения возраста глауконитов К-Аг методом [40, 58]

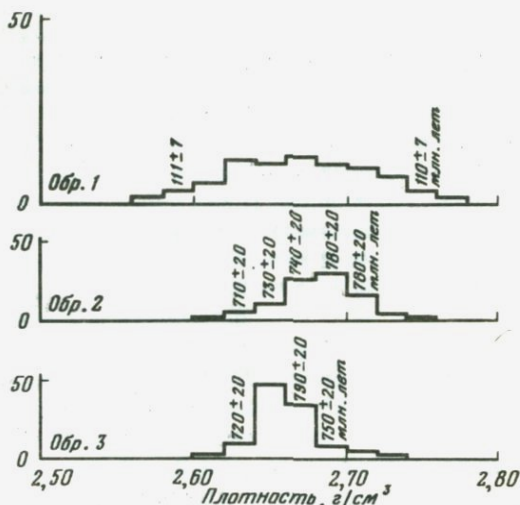
Станция	Координаты	Глубина склона, м	Горизонт, см	К, %	Аг · 10 ⁻⁶ , см ³ /г	Возраст, млн. лет
6	51° 19' с.ш., 50° 09' з.д.	920	0-149	4,30	11,68	70,3
38	44° 20' с.ш., 53° 43' з.д.	780	0-272	3,90	6,97	46,0
243	24° 24' ю.ш., 70° 47' з.д.	1200	0-8	3,51	1,64	12,2
252	21° 09' ю.ш., 70° 26' з.д.	650	0-10	4,76	1,33	7,5
253	21° 11' ю.ш., 70° 29' з.д.	1015	0-10	4,02	1,37	8,9
662	25° 25' с.ш., 109° 51' з.д.	2400	0-30	2,33	1,82	20,5
670	22° 36' с.ш., 107° 24' з.д.	1450	200-214	5,38	0,37	1,8
6161	40° 22' с.ш., 143° 24' з.д.	2220	0-20	3,70	0,376	2,7
"	То же	2220	270-280	4,64	0,45	2,8
"	"	2220	653-760	3,61	0,375	2,7

структуры терригенных минералов. Поэтому уже при образовании глаукониты являются носителями возрастной метки, что и подтверждается вышеприведенными определениями возраста современных глауконитов. На рис. 9, по данным этой работы, приведено значение условного К-Аг возраста современных глауконитов шельфа Гвинеи в зависимости от содержания калия. Ход кривой достаточно хорошо объясняется увеличением содержания калия и частичной потерей аргона при образовании новой минеральной формы. По мнению автора, пригодными для определения возраста следует рассматривать лишь глаукониты с содержанием $K_2O \sim 7\%$.

Глауконит, формирующийся в осадках шельфа, часто встречается в осадочных образованиях морского генезиса, находящихся в настоящее время на суше, и является одним из немногих минералов, позволяющих определять возраст этих осадочных образований. Уже первые определения возраста древних глауконитов показали, что очень часто полученные значения оказываются меньшими, чем это следовало бы ожидать исходя из стратиграфического положения осадочной толщи [73]. В среднем занижение составляло 15-20%, но в некоторых случаях достигало 40%. Необычайная ценность глауконита для датирования стимулировала развитие экспериментальных работ по выявлению источников потерь. Еще в 1938 г. Х.А.Амирханов и др. исследовали сохранность аргона в двух образцах глауконита. Нагревание при температуре 100°С в течение 8-10 часов привело к потере 20% аргона, при 500° происходило его полное выделение. Однако М.М.Рубинштейн не обнаружил потерь аргона при нагревании в течение 8 ч даже при температуре 300°С. Потери аргона фиксировались начиная с 400°С, при 500°С терялось ~ 70%, при 600°С - весь радиогенный аргон [73]. С.В.Апруб и Л.К.Левский [1] определили энергию активации методом динамического отжига в вакууме в 30 ккал/(г · атом). Низкое значение энергии активации может привести к значительному изменению возраста даже при небольшом увеличении температуры вмещающих пород. Так, авторы приводят пример определения возраста глауконита в скважине Криенхагель. Для образцов, отобранных в поверхностном горизонте, было



Р и с. 9. Зависимость кажущегося K-Ar возраста современных глауконитов шельфа Гвинеи (заштрихованная область — возраст терригенных минералов осадков шельфа в точке отбора глауконитов) [240]



Р и с. 10. Гистограммы распределения зерен глауконита по плотности для трех различных образцов и значения K-Ar возраста [30]

получено значение 45 млн. лет, на глубине 4 км — 20 млн. лет. По расчетным соотношениям при условии непрерывной потери аргона образец должен был находиться при температуре $\sim 60^{\circ}\text{C}$ на этой глубине, что хорошо согласуется с величиной геотермического градиента для континентальных районов.

Глаукониты были признаны малопригодными для геохронологических исследований K-Ar методом, однако после работ французского исследователя Одена отношение к глаукониту как ядерному геохронометру изменилось [237–238]. Оден показал, что во многих случаях расхождение возраста обуславливалось неправильным отбором материала при датировании; за глауконит принимались зеленые пеллеты в осадке, не учитывалось, что глауконит представляет собой конечный член глауконит-монтмориллонитового ряда размерностью 10 Å. Ю.Н.Лебедев [53] приводит курьезный случай, когда за глауконит были приняты обычные карбонаты зеленого цвета и полученная по ним датировка служила геохронологическим репером, пока рентгеновско-дифрактометрическим методом не была выявлена ошибка. Оденom [237] были установлены строгие критерии отбора образцов, включающие отбор в полевых условиях, литологический анализ и приготовление концентратов (методика приведена в работе [27]). При отборе проб по этим критериям обычно отбрасывается 8–9 образцов из десяти, однако это позволило снизить разброс получаемых значений возраста с 20 до 5%, т.е. практически к аналитической погрешности. Техника отбора проб и подготовка к анализу приведены также в работе Ю.Н.Лебедева [53].

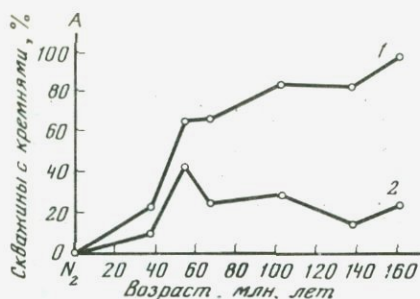
Другим возможным источником погрешности при датировании K-Ar методом глауконитов является миграция калия. Как было показано Ру-

бинштейном, кипячение глауконита в растворе, соответствующем составу морской воды, в течение 24 ч не приводило к выделению калия [73]. Исследование, выполненное Томсоном и др. [332] методом кислотного выщелачивания, показало различную форму вхождения калия в структуру глауконита; часть калия (~ 10%), расположенная на поверхностях кристаллов и в зонах нарушения, удаляется в первую очередь при выщелачивании. Занижение датировок по глаукониту авторы пытались объяснить миграцией аргона, образовавшегося из калия, который находится в поверхностных структурах и нарушениях, но высказали предположение, что, возможно, этот легко выщелачиваемый калий появляется в глауконитах в эпигенетических процессах, происходящих уже после образования глауконита, что и было подтверждено в работе [30]. Эти авторы исследовали причины расхождения возрастов, связанных с перекристаллизацией глауконита в процессах глубинного эпигенеза методом выявления кристаллохимической неоднородности в мономинеральных образцах, разделенных по плотности. Как показало исследование, в процессе эпигенетических преобразований при замещении Si на Al для компенсации тетраэдрического заряда слоев происходит заселение межслоевых промежутков катионами калия. Это и приводит к занижению значений определяемого возраста. Интенсивность замещения максимальна в более легких фракциях, они и дают наименьшее значение возраста. Возрастание содержания калия происходит во всех плотностных фракциях, однако возраст по более тяжелой будет ближе к истинному. Привнос калия в глаукониты палеозойского возраста составляет 10–20%, что вполне объясняет наблюдаемые часто расхождения. На рис. 10 приведены гистограммы распределения зерен глауконита по плотности и значения возраста, получаемого для каждой фракции. Для образца 1 для разных плотностных функций получено в пределах погрешности эксперимента одно значение возраста при значительно отличающихся концентрациях калия. Это свидетельствует о том, что на протяжении геологической истории содержание калия в этом образце не менялось. В двух других исследованных образцах с увеличением плотности значение возраста увеличивается. На протяжении геологической истории эти образцы изменяли концентрацию калия в эпигенетических процессах, и более высокое значение возраста является наиболее близким к истинному.

Для успешного датирования глауконитов K-Ar методом необходим тщательный отбор материала по тем строгим критериям, которые выработаны практикой датирования; при этом необходимо учитывать возможность перекристаллизации при диагенетических процессах и не использовать образцы, подвергшиеся выветриванию. Примеры успешного применения метода датирования глауконитов по установлению возрастных границ палеоцена, эоцена и олигоцена для Западного Кента и вулканизма Северо-Атлантического региона приведены в работе [155], для Северо-Западной Европы – в работе [239].

Кремни

В океанических осадках кремни образуются в процессе гравитационного уплотнения кремнистых илов с последующим формированием стяжений аутигенного SiO₂ и раскристаллизацией опаловых скелетов микроорганиз-



Р и с. 11. Встречаемость кремния в зависимости от их возраста [54]

1 — Тихий океан, 2 — Атлантический океан

мов. Кремни встречаются во всех типах отложений, и с увеличением возраста их встречаемость растет. Процесс образования кремней более интенсивно проходит в приконтинентальных областях, характеризующихся накоплением больших абсолютных масс биогенного кремнезема, в пелагиали диagenез аморфного кремнезема протекает с меньшей скоростью. В пелагиали океана в массовых количествах кремни встречаются лишь с эоцена, в континентальных областях встречаются и миоценовые кремни [54]. Попытка определить возраст кремней К-Аг методом была предпринята в работе [174]. Анализировались кремни, отобранные при глубоководном бурении скв. 464 (62-й рейс судна "Гломар Челленджер") в северной части поднятия Хесса на двух горизонтах; меньший соответствовал позднему мелу, более глубокий — границе альбского и аптского ярусов. Результаты датирования приведены в табл. 14 [174].

Дефицит аргона в исследованных кремнях, обусловивший их заниженный К-Аг возраст, автор объясняет различными причинами. Во-первых, в течение первых 15–40 млн. лет кремни не являются закрытой системой относительно сохранности аргона. Это предположение подтверждается ходом зависимости встречаемости кремней от их возраста (рис. 11). Несмотря на широкое распространение биогенных кремнистых осадков, и в олигоцене, и в четвертичное время кремни в этих осадках встречаются крайне редко. Во-вторых, возможна диффузия аргона из кремней, однако исследования сохранности аргона в кремнях до настоящего времени не проводились, поэтому это предположение остается гипотетическим. Частично занижение возраста может быть обусловлено несколько отличным от современного значением отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ для атмосферы, в которой происходило формирование кремней. Эта проблема, к сожалению, не решена в целом для К-Аг датирования. Попытку датирования кремней следует считать неудачной.

Таблица 14. Результаты К-Аг датирования кремней (скв. 464)

Образец, горизонт, см	$^{40}\text{Ar} \cdot 10^{-6}$, см ³ /г	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar} \cdot 10^{-8}$, см ³ /г	К-Аг возраст, млн. лет
464, 10–4, 34 см	6,04	290	2,08	0
464, 33–1, 14 см	3,99	308	1,30	69

Минералы эвапоритов

В зонах аридного климата в отдельных заливах при наличии затрудненного водообмена с океаном происходит повышение солености океанических вод и, как следствие, выпадение в осадок минералов, образующих эвапоритовые осадки. В настоящее время они образуются на юго-западном побережье Персидского залива, в лагунах на берегу Мексиканского залива, на северо-западном побережье Калифорнийского залива и т.д. Площадь современных эвапоритовых бассейнов достигает сотен квадратных километров; тогда как в прошлые эпохи они достигали огромных размеров. Так, в нижнем и верхнем палеозое размеры эвапоритовых бассейнов на 4–5 порядков превышали площадь современных бассейнов [64].

Попытки датировать минералы эвапоритов предпринимались с 1950 г. Датировки по сильвинам оказывались, как правило, заниженными. Для нижнеолигоценового сильвина месторождений Пуггинген (ГДР) и шахты Анна (Франция) Гентер получил заниженное значение возраста $21 \pm \pm 3$ млн. лет, причем степень сохранности аргона зависела от размеров кристаллов сильвина. На основании этого автор сделал вывод, что потери аргона вызваны объемной диффузией, и рассчитал значение коэффициента диффузии, которое составило $1,5 \cdot 10^{-19}$ см²/с. Кертис и Рейнольдс получили для девонского сильвина значение возраста 285 млн. лет. В соответствии с геохронологической шкалой Холмса это значение должно быть равно 315 млн. лет. Исходя из полученного занижения возраста они рассчитали коэффициент диффузии, который оказался равным $3 \cdot 10^{-20}$ см²/с.

Х.А.Амирханов и др. в 1959 г., исходя из измеренного при температуре 400°С коэффициента диффузии радиогенного аргона ($6 \cdot 10^{-12}$ см²/с) и энергии активации (47 ккал/моль), рассчитали, что при температуре 300°К значение коэффициента диффузии оказывается равным всего лишь 10^{-30} см²/с, т.е. сохранность аргона в сильвине должна быть хорошей при низких температурах. Тем не менее экспериментальные данные показывают, что сильвины теряют аргон, причем в пределах одного месторождения потери различны. Эти потери аргона связываются с процессами перекристаллизации, которые довольно обычны в соляных месторождениях [73].

Таблица 15. Возраст сильвинов по данным кальциевого и аргонового методов [73]

Характеристика образца	Возраст, млн. лет		Геологический возраст
	⁴⁰ Ar/ ⁴⁰ K метод	⁴⁰ Ca/ ⁴⁰ K метод	
Неперекристаллизованный сильвин из пласта "Б" Верхнекамского месторождения	215 ± 5	228 ± 7	Кунгурский ярус нижней перми
Перекристаллизованный сильвин из пласта "Б" Верхнекамского месторождения	150 ± 5	228 ± 7	То же
Половининская скважина, Иркутский амфитеатр	148 ± 10	620 ± 20	Усольская свита ленского яруса нижнего кембрия

Н.И.Полевая и др. (по [73]) для проверки сохранности аргона в сильвинах провели одновременное определение возраста К-Аг и К-Са методами. Сильвин наиболее пригоден для датирования К-Са методом, так как содержит высокие концентрации ^{40}K , и, следовательно, радиогенного ^{40}Ca , который, обычно, бывает трудно выделить на фоне природного ^{40}Ca . Анализировали два образца белого сильвина из пласта "Б" Верхнекамского месторождения (г. Березники) и один из Половининской скважины опорного бурения (Иркутский амфитеатр). Лишь один образец из пласта "Б" был перекристаллизован. Результаты определения возраста приведены в табл. 15.

Перекристаллизованные сильвины потеряли значительное количество аргона. Хорошее совпадение возрастов перекристаллизованного сильвина со стратиграфическим положением анализируемого образца свидетельствует о практическом отсутствии диффузионных потерь, поэтому потери аргона в перекристаллизованных образцах связаны с этим явлением, и полученное значение возраста характеризует время перекристаллизации (юра), что для исследованных образцов не противоречит геологическим представлениям. Вардлав [339] датировал образцы сильвина и карналлита эвапоритовой формации Саскачевана (США). В целом все 19 образцов дали заниженное значение возраста по сравнению со значением, полученным по ископаемым остаткам (370 млн. лет). В порядке убывания были получены следующие значения К-Аг возраста (млн. лет): 344, 339, 334, 333, 325, 318, 318, 315, 297, 295, 289, 272, 262, 256, 248, 222, 207, 128, 56. Лишь по нескольким образцам получены значения, достаточно близкие к истинному возрасту. Никаких закономерностей распределения значения возрастов в зависимости от характера анализируемых образцов и их положения в разрезе обнаружено не было. Три образца карналлита из исследуемого разреза дали аномально низкое значение возраста ~ 7 млн. лет. Эти минералы потеряли практически весь радиогенный аргон.

ГЕЛИЕВЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА

Гелий образуется при α -распаде естественно-радиоактивных элементов. Ряд урана ^{238}U содержит 8 α -излучающих изотопов, ряд ^{232}Th — 6, ряд ^{235}U — 7. Остальные радиоактивные элементы вносят незначительный вклад в образование гелия.

ОСНОВЫ МЕТОДА

Для определения возраста гелиевым методом необходимо выполнение следующих достаточно простых и очевидных условий: в начальный момент времени гелий должен отсутствовать, но если в момент формирования породы или образования минерала часть гелия была захвачена, мы должны знать эту начальную концентрацию; в течение геологического времени должна отсутствовать миграция гелия и всех элементов, входящих в радиоактивные ряды. При выполнении этих условий накопление гелия можно описать соотношениями

$$\frac{\text{He}_{238}\text{U}}{8} = {}^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$\frac{\text{He}^{232}\text{Th}}{6} = {}^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

$$\frac{\text{He}^{235}\text{U}}{7} = {}^{235}\text{U}(e^{\lambda_{235}t} - 1),$$

где ${}^{238}\text{U}$, ${}^{232}\text{Th}$, ${}^{235}\text{U}$ — концентрация урана и тория в исследуемом образце; He^{238}U , He^{232}Th , He^{235}U — концентрация гелия, образовавшегося при распаде соответствующего изотопа; λ_{238} , λ_{232} , λ_{235} — постоянные распада.

Суммарное количество гелия в породе или минерале в объемных единицах с учетом весовых значений урана и тория можно написать в виде соотношения [73]:

$$4,45 \cdot 10^{-5} \text{ He (мл)} = \frac{8^{238}\text{U}}{238,07} (e^{\lambda_{238}t} - 1) + \frac{6^{232}\text{Th}}{232,12} \times \\ \times (e^{\lambda_{232}t} - 1) + \frac{7^{235}\text{U}}{235} (e^{\lambda_{235}t} - 1).$$

Для определения возраста необходимо в исследуемом образце измерить содержание гелия, ${}^{238}\text{U}$ и ${}^{232}\text{Th}$. Обычно, значение возраста рассчитывается на ЭВМ.

Уже первые определения возраста гелиевым методом показали, что чаще всего получаются заниженные результаты, причиной чего является повышенная диффузионная способность гелия. Выделение гелия зависит от температуры, но для разных минералов эта зависимость не одинакова. Способность гелия к выделению определяется и измельченностью образца. Многочисленные экспериментальные исследования, проведенные для разных минералов при различных воздействиях, обобщены в монографии И.Е. Старика [73].

В качестве критерия сохранности гелия применяются различные параметры. Э.К. Герлинг предложил использовать в качестве такого параметра теплоту диффузии [21]. Согласно установленным им закономерностям, если теплота диффузии превышает 35–40 ккал/моль, отличие от истинного возраста не превышает 10%. Для некоторых минералов получено несколько значений величины теплоты диффузии, соответствующих различным формам вхождения гелия в кристаллическую структуру минерала. Однако метод определения теплоты диффузии трудоемок, требует большой навески образца и поэтому применяется редко. В качестве другого параметра сохранности Э.К. Герлинг предложил использовать плотность упаковки (объем, приходящийся на 1 атом кислорода). Потери гелия определяются его диффузией, поэтому более плотные минералы должны лучше сохранять гелий. Породообразующие минералы (полевые шпаты, нефелины, слюды, кварцы) имеют неплотную упаковку и плохо сохраняют гелий. Количественным критерием сохранности гелия может служить термин — фактор сохранности, введенный Кивиллом, характеризующий долю гелия, сохранившегося в минерале. В табл. 16 приведены значения фактора сохранности и плотности упаковки некоторых минералов [73]. Знание фактора сохранности позволяет ввести поправки в формулы для расчета возраста. Однако

Таблица 16. Фактор сохранности гелия и плотность упаковки минералов [73]

Минерал	Фактор сохранности (среднее значение)	Плотность упаковки
Гранат	0,65	15,8–18,1
Пироксен	0,6	17,4–21,1
Роговая обманка	0,6	
Бiotит	0,5	19,3–20,4
Магнетит	0,5	18,5
Кварц	0,25	18,7
Полевой шпат	0,2	21–23

практически его нужно знать для каждого отдельно анализируемого образца, так как фактор сохранности существенно зависит от возраста образца, его генезиса, степени старения. Величина плотности упаковки не всегда соответствует степени сохранности гелия. Как указывает И.Е. Старик [73], минералы с плотной упаковкой – корунд, рутил, топаз, алмаз, пироп, магнетит, шпинель – оказались непригодными для датирования гелиевым методом, а магнетит, не имеющий плотной упаковки, дает значения возраста, близкие к истинным.

На сохранность гелия решающее влияние оказывает форма вхождения урана и тория в исследуемый минерал, поэтому некоторые минералы, в которых гелий практически не диффундирует, могут терять гелий лишь вследствие того, что уран и торий не входят в кристаллическую структуру минерала.

В некоторых минералах обнаружено аномально высокое содержание гелия, который, как показал Хлопин (цит. по [73]), захвачен из магмы при ее кристаллизации. Начальный гелий может присутствовать практически во всех минералах.

Выявление минералов, хорошо сохраняющих гелий, лучше всего проводить параллельным определением возраста гелиевым и каким-либо другим методом (обычно U, Th-Pb или K-Ar). Именно такие исследования позволили выявить пригодные для датирования минералы: ниоботанталаты, магнетиты, цирконы, сфены, монациты, некоторые разновидности граната и др.

В целом для получения надежных датировок необходимо проводить трудоемкие методические исследования или дублировать определения возраста другими методами, что не всегда возможно, но и в этом случае полученные значения могут оказаться полезными, так как они определяют нижний предел возраста. Большим преимуществом метода является его сравнительная простота.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Процессы, происходящие в рифтовых зонах, являются ключевыми для понимания практически всех глобальных явлений на Земле. Однако в настоящее время мы не имеем методов, которые позволили бы получать надежные датировки молодых вулканических пород. Аналитическая тех-

Таблица 17. Результаты определения возраста базальтов архипелага Мадейра гелиевым и К-Аг методами

Образец	$^4\text{He} \cdot 10^{-8}, \text{ см}^3/\text{г}$	$\text{U} \cdot 10^{-6}, \text{ г/г}$	Не возраст, млн.лет	К-Аг, возраст, млн. лет
MAD-1BM	16,66	1,13	0,68±0,016	1,20±0,06
MAD-1BG	17,85	1,18	0,70±0,019	1,22±0,04
MAD-1b-MG	19,15	1,21	0,73±0,0099	1,21±0,03
MAD-3	49,70	1,89	1,21	2,01±0,05
MAD-5	11,84	0,81	0,67	1,18±0,03
MAD-6M	28,03	3,16	0,41±0,047	1,14±0,02
MAD-6G	31,00	3,18	0,45±0,023	0,90±0,02
MAD-6MG	29,09	3,17	0,42±0,00071	0,95±0,02
MAD-8	22,97	1,02	1,04±0,017	1,61±0,04
MAD-9	25,10	1,23	0,94±0,0035	1,27±0,05
MAD-11	21,51	0,90	1,10±0,04	1,59±0,03
MAD-14	11,78	0,88	0,62±0,024	0,84±0,02
MAD-18	27,41	2,18	0,58	0,85±0,03
MAD-21	18,72	0,86	1,00	1,26±0,05
MAD-23	18,66	2,41	0,36	1,35±0,02
MAD-24	53,11	1,02	2,39	3,94±0,06
MAD-25	54,19	0,98	2,55	3,25±0,05
MAD-53	0,90±0,40	1,02	0,004±0,018	0,39±0,03
MAD-54	0,37±0,41	0,61	0,027±0,031	0,89±0,04

ника определения ультранизких концентраций гелия с введением внешнего трассера ^3He и с последующим измерением отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ на чувствительных масс-спектрометрах позволяет определять концентрации гелия $\sim 10^{-9}\text{ см}^3$. Поэтому во многих случаях исследователей удовлетворяет возможность получения даже нижнего предела возраста при его определении по породе в целом или по отдельным минералам.

В работе [154] предпринята попытка датирования молодых базальтов архипелага Мадейра. Результаты определения возраста гелиевым и К-Аг методами приведены в табл. 17. Навеска исследуемого вещества составляла 0,3 г. Все проанализированные образцы потеряли гелий. Полученные значения возраста достаточно хорошо аппроксимируются уравнением $t_{\text{He}} = 0,74$, $t_{\text{К-Аг}} - 0,2$ (млн. лет). Установление подобной закономерности позволяет проводить дальнейшие определения для однотипных пород уже только более простым гелиевым методом, что может оказаться полезным при проведении детального возрастного картирования.

Левентхол [208] датировал молодые базальты в районе Сан-Франциско также гелиевым и К-Аг методами.

Гелиевый возраст практически оказался в 4 раза ниже, чем калий-аргоновый. Как показали результаты по выщелачиванию, обработка слабой кислотой удаляет значительное количество урана. Это свидетельствует о том, что основная его часть в рассматриваемых породах располагается не в кристаллической структуре минерала. Это и обуславливает высокие потери гелия. В среднем граниты сохраняют около 20% гелия, базальты — 50% [100].

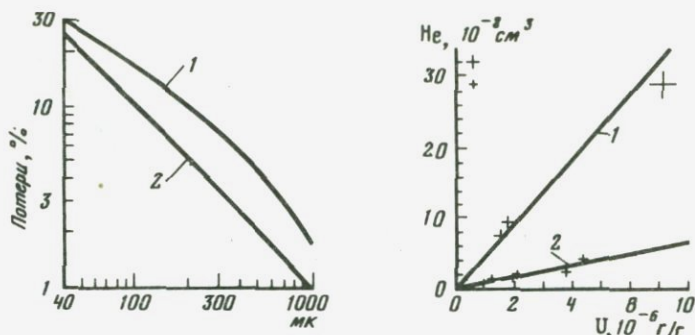
ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Более успешно гелиевый метод применяется для определения возраста ископаемых кораллов, которые содержат значительные количества захваченного из морской воды урана и практически не содержат ^{232}Th . В отличие от изверженных пород при датировании кораллов необходимо учесть ряд дополнительных факторов. Основное требование — отсутствие миграции урана и продуктов его распада — в целом выполняется для кораллов четвертичного и нижнемиоценового возраста. Неперекристаллизованные кораллы арагонитовой структуры хорошо сохраняют уран и продукты его распада. Более подробно эта проблема рассмотрена ниже (см. раздел о $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ методе датирования кораллов). Наиболее вероятной является потеря ^{222}Rn , который по химическим свойствам является таким же благородным газом, как и гелий, поэтому если структура коралла теряет ^{222}Rn , она не удержит и гелий, имеющий меньшие размеры атома и потому более склонный к диффузии. Прямыми измерениями эманирования ^{222}Rn в морскую воду из 6 проанализированных кораллов в трех потери составили $< 1\%$, в двух $\sim 8\%$ и в одном $\sim 18\%$ [100]. Измерение эманирования ^{222}Rn характеризует диффузионные параметры, определяющие потери гелия, и по возможности эти измерения для исследуемых образцов необходимо проводить.

Толщина перегородок или диаметр стерженьков кораллового скелета сравнимы с пробегом α -частиц, поэтому определенная часть атомов гелия будет потеряна. Эти потери можно теоретически рассчитать и ввести на них поправку. Для получения скорректированного значения возраста измеренное количество гелия делят на параметр $[1 - f(1 - I)]$, где f — доля теряемых атомов гелия, которую можно определить по графику в зависимости от толщины стенок или диаметра стерженьков (рис. 12). I — доля объема коралловой структуры, из которой не происходит потерь гелия, обусловленных пробегом α -частиц (участки сплошной структуры, переkreщивания стенок и стрежней). Толщины стенок и параметр I определяются обычно по фотографиям коралла, полученным на сканирующем микроскопе. Для коралла сплошной массивной структуры $I = f = 0$. Если

Таблица 18. Накопление гелия для $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,15$, при нулевом начальном содержании продуктов распада, $^4\text{He}/\text{U} - 10^{-8}\text{см}^3/\text{мкг U}$ [100]

Возраст, лет	$^4\text{He}/\text{U}$	Возраст, лет	$^4\text{He}/\text{U}$	Возраст, лет	$^4\text{He}/\text{U}$
$30 \cdot 10^3$	0,1586	$130 \cdot 10^3$	0,9701	$500 \cdot 10^3$	5,430
$40 \cdot 10^3$	0,1869	$140 \cdot 10^3$	1,075	$600 \cdot 10^3$	6,675
$50 \cdot 10^3$	0,2538	$170 \cdot 10^3$	1,399	$700 \cdot 10^3$	7,913
$60 \cdot 10^3$	0,3455	$200 \cdot 10^3$	1,745	$800 \cdot 10^3$	9,139
$70 \cdot 10^3$	0,4153	$230 \cdot 10^3$	2,093	$1000 \cdot 10^3$	11,58
$90 \cdot 10^3$	0,5830	$260 \cdot 10^3$	2,459	$1200 \cdot 10^3$	14,01
$100 \cdot 10^3$	0,6745	$350 \cdot 10^3$	3,561	$1500 \cdot 10^3$	17,64
$110 \cdot 10^3$	0,7755	$400 \cdot 10^3$	4,184		
$120 \cdot 10^3$	0,8682	$450 \cdot 10^3$	4,805		



Р и с. 12. Зависимость потерь гелия от толщины стенок (1) или диаметра стержня (2) [100]

Р и с. 13. Зависимость содержания гелия от содержания урана для моллюсков двух различных террас [163]

1 — гелиевая изохрона $3,5 \cdot 10^5$ лет; 2 — гелиевая изохрона $10 \cdot 10^5$ лет

межстеночное или межстержневое пространства не заполнены водой, потерями можно пренебречь, так как α -частица, вылетевшая из одной стенки, будет поглощена противоположной.

Для образцов с возрастом $< 10^6$ лет необходимо при расчете возраста учесть отсутствие первоначального равновесия в радиоактивных рядах ^{238}U и ^{235}U . В этом случае необходимо рассчитывать количество образующегося гелия отдельно для каждого продукта распада (кроме короткоживущих изотопов):

$$\begin{aligned} & \text{от } ^{234}\text{U} \quad 1 + \frac{[(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_t - 1] (1 - e^{-\lambda_{234}t})}{\lambda_{234}t} \\ & \text{от } ^{230}\text{Th} \quad \frac{1}{t} \left\{ t - \frac{1}{\lambda_{230}} (1 - e^{-\lambda_{230}t}) + [(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_t - 1] \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \times \right. \\ & \quad \left. \times \left[\frac{1}{\lambda_{234}} (1 - e^{-\lambda_{234}t}) - \frac{1}{\lambda_{230}} (1 - e^{-\lambda_{230}t}) \right] \right\} \\ & \text{от } ^{226}\text{Ra} \quad \frac{1}{t} \left\{ t - \left(\frac{\lambda_{226}}{\lambda_{236} - \lambda_{230}} \right) \left(\frac{1}{\lambda_{230}} \right) (1 - e^{-\lambda_{230}t}) + \right. \\ & \quad \left. + \left(\frac{\lambda_{230}}{\lambda_{226} - \lambda_{230}} \right) \left(\frac{1}{\lambda_{226}} \right) (1 - e^{-\lambda_{226}t}) + \right. \\ & \quad \left. + [(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_t - 1] \lambda_{226} \cdot \lambda_{230} \left[\frac{1}{\lambda_{234}} \frac{1 - e^{-\lambda_{234}t}}{(\lambda_{234} - \lambda_{230})(\lambda_{234} - \lambda_{226})} + \right. \right. \\ & \quad \left. \left. + \frac{1}{\lambda_{230}} \frac{1 - e^{-\lambda_{230}t}}{(\lambda_{230} - \lambda_{234})(\lambda_{230} - \lambda_{226})} + \frac{1 - e^{-(\lambda_{226} + \lambda_{234} - \lambda_{230})t}}{\lambda_{226} + \lambda_{234} - \lambda_{230}} \right] \times \right. \\ & \quad \left. \left. \times \frac{1}{(\lambda_{226} - \lambda_{234})(\lambda_{226} - \lambda_{230})} \right\} \right\} \end{aligned}$$

Таблица 19. Результаты датирования кораллов гелиевым методом

Образец	${}^4\text{He} \cdot 10^{-8}$ см ³ /г	U, г/т	${}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$	${}^{230}\text{Th}/{}^{234}\text{U}$
Флорида				
21954	59,3 ± 1,2	2,78 ± 0,08	1,02 ± 0,03	1,08 ± 0,05
21954SPH	57,1 ± 1,1	2,81 ± 0,05	1,01 ± 0,01	1,00 ± 0,02
T458B	186,0 ± 6,0	1,13 ± 0,05	1,04 ± 0,07	0,84 ± 0,07
T458C	187,0 ± 6,0	0,94 ± 0,07	1,18 ± 0,13	0,84 ± 0,09
T547C	182,0 ± 4,0	1,03 ± 0,05	1,01 ± 0,06	0,87 ± 0,06
T655A	247,0 ± 7,0	1,51 ± 0,06	1,01 ± 0,06	1,06 ± 0,06
T821A	191,0 ± 4,0	0,98 ± 0,03	1,02 ± 0,04	0,98 ± 0,05
T821B	238,0 ± 5,0	1,23 ± 0,05	0,95 ± 0,06	0,94 ± 0,07
Атолл Эниветок (Маршалловы острова)				
L13066A1	93,0 ± 1,9	1,39 ± 0,06	0,92 ± 0,05	1,05 ± 0,06
L1306HA1	209,0 ± 4,0	2,75 ± 0,06	1,01 ± 0,03	1,08 ± 0,04
L1306A	162,0 ± 3,0	1,60 ± 0,06	0,95 ± 0,05	1,01 ± 0,05
L1306K3	119,0 ± 2,0	1,74 ± 0,08	0,96 ± 0,06	0,96 ± 0,06

${}^{232}\text{Th}/{}^{230}\text{Th}$	Некорректированный возраст, 10 ⁶ лет	Форма стенки	Толщина стенки, мк	I, %	f, %	Скорректированный возраст, 10 ⁶ лет
Флорида						
0,01	1,81	Пластинч.	200	0,1	4	1,89
0,01	1,72	„	130	0,1	7	1,85
0,09 ± 0,01	13,7	„	80	0,1	12	15,6
0,02	16,5	Массивная	—	—	0	16,5
0,02	15,6	„	—	—	0	15,6
0,05 ± 0,01	13,6	Стержневая	120	0,1	14	15,8
0,02	16,2	Массивная	—	—	0	16,2
0,01	16,1	„	—	—	0	16,1
Атолл Эниветок (Маршалловы острова)						
0,02	5,6	Пластинч.	70	0,1	0,14	6,3
0,02 ± 0,02	6,3	„	70	0,1	0,14	7,3
0,02	8,4	„	130	0,1	0,08	9,1
0,02	5,7	„	60	0,1	0,17	6,9

$$\text{от } {}^{235}\text{U} \frac{1}{137,8} \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} = 0,0459$$

$$\text{от } {}^{231}\text{Pa} \frac{0,0459}{t} \left(t - \frac{1 - e^{-\lambda_{231} t}}{\lambda_{231}} \right)$$

Полное количество накопившегося гелия можно рассчитать по соотношению

$$({}^4\text{He}) = {}^4\text{He}({}^{238}\text{U}) + {}^4\text{He}({}^{234}\text{U}) + {}^4\text{He}({}^{230}\text{Th}) + 5{}^4\text{He}({}^{226}\text{Ra}) + {}^4\text{He}({}^{235}\text{U}) + 6{}^4\text{He}({}^{231}\text{Pa})$$

В табл. 18 приведены результаты расчетов по вышеприведенным формулам для ${}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U} = 1,15$ (океанические воды) при ${}^{230}\text{Th}/{}^{234}\text{U} = 0$ для начального момента времени.

При радиоактивном равновесии из 1 мкг ${}^{238}\text{U}$ образуется $12,05 \cdot 10^{-8}$ см³ ${}^4\text{He}$ за 10⁶ лет.

В возрастном интервале до 300 тыс. лет результаты датирования гелиевым методом хорошо контролируются ${}^{230}\text{Th}/{}^{234}\text{U}$ методом, а при $t > 300$ тыс. лет равновесие в рядах урана и тория является хорошим дополнительным критерием отсутствия миграции.

При датировании необходимо следить, чтобы анализируемые образцы не содержали детрита, который может иметь высокие концентрации ${}^4\text{He}$.

Результаты определения возраста некоторых образцов кораллов Флориды и атолла Эниветок (Маршалловы острова) приведены в табл. 19. Эти результаты хорошо согласуются со стратиграфическим положением

анализируемых образцов. Хорошие результаты были получены и при датировании кораллов, приподнятых тектоническими движениями рифовых террас о-ва Барбадос. Применение ${}^{230}\text{Th}/{}^{234}\text{U}$ и гелиевого методов позволило получить последовательную серию датировок от 80 до 640 тыс. лет, характеризующую уровни высокого стояния вод океана [100–102].

Для успешного датирования кораллов необходимо, чтобы анализируемые образцы удовлетворяли ряду требований [100]:

- 1) кораллы должны иметь непрерывно кристаллизованную арагонитовую структуру;
- 2) ${}^{232}\text{Th}$ должен отсутствовать, это является критерием отсутствия детритового материала;
- 3) ${}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$ и ${}^{230}\text{Th}/{}^{234}\text{U}$ должны быть конкордантными с полученными значениями гелиевого возраста;
- 4) потери ${}^{222}\text{Rn}$ не должны превышать 5%;
- 5) необходимо по возможности учесть начальное содержание ${}^4\text{He}$, обусловленное даже небольшой примесью детритового материала;
- 6) необходимо вводить поправки на потери гелия для пластинчатой и стержневой структур кораллов.

Успешно в некоторых случаях применяется гелиевый метод и для датирования раковин. Вопросы миграции радиоэлементов в раковинах подробно рассмотрены ниже (см. раздел „ ${}^{230}\text{Th}/{}^{234}\text{U}$ метод датирования“). С точки зрения миграции по сравнению с кораллами, раковины менее надежный материал. Все основные требования, предъявляемые к образцам кораллов для их успешного датирования, применимы и к раковинам. На рис. 13 приведены результаты, полученные для моллюсков двух тер-

рас, результаты для каждой террасы хорошо аппроксимируются изохронной соответствующего возраста [163]. Более детальная разработка гелиевого метода для датирования раковин является актуальной проблемой, так как раковины часто встречаются в осадочных образованиях. Они хорошо датируются радиоуглеродным методом до 40 тыс. лет. Интенсивно разрабатываются методы датирования $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методами для интервала до 250 тыс. лет. Использование гелиевого метода позволило бы расширить этот диапазон на больший временной интервал. Сильная миграция гелия не позволила применить гелиевый метод для датирования костного материала и апатита [163].

СВИНЦОВЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА И ИЗОТОПЫ СВИНЦА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИЗОТОПАХ СВИНЦА

В природном веществе встречаются 4 стабильных изотопа свинца с массами 204, 206, 207 и 208. Из этих изотопов лишь свинец с массовым числом 204 является первозданным, т.е. образованным в тех процессах нуклеосинтеза, в которых образовались практически все стабильные и долгоживущие радиоактивные изотопы нашей Галактики. Свинец с массами 206, 207, 208 имеет более сложный генетический состав. Частично, как и свинец 204, он является первозданным, но значительная его часть образуется на Земле при распаде изотопов ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th . Схемы распада этих изотопов приведены на рис. 1. Свинец, образовавшийся при распаде урана и тория, называют радиогенным. По генетическим признакам радиогенный свинец разделяется на: 1) первоначальный — образовавшийся на допланетной стадии развития; 2) первичный — фиксируемый минералом или породой в момент выделения из магмы или при аутигенном минералообразовании; 3) рудный — выделившийся в виде руд и минералов; 4) примесный — свинец, который находится в породе или минерале в подчиненном положении вне кристаллической решетки. Первозданный свинец, смешанный в различных соотношениях с радиогенным, называют обыкновенным свинцом [68].

Накопление изотопов свинца с течением времени в какой-либо системе (Земля в целом, порода, минерал) описывается соотношениями

$$^{206}\text{Pb}(t) = ^{206}\text{Pb}_0 + \int_0^t ^{238}\text{U}(t) \lambda_8 e^{-\lambda_8 t} dt, \quad (1)$$

$$^{207}\text{Pb}(t) = ^{207}\text{Pb}_0 + \int_0^t ^{235}\text{U}(t) \lambda_5 e^{-\lambda_5 t} dt, \quad (2)$$

$$^{208}\text{Pb}(t) = ^{208}\text{Pb}_0 + \int_0^t ^{232}\text{U}(t) \lambda_2 e^{-\lambda_2 t} dt, \quad (3)$$

где $^{206}\text{Pb}_0$, $^{207}\text{Pb}_0$, $^{208}\text{Pb}_0$ — концентрации первичного свинца; t — время, прошедшее с момента выделения системы (минерала, породы) из магмы, или аутигенного минералообразования. λ_8 , λ_5 , λ_2 — постоянные распада ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th соответственно.

Решение этих уравнений удобно записать в виде отношений к ^{204}Pb , концентрация которого во времени не меняется:

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \frac{^{206}\text{Pb}_0}{^{204}\text{Pb}} + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_8 t} - 1), \quad (4)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \frac{^{207}\text{Pb}_0}{^{204}\text{Pb}} + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_5 t} - 1), \quad (5)$$

$$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \frac{^{208}\text{Pb}_0}{^{204}\text{Pb}} + \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_2 t} - 1). \quad (6)$$

Используя постоянство изотопного состава урана в каждый данный момент времени (современное значение $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$), из уравнений (4) и (5) можно получить соотношение, связывающее время и изотопный состав свинца:

$$\frac{^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}_0/^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}_0/^{204}\text{Pb}} = \frac{e^{\lambda_5 t} - 1}{137,88(e^{\lambda_8 t} - 1)}. \quad (7)$$

При рассмотрении эволюции изотопного состава Земли в целом в качестве первичного принимается изотопный состав свинца железных метеоритов, содержащих ничтожные концентрации изотопов урана и тория ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 9,43$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 10,58$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 29,80$), а за современное значение — изотопный состав илов пелагических частей Тихого океана ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,90$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,86$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,82$). Считается, что этот свинец при своем формировании усреднил изотопный состав земной коры, вулканических пород океанического дна, близких к составу мантии, и космического вещества [68]. По первичному и современному значениям, принимая возраст Земли 4,5 млрд. лет, можно по уравнениям (4–6) рассчитать ход изменения изотопного состава свинца во времени (табл. 20).

Таблица 20. Изменение распространения изотопов свинца в земном веществе во времени [68]

Время, млрд. лет	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	Время, млрд. лет	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$
0,0	18,90	15,86	38,82	1,8	15,86	15,53	35,45
0,2	18,60	15,84	38,50	2,0	15,49	15,44	35,06
0,4	18,30	15,82	38,14	2,2	15,11	15,34	34,66
0,6	17,98	15,80	37,77	2,6	14,25	15,04	33,81
0,8	17,66	15,78	37,41	3,0	13,31	14,64	32,99
1,0	17,33	15,75	37,05	3,4	12,36	14,02	32,16
1,2	17,00	15,71	36,61	3,8	11,42	13,12	31,31
1,4	16,62	15,66	36,25	4,2	10,28	11,78	30,38
1,6	16,24	15,60	35,85	4,5	9,43	10,58	29,80

Таблица 21. Распределение урана, тория и свинца по геосферам [68]

Геофазы	Масса, т	Распространенность, 10^{-6} г/г		
		U	Th	Pb
Земная кора	$3,75 \cdot 10^{19}$	2,7	9,6	15,0
Мантия	$4,33 \cdot 10^{21}$	0,002	—	0,14
Ядра	$1,62 \cdot 10^{21}$	0,0001	—	0,12
Земля в целом	$5,98 \cdot 10^{21}$	0,003	—	0,22

В процессе дифференциации Земли на оболочки происходит резкое обогащение земной коры ураном, торием и свинцом, при этом ураном кора обогатилась в значительно большей степени, чем свинцом (табл. 21). Поэтому в целом изменение изотопного состава свинца в различных оболочках и различных их частях происходит в зависимости от степени дифференциации Pb, U и Th, т.е. от величины отношений: $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$.

ОСНОВЫ МЕТОДА ДАТИРОВАНИЯ

Измерив в геологическом образце содержание урана, тория и свинца, определив на масс-спектрометре изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и приняв в качестве начальных значений определенные величины, можно на основании уравнений (4–6) рассчитать возраст. Если система в течение рассматриваемого временного интервала оставалась закрытой относительно миграции всех членов радиоактивных рядов, начиная с ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и заканчивая конечными ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , принятые начальные значения соответствуют действительным, все три получаемые значения возраста должны быть одинаковыми. По соотношению (7) определяется и четвертое значение возраста, измерив на масс-спектрометре только два изотопных отношения, что является необычайно удобным, особенно при определении возраста образцов с низкими концентрациями урана, тория и свинца. Совпадение возрастных значений — наиболее высокий критерий надежности получаемых датировок, но практически $> 70\%$ образцов радиоактивных минералов дают расходящиеся значения возраста, при этом получаемые значения обычно удовлетворяют неравенствам:

$$t \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right) > t \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} \right) > t \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} \right).$$

Причины расхождения возрастных датировок различны [86]. Во-первых, они могут быть вызваны экспериментальными погрешностями, которые значительны при низких концентрациях измеряемых элементов.

Во-вторых, погрешность может быть вызвана неправильным выбором значения первичного свинца. Обычно принимается, что при кристаллизации уран- и торийсодержащие минералы захватывают обыкновенный свинец, но,

так как его концентрация зависит от возраста, это усложняет расчеты. С другой стороны, величина поправки зависит от хода эволюции урана, тория и свинца в земной коре, т.е. фактически от правильности моделей, описывающих формирование оболочки и изменение их химического состава. Так, Э.В. Собонович приводит результаты расчета изменения распространенности изотопов свинца в земной коре во времени по уравнениям (4–6) на основании простых предположений: содержание ^{238}U в земной коре равно $3 \cdot 10^{-6}$ г/г, свинца $1,6 \cdot 10^{-5}$ г/г, $\text{Th}/\text{U} = 3,7$ (вес), распространенность ^{204}Pb в смеси изотопов 1,34%. За изотопный состав современного свинца принято содержание его в пелагических глинах Тихого океана, как это было принято ранее. Однако кора с принятыми значениями концентрации урана и свинца существовала, по-видимому, не на протяжении всей истории Земли, так как величины изотопных отношений свинца для временного интервала 3,5–4,5 млрд. лет получаются аномально низкими, и поправки по этим расчетам следует вводить осмотрительно.

Более надежно введение поправок по когенетичным галенитам, которые практически не содержат урана и тория и, следовательно, сохранили первичный изотопный состав. При отсутствии галенитов можно использовать когенетичные породообразующие минералы с высокими отношениями Pb/U , например полевые шпаты, или изотопный состав рудного свинца в данном районе.

Введение поправки на первичный свинец можно избежать, если датировать по нескольким образцам, которые образовались в одно время, захватили разное количество обыкновенного свинца, но одного изотопного состава и представляют закрытую $\text{U}-\text{Pb}$ систему с момента образования.

В-третьих, расхождения чаще всего вызываются миграцией радиоактивных элементов в процессах выщелачивания, эманирования и возгонки. Подробно эти процессы рассмотрены в монографии [73].

Определение возраста по отношению $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ часто дает неправильные значения и используется редко. Результаты определения возраста $\text{U}-\text{Pb}$ методами удобно рассматривать графически. Значения возраста, определенные по обоим соотношениям, должны ложиться на кривую согласованных значений в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}-^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — конкордию Везерилла (рис. 14). Каждая точка на этой кривой соответствует определяемому значению возраста. То обстоятельство, что в процессах, связанных с привнесом и выносом урана и свинца, изотопы ведут себя одинаково, позволило разработать ряд моделей, позволяющих определять истинный возраст. Наиболее простая модель описывает однократный вынос свинца. В этом случае экспериментальные результаты для различных датированных сингенетичных минералов ложатся на прямую линию (II), называемую дискордией. Точка пересечения ее с конкордией (2) соответствует истинному возрасту, а точка (3) характеризует время, когда произошел вынос свинца. Точка (1) соответствует полному выносу радиогенного свинца, точка (2) характеризует минерал, кристаллическая структура которого сохранила весь накопленный радиогенный свинец. Промежуточные точки характеризуют минералы с частичными потерями. Разработаны модели непрерывного диффузионного выноса изотопов свинца и более сложные модели, учитывающие и однократный вынос, и диффузионные потери одновременно, модели с более чем однократным выносом

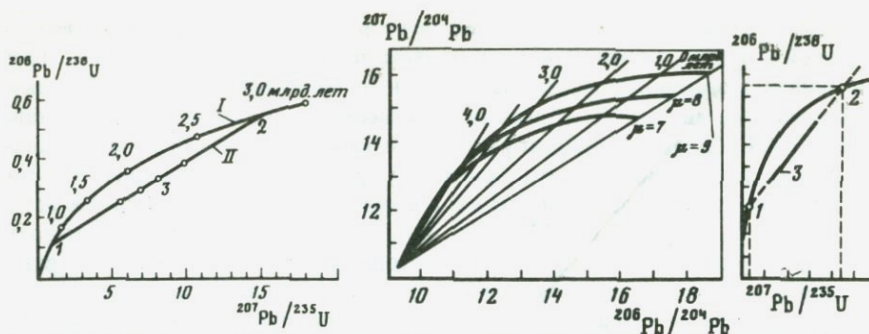


Рис. 14. Конкордия (I), дискордия (II) и экспериментальные результаты (1-3) по модели однократного выноса свинца

Рис. 15. Взаимосвязь изохрон и линий развития

Показаны изохроны для значений возраста 0; 1; 2; 3; 4 млрд. лет и серия кривых одностадийного развития для различных значений $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$

Рис. 16. Нахождения возраста урансодержащих минералов, загрязненных свинцом по кривой согласованных значений [86]

1 - истинный возраст серии минералов; 2 - верхний предел времени дифференцирования урана и свинца в земной коре; 3 - прямая, на которую ложатся экспериментальные результаты

свинца, модели, учитывающие низкотемпературный отжиг и смешивание цирконов разного возраста и др. [27, 86]. Применение этих моделей позволяет не только восстановить истинный возраст системы, но и охарактеризовать параметры процессов, вызывающих нарушение замкнутости в каждом конкретном случае. Для точки (3), не лежащей на конкордии, легко графически определить все три расходящихся значения возраста (рис. 14). Наиболее близким к истинному является возраст, определяемый только по отношению изотопов свинца.

В некоторых случаях удобно представлять экспериментальные результаты в координатах ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ — ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ по уравнению (7) — уравнению изохроны Хуутерманса. Все результаты с одинаковым значением возраста в этом случае располагаются вдоль прямых линий (изохрон), проходящих через точку, характеризующую первозданный свинец (рис. 15). Кривые (линии развития для определенных значений $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$) рассчитываются по уравнениям (4) и (5). Экспериментально определяемые величины ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ и ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ соответствуют точке пересечения соответствующей изохроны и линии развития.

Для датирования U-Pb методом практически может быть использован любой содержащий уран или торий минерал. Но чаще всего для анализа используются цирконы, монациты и сфены. Определения возраста можно проводить и по серии образцов породы в целом, имеющих различные отношения U/Pb, при условии, что изотопный состав первичного свинца для всей серии один и тот же и за рассматриваемый интервал система оставалась закрытой.

Дискордантные значения возраста получаются часто для образцов, в которых велико содержание обыкновенного свинца. Для этих образцов Э.К. Герлинг и Ю.А. Шуколюков [86] разработали метод, позволяющий избежать введения поправки на этот свинец. Предположим, имеет-

ся, как минимум, 2 минерала, образовавшиеся одновременно и захватившие при образовании различное количество обыкновенного свинца. Как и в общем случае, содержание свинца можно выразить в виде

$$^{206}\text{Pb} = ^{206}\text{Pb}_0 + ^{206}\text{Pb}_p,$$

$$^{207}\text{Pb} = ^{207}\text{Pb}_0 + ^{207}\text{Pb}_p,$$

где $^{206}\text{Pb}_0$, $^{207}\text{Pb}_0$ — содержание обыкновенного свинца; $^{206}\text{Pb}_p$, $^{207}\text{Pb}_p$ — содержание радиогенного свинца.

Разделив оба уравнения на содержание материнского изотопа в соответствии с уравнением радиоактивного распада, получаем выражения

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} = \frac{^{206}\text{Pb}_0}{^{238}\text{U}} + e^{\lambda_6 t} - 1,$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} = \frac{^{207}\text{Pb}_0}{^{235}\text{U}} + e^{\lambda_7 t} - 1 = \left(\frac{^{207}\text{Pb}_0}{^{206}\text{Pb}_0} \right) \left(\frac{^{206}\text{Pb}_0}{^{238}\text{U}} \right) \times \\ \times 137,88 + e^{\lambda_7 t} - 1.$$

Исключив из обеих частей уравнений $\frac{^{206}\text{Pb}_0}{^{238}\text{U}}$, получаем

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} = \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} \cdot \frac{1}{137,88} \cdot \frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}_0} - 1 + e^{\lambda_6 t} + \\ + \frac{^{206}\text{Pb}_0}{^{207}\text{Pb}_0} \cdot \frac{1}{137,88} (1 - e^{\lambda_7 t}).$$

В системе координат $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — это уравнение прямой линии вида $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = a (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) + b$, пересекающей конкордию в двух точках (рис. 16). Значения возраста в точках пересечения удовлетворяют исходным уравнениям: (1) — соответствует условию отсутствия "обычного свинца" и определяет время образования всей серии минералов; (2) — соответствует условию отсутствия избыточного урана, не находящегося в равновесии с первоначальным свинцом, и определяет верхний предел времени дифференцирования U и Pb в земной коре.

Низкие концентрации урана и тория в океанических базальтах практически не позволяют определять их возраст свинцовым методом даже для древних офиолитовых поясов. В осадках океана можно датировать лишь богатые ураном и торием минералы, поставляемые речным стоком при размыве древних гранитных пород. Большое практическое значение получило изучение изотопного состава свинца при решении генетических вопросов, связанных с выплавлением океанических базальтов из верхней мантии и распределением осадочного материала различного происхождения по океаническому дну.

Подставляя в уравнения (4–6) как первичное значение изотопный состав свинца железных метеоритов, можно получить уравнение изменения изотопного состава свинца с течением времени для Земли в целом. Однако известно, что еще около 3,7 млрд. лет назад произошла первая дифференциация Земли, при которой первичное вещество разделилось на кору и мантию, процесс дифференциации происходил длительное время и закончился около 2,5 млрд. лет назад [27]. Следовательно, невозможно применять уравнения (4–6) для описания изменения изотопного состава отдельно для мантии и коры, так как эти отдельные компоненты уже не являются замкнутой системой. В первом приближении здесь можно применить лишь двухстадийные модели. Модифицировав метод U-Pb изохрон Герлинга–Шуколюкова, Ульрих рассмотрел вопрос о гомогенности мантии, изучая изотопный состав свинца выплавленных из нее пород, для которых выполняется условие замкнутости [86]. В соответствии с моделью первичное вещество Земли с начальным изотопным составом свинца железных метеоритов и $\mu_1 = ({}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb})_1$ развивалось от момента времени t_0 (время образования Земли) до момента времени t , когда из нее выделились изверженные породы с $\mu_2 = ({}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb})_2$. Уравнение эволюции свинца изверженной породы можно написать в виде

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = a_0 + \mu_1 (e^{\lambda_8 t_0} - e^{\lambda_8 t}) + \mu_2 (e^{\lambda_8 t} - 1), \quad (8)$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = b_0 + \frac{\mu_1}{137,88} (e^{\lambda_5 t_0} - e^{\lambda_5 t}) + \frac{\mu_2}{137,88} (e^{\lambda_5 t} - 1) \quad (9)$$

или в несколько иной форме

$$\left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{238}\text{U}} \right)' = \frac{{}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - a_0}{\mu_2} = \frac{\mu_1}{\mu_2} (e^{\lambda_8 t_0} - e^{\lambda_8 t}) + (e^{\lambda_8 t} - 1) \quad (10)$$

$$\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{235}\text{U}} \right)' = \frac{{}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - b_0}{\mu_2} \cdot 137,88 = \frac{\mu_1}{\mu_2} (e^{\lambda_5 t_0} - e^{\lambda_5 t}) + (e^{\lambda_5 t} - 1). \quad (11)$$

Уравнения (10) и (11) в координатах $({}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}) - ({}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U})$ представляют уравнение прямой линии с переменной величиной μ_1/μ_2 . Эта прямая линия пересекает конкордию в двух точках. Если $\mu_1 = 0$, точка пересечения соответствует времени формирования изверженной породы; при $\mu_1/\mu_2 = 1$ — возрасту Земли. По уравнениям (10) и (11), измерив величины изотопных отношений в изверженной породе, можно определить μ_1 . Анализ полученных экспериментальных результатов с большой определенностью показал гомогенность величины U/Pb в мантии, являющейся источником формирования океанических базальтов и континентальных изверженных пород.

Большая часть экспериментальных результатов, выполненных для базальтов срединно-океанических хребтов, укладывается в интервалы значений: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,8\text{--}18,8$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,4\text{--}15,6$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,8\text{--}38,8$ [68, 86, 120, 124, 130, 143, 144, 170, 318, 331, 335, 351]. Эти значения, как правило, ниже изотопных отношений современного свинца, что указывает на их выплавление из "обедненной" мантии (в данном случае из мантии с низким значением величины U/Pb).

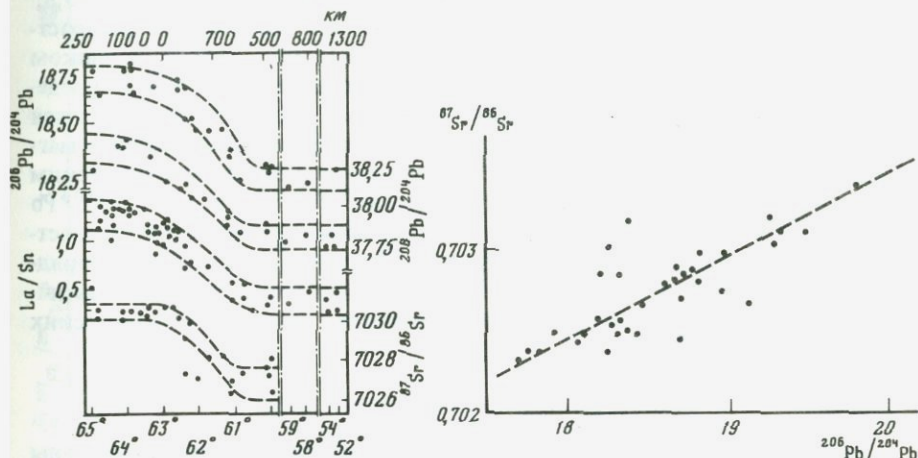


Рис. 17. Изменение отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, La/Sm и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вдоль Срединно-Атлантического хребта

Рис. 18. Зависимости $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для базальтов срединно-океанических хребтов [169]

В некоторых районах величины изотопных отношений свинцов в пределах погрешности определения не отличаются от средних значений, указывая на гомогенный и однородный состав мантии, из которой выплавились эти базальты. Такими зонами являются FAMOUS (Срединно-Атлантический хребет, $20\text{--}21^\circ\text{N}$) и CYAMEX (Восточно-Тихоокеанское поднятие, 36°N) [144]. Средние значения для этих зон отличаются между собой значительно, указывая на различный состав мантии под этими районами. Некоторые величины изотопного состава свинца даже для одного района имеют столь существенные расхождения, что объяснить эти расхождения можно лишь гетерогенностью мантии в этом районе (37-й рейс "Гломар Челленджера", $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,82\text{--}19,44$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,34\text{--}15,78$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,40\text{--}38,83$) [130, 351]. Значительно изменяются величины изотопного состава свинца, стронция и отношения редкоземельных элементов La/Sm вдоль Срединно-Атлантического хребта между 52° и 65°N (рис. 17). Наблюдаемую закономерность авторы объясняют наличием двух различных источников базальтов в мантии. Весь спектр наблюдаемых значений изотопных отношений объясняется различными пропорциями смешивания базальтов из этих двух источников.

Для базальтов срединно-океанических хребтов наблюдается корреляция между величинами $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 18), что свидетельствует о синхронном поведении U-Pb и Rb-Sr систем при эволюции мантийного источника [169].

БАЗАЛЬТЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

По сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов изотопные отношения свинца базальтов океанических островов изменяются в более широком диапазоне: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18-21$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,4-15,8$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37-40$. Средние значения близки к современной распространенности свинца на Земле [68; 145, 249, 331, 342, 344]. Источником этих базальтов является, по-видимому, неистощенная мантия. В пределах острова или островной группы изотопный состав может меняться столь значительно, что объяснить это можно лишь перемешиванием магмы, выплавленной из мантийных источников с различным химическим составом. На рис. 19 приведены зависимости $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для срединно-океанических хребтов и островов. Они хорошо аппроксимируются изохроной с возрастом порядка 2 млрд. лет. Это время соответствует началу гетерогенности мантийного источника, из которого выплавляются базальты океанических островов.

БАЗАЛЬТЫ ЗОН КОНВЕРГЕНЦИИ ПЛИТ

Значительные изменения изотопного состава свинца в базальтах зоны конвергенции могут быть вызваны перемешиванием базальтовых магм с океаническими осадками или материалом земной коры. Загрязнение осадками и коровым веществом, имеющими высокие концентрации свинца, легко выявляется на экспериментальной кривой зависимости $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Критерием загрязненности является выпадение точки за пределы общего океанического тренда (см. рис. 18). В работе [250] анализировался изотопный состав свинца вулканической дуги Тонга-Кермадек. Экспериментальные результаты хорошо согласуются с общей для океанических базальтов закономерностью; влияния осадочно-го материала не было обнаружено. При изучении загрязненности базальтов Марианской [224] и Алеутской [189] вулканических дуг, кроме изотопного свинца, исследовался и изотопный состав стронция, который является даже более чувствительным индикатором загрязнения. И в этом случае влияния осадков на изотопный состав не было обнаружено.

Тем не менее при изучении базальтов поднятия моря Скотия, Западно-Филиппинского и Паресе-Вела бассейнов и Южных Сандвичевых островов отчетливо проявилось перемешивание с веществом осадков [125]. На рис. 20 приведены экспериментальные результаты, полученные по этим бассейнам; для сравнения приведены и результаты по базальтам срединно-океанических хребтов, не испытывающих этого воздействия. Наиболее сильное отклонение от нормального океанического тренда является на кривой в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что частично обусловлено, по-видимому, старением базальтов при их взаимодействии с морской водой (при старении происходит значительная сорбция

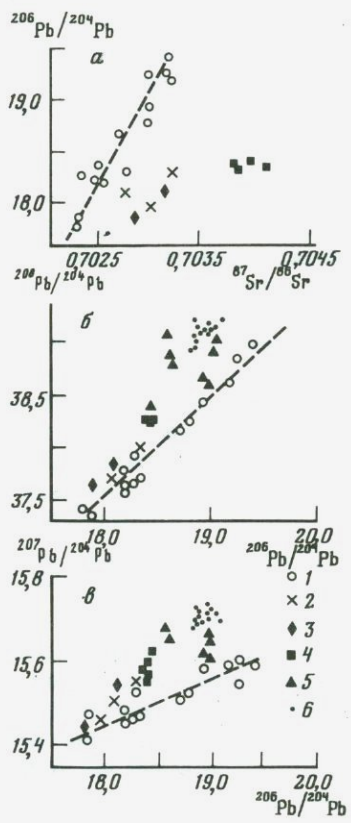
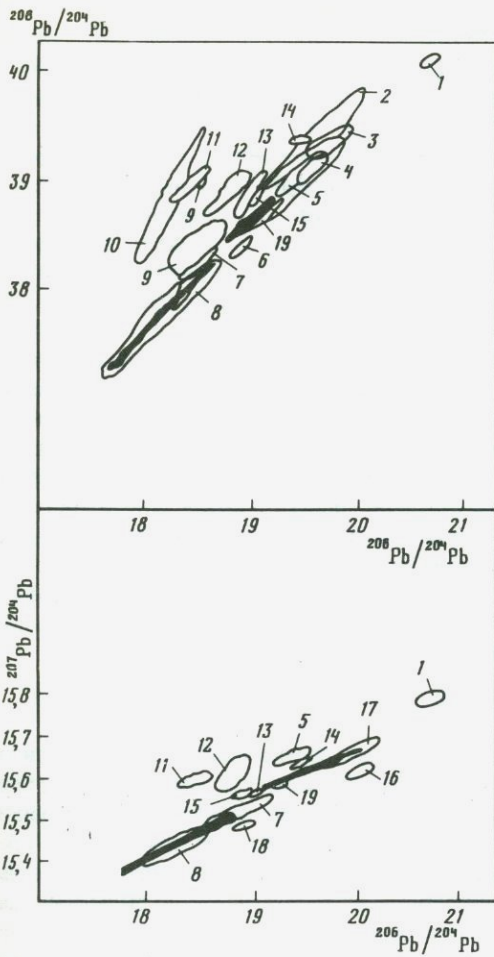


Рис. 19. Зависимость $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для базальтов срединно-океанических хребтов и островов [331, 342]

1 — о-в Св. Елены; 2 — Канарские острова; 3 — Азорские острова; 4 — о-в Вознесения; 5 — о-в Буве; 6 — о-в Прибылов; 7 — Исландия, 8 — Гавайские острова; 9 — о-в Тристан-да-Кунья; 10 — о-в Кергелен; 11 — о-в Гоу; 12 — о-в Реюньон, 13 — о-в Тринидад; 14 — о-в Фернанду-ди-Наронья; 15 — о-в Капа Верде; 16 — о-в Гваделупа; 17 — базальты моря Росса, 18 — о-в Сен-Поль; 19 — о-в Восточный; жирно выделены срединно-океанические хребты

Рис. 20. Отношения изотопов стронция и свинца в базальтах срединно-океанических хребтов, поднятия моря Скоттия, Западно-Филиппинском и Паресе-Вела бассейнах и Южных Сандвичевых островах [125]

а — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; б — $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; в — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$;

1 — базальты срединно-океанических хребтов; 2 — поднятие моря Скоттия; 3 — Западно-Филиппинский и Паресе-Вела бассейны; 4 — Южные Сандвичевы острова; 5 — осадки Тихого океана; 6 — осадки Атлантического океана

Таблица 22. Величины изотопных отношений для обедненной мантии, старой океанической коры, осадков и различных смесей [125]

Изотопные отношения	Обедненная мантия (ОМ)	Старая океаническая кора (СОК)	Пелагические осадки (ПС)	ОМ + 20% СОК	ИМ + 0,2% ПС	ОМ + 1% ПС
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,70273	0,7043	0,7150	0,7030	0,7029	0,7038
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,51311	(0,51311)	0,51211	(0,51311)	0,51303	0,51282
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18,46	(18,46)	19	(18,46)	18,83	18,96
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15,49	(15,49)	15,70	(15,49)	15,64	15,68

радиогенного стронция). Наиболее загрязнены базальты Южных Сандвичевых островов. В табл. 22, по данным этих авторов, приведены расчеты для двухкомпонентных смесей, на основании которых можно оценить процент перемешивания изучаемых изотопов, поступающих из различных источников. Как видно из этих расчетов, уже 1% добавки осадочного вещества обуславливает максимально фиксируемые отклонения на графике от тренда, т.е. изотопный метод выявления загрязнения осадочным веществом является достаточно чувствительным. Высокая чувствительность обусловлена высокими концентрациями и высокими величинами изотопных отношений используемых изотопов в осадочном веществе по сравнению с океаническими базальтами.

ПОРОДЫ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Хамелин и др. [169] изучали изотопный состав свинца в 9 офиолитовых комплексах Средиземноморья и Тихого океана. Характерной особенностью этих комплексов являются повышенные величины отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, достигающиеся для $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} > 50$, что значительно превышает величины, фиксируемые для современной океанической коры. Высокие значения могут быть обусловлены магматической дифференциацией и процессами старения, при которых происходит сорбция урана морской воды и выщелачивание свинца. Экспериментальное изучение содержания тория в базальтах (малоподвижного элемента — гидролизата) с целью определения величины Th/U показало, что доминирующим процессом, обуславливающим высокие значения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, являются процессы выщелачивания свинца. Частично эти значения могут быть связаны с загрязнением коровым веществом в зонах субдукции и на первых стадиях рифтообразования в континентальной коре.

Отношение изотопов свинца $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ мало меняется во времени, так как значительная часть ^{235}U уже распалась. Величину этого отношения авторы работы [169] использовали в качестве генетического критерия для разделения изучаемых комплексов на 3 группы: I — 15,30–15,45; II — 15,50–15,55; III — 15,60–15,65. К I группе относятся офиолитовые комплексы Лека (Корсика), Семайл (Оман) и Тоба (Япония). Величины изотопных отношений этих комплексов близки к базальтам срединно-океанских хребтов и образовались они, по-видимому, из обедненной мантии, из которой образовались эти базальты. Ко II группе относятся

циркумтихоокеанские офиолиты: Папуа-Новая Гвинея, Новая Каледония и Замбалос (Филиппинские острова). Эта группа имеет более высокие значения отношения, которое, по мнению авторов, обусловлено частичным поступлением вещества из неистощенной мантии, подобно определенным участкам Срединно-Атлантического хребта, в которых фиксируются повышенные отношения не только изотопов свинца, но и стронция. К III группе относятся циркумсредиземноморские офиолиты (Тродос, Вуринос и Анталья). Высокие величины отношений не могут быть объяснены контаминацией осадочного или корового материала, так как изучение изотопного состава отдельных минералов выявило те же закономерности. По мнению авторов, высокие значения отношения являются отличительной региональной характеристикой Средиземноморского бассейна, высокие отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в базальтах этого моря подтверждают эту гипотезу.

В происхождении офиолитовых поясов еще много неясного. Исследований с привлечением изотопов выполнено к настоящему времени мало, поэтому изучение величин изотопных отношений свинца еще не может в полной мере обеспечить решение этой проблемы, однако сама возможность классификации является уже благоприятным фактором, стимулирующим продолжение исследований в этом направлении.

ИЗОТОПЫ СВИНЦА В ОСАДКАХ ОКЕАНА

Основная часть свинца пелагических осадков океана имеет аутигенное происхождение. В табл. 23 приведено распределение свинца в различных фракциях основных типов осадков. Около 70–90% свинца поступает в осадки из морской воды, остальная часть привносится вместе с терригенными минералами, изотопный состав свинца которых отражает зону выветривания на континентах. Огромные концентрации свинца, осаждаемого из воды, фиксируются железо-марганцевыми конкрециями (до $970 \cdot 10^{-6}$ г/г). Время пребывания свинца в водах океана ~ 50 лет. Во-

Таблица 23. Распределение свинца (10^{-6} г/г) в пелагических осадках [68]

Условия эксперимента	Характер образцов	Красные глубоководные глины	Биогенные осадки	Промежуточные
Фракция, извлеченная при выщелачивании	Аутигенный минерал	74	14	28
	Глины, карбонаты	10	6	10
Всего		84	20	38
Остаток после выщелачивания	Глины	3	3	2
	Изверженный минерал, опал	1	1	1
Всего		4	2	3
Итого		88	42	23

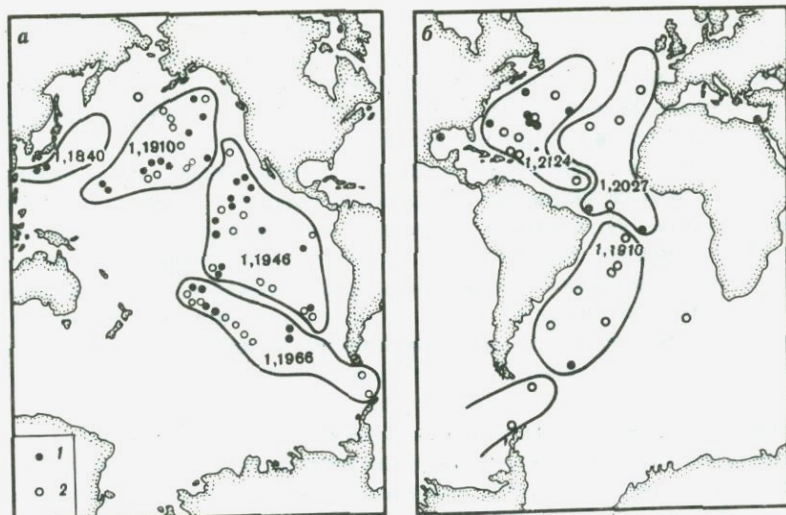


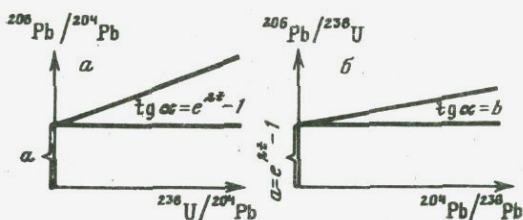
Рис. 21. Расположение станций сбора образцов и средние значения отношения $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ в свинце четвертичного периода на каждой станции (Чжоу, Паттерсон, цит. по [68])

ды континентов приносят в океан свинец из различных дренируемых площадей, каждая из которых характеризуется определенными величинами отношений изотопов свинца. При переносе к месту отложения специфичность изотопного состава частично сохраняется. На рис. 21 приведены карты, на которых нанесены значения отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в осадках, отложившихся в четвертичном периоде. Вблизи областей поставки осадочного материала различия в изотопном составе свинца могут быть значительными. В бассейне р. Колорадо $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} = 1,217$, в водах Токийского залива — 1,84 [68]. Однако в океане различия обычно не превышают 2%, тем не менее питающие провинции выделяются отчетливо. Высокие значения $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ в северной части Атлантического океана отражают большой возраст дренируемых пород (1–1,4 млрд. лет), и соответственно низкий возраст пород питающей провинции в северной части Тихого океана предопределил и низкое значение изотопного отношения.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Как было показано в предыдущем разделе, изменения изотопного состава свинца в современных осадках пелагиали океана не превышают 2%. Эти небольшие вариации обусловлены не только различиями изотопного состава терригенной компоненты, так как время пребывания растворенного в океане свинца на порядок меньше среднего времени перемешивания океанических вод, но и свинца, переносимого в растворимой фазе речным стоком. Следовательно, можно предполагать, что изотопный состав свинца морских карбонатов в момент отложения должен соответствовать усредненному изотопному составу свинца земной коры. В карбонатных осадках присутствует незначительное количество урана и тория, и при

Рис. 22. Теоретические графики расчета содержания обыкновенного свинца и возраста в различных координатах.



вычисления возраста необходимо учитывать радиогенную добавку. В этом случае накопление свинца можно описать уравнениями (4–6). В координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – ^{238}U уравнение (4) соответствует прямой линии (изохроне), при этом по оси $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отсекается отрезок, соответствующий захваченному обыкновенному свинцу, возраст можно рассчитать по тангенсу угла наклона этой прямой $t = 1/\lambda_8 \ln(1 + \text{tg } \alpha)$ (рис. 22, а). Если решения уравнений (1–3) разделить на содержание соответствующих родоначальников радиоактивных рядов, получаются соотношения вида (для ^{206}Pb):

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} = \frac{^{206}\text{Pb}_0}{^{204}\text{Pb}} - \frac{^{204}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} + e^{\lambda_8 t} - 1.$$

В координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{204}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – это также уравнение прямой линии. Отрезок, отсекаемый по оси $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, соответствует величине $(e^{\lambda_8 t} - 1)$, по которой можно рассчитать возраст. Тангенс угла наклона соответствует содержанию захваченного обыкновенного свинца (рис. 22, б). В обоих рассмотренных случаях аналогичные уравнения можно написать и для изотопов ^{207}Pb , ^{208}Pb . Примеры полученных изохрон для архейских образцов (мрамор из Алдана и два образца кальцита из Южной Родезии) приведены на (рис. 23). Применение рассмотренного метода к карбонатным образцам известного возраста позволило Э.К. Герлингу и А.Д. Искандеровой [21] рассмотреть вопрос об эволюции свинца древ-

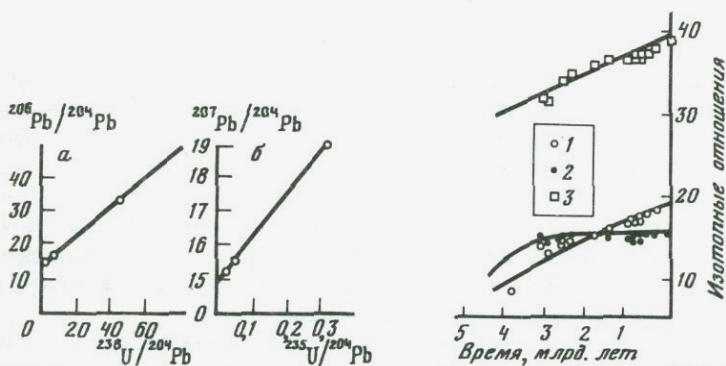


Рис. 23. Экспериментальные изохроны архейских карбонатов (Э.К. Герлинг, А.Д. Искандерова, цит. по [86])

а – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $t = 14,43$, $\tau = 2680 \cdot 10^6$ лет; б – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15$, $t = 2880 \cdot 10^6$ лет;

Рис. 24. Кривые эволюции изотопного состава свинца во времени [21]

1 – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; 2 – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; 3 – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

Таблица 24. Изотопный состав первичного свинца в карбонатных породах разного геологического возраста

Порода, район	Количество образцов	Геологический возраст	Радиологический возраст, млн. лет	Изотопный состав свинца			Модельный возраст, млн. лет		
				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$			
Глубоководные осадки Тихого и Атлантического океанов	100	Современный	0	15,8	15,77	38,87	100	100	0
Известняк, Южный Алтай	3	Девон	400	18,09	15,60	37,87	400	600	200
Известняк, доломит, Алдан	3	Кембрий	580	17,62	15,54	37,28	660	870	660
Известняк, Урал	5	"	620	17,19	15,33	37,20	880	900	740
Доломит, лахандинская свита, Алдан	5	Верхний протерозой	840	17,49	15,26	37,11	760	950	300
Мрамор, Южный Алтай	4	То же	870	17,43	15,50	37,15	740	930	600
Доломит, скв. Сердобская и Ворона-10, Русская платформа	2	"	840	17,18	15,41	36,86	880	1000	700
Доломит, малгинская свита, Алдан	6	"	900	16,93	15,54	36,86	1000	1000	1000
Доломит, ципшандинская свита, Алдан	4	"	1000	16,49	15,35	36,87	1200	1150	1150
Доломит, Русская платформа и Южный Урал	3	"	1400	15,70	15,41	36,00	1600	1450	1800
Доломит, кальцит, Финляндия	2	Нижний протерозой	1900	15,48	—	35,84	1700	1500	—
Мрамор, шахдаринская серия, Юго-Западный Памир	3	Архей	2400	14,79	14,91	35,12	2000	1900	2050
Мрамор, горанская серия Юго-Западный Памир	4	"	2700	14,83	15,18	—	2000	—	2250
Кальцит, Южная Родезия	2	"	2700	14,36	15,04	34,22	2200	2300	2500
Мрамор, иенгоская серия, Алдан	5	"	3150	14,18	15,00	32,26	2300	3100	2600
Мрамор, тетеревоужская свита, Украина	3	"	3000	12,87	14,36	32,15	2800	3200	3250

них морских бассейнов. Используя имеющиеся данные по изотопному составу свинца карбонатных пород, они рассчитали модельный возраст и изотопный состав обыкновенного свинца, входящего в карбонаты при их формировании. Результаты этих расчетов приведены в табл. 24. Изотопный состав первичного свинца закономерно уменьшается с возрастом. Полученные результаты хорошо укладываются на кривые изменения изотопного состава свинца во времени, составленные А.П. Виноградовым (рис. 24), т.е. эволюция изотопного состава свинца в океанических осадках действительно отражает эволюцию земного свинца.

Принципиально имеется возможность определения возраста осадочных пород уран-свинцовым методом по аутигенным цирконам и монацитам. На возможность их образования в осадках указывали Гебауэр и Грюненфельд [27]. Однако реализовать эту возможность трудно, так как эти минералы поставляются в осадки в основном с терригенной компонентой.

РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА И ИЗОТОПЫ СТРОНЦИЯ

ОСНОВЫ МЕТОДА

Рубидий — типичный щелочной металл, входящий в одну группу с литием, натрием, калием, цезием и францием. Его содержание в земной коре невелико, поэтому основной формой его вхождения в минералы является рассеянная форма. Он не образует собственных минералов, но замещает калий в калиевых минералах. Имея собственный ионный радиус больше чем у калия, рубидий концентрируется в минералах более поздней стадии дифференциации. В природе встречаются два изотопа рубидия: ^{86}Rb , ^{87}Rb ; радиоактивным является ^{87}Rb . Природная распространенность изотопов такова, что величина атомного отношения составляет $^{86}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2,59265$ [305]. β -распад ^{87}Rb приводит к образованию ^{87}Sr , процесс этот настолько

медленный, что за всю историю Земли всего лишь около 7% земного рубидия превратилось в стронций. Определение константы распада вызвало большие затруднения, что частично определялось низкой энергией β -распада и малой распространенностью элементов. Определение константы распада проводилось как непосредственным определением удельной активности ^{87}Rb , так и определением количества образующегося ^{87}Sr . Применялись и геохимические методы (путем определения концентрации Rb и Sr в минералах, возраст которых известен или надежно определен другими методами). Как указывают Фор и Пауэлл [77], большинство геологов использовали для периода полураспада величину $(5,0 \pm 0,2) \times 10^{10}$ лет, полученную при сравнении отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в слюдах с согласующимися U-Pb возрастными для сингенетических уранинитов и монацитов в шести пегматитах. Однако сами авторы использовали значение $\lambda = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$, хорошо согласующееся с возрастом, определенным другими методами. Подкомиссия по геохронологии 24.08.76 г. приняла за величину константы распада рубидия значение $1,42 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$, которым и следует пользоваться в дальнейшем [305].

Стронций является элементом II группы (главной подгруппы) Периодической системы Д.И. Менделеева. Он способен замещать кальций в кальциевых минералах, но может входить и в решетку калиевых полевых шпатов на место иона калия. В изверженных породах основная форма вхождения стронция – рассеянная, но в гидротермальных процессах он может образовывать и самостоятельные минералы. В природе стронций имеет 4 стабильных изотопа с массами 88, 87, 86 и 84. Относительная распространенность изотопов характеризуется отношениями $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$; $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,056584$ [305]. Средние содержания рубидия и стронция в породах Земли и хондритах приведены в табл. 25 [77].

Соотношения стронция и рубидия в различных породах различны, но в среднем стронция в земной коре в 4 раза больше, поэтому радиогенная добавка ^{87}Sr , образующегося при распаде ^{87}Rb , к общему стронцию в целом невелика, и изотопный состав стронция практически изменялся мало. В соответствии с законом радиоактивного распада количество стронция в любой закрытой относительно миграции системе можно выразить в целом в виде уравнения

$$^{87}\text{Sr}(t) = ^{87}\text{Sr}(0) + ^{87}\text{Rb}(e^{\lambda t} - 1),$$

где $^{87}\text{Sr}(t)$, ^{87}Rb – содержание рубидия и стронция в настоящий момент времени $^{87}\text{Sr}(0)$ – содержание стронция в начальный момент времени.

Разделив уравнение на содержание ^{86}Sr , получим выражение

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}(e^{\lambda t} - 1). \quad (1)$$

Величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измеряется на масс-спектрометре. Если измерить в изучаемом объекте содержание рубидия и стронция, то из вышеприведенного соотношения можно определить возраст, зная начальное значение величины отношения изотопов стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. Но часто это значение неизвестно, и для определения возраста необходимо произвести датирование как минимум по двум сингенетическим минералам. Обычно, определение возраста проводится изохронным методом, датируя ряд сингенетических минералов и откладывая значения в координа-

Таблица 25. Средние содержания рубидия и стронция (10^{-6} г/г) в породах Земли и хондритах

Породы	Rb	Sr	Rb/Sr
Хондриты	2,3	10	0,23
Кора	90	375	0,24
Ультраосновные породы	0,077–7,75	2,32–72,4	0,007–1,32
Базальты	30	465	0,06
Сиениты	110	300	0,37
Гранодиориты	120	450	0,27
Граниты	150	285	0,53
Сланцы	140	300	0,47
Граувакки	120	450	0,27
Кварциты	30	—	—
Известняки	5	500	0,01

тах ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} - {}^{87}\text{Rb}/{}^{87}\text{Sr}$. При этом предполагается, что минералы образовались из единого расплава с единым значением начального содержания (${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$). Если все предположения, положенные в основу методов радиометрического датирования, будут выполнены, экспериментальные результаты должны лечь на прямую линию $y = b + mx$. По наклону результирующей линии можно определить возраст: $m = e^{\lambda t} - 1$. Пересечение линий с осью ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ дает значение начальной концентрации изотопов стронция:

$$b = ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0.$$

Таким образом, определение возраста по сингенетичным минералам обладает рядом существенных преимуществ. Во-первых, увеличивается надежность определения возраста, так как близкое расположение экспериментальных точек к изохроне является критерием выполнимости основных положений метода датирования; во-вторых, появляется возможность определения начального значения отношения изотопов стронция, являющееся важным петрогенетическим параметром изучаемой системы.

Отношение Rb/Sr в континентальной коре больше, чем в верхней мантии приблизительно в 10 раз, поэтому породы, образовавшиеся при плавлении корового вещества, имеют большие величины начального отношения ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ по сравнению с породами, выплавленными из мантии. Этот петрогенетический критерий оказался настолько плодотворным при изучении генезиса вулканических пород, что определение изотопного состава стронция проводится в настоящее время в основном не для целей ядерной геохронологии, а для выявления этого критерия.

ИСТОЧНИКИ ОШИБОК ПРИ ДАТИРОВАНИИ

Изохронный метод определения возраста будет давать реальные результаты лишь при выполнении следующих основных условий: 1) все датированные образцы должны иметь одинаковое начальное значение (${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$)₀; 2) все датированные образцы должны иметь один возраст; 3) порода в

Таблица 26. Данные относительного выхода ^{87}Rb и ^{87}Sr из минералов в различные выщелачивающие растворы

Выщелачивающая среда	Минерал	T, °C	Давление P, атм	Относительный выход, %	
				^{87}Rb	^{87}Sr
1 M раствор MgCl_2	Амазонит (фракция 0,071–0,200 мм)	100	1250	0,37	1,18
	То же	200	2500	1,85	Не изм.
	”	300	3750	5,66	”
	”	400	5000	18,76	24,25
	Биотит В 1347 (фракция 0,05–0,10 мм)	200	2500	3,68	4,83
1 M раствор NaCl	Амазонит (фракция 0,071–0,200 мм)	250	3125	4,1	Не изм.
	Биотит (фракция 0,05–0,100 мм)	200	2500	4,85	5,14
	Лепидолит (фракция 0,100–0,160 мм)	200	2500	0,44	2,63
	То же	400	5000	3,52	25,13
H_2O	Амазонит (фракция 0,071–0,200 мм)	200	2500	0,03	Не изм.
	Биотит (фракция 0,05–0,100 мм)	200	2500	0,6	”

целом должна вести себя как замкнутая система. Первое условие, обычно, выполняется для отдельных минералов, выкристаллизовывающихся из единого однородного магматического расплава, или для отдельных пород-дифференциатов единого магматического очага, но не всегда выполняется для осадочных и метаморфических пород. Химические свойства рубидия, такие же, как и у калия, и, видимо, в процессе подводного выветривания происходит интенсивная миграция рубидия. Экспериментально установлены процессы выноса рубидия и стронция из минералов, при определенных условиях возможно замещение калия на рубидий. Слюды (особенно биотиты) сорбируют рубидий, поэтому по Rb-Sr методу получаются заниженные значения возраста. Экспериментальное изучение миграционных способностей Rb и Sr в различных минералах в зависимости от температуры, давления и состава воздействующих растворов было проведено Ш.А. Магомедовым и др. [60]. Результаты относительного выхода ^{87}Rb и ^{87}Sr из минералов в различные выщелачивающие растворы при 5-часовых изотермических прогревах по данным этой работы приведены в табл. 26.

Интенсивный вынос ^{87}Rb и ^{87}Sr наблюдался из образцов биотита, амазонита и лепидолита в растворах солей MgCl_2 и NaCl при высоких давлениях и температурах, при тех же условиях в дистиллированной воде – на 1–2 порядка ниже. Относительный выход рубидия оказался в 2–3 раза ниже, чем стронция. Это приводит к омоложению возраста минералов при датировании. Значения энергии активации оказались равными 13,85 ккал/моль для ^{87}Rb и 11,1 ккал/моль для ^{87}Sr . При снятии изотер-

мических кривых выщелачивающим раствором являлся раствор $MgCl_2$. Невысокие значения энергии активации, по-видимому, обусловлены поверхностным характером диффузии вследствие плохой сохранности минералов. Большую роль играет наличие в выщелачивающих растворах катионов, которые могут вступать в обмен с поверхностными ионами Rb и Sr. Базальты океанического дна практически постоянно подвергаются воздействию ионов океанической воды, но этот процесс происходит при низких температурах в течение длительного времени.

РУБИДИЙ И ИЗОТОПЫ СТРОНЦИЯ В ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТАХ

Процесс разделения первоначального вещества Земли (предположительно хондритового состава) на оболочки сопровождался обогащением континентальной коры Rb и соответственно обеднением этим элементом пород мантии, в процессе плавления которой в зоне срединно-океанических хребтов формируется океаническая кора. При распаде ^{87}Rb в континентальной коре образуется и соответственно больше ^{87}Sr по сравнению с породами мантии, и этот процесс распада обуславливает весь наблюдаемый спектр значений изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах Земли. В целом отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ определяется величиной Rb/Sr, начальным значением $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в породе и временем, прошедшим с момента ее формирования. Если среднее значение Rb/Sr для пород континентальной коры можно оценить по экспериментальным данным, то вещество мантии нам недоступно, и величину этого отношения для нее возможно лишь рассчитать по уравнению (1). За величину начального отношения изотопов стронция $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ принимается значение, измеренное в хондритах, равное 0,699; $t = 4,5$ млрд.лет — время, прошедшее с момента образования Земли. За величину $^{87}Sr/^{86}Sr$ (современное значение отношения в мантии) можно принять величину, измеренную для островных базальтов, выплавленных из верхней мантии и не загрязненных инородным стронцием, так как процессом фракционирования изотопов стронция при выплавлении можно пренебречь. Если принять за среднее значение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7097$ [77], получаем значение Rb/Sr $\approx 0,025$. Среднее значение этого отношения для континентальной коры по данным этих же авторов составляет 0,18, т.е. континентальная кора обогатилась рубидием примерно в 7 раз.

Аналогичным образом мы можем оценить и величину отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для континентальной коры, если предположим, что средний ее возраст 2,5 млрд.лет, а начальное значение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0,7010$ (изменение $^{87}Sr/^{86}Sr$ от начального значения 0,699 за 2 млрд.лет начальной истории Земли). По этой оценке среднее значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ для континентальной коры составляет 0,7190 [77].

Низкие значения Rb/Sr, большой период полураспада ^{87}Rb и сравнительная молодость современного океана сильно затрудняют использование Rb-Sr метода для датирования коренных и осадочных пород. Более плодотворно изотопы стронция используются в петрологии для выявления источника изверженных пород и изучения процессов, изменяющих химический состав этих пород. Отношение изотопов стронция в изверженных породах дна океана несет информацию о составе верхней ман-

тии, об источниках вулканических пород разного состава. Для петрогенетических исследований используется значение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, т.е. отношение изотопов стронция в начальный момент времени, обычно соответствующий выплавлению исследуемых пород из мантийного источника. Если породы выплавились из единого магматического очага, они могут иметь различные значения Rb/Sr , и с течением времени в них будет накапливаться различное количество радиогенного стронция, но величина $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в них будет одна и та же. Начальное значение изотопного состава стронция можно рассчитать, измерив в исследуемой породе величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Rb/Sr и определив ее возраст каким-либо методом (обычно $\text{K}-\text{Ar}$):

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (1 - e^{\lambda t}).$$

Для малых возрастов, если выполняется условие

$$t \ll \frac{(\lambda t)^2}{2!} + \frac{(\lambda t)^3}{3!} + \frac{(\lambda t)^4}{4!}, \text{ то}$$

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} Kt,$$

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - (\text{Rb}/\text{Sr}) Kt,$$

где $K = 2,8936$ [77].

Величина $(\text{Rb}/\text{Sr}) Kt$ представляет радиогенную добавку к начальному значению изотопного состава стронция. При низких значениях Rb/Sr (близких к мантийным) эта добавка невелика, и для большей части коренных пород современного океана измеренное значение практически соответствует начальному.

БАЗАЛЬТЫ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Толейтовые базальты срединно-океанических хребтов широко распространены на огромных пространствах океанического дна — в срединных хребтах и океанических плитах. Многочисленные определения изотопного состава стронция в этих базальтах выявили довольно значительный разброс величины изотопного отношения [77]. Однако, как показали более детальные исследования, этот разброс в значительной степени обусловлен старением базальтов, в процессе которого происходит контаминация стронция из морской воды, имеющей значительно большую величину отношения изотопов стронция (0,7091). Разброс удается значительно снизить отбором свежих незагрязненных образцов, и за среднее значение отношения изотопов стронция для толейтовых базальтов срединно-океанических островов, обобщив имеющиеся экспериментальные данные, многие исследователи принимают значение 0,70265 [111, 124, 173].

Высокая степень загрязнения стронцием океанической воды была обнаружена для базальтов, пробуренных в 37-м рейсе бурового судна "Гломар Челленджер", южнее Азорских островов и западнее Срединно-Атлантического хребта. Возраст базальтов составлял 3,5–16 млн. лет. Изотопный состав стронция менялся от 0,7029 до 0,7056 [244, 351]. Авторы первой работы пытались снять загрязнение стронцием океанической воды обработкой проб различными выщелачивающими растворами. Выщела-

Рис. 25. Гистограммы распределения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для базальтов срединно-океанических хребтов

a — базальты западного фланга Срединно-Атлантического хребта на 36°N [244];
б — то же, после выщелачивания; *в* — базальты зоны FAMOUS (37°N Срединно-Атлантического хребта) [144]; *г* — то же, после выщелачивания

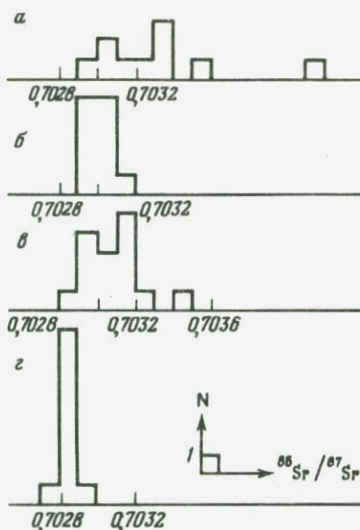
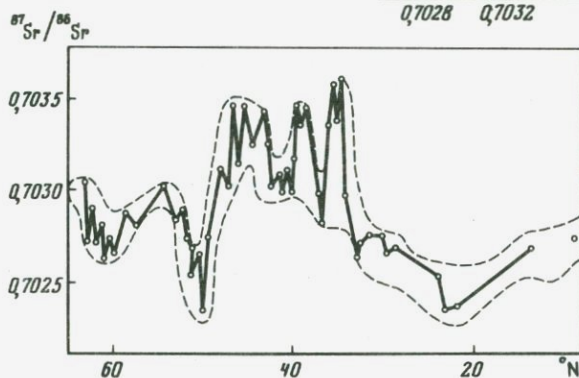


Рис. 26. Изотопный состав стронция вдоль Срединно-Атлантического хребта [169]



чивание 5%HF не дало практического результата, лишь обработка 6NHC1 в бомбах при $t = 130^\circ\text{C}$ позволила более эффективно избавиться от загрязнения, при этом происходило практически полное растворение застарелых плагиоклазов и оливинов. На рис. 25, *a* приведены гистограммы распределения изотопного состава стронция до и после выщелачивания. По этой же методике были обработаны застарелые базальты зоны FAMOUS (Срединно-Атлантический хребет, $36^\circ 50'$). Результаты приведены на рис. 25, *б* [144]. В обоих случаях выщелачивание привело к значительному снижению разброса величины стронциевого отношения. Следует заметить, что использование свежих незастарелых образцов позволяет получать близкое к истинному значению изотопного состава стронция и без предварительной обработки образцов. Исследуя образцы из того же района, что и в работе [144], Вайт и Бриан [347] получили низкий разброс значений отношения изотопов стронция (рис. 25, *в*), но среднее значение все же несколько выше по сравнению с обработанными образцами.

Сильное изменение изотопного состава стронция может происходить на контакте базальтового тела с вмещающими породами [139]. По дан-

Таблица 27. Интервалы изменения величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ для базальтов (скв. 504В DSDP) [99]

Горизонт, м	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	
	Интервал изменения	Среднее значение	Интервал изменения	Среднее значение
0–260	0,70287–0,70377	0,70320	6,4–7,8	7,1
260–320	0,70262–0,70306	0,70288	6,2–6,4	6,3
320–560	0,70255–0,70279	0,70266	5,8–6,2	6,0

ным этой работы, величина изотопного состава стронция менялась от 0,70700 для поверхности до 0,70363 внутри базальтового тела. Полученные экспериментальные результаты авторы объясняют при помощи модели, по которой базальты первоначально были обогащены радиогенным стронцием из осадочных пород. В дальнейшем при гидротермальных процессах происходило его выщелачивание по зоне контакта, так как концентрация стронция уменьшается в базальтовом теле от его поверхности.

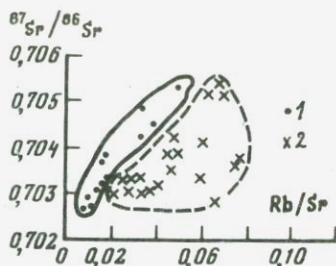
Хорошим индикатором загрязнения базальтов стронцием морской воды является изотопный состав кислорода. При бурении рифтовой системы Тихого океана (в районе Коста-Рики) в 69- и 70-м рейсах "Гломар Челленджер" была пройдена 560-метровая толща базальтов, имеющих возраст 6,2 млн. лет. В табл. 27 приведены изменения величины изотопных отношений кислорода и стронция для трех интервалов. Для верхних 260 метров типичны базальты, которые подверглись низкотемпературному подводному старению. Нижняя толща базальтов имеет величины отношений изотопов стронция, типичные для базальтов срединно-океанических хребтов. Высокие значения величин изотопных отношений кислорода и стронция для верхней толщи базальтов характеризуют процесс взаимодействия базальтов с морскими водами [99].

Детальные исследования изотопного состава стронция проведены для незастарелых базальтов Срединно-Атлантического хребта первоначально от 29°N до 59°N [348]. В дальнейшем исследования были расширены от 10°N до 65°N [169]. Изотопный профиль стронция имеет три отчетливых максимума, в которых величина изотопного отношения достигает значений 0,7034 (рис. 26). Вне зоны максимумов изотопный состав стронция имеет нормальное для базальтов срединно-океанических хребтов значение изотопного состава (0,7023–0,7028). Наблюдаемые вариации хорошо коррелируют с крупномасштабными изменениями рельефа дна и обусловлены изотопной гетерогенностью мантии. Базальты со столь значительно отличающимися величинами отношения изотопов стронция не могут быть выплавлены из единого мантийного источника.

БАЗАЛЬТЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Среднее значение изотопного состава стронция базальтов океанических островов было установлено еще Фором и Пауэллом [77] на основании обобщения 164 анализов и составляет $0,7037 \pm 0,0001$. Многочисленные определения, выполненные после 1974 г. лишь подтверждали это значе-

Рис. 27. Зависимости $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от Rb/Sr для толеитовых (1) и щелочных (2) базальтов [111]



ние. В табл. 28 приведены средние значения величин Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для щелочных и толеитовых базальтов океанических островов, а на рис. 27 — зависимость Rb/Sr от $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для этих же групп базальтов [111]. Как показывают эти результаты, средние значения величин отношения изотопов стронция как для толеитовых, так и для щелочных базальтов не различаются в пределах погрешности определения, но щелочные базальты в среднем имеют в 2 раза более высокие значения отношения Rb/Sr . Наблюдаемую высокую степень корреляции между величинами Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ можно трактовать как временную изохрону с возрастом $1,6 \pm 0,2$ млрд лет; в течение этого временного интервала сохраняется гетерогенность мантийного источника, из которого выплавились эти базальты. По-видимому, и толеитовые, и щелочные базальты имеют единый источник в мантии, отличный от источника, из которого выплавляются базальты срединно-океанических хребтов (вследствие значительного отличия величин начальных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). По мнению авторов [111], толеитовые базальты представляют по своему составу мантийный источник, а щелочные — получены при частичном плавлении амфиболов. Этот процесс и обуславливает высокие значения отношения Rb/Sr .

Таблица 28. Величины Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для базальтов океанических островов [111]

Местоположение	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Количество определений	Местоположение	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Количество определений
Толеитовые базальты							
	0,016	0,70369	4	Крозе	0,060	0,7041	2
Гавайские	0,017	0,7038	30	Восточный	0,019	0,7030	7
Исландия	0,014	0,70307	13	Эниветок	0,048	0,7038	2
Кергелен	0,033	0,7048	5	Гоф	0,059	0,7033	1
Колбенсей	0,009	0,70290	1	Гваделупа	0,024	0,7033	4
Реюньон	0,033	0,7042	8	Гавайские	0,028	0,7033	32
Самоа	0,049	0,7053	5	Исландия	0,040	0,7032	10
Сен-Поль	0,039	0,7045	7	Ян-Майен	0,074	0,7036	9
				Кергелен	0,069	0,7052	4
Щелочные базальты							
Амстердам	0,045	0,7039	4	Мадейра	0,036	0,7031	1
Вознесения	0,066	0,7028	4	Родригес	0,077	0,7038	2
Азорские	0,046	0,7075	26	Самоа	0,067	0,7054	14
Канарские	0,032	0,7033	7	Св. Елены	0,034	0,7030	18
Зеленого Мыса	0,028	0,7031	4	Таити	0,047	0,7042	9
				Тристан-да-Кунья	0,062	0,7052	7

ВУЛКАНИЗМ ЗОН КОНВЕРГЕНЦИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛИТ

Специфические особенности вулканизма зон конвергенции обуславливаются: 1) более ярко выраженным процессом дифференциации исходного мантийного вещества; 2) поступлением в мантийный очаг осадочного вещества, накопленного на океанической плите в процессе ее перемещения от срединно-океанического хребта; 3) возможным загрязнением континентальным коровым веществом, если одна из плит является континентальной. Совокупность этих факторов обуславливает более широкое разнообразие вулканических пород в этих зонах (базальты—андезиты—риолиты). Диапазон изменения и средние значения отношения изотопов стронция в различных зонах конвергенции приведены в табл. 29. Как показывают эти результаты, большая часть значений лежит в диапазоне изменений этого отношения для базальтов океанических островов. Повышенные значения фиксируются лишь для вулканических пород Перу и Чили, где возможно загрязнение веществом континентальной коры. Связь между типом пород и величиной отношения изотопов стронция не прослеживается. В целом данные по изотопному составу стронция не противоречат предположению о едином магматическом очаге для базальтов океанических островов и зон конвергенции.

Таблица 29. Изотопы стронция вулканических пород зон конвергенции [189]

№ п/п	Местоположение	Тип пород*	Диапазон изменения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Количество анализов	Среднее значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	Алеутские острова п-ов Аляска	б-а	0,7028—0,7037	24	0,7032
			0,7030—0,7034	3	0,7031
2	Каскадные горы	б-а-д	0,7026—0,7041	11	0,7036
			0,7027—0,7047	19	0,7038
		б-а-д	0,7030—0,7041	18	0,7036
			а	0,7030—0,7032	5
		гора Шаста			
3	Япония, Хоккайдо	б-а-д	0,7027—0,7059	46	0,7038
4	Карибское море	б-а-д-р	0,7029—0,7035	2	0,7032
			0,7035—0,7092	10	0,7063
		б-а-д	0,7037—0,7043	14	0,7040
			б-а-д	0,7031—0,7041	11
5	Южные Сандвичевы острова	б-а-д			
6	Соломоновы острова	б-а-д	0,7030—0,7043	13	0,7037
7	о-ва Палуа—Новая Гвинея	б-а-д-р	0,7036—0,7053	10	0,7042
			б-а-д	0,7033—0,7043	29
		б-а-д-р	0,7026—0,7053	10	0,7042
8	Марианская дуга	б-а	0,7037—0,7038	2	0,7038
9	о-ва Тонга	б-а-д	0,7036—0,7043	8	0,7040

Таблица 29 (окончание)

№ п/п	Местоположение	Тип пород*	Диапазон изменения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Количество анализов	Среднее значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
10	Сунда, толейтовые породы	б-а-д	0,7040-0,7044	9	0,7042
	Сунда, щелочные породы	б-а-д	0,7039-0,7059	67	0,7047
11	Восточная дуга Сунда	б-а-д	0,7054-0,7091	20	0,7065
12	Новая Зеландия, Таупо	б	0,7041-0,7043	4	0,7042
	То же	а	0,7045-0,7062	12	0,7055
13	Греция, Санторин	б-а	0,7045-0,7057	6	0,7050
14	Перу, Центральная часть	а-б	0,7042-0,7051	4	0,7046
	южная часть (Бароао)		0,7054-0,7068	8	0,7062
	южная часть (Арегуайре)		0,7067-0,7079	16	0,7074
15	Чили, центр, юг	б-а	0,7038-0,7042	6	0,7040
	север	а-д	0,7050-0,7070	12	0,7060
	север	р	0,7052-0,7104	8	0,7080

*б - базальты; а - андезиты; д - дациты; р - риолиты.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ

Крайне низкие значения величины отношения Rb/Sr определяют небольшой диапазон изменения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для океанических базальтов современного океана. Действительно, если за величину Rb/Sr принять значение 0,025 (ранее мы оценили, что это значение может быть принято для пород мантии), то за 200 млн. лет (время развития современного океана) отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменится всего лишь на величину 0,0002 (т.е. в пределах разброса величин этого отношения для отдельного магматического очага). Наблюдаемый разброс значений отношения изотопов стронция для толейтовых базальтов срединно-океанических хребтов, скорее, характеризует процессы разделения Rb и Sr, произошедшие в мантии 1,6 млрд. лет назад. На изохрону, соответствующую этому возрасту (рис. 27), хорошо укладываются и результаты по мезозойским толейтам Гондваны, отобранным в Южной Америке, Южной Африке, Австралии и Антарктиде [112]. По этой причине измеренное значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для базальтов современного океана принимается за начальное, но в ряде случаев разделение рубидия и стронция в вулканическом очаге может достигать больших значений, особенно в зонах конвергенции, и в этом случае появляется возможность определения возраста Rb-Sr методом. Высокие значения отношения изотопов стронция вулканических пород о-ва Асунсьон (имеющих возраст 1,5 млн. лет, K-Ag метод), первоначально объясняли внедрением в очаг океанических осадков; в дальнейшем оказалось, что эти породы имеют очень высокое значение Rb/Sr. Для четырех образцов это отношение

менялось от 42 до 109. За начальное значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ была принята величина 0,7029, являющаяся средним значением для пород этого острова, имеющих низкую величину Rb/Sr. Полученные значения возраста: 4,5; 3,4; 1,9; 1,4 млн. лет оказались близкими к значению, определенному калий-аргоновым методом [172].

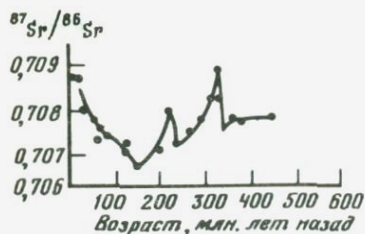
РУБИДИЙ И ИЗОТОПЫ СТРОНЦИЯ В ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДКАХ

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ВОДЫ

Средняя концентрация стронция в океанической воде 8 мг/л, время пребывания в океане $1,9 \cdot 10^7$ лет, что значительно превышает время перемешивания океанических вод. В осадки стронций удаляется соосаждением с карбонатом кальция, в океан поступает с речным стоком при выветривании континентальных пород. Отношение изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанической воде 0,7091 [77]. Изотопный состав стронция в океане отражает средний изотопный состав пород континента, и, как показал Брасс [107], поток стронция в океан можно представить в виде суммы двух компонент: 55 мкг/л стронция с изотопным составом 0,7078 поступает при взаимодействии континентальных вод с известняками и 13 мкг/л (изотопный состав 0,7146) — при взаимодействии с гранитами.

Спунер [302] предположил несколько иной механизм формирования изотопного состава стронция в океане. С речным стоком в океан поступает стронций с изотопным составом 0,7160. Изотопный обмен при гидротермальном процессе в срединно-океанических хребтах приводит к увеличению изотопного состава стронция базальтов на величину 0,0010 и снижению изотопного состава поступающих в океан вод до значения 0,7091. Брасс и Турекьян [108] подвергли критике этот механизм и на основании анализа изотопного состава стронция современных и древних базальтов показали, что сорбция из воды не играет решающей роли в балансе стронция в океане. Анализ изотопного состава стронция в незамещенном карбонате кальция ископаемых остатков показал значительные колебания его величины в мезозое и палеозое (рис. 28). Эти колебания могут быть связаны с возрастанием вулканической деятельности в эти временные интервалы.

Рубидий по сравнению со стронцием обладает меньшей миграционной способностью. В процессе выветривания отношение Rb/Sr в породе увеличивается. В пресную воду стронций переходит в 5 раз легче, чем рубидий. Из океанических вод рубидий удаляется в процессе сорбции глинистыми осадками с большей скоростью, чем калий [86].



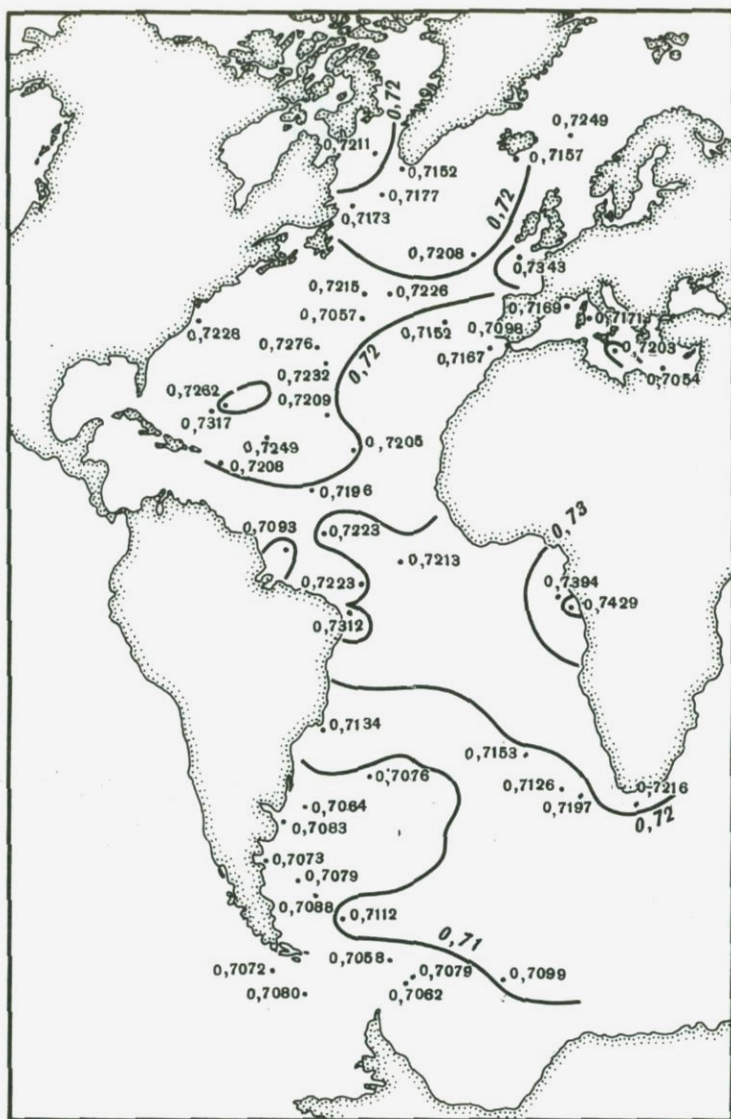
Р и с. 28. Вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане в течение фанерозоя [77]

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ – ИНДИКАТОР
ПИТАЮЩЕЙ ПРОВИНЦИИ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Изотопный состав стронция терригенных минералов донных осадков характеризует источник и область поставки осадочного материала. Биогенный карбонат кальция, обычно входящий в состав донных осадков, содержит около 2000 г/т стронция с изотопным составом стронция океанических вод, и для выделения терригенной компоненты биогенный карбонат необходимо удалить. На рис. 29 приведены величины изотопного состава стронция терригенной компоненты поверхностного слоя осадков. Диапазон изменения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ широк – от 0,704 до 0,743. Широкий разброс значений указывает на решающую роль изотопного состава стронция питающих провинций, изменяющегося практически в этом же диапазоне значений. Нижнее предельное значение соответствует океаническим базальтам, непосредственно выплавленным из верхней мантии, верхнее – древним гранитным массивам континентов. Величина отношения изотопов стронция в целом определяется возрастом питающей провинции, величиной отношения Rb/Sr в ее породах и в несколько меньшей степени процессами выветривания. Для западной части Атлантического океана среднее значение величины отношения изотопов стронция составляет 0,72. Источником поставки осадочного материала в этом районе является континентальный шельф и склон Северной Америки. Определенная часть осадочного материала в этот район может поставляться Северо-Атлантическими глубинными водами. У побережья Аргентины среднее значение величины отношения изотопов стронция составляет 0,707; породы, поставляющие осадочный материал в этот район, выведены из верхней мантии. Более низкие значения фиксируются и в Тихом океане у берегов Чили. Большая часть осадочного вещества в Аргентинский бассейн приносится Антарктическими придонными водами [77]. В северной части Срединно-Атлантического хребта встречаются осадки, имеющие сравнительно высокое значение изотопного отношения (0,72), но встречаются и значения, близкие к мантийным (0,7057). При интерпретации результатов необходимо учитывать два процесса: перемешивание материала из источников с различным изотопным составом и концентрацией стронция и фракционирование по различным гранулометрическим размерностям. В табл. 30 приведены результаты определения рубидия и изотопного состава стронция различных фракций верхней части колонки, отобранной на станции с координатами $47^{\circ}35' \text{S}$ и $43^{\circ}21' \text{W}$.

Таблица 30. Анализ содержания рубидия и изотопного состава стронция верхней части колонки [77]

Размер фракции, мк	Вес, %	Rb, г/т	Sr, г/т	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
> 50	20	45	152	0,30	—	—
20–50	10	67	243	0,30	0,87	0,7074
2–20	47	70	172	0,41	1,19	0,7082
2	23	80	70	1,14	3,30	0,7136



Р и с. 29. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в терригенной компоненте поверхностного слоя донных осадков (Дещ, цит. по [77])

Для различных по размеру фракций величины изотопного состава стронция сильно отличаются. Более мелкие фракции переносятся на большие расстояния, и определить регион, из которого они были вынесены, часто бывает трудно.

В случае, когда области поставки осадочного материала хорошо известны, можно определить долю осадочного материала, поступающего от отдельного источника. Так, в море Росса в осадки поступает вещество при

выветривании сиалических пород ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,730 \pm 0,005$, содержание стронция 91 ± 13 г/т) и вулканических пород ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,708 \pm 0,002$, содержание стронция 234 ± 35 г/т). Зависимость, связывающая концентрацию стронция с изотопным составом для смеси, имеет вид: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 3,2353/\text{Sr} + 0,6940$. Доля вулканического материала в осадках изменялась от 25 до 45% в направлении к побережью Западной Антарктиды [199, 200, 296]. Источником вулканического материала являются мезозойские вулканические породы на побережье Западной Антарктиды.

На границе мелового и третичного периодов (~ 65 млн. лет) во многих районах Мирового океана и в морских осадках, находящихся в настоящее время на суше, зафиксированы прослойки, обогащенные иридием. Предполагается, что эти прослойки сформировались при столкновении Земли с крупным метеоритом ($\sim 10^{18}$ г). Возникшее при столкновении облако пыли привело к охлаждению атмосферы, гибели многих видов животных и растений, в том числе и динозавров на суше. Изотопный состав стронция этих прослоев (0,707) оказался значительно ниже, чем в окружающих их осадках (0,711–0,713), что поддерживает гипотезу о внедрении астероидального тела [137].

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ

Результаты определения изотопного состава стронция в железо-марганцевых конкрециях по данным разных авторов приведены в табл. 31. Уже первые определения, выполненные еще в 1969 г. Дэшем, показали, что изотопный состав стронция в конкрециях близок изотопному составу стронция океанических вод. И более поздние определения в большей части случаев давали значения, близкие или практически не отличающиеся от изотопного состава океанических вод. Однако, как показали более детальные исследования, в некоторых случаях изотопный состав стронция в конкрециях значительно превышает изотопный состав стронция вод океана ($37^{\circ}09' \text{N}$ и $28^{\circ}06' \text{S}$ табл. 31). В кислотных вытяжках из этих конкреций изотопный состав стронция не отличался от современного океанического. Для конкреции, отобранной на глубине 4 м на ст $28^{\circ}06' \text{S}$, анализировался изотопный состав стронция вмещающих осадков (выше и ниже горизонта с конкрециями) и кислотных вытяжек из них (см. табл. 31). Кислотные вытяжки из осадков и конкреций имеют океаническое значение изотопного состава стронция (в пределах погрешности определения). Высокое значение изотопного состава стронция осадков характеризует питающую этот участок океана континентальную провинцию. По мнению авторов, повышенные значения изотопного состава в конкрециях обусловлены ассимиляцией ими осадочного материала. Носит ли этот эффект глобальный характер, определить в настоящее время затруднительно, так как имеется мало определений, выполненных как для конкреций, так и для вмещающих их осадков. Возможно, что конкреции, изотопный состав которых близок к океаническому, также ассимилируют осадочное вещество, изотопный состав стронция которого близок к изотопному составу стронция вод океана.

Определять возраст конкреций Rb-Sr методом практически невозможно вследствие низких значений отношения рубидия к стронцию. При $\text{Rb}/\text{Sr} =$

Таблица 31. Изотопный состав стронция железо-марганцевых конкреций вмещающих осадков и кислотных вытяжек из них

Координаты	Расстояние от дна, см	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$			Литературный источник
		Конкреция	Кислотная вытяжка	Вмещающий осадок	
33° 57' N, 65° 47' W	0	0,7092		0,7143	[77]
57° 54' S, 57° 00' W	0	0,7091		0,7079	"
32° 42' N, 158° 14' E	0	0,70941 ± 4			[246]
9° 07' N, 105° 00' W	0	0,70908 ± 5			"
11° 40' N, 109° 45' W	0	0,70906 ± 5			"
37° 09' S, 121° 13' E	0	0,71000 ± 4	0,70924 ± 5		"
0° N, 179° W	0	0,70916 ± 5			[165]
13° 04' S, 24° 41' W	0	0,70924 ± 5			"
56° N, 21° W	0	0,70915 ± 3			"
28° 06' S, 51° 19' E	394		0,70920 ± 5	0,72814 ± 5	"
	397		0,70922 ± 5	0,72968 ± 6	"
	399		0,70920 ± 5	0,72851 ± 5	"
	400	0,71000 ± 6	0,70918 ± 5		"
	401	0,71087 ± 5	0,70924 ± 4		"
	401		0,70918 ± 5	0,72617 ± 5	"
	404		0,70926 ± 5	0,72624 ± 5	"

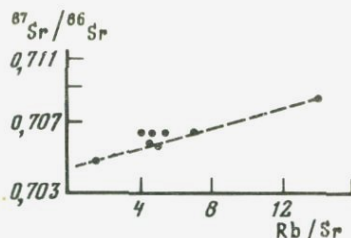
= 0,06 [77] за 10 млн. лет изотопное отношение изменится всего лишь на 0,00002, что практически в два раза ниже среднеквадратичной ошибки определения этого отношения на масс-спектрометре. Ассимиляция осадочного вещества и недостаточные сведения об изотопном составе стронция вод океана в прошлом создают дополнительные трудности.

Гидрогенные и гидротермальные корки, отобранные в Тихом океане на станции с координатами 3° 02' S, 95° 09' W на глубине океана 2420 м, имеют значения изотопного отношения стронция $0,709184 \pm 50$ и $0,709137 \pm 50$ соответственно, в пределах ошибки определения не отличающиеся от океанического [165]. Столь же близкой к океанической является величина отношения изотопов стронция для двух образцов металлоносных осадков, отобранных на 17° S Восточно-Тихоокеанского поднятия, — $0,70928 \pm 4$ и $0,70926 \pm 5$ [246].

ФИЛЛИПСИТЫ

Филлипситы являются наиболее распространенными минералами группы цеолитов. Проблема их происхождения коротко рассмотрена ниже (см. раздел о K-Ar датировании. Попытка определения возраста Rb/Sr методом предпринята в работе [121] для филлипситов из осадков, отобранных в центральной части Тихого океана (13° 30' S, 148° 30' W, глубина океана 4650 м). Нижняя часть исследуемой колонки состояла из вулканического стекла, филлипсита и небольшого количества смектитов. Изотопный состав

Р и с. 30. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для филлипситов Тихого океана [121]



стронция измерялся в необработанном образце филлипсита, в кислотной вытяжке из него (15 мин. холодная обработка $1N$ HCl для растворения аутигенной несиликатной компоненты), в остатке после выщелачивания. Если изотопный состав стронция в кислотной вытяжке не превышал океанического ($0,70910 \pm 0,00035$), по мнению авторов, это свидетельствовало об отсутствии миграции радиогенного стронция из остатка. Ни в одном из определяемых образцов это значение не превышало океанического.

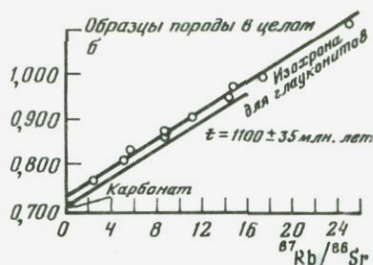
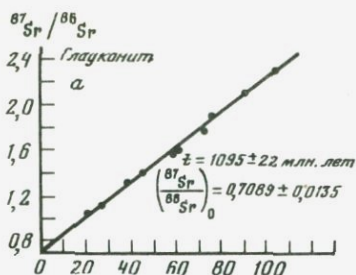
Величины изотопного состава стронция для остатков пяти проб филлипситов легли на прямую линию в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ при значении возраста $14,7 \pm 3$ млн. лет и начальном значении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70441$ (рис. 30). Величина начального отношения изотопов стронция свидетельствует в пользу гипотезы образования филлипсита при гальмиролизе палагонитизированного вулканического стекла. Полученное значение возраста характеризует момент времени, когда приостановился химический обмен между цеолитами и их окружением. Возраст горизонта, из которого отбирались анализируемые филлипситы по радиоляриям, установлен в 40 млн. лет (ранний эоцен). Высокое значение отношений Rb/Sr свидетельствует о значительно более высокой степени концентрирования рубидия минеральной структурой филлипсита при его образовании, что и создало благоприятные возможности для датирования.

ГЛАУКОНИТЫ

Проблема датирования глауконитов K-Ag методом рассмотрена ранее. Сходство геохимического поведения калия и рубидия обуславливает идентичность проблем, связанных с датированием K-Ag и Rb-Sr методами. Высокое значение величины Rb/Sr в минеральной структуре глауконита и широкое его распространение в осадочных образованиях морского генезиса создают хорошие предпосылки датирования Rb-Sr методом. Однако, как и в случае K-Ag датирования, основной причиной искажения возрастных датировок в большинстве случаев являлся неправильный отбор образцов. Введение строгих критериев отбора глауконитов [27] привело к значительному снижению разброса получаемых датировок.

Основными проблемами, с которыми исследователи встречаются при датировании по глауконитам, являются [240]:

1) величина начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при формировании глауконитов происходит захват некоторого количества стронция из вмещающего осадка. Доля захваченного стронция может быть различной для отдельных глауконитов одной возрастной формации, поэтому возникает разброс



Р и с. 31. Rb-Sr изохрона глауконитов и аргиллитов докембрийской серии Пелт (Монтана) (Обрадович, Петерман, цит. по [77])

начальных значений величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; влияние этого разброса на значение возраста уменьшается с его увеличением и при больших величинах Rb/Sr;

2) влияние тектоники и глубины захоронения проявляется в процессах перекристаллизации глауконита при глубинном эпигенезе. Как было показано для K-Ar датирования, при эпигенетических процессах происходит привнос калия ($\sim 10\text{--}20\%$), что объясняет часто наблюдаемое занижение возраста. Рубидий имеет сходные геохимические свойства, поэтому перекристаллизованные глаукониты также, по-видимому, дают заниженные значения возраста;

3) при выветривании происходит преимущественный вынос стронция, увеличение Rb/Sr. В ряде случаев это является причиной искажения возраста.

Совпадение значений возрастов, полученных K-Ar и Rb-Sr методами, является хорошим критерием правильности полученных датировок. Однако несовпадение этих значений еще не свидетельствует о том, что произошло нарушение замкнутости системы; расхождение может быть вызвано, например разными значениями начальной концентрации изотопов.

Хорошие результаты были получены при датировании верхнемеловой осадочной формации в Нью-Джерси [227]. Изохрона с возрастом $62,6 \pm 6,1$ млн. лет с начальным значением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7075$ была получена при использовании незастарелых глауконитов. Однако авторы при интерпретации результатов допустили ряд ошибок: завышенные результаты некоторых определений они пытались объяснить миграцией рубидия, которая маловероятна, а в качестве критериев отбора глауконитов использовали чисто морфологические параметры [192, 228, 229, 240]. В целом при отсутствии перекристаллизации и правильном отборе образцов для датирования возраст по глауконитам дает удовлетворительные результаты. Хорошие результаты (рис. 31) по глауконитам докембрийской осадочной толщи в Монтане были получены Обрадовичем и Петерманом (цит. по [77]). Полученная изохрона (рис. 31, а) соответствует возрасту 1095 ± 22 млн. лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7089 \pm 0,0135$. На эту же изохрону попало значение, измеренное для известняка из той же серии пород. Это дало основание авторам предположить, что глаукониты при формировании извлекают стронций из морской воды и первичное отношение глаукони-

товых изохрон характеризует изотопный состав стронция в океане. Следует заметить, что начальное значение изотопов стронция для осадочной формации Нью-Джерси [227] также ложится на кривую изменения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане в течение фанерозоя (см. рис. 28).

МОНТМОРИЛЛОНИТЫ

Монтмориллонит — одна из разновидностей глинистых минералов. В донных отложениях океанов отмечается терригенный монтмориллонит, образующийся в коре выветривания и почвах суши, и аутигенный, имеющий три генетические разновидности: 1) минералы, образующиеся в осадках срединно-океанических хребтов (в районах распространения металлоносных осадков); 2) минералы, образующиеся при подводном выветривании пирокластики; 3) минералы, образующиеся при гидротермальном изменении осадков [22].

Изучение поведения изотопов стронция в монтмориллоните глубоководных красных глин было проведено в работе [122]. Анализировалась глинистая фракция размером < 2 мк, которая состояла практически полностью из смектита (разновидность монтмориллонита) с небольшой примесью иллита и каолинита. Содержание Rb, Sr, изотопного состава стронция и ряда других элементов изучалось по 380 см длине колонки красных глубоководных глин, отобранной в южной части Тихого океана ($11^{\circ}28'6\text{S}$, $144^{\circ}00'5\text{W}$, глубина океана 4725 м). Изучение содержания элементов и изотопного состава стронция проводилось в необработанной глинистой фракции, выщелате (1 N HCl) и в остатке после выщелачивания. Глинистая фракция поверхностного слоя осадков имела значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пределах ошибки определения, не отличающееся от океанического, что по мнению авторов, свидетельствует об аутигенном происхождении этих минералов. С увеличением глубины (рис. 32) отношение изотопов стронция

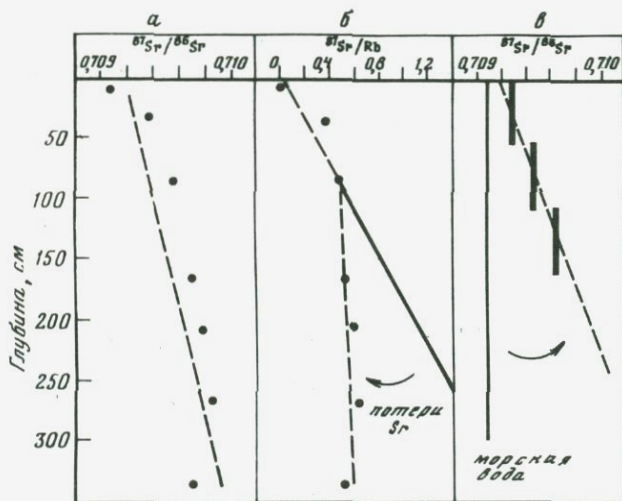


Рис. 32. Изменение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в красных глубоководных глинах (а) и поровых водах (в) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Rb}$ в глинах (б) [122]

возрастает, но отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Rb}$ возрастает лишь до горизонта 90 см, оставаясь на больших глубинах постоянным. Как полагают авторы, это обуславливается миграцией радиогенного стронция из кристаллической структуры минералов. Величина изотопного состава стронция в поровых водах, отобранных по длине колонки, изменяется синхронно с изменением этого отношения в осадках, подтверждая вынос стронция из минеральной структуры. Изотопный состав стронция в выщелатах не меняется с глубиной и его величина меньше, чем в океанических водах. По-видимому, при выщелачивании выделяется стронций, не входящий в кристаллическую структуру глинистых минералов и отражающий изотопный состав вулканических продуктов, входящих в состав осадков и сорбированных на поверхности кристаллической решетки глинистых минералов. Изменения элементного и изотопного составов по длине колонки обусловлены протеканием диагенетических процессов, так как при фиксируемых низких значениях Rb/Sr (0,1) возрастные изменения незначительны (если принять минимальную скорость накопления красных глубоководных глин за 0,5 мм/тыс. лет, возраст колонки не превысит 10 млн. лет). К сожалению, эти единичные результаты не могут прояснить в полной мере общей картины диагенетических преобразований современных осадков в пространстве и времени, но способствуют пониманию этой проблемы в целом.

ОБЩИЙ ПОДХОД К ДАТИРОВАНИЮ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД РУБИДИЙ-СТРОНЦЕВЫМ МЕТОДОМ

При применении $\text{Rb}-\text{Sr}$ метода к датированию осадочных пород в общем случае возможны два случая. Если весь Rb и Sr осадка содержатся в терригенных минералах, поступающих из одного источника, и если при этом в процессах выветривания, переноса, седиментации и диагенеза не происходит изменения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr , то полученное значение возраста характеризует возраст изверженных пород в питающей эти осадки провинции континента. Если же весь рубидий и стронций содержатся исключительно в аутигенных минералах, то полученное значение возраста относится к времени диагенеза, в процессе которого образовались эти минералы. Как считают Ю.А. Шуколюков и др. [86], при низкотемпературном диагенезе гомогенизации изотопного состава стронция в породе в целом не происходит. Но если температура повышается и начинают проявляться эпигенетические процессы, величина изотопного состава стронция может стать одинаковой для всех компонент системы. Так, еще Дэш (цит. по [77]) показал, что обломочные глинистые минералы донных осадков Атлантического океана не находятся в изотопном равновесии с морской водой. Отсутствовало изотопное равновесие и между глинистой и карбонатной фракциями в ордовикских литифицированных, но не метаморфизованных породах в северо-восточной части штата Нью-Йорк, несмотря на активное развитие диагенетических низкотемпературных процессов, при которых происходят значительные потери стронция карбонатными породами [77]. Обрадович и Петерман (цит. по [77]) для докембрийской серии Белт получили хорошую изохрону не только для глауконитов, но и для аргиллитовых осадков в целом (см. рис. 31, б), но начальное значение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ резко отличается от глауконитового. Совпа-

дение возрастов, полученных по глаукониту и породе в целом, привело авторов к заключению, что изохрона аргиллитовых пород отвечает времени отложения осадочных пород. Однако высокое значение отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (до 25) все же свидетельствует, по нашему мнению, о наличии высокотемпературных диагенетических преобразований, приведших, с одной стороны, к гомогенизации изотопного состава стронция, с другой — к значительным потерям стронция породой. Совпадение возрастов по глауконитам и породе в целом указывает на то, что полученное значение возраста отражает не время отложения, а возраст диагенетических изменений, в процессе которых произошла гомогенизация изотопного состава стронция и образование глауконитов. Отличия начальных значений свидетельствуют о том, что формирование глауконитов и гомогенизация осадочных пород в целом происходили при различных диагенетических преобразованиях. Высокое и однородное первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ может возникать и при размыве пород, метаморфизованных перед эрозией и отложением.

Клаузром [27] рассмотрены проблемы датирования осадочных пород по глинистым минералам. Эти минералы являются единственной фракцией осадочных пород, которая способна образовываться, приходить в равновесие и оставаться стабильной в термодинамических условиях Земли. Для анализа используются лишь те глинистые минералы, которые образовались в осадочной породе в процессе диагенеза, т.е. являются аутигенными.

В работе [106] приведены рекомендации относительно использования Rb-Sr метода для датирования осадочных пород. Для получения стратиграфически значимых значений возраста рекомендуется использовать только раннедиагенетические глинистые минералы. Перед определением возраста необходимо проводить тщательные минералогические исследования для выявления генезиса минералов. По возможности определение возраста следует проводить несколькими методами. К единичным датировкам следует относиться с большой осторожностью; лишь серии датировок, убывающие вверх по разрезу, дают достаточную уверенность в правильности результатов.

САМАРИЙ-НЕОДИМОВЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА И ИЗОТОПЫ НЕОДИМА

ОСНОВЫ МЕТОДА

Самарий и неодим относятся к подгруппе легких редкоземельных элементов. Их фракционирование в природных процессах обуславливается небольшим различием в массах. Средняя распространенность Sm — 4.2×10^{-6} г/г, Nd — $17 \cdot 10^{-6}$ г/г [11]. Средняя распространенность в различных типах пород приведена в табл. 32, относительная распространенность изотопов — в табл. 33.

В естественной смеси изотопов самария радиоактивным является изотоп с массовым числом 147. Испуская α -частицу, он превращается в ^{143}Nd с постоянной распада $\lambda = 6,54 \cdot 10^{-12}$ лет $^{-1}$:



Таблица 32. Распространенность Sm и Nd в различных типах пород [29]

Порода	Sm · 10 ⁻⁶ , г/г	Nd · 10 ⁻⁶ , г/г
Ультраосновная	0,003–0,93	0,1–2,5
Основная	2,4–7,1	6,9–43
Гранитоиды	7,2–8,5	44–46
Осадочная	1,4–6,7	6,2–33
Метаморфическая	0,56–4,1	1,6–23,5

Таблица 33. Относительная распространенность (в %) изотопов Sm и Nd [29]

Изотоп	Распространенность	Изотоп	Распространенность
¹⁴² Nd	27,11	¹⁴⁴ Sm	3,09
¹⁴³ Nd	12,17	¹⁴⁷ Sm	14,97
¹⁴⁴ Nd	23,85	¹⁴⁸ Sm	11,24
¹⁴⁵ Nd	8,30	¹⁴⁹ Sm	13,83
¹⁴⁶ Nd	17,22	¹⁵⁰ Sm	7,44
¹⁴³ Nd	5,73	¹⁵² Sm	26,72
¹⁵⁰ Nd	5,62	¹⁵⁴ Sm	22,71

По аналогии с Rb-Sr методом и с теми же предположениями накопление ¹⁴³Nd в закрытой системе можно описать уравнением

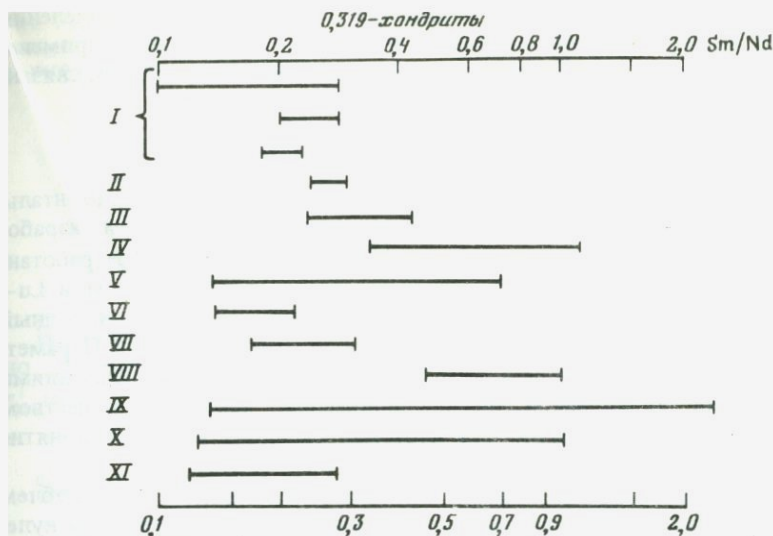
$$^{143}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd})_0 + ^{147}\text{Sm}(e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

или отношением

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_0 + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1), \quad (2)$$

которое обычно и используется при датировании, где $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ — начальное значение отношения изотопов, второй член представляет радио-генную добавку. Изменение изотопного состава неодима с течением времени определяется степенью разделения самария и неодима (величиной отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) и временем, прошедшим с момента формирования системы, возраст которой мы хотели бы определить. Уравнение для определения возраста содержит две неизвестных величины: $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ и t , поэтому для датирования необходимо иметь, как минимум, два образца с различными значениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, которые при образовании захватили неодим с одинаковым изотопным отношением (выплавление из единого источника с одинаковым изотопным составом; метаморфизм, в процессе которого произошла гомогенизация изотопов неодима).

Если для датирования используется более двух образцов, надежность метода увеличивается и для расчетов удобно использовать изохронный метод по аналогии с Rb-Sr геохронологией. Близость геохимических свойств, обусловленная принадлежностью к единой группе легких редкоземельных



Р и с. 33. Величины Sm/Nd для различных пород Земли [282]

I – щелочные базальты из разных мест; II – толеитовые базальты; III – базальты срединно-океанических хребтов; IV – перидотиты; V – лерцолиты; VI – осадки; VII – граниты; VIII – гранат; IX – клинопироксены; X – ортопироксены; XI – оливины

элементов, обуславливает большую надежность получаемых датировок, так как в процессах миграции не происходит сильного изменения величины $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

Большое значение для Sm-Nd метода датирования имеет величина Sm/Nd, характеризующая степень разделения Sm и Nd в процессе дифференциации земных пород. На рис. 33, по данным работы [282], приведены значения Sm/Nd для различных пород Земли. На диаграмме представлены главным образом базальты, ультраосновные породы и минералы ультраосновных пород. Слабо представлены данные для гранитных и осадочных пород. Тем не менее можно отметить, что диапазон изменения Sm/Nd для базальтов и гранитов невелик. Вулканические породы различной степени дифференцированности не проявляют сильных отличий в величинах Sm/Nd. По мнению авторов, это свидетельствует о том, что при фракционной кристаллизации при малых давлениях не происходит значительного разделения Sm и Nd. Значительно большие вариации Sm/Nd отмечаются в ультраосновных породах.

Невысокая степень разделения самария и неодима в природных процессах, большой период полураспада самария, на несколько порядков величины превышающий возраст Земли, являются причиной небольших изменений величины отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. В выплавленных из верхней мантии океанических базальтах с величиной Sm/Nd = 0,4 за 10 млн. лет отношение изотопов неодима изменится на 0,00004; за 100 млн. лет – на 0,004 (погрешность современного метода определения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составляет $2-3 \cdot 10^{-5}$). Поэтому в настоящее время метод определения возраста нашел основное применение при решении глобальных (в масштабах

Земли) проблем, главными из которых являются процессы разделения исходного вещества Земли на оболочки. Важное практическое применение нашли изотопы неодима при решении генетических вопросов, связанных с происхождением изверженных пород дна океана.

ОСНОВЫ МОДЕЛЬНЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

Основы модельных представлений при интерпретации экспериментальных результатов определения изотопов неодима и самария были разработаны Де Паоло и Вассербургом (цит. по [235]). В дальнейшем разработанная терминология стала эффективно использоваться и для Rb—Sr и Lu—Hf изотопных пар. Де Паоло и Вассербург ввели термин "однородный хондритовый резервуар" (CHUR — chondritic uniform reservoir). Параметры, характеризующие этот резервуар, представлены средними значениями для хондритов, являющихся, по предположению, исходным веществом Земли. По аналогии с CHUR для изотопов стронция вводится понятие однородного резервуара (UR—uniform reservoir).

В модельных представлениях и при решении генетических проблем время отсчитывается от современного значения, которое принято за нулевое. Для однородного хондритового резервуара приняты следующие параметры:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}}^0 = I_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}}(0) = 0,511847, \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{UR}}^0 = I_{\text{UR}}^{\text{Sr}}(0) = 0,7045,$$

$$\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}} = 0,1967, \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{UR}} = 0,084,$$

$$I_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}}(4,56) = 0,505893, I_{\text{UR}}^{\text{Sr}}(4,56) = 0,69898.$$

Индекс 0 означает современное значение; 4,56 — значение в момент образования Земли.

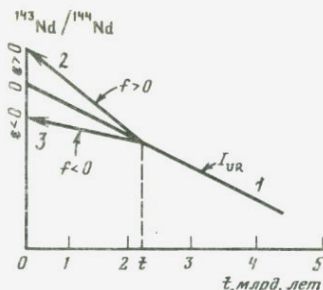
Значения для Rb—Sr пары приведены по работе [220], и практически все исследователи при обработке экспериментальных результатов используют эти значения. Иначе обстоит дело с Sm—Nd изотопной парой. Приведенные выше значения взяты из работы [186]. В более ранних работах Де Паоло и Вассербург [235] использовали $I_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}}(0) = 0,511836$ и $\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}}^0 = 0,1936$, а Лунгмайер — $I_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}}(0) = 0,512636$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1936$ [29]. Де Паоло [184] проводил расчеты по значениям $I_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}}(0) = 0,511836$ и $\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}}^0 = 0,1967$. Другие исследователи использовали обычно одно из вышеприведенных значений, и при сопоставлении результатов необходимо это учитывать.

Изменение во времени отношения изотопов неодима и стронция в хондритовом резервуаре описывается выражениями

$$I_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}}(t) = I_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}}(0) - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}} (e^{\lambda_{147}t} - 1),$$

$$I_{\text{UR}}^{\text{Sr}}(t) = I_{\text{UR}}^{\text{Sr}}(0) - \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{UR}} (e^{\lambda_{87}t} - 1). \quad (3)$$

Рис. 34. Эволюция $^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Nd}$ для хондритового резервуара и выделившихся из него отдельных резервуаров



Изотопный состав неодима и стронция в каком-либо резервуаре обычно оценивается относительно хондритового резервуара параметрами $\epsilon_{\text{Nd}}^j(t)$ и $\epsilon_{\text{Sr}}^j(t)$:

$$\epsilon_{\text{Nd}}^j(t) = \left(\frac{I_j^{\text{Nd}}(t)}{I_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}}(t)} - 1 \right) \cdot 10^4, \quad \epsilon_{\text{Sr}}^j(t) = \left(\frac{I_j^{\text{Sr}}(t)}{I_{\text{UR}}^{\text{Sr}}(t)} - 1 \right) \cdot 10^4.$$

По результатам измерений мы обычно, знаем $\epsilon_{\text{Nd}}^j(0)$, $\epsilon_{\text{Sr}}^j(0)$:

$$\epsilon_{\text{Nd}}^j(0) = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{изм}}^j - 1}{I_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}}(0)} \right] \cdot 10^4, \quad (5)$$

$$\epsilon_{\text{Sr}}^j(0) = \left[\frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{изм}}^j - 1}{I_{\text{UR}}^{\text{Sr}}(0)} \right] \cdot 10^4.$$

Величины $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в каком-либо резервуаре j также оцениваются относительно хондритового резервуара

$$f_j^{\text{Sm/Nd}} = \frac{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_j}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1, \quad f_j^{\text{Rb/Sr}} = \frac{(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_j}{(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}}} - 1. \quad (6)$$

Изменение во времени отношения изотопов неодима для хондритового резервуара выражается прямой линией 1 (рис. 34), так как период полураспада ^{147}Sm значительно превышает возраст Земли. Наклон прямой линии характеризуется величиной $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Если в момент времени t из хондритового резервуара выделится дополнительный резервуар, для которого $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$, т.е. $f > 0$, изменение во времени $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ в этом резервуаре, начиная с этого момента, будет происходить по линии 2, а современное значение $\epsilon_{\text{Nd}}^{\text{Nd}}$ будет больше нуля. И наоборот, если в выделившемся резервуаре $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} < (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$, т.е. $f < 0$, развитие будет происходить по линии 3, и современное значение в этом резервуаре величины $\epsilon_{\text{Nd}}^{\text{Nd}}$ будет меньше нуля.

Таблица 34. Результаты определения возраста Rb-Sr и Sm-Nd методами

Образец	$\epsilon_{Nd}(0)$	$f_{Sm/Nd}$	$I_{CHUR}^{Nd} (AE)$
Породы Канадского Кристаллического щита			
Новый Квебек	$-29,4 \pm 0,4$	$-0,444$	$2,66 \pm 0,06$
Северный Квебек	$-28,9 \pm 0,3$	$-0,464$	$2,50 \pm 0,05$
Гнейсы, форт Энтерпрайс	$-24,3 \pm 0,4$	$-0,372$	$2,62 \pm 0,05$
Граниты, форт Энтерпрайс	$-30,7 \pm 0,2$	$-0,495$	$2,49 \pm 0,04$
о-в Баффина	$-31,7 \pm 0,3$	$-0,464$	$2,74 \pm 0,05$
Саскачеван	$-32,5 \pm 0,4$	$-0,486$	$2,68 \pm 0,06$
Квебек	$-7,1 \pm 0,3$	$-0,361$	$0,08 \pm 0,04$
Осадочные породы			
Красная глубоко-водная глина	$-3,3 \pm 0,4$	$-0,212$	$0,63 \pm 0,08$

Уже первые определения изотопного состава неодима в базальте срединно-океанического хребта ($\epsilon_{Nd} = 5,4 \pm 0,8$) в двух щелочных базальтах океанических островов ($+10,3 \pm 0,4$; $+8,7 \pm 0,7$) показали, что эти базальты выплавлены из источника с отношением Sm/Nd выше хондритового; вариации полученных значений показывают изотопную гетерогенность этих источников, причем щелочные базальты выделены из источника со значительно большей величиной Sm/Nd [235].

Определения, выполненные этими же авторами для некоторых пород континентальной коры, показали, что начальные значения $^{144}Nd/^{143}Nd$ лежат на прямой эволюции хондритового резервуара. Используя это обстоятельство, авторы работы [220] определили возраст кристаллических пород Канадского щита и некоторых осадочных пород (вернее время отделения от хондритового резервуара).

Для этого случая можно написать

$$^{143}Nd/^{144}Nd = I_{CHUR}(t) + ^{147}Sm/^{144}Nd(e^{\lambda t} - 1),$$

где $^{143}Nd/^{144}Nd$ — измеренное в исследуемом образце отношение изотопов. Используя уравнение (3), можно определить t (время отделения от хондритового резервуара)

$$t^{Nd} = \frac{1}{\lambda_{147}} \ln \left[1 + \frac{\epsilon_{Nd}(0) I_{CHUR}(0) \cdot 10^{-4}}{f_{Sm/Nd} (^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}} \right]. \quad (7)$$

Аналогичные расчеты были проведены авторами работы и для Rb-Sr изотопной пары

$$t^{Sr} = \frac{1}{\lambda_{87}} \ln \left[1 + \frac{\epsilon_{Sr}(0) I_{UR}(0) \cdot 10^{-4}}{f_{Rb/Sr} (^{87}Sr/^{86}Sr)_{UR}} \right]. \quad (8)$$

$\epsilon_{Sr}(0)$	$f_{Rb/Sr}$	$I_{UR}^{Sr} (AE)$	Возраст, 10^9 лет
Породы Канадского кристаллического щита			
$345,3 \pm 0,8$	7,48	$2,73 \pm 0,03$	2,5–2,7
$328,9 \pm 1,1$	7,74	$2,52 \pm 0,03$	2,5–2,7
$369,2 \pm 0,8$	8,47	$2,58 \pm 0,03$	2,5–2,7
$344,5 \pm 0,9$	7,99	$2,56 \pm 0,03$	2,5–2,7
$802,8 \pm 0,7$	18,6	$2,56 \pm 0,03$	1,8–1,9
$566,1 \pm 0,9$	13,8	$2,43 \pm 0,03$	1,8–1,9
$164,8 \pm 0,8$	9,81	$1,01 \pm 0,01$	0,9–1,2
Осадочные породы			
$53,7 \pm 1,0$	8,41	$0,38 \pm 0,01$	0,01

Некоторые результаты этих расчетов приведены в табл. 34. Прежде всего обращает внимание хорошее совпадение значений, полученных Rb-Sr и Sm-Nd методами и их удовлетворительное согласие с геологическим возрастом. Кристаллические породы исследованных провинций сформировались 2,5–2,7 млрд. лет назад при дифференциации из вулканического очага хондритового состава. Результаты, полученные по осадочным породам, не допускают однозначной интерпретации, так как осадочное вещество, обычно полигенного происхождения, образуется в процессах выветривания изверженных и метаморфических пород. При выветривании происходит фракционирование изотопов (особенно Rb и Sr). Диагенетические процессы после отложения еще более усложняют интерпретацию результатов. Поэтому значения возрастов, полученных Rb-Sr и Sm-Nd методами, расходятся значительно. Для примера в табл. 34 приведены результаты, полученные для глубокоководной красной глины, отобранной в 5-м рейсе "Гломар Челленджер" (колонка 3, секция 2, интервал 22–24 см. северо-восточная часть Тихого океана). По мнению авторов, красные глубокоководные глины состоят из смеси равных пропорций океанических базальтов с $\epsilon_{Nd}(0) = +10$ и $f_{Sm/Nd} = 0$, пород островных вулканических дуг с $\epsilon_{Nd}(0) = +1$ и $f_{Sm/Nd} = -0,28$ и континентального материала типа лёссов с $\epsilon_{Nd} = -14$ и $f_{Sm/Nd} = -0,4$. Подобным образом данные, полученные по Rb-Sr методу, также требуют перемешивания материала из 3 источников: океанических базальтов с $\epsilon_{Sr} = -25$ и $f_{Rb/Sr} = -0,7$, вулканических материалов островных дуг с $\epsilon_{Sr}(0) = -15$ и $f_{Rb/Sr} = 0,4$ и пород типа континентальных лёссов с $\epsilon_{Sr}(0) = +181$ и $f_{Rb/Sr} = 15,3$.

ИЗОТОПЫ НЕОДИМА В ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТАХ

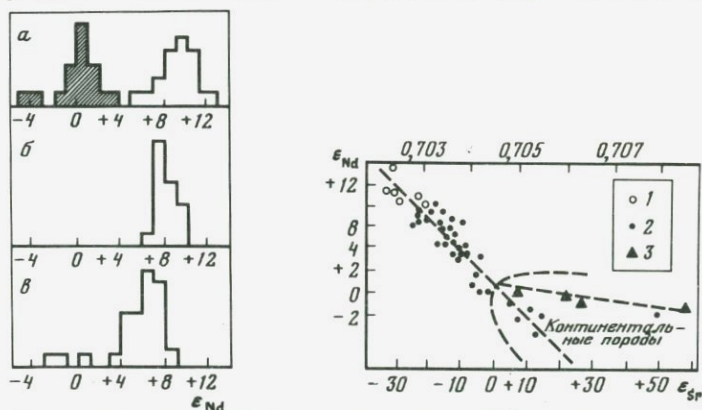
Погрешности, связанные с техникой измерения изотопных отношений, привели в настоящее время к тому, что отношения изотопов неодима, получаемые разными исследователями, значительно отличаются. Сопоставление этих результатов можно проводить, если их представлять в виде

отношения измеренной величины для образца к значению измеренного в тех же условиях образца, представляющего однородный хондритовый резервуар. Эта, независимая от условий эксперимента величина была ранее определена (ϵ_{Nd}). Таким образом, использование этой величины не только удобно с точки зрения наглядного представления экспериментальных результатов по отношению к хондритовому резервуару, но и необходимо для сопоставления результатов, полученных разными исследователями.

БАЗАЛТЫ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

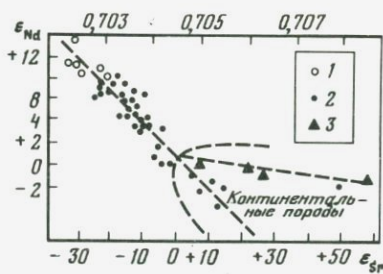
Уже первые определения изотопного состава неодима в базальтах срединно-океанических хребтов показали, что их источником является обедненная мантия ($f > 0$). ϵ_{Nd} меняется от +7 до +12 при среднем значении +9, гистограмма распределения приведена на рис. 35 [136]. Дальнейшие исследования базальтов северо-восточной части Атлантического океана, пробуренных в 38-м рейсе "Гломар Челленджер", базальтов юго-западного Индийского хребта и Срединно-Атлантического хребта лишь подтвердили это распределение: ср. +9, макс. +13, мин. +5 [245–246]. Как видно из гистограммы, среднее значение ϵ_{Nd} для континентальных базальтов равно 0, что соответствует их выплавлению из источника среднехондритового состава. Если предположить, что источник базальтов срединно-океанических хребтов отделился от хондритового резервуара (двухстадийная модель), можно рассчитать время этого отделения по соотношению (7). При среднем значении $\epsilon_{Nd} = +9$ и $Sm/Nd = 0,37$ [282] получаем время отделения 1,8 млрд. лет — величину, близкую к значениям, полученным по изотопам стронция и свинца.

Изучение зависимости изотопного состава неодима от изотопного состава стронция выявило хорошо выраженную отрицательную корреля-



Р и с. 35. Гистограмма распределения ϵ_{Nd} в океанических базальтах

a — базальты срединно-океанических хребтов (заштриховано — континентальные базальты — траппы); *b* — базальты океанических островов; *c* — вулканические породы зон конвергенции



Р и с. 36. Зависимости ϵ_{Nd} от ϵ_{Sr} для океанических базальтов

1 — базальты срединно-океанических хребтов; 2 — базальты островов и зон конвергенции; 3 — континентальные породы

сионную связь, свидетельствующую о синхронном поведении Rb—Sr и Sm—Nd изотопных пар в процессах, приведших к гетерогенности состава современной мантии (рис. 36).

Концентрация неодима в морской воде низка ($3 \cdot 10^{-6}$ г/т), поэтому при старении базальтов изменения их изотопного состава не происходит. Загрязнение образцов стронцием морской воды приводит, как было показано ранее, к значительному изменению его изотопного состава, поэтому такие образцы обычно располагаются значительно правее общего океанического тренда в координатах $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ и легко выявляются.

БАЗАЛЬТЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Первые определения, выполненные Де Паоло и Вассербургом [135, 136], показали, что в базальтах океанических островов изотопный состав неодима ниже по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов (см. рис. 36). Максимальное значение не превышало +9, минимальное — (−3), среднее значение — (+5). В дальнейшем особенно много определений было выполнено для различных серий вулканических пород Исландии [129, 245, 358]. Никаких закономерностей величины изотопного состава от типа пород выявлено не было, однако по сравнению с другими островами отмечается большой диапазон вариаций (+5,3 ÷ +10,4) и высокое значение среднего. В отличие от неодимовых, вариации изотопов стронция для Исландии незначительны. Высокие вариации изотопного состава неодима авторы объясняют гетерогенностью мантийного источника, все составляющие которого в различной степени обеднены легкими редкоземельными элементами. Несколько меньший разброс ϵ_{Nd} имеют базальты Гавайских островов (+4,8 ÷ −8,5) и небольшой — базальты о-ва Буве [245]. Для о-ва Вознесения первоначально были получены величины ϵ_{Nd} в интервале +6,5 ÷ +8,1 [245], но в дальнейшем в работе [343] приведены значения, изменяющиеся в интервале +9,7 ÷ +12 ($^87Sr/^86Sr = 0,70290-0,70320$), т.е. практически максимально достижимые для океанических базальтов. Плутонические ксенолиты (от габбро до гранитов) имели тот же диапазон изменения ϵ_{Nd} , что подтверждает их происхождение из одного мантийного очага. Вулканические породы о-вов Тристан-да-Кунья имеют отрицательное значение ϵ_{Nd} . Они выведены из источника, обогащенного легкими редкоземельными элементами (−2,4 ÷ 1,7) [245]. Но особенно низкие значения зафиксированы для пород о-ва Кергелен (−6,5 ÷ −0,7) [140]. Сильно дифференцированные породы острова от сиенитов и гранитов до габбро и базальтов имеют идентичный изотопный состав неодима, что свидетельствует о их общем источнике в мантии. Экспериментальные результаты хорошо ложатся на общий океанический тренд, значительно расширяя его в область низких значений ϵ_{Nd} и высоких ϵ_{Sr} (см. рис. 36), что указывает на мантийное происхождение источника изверженных пород. Результаты, полученные по породам о-ва Кергелен, свидетельствуют о возможности существования в мантии источника, обогащенного легкими редкоземельными элементами. Возможно, этот источник образовался 1,5–2 млрд. лет назад в процессах, приведших к гетерогенности мантии, на что указывают результаты изотопного анализа Sr, Pb и Nd.

Интерес к изучению изотопного состава неодима в изверженных породах островных дуг и зон конвергенции океанических плит обусловлен возможностью выявления роли осадочного материала и континентальной коры в формировании состава этих пород. Определения, выполненные на ранней стадии изучения показали, что изотопный состав неодима в этих породах имеет промежуточное значение между базальтами срединно-океанических хребтов и островными (+6,8÷+9,4) [135, 136], т.е. источник в мантии, из которого они выплавлены, также обеднен легкими редкоземельными элементами (см. рис. 35). Возможность загрязнения сиалическим материалом легко наблюдается при сопоставлении полученных результатов с общим трендом, выявленным для океанических базальтов в координатах $\epsilon_{Nd} - \epsilon_{Sr}$. Метод является достаточно чувствительным, уже 1% пелагических осадков (см. табл. 22) сильно меняет величину изотопных отношений Sr и Nd. При анализе результатов необходимо учитывать возможность загрязнения стронцием морской воды, загрязнение неодимом не происходит — его концентрация в морской воде низка. В этом случае рабочая точка смещается вправо от тренда, и этот сдвиг не свидетельствует о загрязнении сиалическим материалом. Толейтовые базальты моря Скотия и вулканические породы Южных Сандвичевых островов (рис. 37) относятся к породам, отклонение которых от мантийного тренда вызвано контаминацией стронция морской воды, причем загрязнение для базальтов моря Скотия незначительно. Небольшое загрязнение стронцием морской воды обнаружено в вулканических породах о-ва Гренада [176]. ϵ_{Nd} изменялось от +3,6 до +8,7, а изотопный состав стронция — в интер-

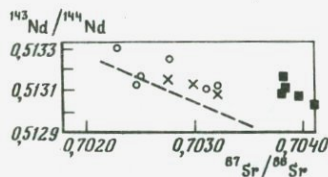


Рис. 37. Зависимость изотопного состава неодима от изотопного состава стронция для вулканических пород Южных Сандвичевых островов и моря Скотия

Обозначения те же, что и на рис. 20

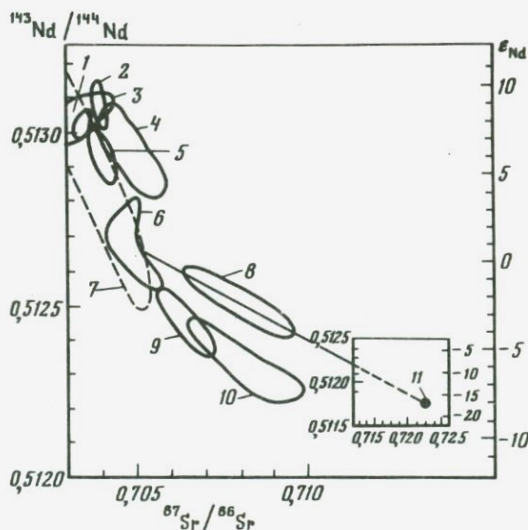


Рис. 38. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для четвертичных вулканических пород островных дуг и зон конвергенции [175]

1 — о-в Новая Британия; 2 — Южные Сандвичевы острова; 3 — Марианские острова; 4 — о-в Гренада; 5 — Эквадор; 6 — о-в Ява; 7 — мантийный тренд; 8 — дуга Банда; 9 — Чили; 10 — Roccamonfina; 11 — среднее для коры

вале 0,7039–0,7058. Для пород и островных дуг (Алеутская, Марининская, Новая Британия, Идзу, Сунда) и некоторых вулканических пород Курильской островной дуги ϵ_{Nd} полностью соответствует мантийному тренду [25, 349]. Результаты, полученные по вулканическим породам Анд (Южная Америка), противоречивы [176]. Щелочные андезиты и платобазальты Патагонии практически полностью соответствуют мантийному тренду. Андезиты из Эквадора (рис. 38), по-видимому, загрязнены стронцием морской воды, а вулканические породы Северного Чили все же частично контаминировали вещество коры или донных осадков. Значительное загрязнение веществом коры или осадков зафиксировано для вулканических пород дуги Банда [221, 349]. Величины изотопного состава неодима меняются от +4,3 до –12, стронция – 0,70446–0,72227, породы захватили до 25–30% сиалического материала. Загрязнение сиалическим материалом выявлено и в породах малой Антильской дуги [349].

ИЗОТОПЫ НЕОДИМА В ВОДАХ И ОСАДКАХ ОКЕАНА

Средняя концентрация неодима в водах океана $\sim 2,8 \cdot 10^{-9}$ г/г, среднее время пребывания – 300 лет [165]. Первые определения изотопного состава для вод Атлантического и Тихого океанов показали, что ϵ_{Nd} имеет отрицательные значения, промежуточные между континентальными траппами и гранитами. Определения изотопного состава в железо-марганцевых конкрециях показали его полную идентичность изотопному составу воды соответствующего океана. Изотопный состав неодима в водах Индийского океана непосредственно не определялся, но по составу конкреций из этого океана можно утверждать, что каждому океану свойственно вполне определенное значение изотопного состава неодима: Атлантическому -12 ± 2 , Индийскому -8 ± 2 , Тихому -3 ± 2 (рис. 39) [246, 263, 264]. Высокие отрицательные значения и отличия для океанов свидетельствуют о решающей роли континентального стока в формировании изотопного состава неодима вод Мирового океана. Отличия изотопного состава обусловлены особенностями состава пород питающих провинций континентов. В пределах каждого океана вариации изотопного состава не превышают ± 2 , что свидетельствует о достаточно высокой изотопной гомогенности каждого океана. Имеющиеся единичные определения для гидротермальных и гидrogen-

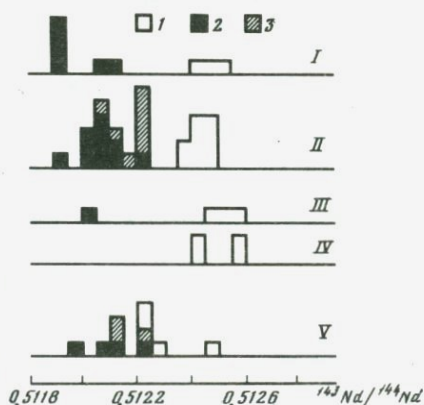


Рис. 39. Гистограммы распределения Nd в водах и отложениях океанов

1–3 – океаны; 1 – Тихий, 2 – Атлантический, 3 – Индийский; I – воды; II – конкреции; III – корки; IV – металлоносные осадки; V – красные глины

ных корок и металлоносных осадков показали идентичность их изотопного состава неодима изотопному составу вод океана (рис. 39). В целом в исследованных образцах не обнаружено зависимости изотопного состава неодима от его концентрации; для корок и железо-марганцевых конкреций отсутствует зависимость от скорости их роста.

Три образца глубоководных красных глин Атлантического океана и 3 образца из Индийского океана также показали идентичность изотопного состава неодима изотопному составу вод соответствующего океана (см. рис. 39). Но для Тихого океана три из четырех измеренных образцов имели значительно меньшее значение; в этих образцах, кроме осадочного из океанических вод, присутствует неодим, поставляемый твердым речным стоком с континента.

65 млн. лет назад на границе мелового и третичного периодов с Землей столкнулось огромное астероидальное тело. Возникшее облако пыли привело к охлаждению атмосферы и, как следствие, к вымиранию многих видов животных и растительности. Как было показано ранее, данные об изотопном составе стронция в осадках, соответствующих этому промежутку времени, подтвердили гипотезу об ассимиляции Землей огромного количества метеоритного вещества. Изучение изотопного состава неодима также подтвердило эту гипотезу: в обогащенных иридием прослоях изотопный состав неодима составлял $\epsilon_{Nd} = -7$, в то время как в перекрывающих этот прослой сверху и снизу осадках $\epsilon_{Nd} = -20$. Повышение изотопного состава неодима обусловлено разбавлением веществом кондритового состава [137].

ЛЮТЕЦИЙ-ГАФНИЕВЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА И ИЗОТОПЫ ГАФНИЯ

Большая степень фракционирования Lu-Nf изотопной пары в процессах магматической дифференциации по сравнению с Sm-Nd стимулировала развитие методических исследований, связанных с измерением низких концентраций Lu и Nf и процизионных измерений отношения изотопов гафния на масс-спектрометре. Эта методика была разработана Пачетом и Тацумото [258].

ОСНОВЫ МЕТОДА

Природный лютеций состоит из двух изотопов с массовыми числами 175 и 176 ($^{175}\text{Lu}/^{176}\text{Lu} = 37,701 \pm 0,028$). Изотоп с массовым числом 176 является радиоактивным, испуская β -частицу с постоянной распада $\lambda_6 = 1,94 \pm 0,07 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$; он превращается в ^{176}Hf .

Природный гафний содержит 6 изотопов с массовыми числами: 174, 176, 177, 178, 179 и 180. Измеренные отношения изотопов представляются величинами: $^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 1,88651 \pm 12$; $^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 1,46710 \pm 10$; $^{174}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,00871 \pm 5$.

Основные предпосылки метода датирования и расчетные соотношения для Lu-Nf метода те же, что и для Sm-Nd метода. Возраст можно опреде-

лить по соотношению

$$\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} = \left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_0 + \frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}} (e^{\lambda_6 t} - 1),$$

где ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$, ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}$ — измеряемые значения; λ_6 — постоянная распада ${}^{176}\text{Lu}$; $({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_0$ — начальное значение отношения изотопов в исследуемом образце.

Уравнение содержит две неизвестные величины $({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_0$ и t , поэтому для его решения требуется, как минимум, два образца, выделенные одновременно из системы с начальным отношением изотопов $({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_0$ и разными значениями ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}$. Малая вероятность распада и низкие величины отношений ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}$ позволяют использовать метод лишь для решения глобальных в масштабах Земли процессов разделения первоначально однородного вещества Земли на оболочки или для определения больших (~ 1 млрд. лет) возрастов пород континентальной коры.

Как и для Rb-Sr и Sm-Nd изотопных пар удобно ввести понятие о начальном хондритовом резервуаре (CH), представляющем вещество Земли в момент ее образования. Современное значение соответствует нулевому отсчету времени. За начальное значение принята величина, полученная изохронным методом для 9 метеоритов; для ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}$ принято значение, измеренное в хондрите C2 Murchison [257, 261]. Таким образом, хондритовый резервуар характеризуется следующими параметрами:

$({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CH}} = 0,0334$, $(\text{Lu}/\text{Hf}) = 0,24$; $({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CH}}^0 = 0,28286$ — современное значение; $({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CH}}^{4,53} = 0,27978 \pm 9$ — начальное значение.

Изотопный состав гафния удобно выражать в виде

$$\epsilon_{\text{Hf}}^0 = \left[\frac{({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})^0 - ({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CH}}^0}{({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CH}}^0} \right] \cdot 10^4,$$

где 0 — означает современное значение, а величину ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}$ в каком-либо образце — в виде

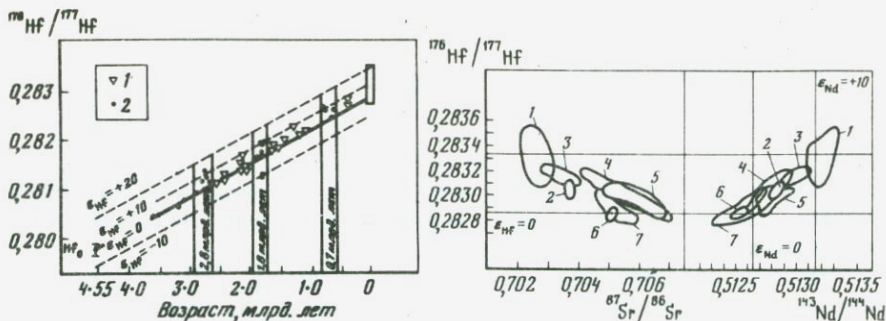
$$f_{\text{Lu/Hf}} = \frac{({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_j}{({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CH}}} - 1.$$

Для получения начального значения величины изотопного состава Hf мы должны использовать величины, пересчитанные на этот момент времени t :

$$\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}}(t) = \left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_0 - \frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}} (e^{\lambda_6 t} - 1)$$

$$\left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CH}}(t) = \left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_0 - \left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CH}} (e^{\lambda_6 t} - 1).$$

Первые определения, выполненные для проверки надежности метода датирования, были проведены для гнейсов из Западной Гренландии. Пред-



Р и с. 40. Начальное значение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ древних кристаллических пород [257]

1 – породы континентов, извергавшиеся между циклами активного горообразования; 2 – породы, извергавшиеся на начальной стадии и в периоды активного горообразования

Р и с. 41. $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанических базальтах [257]

1 – базальты срединно-океанических хребтов; 2 – о-в Буве; 3 – о-ва Галапагос; 4 – о-ва Согласия; 4 – о-в Самоа; 6 – о-в Тристан; 7 – о-в Кергелен

варительные определения возраста Rb-Sr методом по породе в целом и U-Pb методом по цирконам дали значение 3,65 млрд. лет. При датировании Lu-Hf методом была получена хорошая изохрона, соответствующая возрасту $3,59 \pm 0,22$ млрд. лет, при начальном значении $0,280482 \pm 33$. Хорошее совпадение датировок подтвердило надежность метода. Наиболее удобны для датирования цирконы, они содержат $\sim 1\%$ гафния и хорошо датируются также и U-Pb изохронным методом.

Детальные исследования состава древней мантии по начальному отношению изотопов гафния изверженных пород континентальной коры были проведены Пачетом [257]. Основные результаты приведены на рис. 40. Автор выделил результаты, относящиеся к временным интервалам интенсивного формирования континентальной коры – 2,8, 1,8 и 0,7 млрд. лет назад. В промежутках между этими интервалами образовалась незначительная по объему континентальная кора, которая, по мнению автора, могла быть загрязнена веществом более древней коры, и при интерпретации результатов эти анализы не учитывались. Четыре образца с возрастом > 3 млрд. лет выделились из мантии хондритового состава. Во время цикла 2,8 млрд. лет лишь половина образцов выделилась из мантии такого состава; вторая половина образцов соответствует уже истощенной мантии ($\epsilon_{\text{Hf}} > 0$). Автор считает, что в этот временной интервал мантия являлась лишь локально истощенной. Два образца с $\epsilon_{\text{Hf}} = -11$ во время 1,8 млрд. лет цикла, по предположению автора, явились продуктом переработки более древней коры, остальные породы выделились из истощенной мантии. Во время цикла 0,7 млрд. лет уже все анализируемые образцы выведены из истощенной мантии. Результаты этих исследований показали, что разделение первоначально однородной мантии хондритового состава началось около 3 млрд. лет назад с началом процессов интенсивного формирования континентальной коры.

Изотопы Pb, Sr, Nd, Hf являются эффективным средством изучения процессов, происходящих в мантии, из которой вышлавляются океанические базальты. Как и для неодима, изотопный состав гафния формируется при разделении редкоземельных элементов, обладающих практически одинаковыми геохимическими свойствами, поэтому разделение этих элементов характеризует глобальные процессы, происходящие в мантии. В отличие от изотопов неодима, диапазон изменения изотопного состава гафния в два раза шире, т.е. можно более детально изучать процессы выплавления из мантийных источников различного состава. Количество выполненных к настоящему времени определений невелико. Результаты, полученные по базальтам срединно-океанических хребтов и островным базальтам, приведены в работах [257, рис. 41; 258]; по базальтам островных дуг — в работе [349].

Отношение изотопов гафния в базальтах срединно-океанических хребтов имеет наибольшее значение в сравнении с другими типами пород океанического дна. Это означает, что эти базальты выплавлены из источника, имеющего наибольшие величины отношений Lu/Hf , Sm/Nd и наименьшие значения Rb/Sr (истощенная или обедненная мантия). Диапазон изменения $\epsilon_{\text{Hf}} (+9 \div 23)$ в два раза превышает диапазон изменения ϵ_{Nd} . Для базальтов океанических островов ϵ_{Hf} меняется от -2 до $+14$, т.е. некоторая часть этих базальтов выплавилась даже из слегка обогащенной мантии. Хорошо прослеживаются отрицательная обратная связь изотопных отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и положительная — для $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, отражающие процессы синхронной дифференциации изотопных пар Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf в мантии.

Вулканические породы некоторых островных дуг имеют сравнительно высокие значения отношения изотопов гафния ($\epsilon_{\text{Hf}} = +13 \div +17$, Маринская, Идзу, Алеутская, Новая Британия — островные дуги). Несколько меньшие значения ϵ_{Hf} ($+8 \div +12$) имеют породы дуг Сунда, Саба, Малых Антильских островов. Отрицательные значения ($\epsilon_{\text{Hf}} = -2,2$) зафиксированы для пород островной дуги Банда, для которой установлено сильное (до 25%) загрязнение веществом коры. В координатах $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ экспериментальные точки для пород островных дуг лежат в области базальтов океанических островов.

Содержание Hf в водах океана $\sim 8 \cdot 10^{-12}$ г/г, поэтому изотопный состав Hf в базальтах океанического дна не меняется при старении. Рассмотрение экспериментальных результатов в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ наиболее целесообразно, так как величины этих изотопных отношений определяются только составом мантийного источника, из которого выплавились изучаемые породы. Это является существенным преимуществом при использовании изотопов Nd и Hf для изучения состава верхней мантии.

МОДЕЛЬНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ
О СТРОЕНИИ КОРЫ И МАНТИИ
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА Sr, Pb, Nd, Hf

Процессы, происходящие в мантии, являются главной движущей силой, обуславливающей динамическое развитие и современный облик Земли. Из мантии в вулканических процессах поступает в земную кору вещество, формирующее ее состав. Вещество мантии, находящееся в условиях высоких температур и давлений, непосредственно нам недоступно, мы фиксируем лишь выплавившиеся из нее породы, состав которых значительно отличается от исходного вещества мантии. Изучая закономерности распределения химических элементов и изотопов в этих породах, мы пытаемся на основании известных механизмов разделения элементов и изотопов воссоздать вещественный состав мантийного вещества. Первым важным и фундаментальным открытием при изучении состава мантии было обнаружение ее гетерогенности. Изучение распределения редкоземельных элементов в базальтах, выплавленных из мантии, показало, что наблюдаемое различие концентраций не может быть объяснено дифференциацией в вулканических процессах. В дальнейшем гетерогенность мантии была подтверждена изучением изотопного состава Sr, Pb, Nd и Hf. Изотопы являются наиболее надежным и чувствительным инструментом изучения состава мантии. При выплавлении пород из мантийного источника содержание химических элементов меняется значительно, но изотопный состав изверженных пород в момент выделения тождествен мантийному источнику. Данные по изотопному составу Sr, Pb и Nd показали, что гетерогенность мантии сохраняется около 1,5–2 млрд. лет. Интерпретация результатов определения изотопного состава Sr, Pb, Nd, Hf в различных типах океанических базальтов допускает два возможных механизма образования неоднородности: 1) мантия отдифференцировалась на большое количество подсистем, каждая из которых характеризуется определенным изотопным составом, и тот мантийный тренд, который был выявлен для океанических базальтов, характеризуется набором этих значений; 2) мантия разделилась на две части: истощенную (обедненную) — с высокими значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и низкими значениями $^{206,207,208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и неистощенную — с соответствующими более низкими и более высокими величинами этих отношений. В этом случае мантийная изохрона обусловлена различным перемешиванием вещества из этих двух источников.

Необычайно плодотворным явилось введение понятий "однородный хондритовый резервуар" (CHUR), "однородный резервуар" (UR) и "хондритовый резервуар" (CH). На ранних этапах развития Земли формирование коры происходило из резервуара хондритового состава, об этом свидетельствуют датировки, полученные для древних кристаллических пород Sm-Nd и Lu-Hf методами. Около 1,5–2 млрд. лет назад произошло разделение мантии на верхнюю и нижнюю. При дифференцировании верхней мантии возникла основная часть континентальной коры, насыщенная литофильными элементами; остаточная часть представляет истощенную астеносферу, из которой в срединно-океанических хребтах формируется новая океаническая кора. В зонах конвергенции эта океаническая кора

вместе с частью континентальной коры в виде осадочного чехла океана возвращается обратно в астеносферу. Базальты океанических островов выплавляются при различных пропорциях смешения вещества неистощенной мантии и истощенной астеносферы. В наиболее чистом виде вещество нижней мантии проявляется при внутриплитовом вулканизме [26].

Изотопная неоднородность верхней мантии обусловлена процессами переноса вследствие частичного расплавления вещества астеносферы и наличия значительных градиентов давлений и температур между ее вертикальными границами. При частичном плавлении происходит избирательное концентрирование одного (более литофильного) из каждой рассматриваемой пары элементов (Rb-Sr, U, Th-Pb, Sm-Nd, Lu-Hf) в жидкой фазе. Фильтрация расплава в гравитационном поле приводит к пространственному перераспределению элементов, а с течением времени, по мере накопления продуктов распада, и к изменению изотопного состава. Определенную роль может играть и плотностное перераспределение мантийного вещества. Истощенная мантия, потерявшая в процессе кристаллизационной дифференциации легкие летучие элементы, является более плотной по сравнению с неистощенной нижней мантией. Возникающие конвективные потоки стремятся выравнять гравитационную и изотопную неоднородности.

Основываясь на результатах изучения изотопного состава неодима в вулканических породах, Вассербург и Де Паоло [340] предложили достаточно простую и эффективную модель коры и мантии, объясняющую весь наблюдаемый спектр изотопов неодима в земных породах. Модель построена на основании трех предположений:

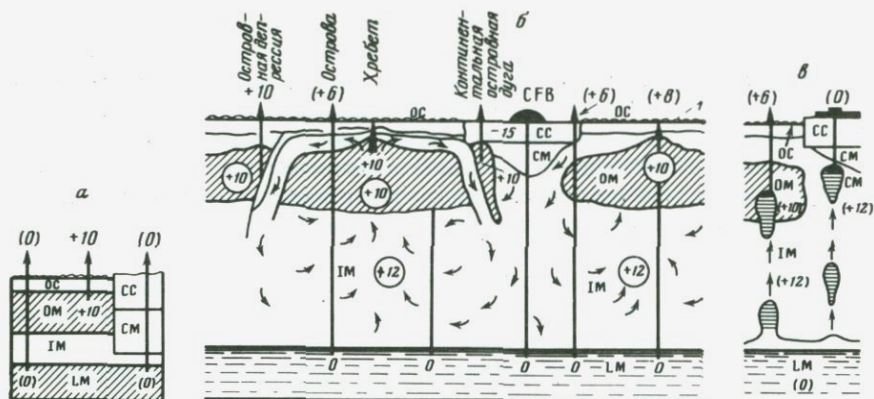
1) изотопный состав неодима для базальтов срединно-океанических хребтов $\epsilon_{Nd} = +10$, а для континентальных траппов $\epsilon_{Nd} = 0$;

2) в мантии имеется два источника магматических пород, каждый из которых характеризуется определенной величиной изотопного состава неодима. Из источника с $\epsilon_{Nd} = +10$ выплавляются базальты срединно-океанических хребтов, из источника с $\epsilon_{Nd} = 0$ — континентальные траппы;

3) Магмы из этих источников могут появляться лишь в определенных для каждого источника местах. Магмы из источника с $\epsilon_{Nd} = +10$ появляются лишь в срединно-океанических хребтах, магмы с $\epsilon_{Nd} = 0$ — в районах внутриплитового вулканизма ("горячие точки"). Общая схема модели приведена на рис. 42, а. По физико-химическим условиям источниками магматического вещества являются океаническая мантия ($\epsilon_{Nd} = +10$ — истощенный источник) и нижняя мантия ($\epsilon_{Nd} = 0$ — неистощенный источник). Конвективные движения в океанической и промежуточной мантиях перемещают континентальные породы и мантию как единое целое.

Более расширенная схема модели, на которой приведены все источники изверженных пород, приведена на рис. 42, б.

Нижняя мантия представляет вещество хондритового состава, недифференцированного с момента образования Земли, кроме выделения железа в ядро и частичной дегазации. Промежуточная и верхняя мантия (континентов и океанов) сходны по химическому составу, обе они обеднены литофильными элементами. Эти мантии могут производить магматическое вещество лишь при специальных условиях, существующих на границах плит. Конвективные движения переносят это вещество. На малых глубинах оно частично плавится и пассивно растекается в процессе спрединга. Контин-



Р и с. 42. Модели мантии и коры

a — общая схема; *б* — развернутая схема; *в* — механизм внутриплитового вулканизма; CFB — траппы; ОС — океаническая кора; ОМ — океаническая мантия; СС — континентальная кора; СМ — континентальная мантия; ИМ — промежуточная мантия; ЛМ — нижняя мантия

нентальная кора непрерывно нарастает в зонах субдукции на континентальных окраинах и островных дугах. Конвективные процессы происходят в верхней и промежуточной мантиях. Вещество океанической мантии находится вблизи температуры плавления, континентальная мантия по химическому составу близка к океанической и промежуточной, но при температурах глубин, на которых она находится, она далека от температуры плавления. По физическим свойствам океаническая мантия сходна с промежуточной.

Источником внутриплитового вулканизма на континентах является нижняя мантия. В океанических областях внутриплитовый вулканизм обусловлен перемешиванием вещества из обоих источников, в результате получают магмы с промежуточным значением изотопного состава неодиима. Механизм переноса вещества в виде отдельных капель приведен на рис. 42, *в*. Причиной выделения подобных капель может явиться локальный прогрев и, как следствие, понижение плотности в локальных участках нижней мантии. В океанических областях происходит перемешивание двух источников, так как сталкиваются два источника, способные производить изверженные породы. Находящиеся далеко от точки плавления континентальная кора и мантия в разломных зонах беспрепятственно пропускают вещество нижней мантии (трапповый вулканизм) без перемешивания.

Модельные представления на основе изучения изотопного состава Sr, Nd, Pb и Hf получили широкое развитие и рассматриваются многими авторами [105, 132, 133, 260]. В последние годы для изучения количественного массопереноса и временных соотношений начали применяться боксовые модели, как правило, это трехбоксовые модели, включающие континентальную кору, верхнюю и нижнюю мантии [88, 89].

ОСНОВЫ МЕТОДА

Спонтанное деление ядер является одним из видов радиоактивного распада, при котором исходное ядро распадается на два осколка с массами 100–140 а.е. и энергией порядка 200 МэВ. Процессы спонтанного деления, происходящие в природных условиях, обусловлены в основном распадом ^{238}U . Вероятность спонтанного деления ^{232}Th значительно ниже и проявляется лишь в богатых торием минералах, концентрация тория в которых превышает концентрацию урана в $\sim 10^5$ раз. Низкие концентрации ^{235}U по сравнению с ^{238}U обуславливают его низкий вклад в явление спонтанного деления. Эффектами расщепления тяжелых ядер космическими лучами и делением под действием нейтронного поля земной коры также можно пренебречь. Энергия связи атомов в кристаллической структуре минералов составляет несколько эВ, поэтому каждый распад ядра урана создает зону радиационных повреждений (трек) диаметром 50–100 Å и длиной 5–10 мкм, которую можно наблюдать в электронный микроскоп. Практические основы геохронологии по трекам спонтанного деления урана были разработаны американскими исследователями Флейшером и Прайсом (цит. по [20]). Эти исследователи предложили обрабатывать поверхность минерала химическими реагентами, растворяющими структуру минерала. Зона трека является более ослабленной, и из нее происходит более быстрое удаление материала, вследствие чего становится возможным наблюдать треки в обычной оптический микроскоп.

Скорость образования треков определяется константой спонтанного деления ^{238}U . Если предположить, что уран вошел в кристаллическую структуру минерала при его образовании и в дальнейшем процессы миграции урана отсутствовали, определяемое значение возраста связано с концентрацией урана и плотностью зарегистрированных треков спонтанного деления соотношением

$$t = \frac{2,3}{\lambda_{\alpha}} \ln \left(\frac{N_s}{^{238}\text{U}} \frac{\lambda_{\alpha}}{\lambda_s} + 1 \right),$$

где λ_{α} – константа скорости альфа-распада, λ_s – константа скорости спонтанного деления, N_s – плотность треков, ^{238}U – концентрация ^{238}U .

Обычно, для определения концентрации урана после подсчета треков спонтанного деления образец облучают в реакторе в потоке тепловых нейтронов. В результате реакции индуцированного деления в кристалле образуются треки. Концентрация урана в пробе связана с плотностью треков индуцированного деления соотношением

$$N_n = \phi \tau \sigma_{235} ^{238}\text{U}I,$$

где ϕ – поток тепловых нейтронов, τ – длительность облучения образца в реакторе, σ_{235} – сечение деления ^{235}U тепловыми нейтронами, $I = \frac{= ^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}}$.

Если подставить в формулу для определения возраста значение концентрации урана из последнего соотношения, получим расчетную формулу для

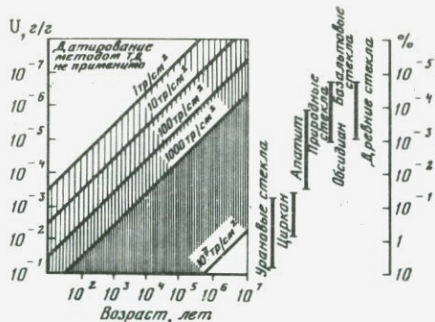


Рис. 43. Пригодность образца для датирования методом треков деления в связи с содержанием в нем урана и возрастом [27]

определения возраста:

$$t = \frac{2,3}{\lambda_{\alpha}} \lg \frac{N_s \phi \tau \sigma_{235} I \lambda_{\alpha}}{N_n \lambda_s}$$

При возрасте минерала менее 10^8 лет его значение можно рассчитать по более простому выражению

$$t = \frac{\phi \tau \sigma_{235} I}{\lambda_s} \frac{N_s}{N_n}$$

Константа спонтанного деления урана пока однозначно не определена. Многочисленные экспериментальные исследования дали широкое распределение значений в интервале $(0,7-28) \cdot 10^{-17} \text{ лет}^{-1}$ [20]. Наиболее широко используются величины 6,6 или $6,9 \cdot 10^{-17} \text{ лет}^{-1}$, предложенные Фляйшером и Прайсом (цит. по [20]) и величины $(8,3-8,6) \cdot 10^{-17} \text{ лет}^{-1}$, предложенные Сегре [292].

Принципиально метод треков позволяет датировать в широком временном диапазоне. Так, известны датировки земных образцов с возрастом 8 тыс. лет [307] и 2,7 млрд. лет. Однако плотность треков в кристаллах при практическом использовании должна быть оптимальной. Она не должна быть ниже $1-10 \text{ тр/см}^2$, так как для достижения требуемой точности необходимо будет просматривать большие площади. С другой стороны, при чрезмерной плотности треков ($\sim 10^6-10^7 \text{ тр/см}^2$) они начинают накладываться. Плотность треков определяется возрастом породы и концентрацией в ней урана, поэтому молодые породы обычно стараются датировать по минералам, имеющим высокую концентрацию урана, а древние, наоборот, — по минералам с низкой концентрацией урана. На рис. 43 приведено поле допустимых значений концентрации урана в зависимости от возраста для минералов, в которых можно определить это значение возраста.

СОХРАННОСТЬ ТРЕКОВ

На первых этапах значения датировок, полученных трековым методом, оказывались, как правило, заниженными по сравнению с возрастом, полученным другими методами. Занижение может быть обусловлено процессами привноса урана. Процессы миграции урана действительно имеют место, и в природных явлениях наблюдаются как процессы привноса, так и выно-

Таблица 35. Температура отжига треков деления (в $T^{\circ}\text{C}$) в некоторых минералах в течение 1 ч при атмосферном давлении [20]

Минерал	Полный отжиг	50% отжиг	Начало отжига
Авгит	560	480	300
Апатит	530		400
Вулканическое стекло кислого состава	500	290	100
Гранат	690	665	560
Кварц	1050	—	1000
Мусковит	540	510	450
Сфен	637	620	520
Тектиты (австралийские)	510	380	225
Флогопит	550	—	350
Циркон	—	700	—
Щелочные вулканические стекла	240	190	140
Эпидот	715	680	575

са урана. Тем не менее чаще всего занижение возраста обуславливалось плохой сохранностью треков и их частичным исчезновением. На стабильность треков влияют различные параметры: температура, давление, водные растворы, радиация, действующая длительное время, но наиболее важным фактором является температура. При нагревании до достаточно высокой температуры треки вообще исчезают. При увеличении температуры увеличивается диффузионная подвижность ионов и восстановление первоначальной структуры кристалла происходит быстрее. Устойчивость к температурному воздействию у различных минералов неодинакова, она определяется строением кристаллической решетки. В табл. 35 приведена температура отжига треков деления для некоторых минералов.

Наибольшей устойчивостью к температурным воздействиям обладают кварц и циркон, наименьшей — щелочные вулканические стекла. В вулканических стеклах кислого состава отжиг начинается уже при температуре 100°C .

Скорость изменения числа накопленных треков (n) при постоянной температуре (T) определяется выражением [85]:

$$\frac{dn}{dt} = -Kn e^{-\frac{E}{RT}},$$

где K — постоянная отжига, R — постоянная Больцмана, E — энергия активации отжига. Экспоненциальный характер зависимости определяет сильное влияние величин E и T на скорость отжига треков. Характер зависимости хорошо выражен на рис. 44, на котором приведены температурные зависимости доли сохранившихся треков при нагревании в течение 1 ч для разных минералов. Основной величиной, характеризующей способность минерала восстанавливать свою структуру ("залегивать треки"), является энергия активации отжига E . Обычно ее определяют экспериментально, снимая зависимость времени отжига от температуры. Эта зависимость

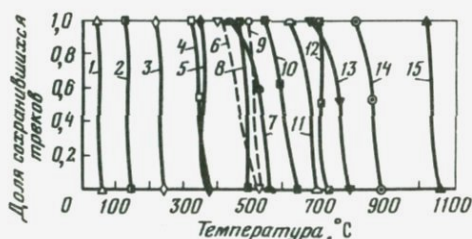


Рис. 44. Степень сохранности трещок как функция температуры отжига для разных минералов при нагревании (в течение 1 ч) [20]

1 — отунит; 2 — арагонит; 3 — полевошпатовое стекло; 4 — кальцит; 5 — натриево-известковое стекло; 6 — апатит; 7 — мусковит; 8 — гиперстен, оливин; 9 — стекло тектитов, пижонит; 10 — роговая обманка; 11 — кварцевое стекло; 12 — битовнит; 13 — циркон; 14 — диопсид; 15 — кварц

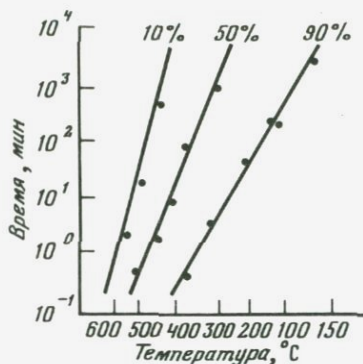


Рис. 45. Экспериментальные результаты отжига трещок в вулканическом стекле для разной степени отжога (в%) [306]

описывается уравнением Аррениуса [20]:

$$\ln t = \ln a + \frac{E}{KT},$$

где t — время отжига, T — температура отжига, K — постоянная Больцмана, a — константа.

По тангенсу угла наклона прямой можно определить величину энергии активации отжига трещок. На рис. 45 приведены экспериментальные данные отжига для вулканического стекла, хорошо аппроксимируемые прямой линией. Энергии активации для различных минералов отличаются значительно. Ниже приведены величины энергии активации, определенные экспериментальным путем для различных минералов:

Минерал	Энергия активации, эВ	Литературный источник
Монацит	0,5	[34]
Слюды, апатит, стекло	1,5–3	"
Мусковит	1,8	[20]
Циркон, сфен, гранат	4–5	[34]
Диопсид	8–12	"
Эпидот	13	"

Минералами, хорошо сохраняющими трещки, являются диопсид и эпидот. При 20°C трещки в них сохраняются практически в течение всей геологической истории Земли. Наименее устойчивы трещки в монаците, при 20°C они сохраняются не более нескольких десятков миллионов лет. Достаточно хорошо сохраняются трещки в цирконах, сфенах и гранатах [34]. Зная энергии активации, полученные в лабораторных экспериментах, можно прогнозировать сохранность трещок на геологическое время и температуры,

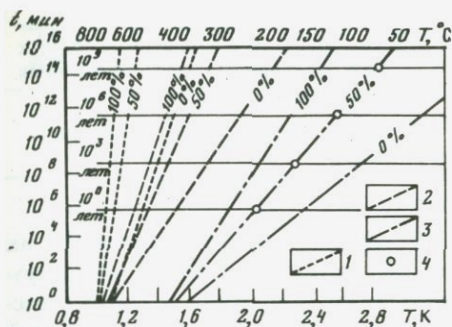


Рис. 46. Экстраполяция данных по отжигу треков деления
1 — эпидот; 2 — сфен; 3 — апатит; 4 — экспериментальные точки

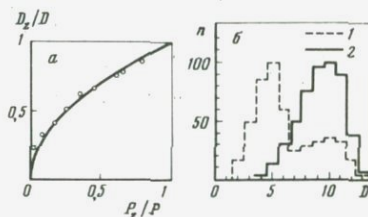


Рис. 47. Зависимость между плотностью треков и их размером в вулканическом стекле при его отжиге (а), гистограммы размеров треков в тектитовом стекле (б) после природного отжига (1) и без отжига (2) [34]

реально существующие в геологических процессах. В качестве примера такой экстраполяции на рис. 46 приведены результаты, полученные для эпидота, сфена и апатита.

При интерпретации результатов определения возраста трековым методом мы должны быть уверены в том, что за изучаемое время не происходил естественный отжиг треков, а если он происходил, то при расчетах необходимо учесть эти потери. Для метода важно, что сами треки несут в себе информацию о потерях. Уменьшение количества треков при отжиге закономерно связано с уменьшением длины треков и диаметра их канала. На рис. 47 приведены зависимость плотности треков от их размеров для вулканического стекла и гистограммы размеров треков в тектитовом стекле после природного отжига и без отжига. Гистограмма размеров треков без отжига получается подсчетом размеров треков, индуцированных (в предельно полностью отожженном образце) на ядерном реакторе. Если максимумы гистограмм (1) и (2) сдвинуты, это означает, что за геологическое время произошел отжиг треков и получаемое значение возраста требует корректировки.

Для корректировки используется экспериментально установленная для образца зависимость плотности треков от их размера (рис. 47, а). Однако эта методика очень трудоемка, так как ее требуется проводить для каждого образца. В литературе имеются примеры применения этой методики к тектитам, вулканическим стеклам и апатиту [27].

Коррекцию возраста можно проводить и методом "плато" [27, 34]. Исходный образец делится на две равные части: в одном образце подсчитываются ископаемые треки, другой образец полностью отжигается, и в реакторе в нем индуцируются треки, которые также подсчитываются. Оба образца подвергаются одновременному ступенчатому отжигу. Ископаемые треки имеют большую термическую стабильность по сравнению с индуцированными, так как за геологическую историю наиболее слабые треки уже "залечились". Поэтому при ступенчатом отжиге величина отношения плотностей ископаемых к индуцированным трекам будет увеличиваться. Когда она достигнет плато, это будет означать, что длины, а следо-

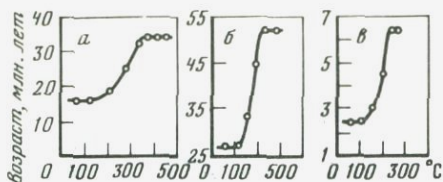


Рис. 48. Спектры кажущихся значений возраста в природных стеклах при синхронном отжиге спонтанных и индуцированных треков [34]

вательно, и плотности, уменьшились в равной степени и отношение их в области плато соответствует отношению, которое было бы при отсутствии природного отжига. По величине этого отношения и следует рассчитывать возраст. На рис. 48 приведены спектры кажущихся значений возраста в природных стеклах при синхронном отжиге спонтанных и индуцированных треков. Возраст в области "плато" следует считать истинным. Применение обоих методов корректировки дало согласованное значение возраста для тектитов, обсидиана и апатита (Вагнер, цит. по [27]).

При интерпретации результатов трекового метода следует учитывать следующее обстоятельство. Если исследуемый минерал образовался при температуре выше той, при которой сохраняются треки при быстром остывании (вулканические породы), возраст, полученный по трекам, соответствует времени образования минерала. Если же остывание происходит медленно (плутонические и метаморфические породы), то треки в минералах могут обрести стабильность спустя длительное время после образования минерала. Характерным признаком медленного остывания являются различные значения возраста, получаемые по минералам, обладающим различной сохранностью треков. Значение температуры, при которой треки становятся сохранными, может быть определено из экспериментов по отжигу. Датирова пара минералов с различной энергией отжига, можно получать и значение скорости остывания породы. Термальная история датированной породы может быть и более сложной (позднее внедрение базальтов, метаморфизм, вертикальные тектонические движения).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ

Определение возраста базальтов океанического дна обычно проводится по базальтовому стеклу. При этом возникают две трудности: во-первых, стекла подвержены отжигу, поэтому необходимо проводить дополнительные исследования по их сохранности; во-вторых, при старении происходит контаминация урана морской воды и полученные датировки могут оказаться заниженными. Для анализа используются свежие образцы без следов старения и по возможности проводят изучение формы вхождения урана в исследуемый образец трековым методом. Первые определения возраста базальтов трековым методом были выполнены Фляйшером и др. [156] для трех стекол, отобранных при драгировании в Срединно-Атлантическом хребте ($45^\circ N$). Полученные значения возраста: 17000 (1500–63000), 286000 (222000–366000) и 13000 (1000–47000) лет (значения в скобках — возрастные интервалы по критерию 2σ) хорошо согласуются с магнитной стратиграфией исследуемого района. Исследование сохранности треков в лабораторных условиях показали, что при аппроксимации результатов на геологическое время практически полная сохранность треков

Таблица 36. Сравнение значений возрастов, полученных трековым методом и совокупностью других методов (магнитный и биостратиграфия) [213]

Колонка	Глубина, м	Трековый возраст, млн. лет	Возраст по магнитному методу и биостратиграфии, млн. лет
10	456	16,8 ($\pm 1,7$)	80
14	107	24 (± 7)	34–38
15	141	3	21–25
18	178	14	26
19	141	8 (± 3)	49–53
166	307	13 (± 1)	118–124
169	233	24 (± 2)	100–106
183	500	2,5 (± 3)	49

при 0°С обеспечена в течение 10^{12} лет, а при 40°С – на протяжении 100 млн. лет. Однако в последующих многочисленных работах было показано, что получаемые значения возраста оказываются все же заниженными.

Макдоугалл [213] датировал стекла базальтов, пробуренных на различных станциях с бурового судна "Гломар Челленджер". Полученные значения возраста оказались также систематически заниженными по сравнению с определениями методами биостратиграфии и магнитной стратиграфии (табл. 36).

Изучение отжига треков в лабораторных условиях и аппроксимация результатов на геологическое время показали, что отжиг значителен (при 50°С сохранность обеспечена всего на 10 тыс. лет). Если предполагать, что температура осадков меняется с глубиной с градиентом $0,07$ град \cdot м $^{-1}$, базальты могут находиться при температурах несколько десятков градусов, при которых отжиг треков уже вносит значительные искажения. Поэтому в дальнейших исследованиях вопросу сохранения треков уделялось повышенное внимание.

Наиболее эффективным методом введения поправок на отжиг треков, как указывалось выше, является изучение форм распределения размеров индуцированных и спонтанных треков деления. А.Н. Комаров и А.Я. Крылов [35] показали, что в базальтах с возрастом ~ 2 тыс. лет отжигается $\sim 17\%$ треков, 40 тыс. лет – 26%, т.е. увеличение времени на порядок приводит к увеличению отжига на 9%. По данным Макдоугала [213], такое же увеличение времени приводит к уменьшению количества треков на 13%. Эти результаты свидетельствуют о том, что трековый метод вполне пригоден для датирования базальтов при учете количества отжигаемых треков и использования свежих образцов.

Успешно метод треков был применен для определения возраста базальтов хребта Наска, пробуренных в 34-м рейсе бурового судна "Гломар Челленджер" [225]. Полученные значения возраста $17,8 \pm 3$ (для колонки 319) и $25,2 \pm 3,4$ млн. лет (для колонки 320) хорошо согласуются с результатами, полученными К-Аг методом и методами биостратиграфии. Для определения использовались свежие базальты с низким содержанием урана (60–120 мг/т). Хорошо согласующиеся результаты с био- и магнитной

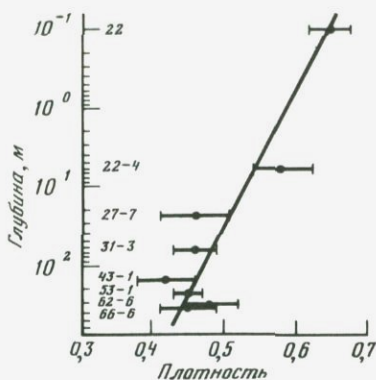


Рис. 49. Уменьшение плотности трексов с глубиной базальтового горизонта [308]

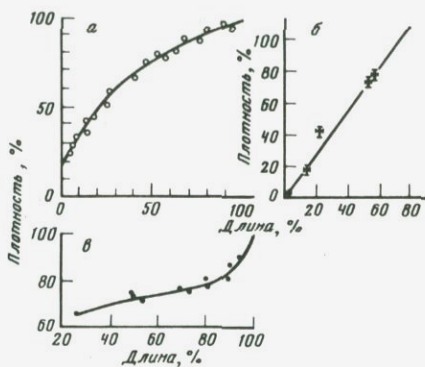


Рис. 50. Зависимость среднего диаметра трека от плотности для тектитов (а) [20], шабазита (б) [192], пешлов ст. 436 (в) [157]

стратиграфией были получены и для базальтов Срединно-Атлантического хребта ($36^{\circ} N$, 37-й рейс бурового судна "Гломар Челленджер"), и здесь для анализа использовались свежие незастарелые стекловатые корки. Были получены следующие значения возрастов: для колонки 332 А — 3,5 млн лет, 332 В — 2,5 млн лет, 335 — 18 млн лет [226]. Увеличения возраста с глубиной базальтового горизонта во всех исследованных колонках не обнаружено.

Наиболее детальные исследования, ценные для понимания процесса отжига трексов, были выполнены для меловых базальтов Карибского моря, пробуренных во время 51–53-го рейсов "Гломар Челленджер" [308]. Для датирования отбирались свежие образцы стекол с содержанием урана 18–50 мг/т на расстоянии 344–500 м от дна. Полученные значения возраста изменялись от 76 до 46 млн лет. Изучение распределения формы трексов позволило восстановить возраст всей толщи базальтов, который оказался равным $108,3 \pm 1,3$ млн лет. Величина поправочного фактора увеличивалась с глубиной значительно (рис. 49), полученное распределение, по мнению авторов, определяется линейным увеличением температуры с глубиной. Этот корректировочный график можно применять в случае, когда не проводится анализ размеров трексов, но глубина залегания известна.

В целом, как показывают экспериментальные результаты, трексовый метод может быть успешно применен для датирования свежих базальтовых стекол при условии введения поправок на отжиг трексов.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Возраст осадочных образований трексовым методом можно проводить по минералам, образование трексов в которых началось с момента их отложения в осадок. Такими объектами исследования являются аутигенные минералы и минералы пещловых прослоев. Как показали В.Л. Кошкин и Л.Л. Кашкаров [37], в пещловых прослоях для анализа можно использовать плагиоклаз, роговую обманку, биотит, стекло, апатит, циркон. Результаты, полученные для пещловых прослоев Кавказа, приведены в табл. 37.

Таблица 37. Пригодность минералов пепловых прослоев Кавказа для датирования трековым методом [37]

Минерал	Параметры треков		Средняя концентрация урана, г/г	Распределение урана	Оптимальный поток нейтронов нейтр/см ²	Минимально определяемый возраст, лет
	длина, мкм	диаметр, мкм				
Плагиоклаз внешняя сторона	4	1,3	$2 \cdot 10^{-7}$	Однородное	$3 \cdot 10^{17}$	$1,5 \cdot 10^6$
Плагиоклаз внутренняя сторона	—	—	$3 \cdot 10^{-9}$	”	$2 \cdot 10^{19}$	$1,3 \cdot 10^8$
Роговая обманка	8	1,1	$2,6 \cdot 10^{-8}$	”	$3,7 \cdot 10^{18}$	$1,2 \cdot 10^7$
Биотит, внешняя поверхность	9	2,4	$5,6 \cdot 10^{-7}$	Неоднородное	$1,1 \cdot 10^{17}$	$5 \cdot 10^5$
Биотит, внутренний скол	—	—	$9,6 \cdot 10^{-8}$	”	$6,5 \cdot 10^{17}$	$3 \cdot 10^6$
Стекло	—	2,5	$9 \cdot 10^{-6}$	Однородное	$2 \cdot 10^{16}$	10^5
Апатит	6	1,2	10^{-5}	”	10^{15}	$3 \cdot 10^5$
Циркон	—	—	$5 \cdot 10^{-5}$	”	10^{15}	10^4

Неоднородность распределения урана внешней и внутренней стороны плагиоклаза и биотита делает их малопригодными для датирования. Роговая обманка и стекло вполне могут применяться для датирования, но низкая концентрация урана в роговой обманке обуславливает довольно высокое значение минимально определяемого возраста, а стекло применяется при условии, что оно не содержит включений и пузырьков микронных размеров. Наиболее пригодны, по мнению авторов, циркон и апатит. Высокие концентрации урана обеспечивают низкий предел датирования, треки в этих минералах хорошо сохраняются. По технологии травления более удобен апатит. Именно по этим минералам В.Л. Кошкин и Л.Л. Кашкаров [37] определили возраст вулканических туфов неогена о-ва Кунашир Большой Курильской гряды.

Детальные исследования возраста пепловых прослоев для циркона и стекла в различных районах активного вулканизма (Канзас, США; Исландия; Новая Зеландия) были проведены Севардом [295]. Полученные значения возраста изменялись от $0,15 \pm 0,04$ до $2,7 \pm 0,38$ млн. лет; при введении поправки на отжиг для стекла датировки по стеклу и цирконам совпали в пределах среднеквадратичной погрешности.

Ганзей и др. [157] определили возраст вулканических стекол из слоев пепла на ст. 436 (56–57-й рейсы бурового судна "Гломар Челленджер" в Карибском море). Возраст последовательно и закономерно увеличивался с глубиной отбора пепловых прослоев от 0,138 $\begin{matrix} +0,067 \\ -0,063 \end{matrix}$ до 12,9 $\begin{matrix} +2,1 \\ -2,6 \end{matrix}$ млн. лет.

Для 7 образцов потери треков составили 21–26%; для одного — 11%; для

двух — 61 и 65%. Поправка вводилась по экспериментально полученной зависимости: средний диаметр — плотность треков для одного из датированных образцов (рис. 50). Рассчитанные по полученным значениям возраста средние скорости седиментации удовлетворительно согласуются со значениями, полученными для данного района другими методами.

Гласс и др. [162] датировали трековым методом тектиты (микроскопические, 1 мм диаметром, стеклянные шарики космического происхождения) в осадках Карибского моря, встреченные в 40-сантиметровом прослое на глубине 250 см от поверхности дна. По физико-химическим свойствам, основному составу, трековому возрасту (34,6 млн. лет) и стратиграфическому положению эти микротектиты аналогичны систематически обнаруживаемым тектитам в осадочных образованиях Северной Америки.

Обнаружение тектитов в Карибском море заставило пересмотреть масштабы катастрофы при взаимодействии астероидального тела весом $> 10^{17}$ с Землей. В больших количествах микротектиты встречены в районе Австралии. Область распространения этих микротектитов охватывает практически весь Индийский океан, кроме его северо-западной части. Трековый возраст австралийских микротектитов $0,71 \pm 0,10$ млн. лет. Прослой осадков, содержащие эти микротектиты, являются хорошим геохронологическим репером для обширных районов Индийского океана. Микротектиты, встреченные в осадках у побережья Берега Слоновой Кости (Африка), имеют трековый возраст $1,09 \pm 0,20$ млн. лет. Трековые датировки контролировались определением возраста донных отложений палеомагнитным методом. Для 8 изученных колонок из района распространения австралийских микротектитов максимум распределения их содержания соответствует зоне изменения полярности магнитного поля между эпохами Брюнес и Матуяма [159]. Для австралийских микротектитов по данным лабораторных экспериментов построена калибровочная кривая зависимости плотности от диаметра треков (рис. 50, а). Практически в датированных образцах тектитов природный отжиг может привести к уменьшению плотности треков в 6 раз, но встречаются образцы, полностью сохранившие треки. Поэтому в общем случае для тектитов следует вводить поправку на отжиг треков [306].

Коул и др. [198] определяли возраст трековым методом по минералам группы цеолитов: шабазита, стильбита и гейландита, образовавшимся в базальтах Фарерских островов на поздней стадии их остывания. Базальтовые потоки представлены тремя различными стратиграфическими горизонтами, состав которых различается по минералогии и геохимии. Результаты К-Аг датирования показали, что все потоки образовались практически одновременно в интервале $55,2 \pm 1,0 \div 54,6 \pm 1,2$ млн. лет. Трековым методом было получено 8 датировок по шабазиту, 7 — по стильбиту и 1 — по гейландиту. Эти датировки выявили возрастное распределение в интервале от $40,8 \pm 1,3$ до $55,4 \pm 2,5$ млн. лет. Самой молодой является верхняя серия, самой старой — нижняя. Как считают авторы, подобное распределение отражает процессы медленного остывания и вертикальных перемещений, при которых происходит последовательное закрывание при определенных температурах трековых систем. К-Аг система закрылась сразу после остывания лавовых потоков, поэтому К-Аг возраст всех трех серий одинаков. В работе проведено детальное исследование сохранности треков в шабазите. Нагре-

вание в течение 1 ч при 100°C привело к потере 2,8% треков, при 500°C потери составили 57,3%, при 600°C исчезли все треки. Термальная стабильность шабазита меньше, чем у сфена, граната, эпидота, алланиита. Для шабазита по экспериментальным результатам построен калибровочный график, отражающий зависимость средней длины трека от плотности (рис. 50, б). По этому графику и вводились поправки на отжиг треков.

В работе [303] сообщается об успешном датировании трековым методом 2 образцов глауконитов. Полученные значения возраста: $87,3 \pm 7,9$ млн. лет при концентрации урана 125 ± 5 мг/т и 680 ± 125 млн. лет при концентрации урана 33 мг/т хорошо согласуются с стратиграфическим положением осадочной толщи.

В редких случаях ядра конкреций содержат базальты и базальтическое стекло. Если считать, что рост конкреций начался сразу после кристаллизации расплава, можно оценить и скорость ее роста. Конкреция из северной части Тихого океана датировалась по вулканическому стеклу. Для полученного значения возраста $(0,5 \pm 0,2) \cdot 10^6$ лет средняя скорость накопления составила 28 мм/млн. лет. Эту скорость роста следует рассматривать как ее нижний предел. Трековый возраст двух конкреций, также датированных по стеклу, хорошо коррелировал с результатами определения скорости роста по ^{10}Be и ^{230}Th [203].

Трековым методом можно датировать и терригенные минералы осадочной толщи, но в этом случае полученные значения, как и в случае К-Аг датирования, будут отражать лишь возраст пород питающей провинции.

МОДЕЛИ ЗАКРЫТИЯ. СКОРОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Все рассмотренные в предыдущих разделах методы определения возраста (кроме Sm/Nd и Lu/Hf методов) чрезвычайно чувствительны к термической истории датируемых образцов. При высоких температурах повышенной диффузионной способностью обладают аргон и гелий, сильно мигрирует стронций, заплывают треки спонтанного деления. Результаты, полученные при датировании таких образцов, уже не отражают их возраст, а несут в себе информацию о термических условиях, в которых находился образец. В зонах сочленения плит возникают мощные вертикальные движения, при которых на поверхность Земли из ее недр поступают огромные массы изверженных пород, находящихся на глубине при повышенных температурах.

За последние годы методы изотопной геохронологии начали широко использоваться для изучения термической истории и определения скоростей вертикальных движений. Очень плодотворным для количественного рассмотрения вертикальных движений явилось введение термина "температура закрытия" (Додсон, цит. по [27]). При температурах, близких к кристаллизации жидких расплавов, продукты распада удаляются при диффузионных процессах. При охлаждении процессы диффузии замедляются и часть продуктов уже сохраняется системой; при дальнейшем понижении температуры система становится закрытой и накопление подчиняется закону радиоактивного распада. Температура, которая соответствует аппроксимации этого последнего участка, определяется как температура закры-

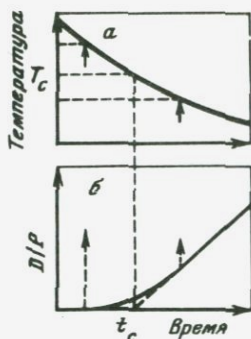


Рис. 51. Определение понятия температуры закрытия

D/P — отношение концентраций дочернего элемента к родительскому

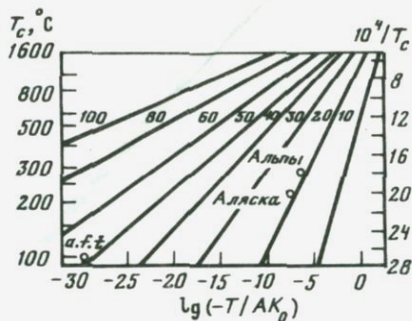


Рис. 52. Соотношение температур закрытия (T_c) и скорости остывания (T) для различных значений энергии активации для случая объемной диффузии [27]

тия системы (рис. 51). Она соответствует моменту времени, определяемому кажущимся возрастом, рассчитанным по обычным возрастным соотношениям. Как видно из рисунка, температура закрытия существенно зависит от скорости охлаждения системы.

Количественное рассмотрение процессов потерь наиболее целесообразно проводить на основе модели объемной диффузии Додсона (цит. по [27]):

$$\frac{dC}{dt} = \frac{D(t)}{a^2} (\nabla^2 C + p),$$

где C — концентрация радиогенного изотопа, p — скорость его образования, $D(t)$ — коэффициент диффузии, a — диффузионная длина. При расчетах предполагается, что D определяется законом Аррениуса:

$$D = D_0 e^{-\frac{E}{RT}},$$

где E , R , T — энергия активации, газовая постоянная и температура соответственно. Если процесс охлаждения описывается линейным изменением величины $1/T$ во времени, выражение для D имеет вид:

$$D = D_0 e^{-\frac{t}{\tau}},$$

где $\tau = \frac{RT_c^2}{ET}$ — временная константа охлаждения.

Решение диффузионного уравнения было получено Додсоном (цит. по [27]). Соотношение, связывающее температуру закрытия T_c , скорости охлаждения T и энергию активации E , имеет вид

$$\frac{E}{RT} + \ln\left(\frac{E}{RT_c^2}\right) = \ln(-AD_0/a^2T),$$

Таблица 38. Рассчитанные температуры закрытия

Материал, метод	D_0 , см ² /с	E , ккал/моль	A	T_c , °C	
				при 30°С/млн.лет	при 3°С/млн.лет
Биотит, Rb-Sr	$2,2 \cdot 10^{-10}$	21	28	311	250
Флогопит, K-Ar	0,75	57,9	28	464	425
Ортоклаз, Rb-Sr	$6 \cdot 10^{-4}$	41,2	55	352	314
Микроклин, Rb-Sr	$5 \cdot 10^{-4}$	38,6	55	317	280

где A зависит от геометрии рассматриваемого объекта ($A = 8,7$ – линейная диффузия через бесконечную плоскость пластины, $A = 28$ – радиальная диффузия в бесконечном цилиндре, $A = 55$ – радиальная диффузия в сфере). На рис. 52 для случая объемной диффузии приведены зависимости T_c от T для различных значений энергии активации. Как видно из рисунка, температура закрытия очень сильно зависит от величины энергии активации и значительно слабее от скорости охлаждения. При больших значениях энергии активации T_c зависит слабее от скорости охлаждения. При практических расчетах необходимо знать скорость охлаждения. Обычно рассматривается простейший случай – линейное уменьшение до современных значений температур:

$$T = (T_c - T_p) / t_m,$$

где T_p – современная температура, t_m – измеренное значение возраста. Подставив это значение, получаем уравнение для определения T_c :

$$\frac{Et_m}{R(T_c - T_p)} = \ln \{ -AD_0 t_m R T_c^2 / [a^2 (T_c - T_p) E] \}.$$

Уравнение решается методом итераций. Результаты практических расчетов для нескольких минералов при диаметре зерен 1 мм приведены в табл. 38 [27].

В отличие от K-Ar и Rb-Sr изотопных пар закрытие системы трещин осколков деления определяется кинетикой их отжига. Для расчета температуры закрытия (для трещиновой системы) приравнивают время, требуемое для отжига 50% трещин, к константе времени охлаждения:

$$B \exp\left(\frac{E_{50}}{RT_c}\right) = -\frac{RT_c^2}{E_{50}T}.$$

Для практического применения желательно использовать по возможности минералы с различными температурами отжига трещин. Это позволяет получать более детальную картину вертикальных перемещений. В табл. 39 по данным работы [286], приведены температуры закрытия, величины энергии активации при разной степени отжига для различных минералов и промежутков времени.

При определении скорости вертикальных перемещений желательно по возможности использовать большее количество минералов с отличаю-

Таблица 39. Энергия активации (эВ) и температура закрытия (°С) для различных минералов и промежутков времени при разной степени отжига

Время, энергия активации	Степень отжига, %				Степень отжига, %			
	0	25	50	100	0	25	50	100
1	2	3	4	5	6	7	8	9
	<i>Мусковит</i>				<i>Биотит</i>			
1 час	481	491	513	547	368	394	412	453
1 день	447	464	481	533	232	256	278	319
1 год	294	315	349	406	137	158	180	220
100 лет	212	234	268	329	84	104	126	163
1 млн. лет	98	118	154	217	12	30	46	84
10 млн. лет	79	99	133	196	2	17	33	69
100 млн. лет	65	86	113	176	1	4	19	54
300 млн. лет	54	74	101	163	-20	1	10	44
1000 млн. лет	50	70	96	156	-25	-10	6	40
Энергия активации	1,3	1,4	1,6	2,1	1,10	1,20	1,27	1,54
	<i>Флогопит</i>				<i>Эпидот</i>			
1 час	453	497	533	592	600	630	653	708
1 день	356	403	442	511	492	522	547	601
1 год	233	278	320	392	344	375	400	451
100 лет	167	209	249	321	262	294	319	368
1 млн. лет	79	113	149	216	153	182	206	250
10 млн. лет	63	95	130	195	132	160	184	226
100 млн. лет	48	79	112	176	113	141	164	205
500 млн. лет	38	68	101	164	102	128	151	190
1000 млн. лет	34	64	96	158	96	123	145	185
Энергия активации	1,36	1,55	1,76	2,22	1,65	1,84	1,99	1,25
	<i>Алланит</i>				<i>Гранат</i>			
1 час	616	657	689	720	552	591	617	652
1 день	490	345	594	638	485	532	566	610
1 год	331	394	458	516	388	444	489	542
100 лет	246	310	376	441	327	387	439	496
1 млн. лет	133	196	262	327	235	297	355	418
10 млн. лет	111	174	239	304	216	278	338	401
100 млн. лет	92	154	219	283	200	260	321	384
500 млн. лет	81	142	205	269	189	249	310	373
1000 млн. лет	76	136	200	262	184	228	305	370
Энергия активации	1,48	1,91	2,40	3,00	2,6	3,4	4,3	5,4
	<i>Турмалин</i>				<i>Горнблендит</i>			
1 час	527	546	563	590	443	462	487	531
1 день	446	469	493	525	421	449	478	411
1 год	235	363	386	428	246	272	299	347
100 лет	270	297	321	367	183	208	234	284
1 млн. лет	174	202	227	272	98	115	139	191
10 млн. лет	156	183	207	252	91	112	135	173

Таблица 39 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
100 млн. лет	138	165	189	234	62	82	104	156
500 млн. лет	127	154	174	223	53	78	93	144
1000 млн. лет	122	150	173	218	50	67	89	141
Энергия активации	2,0	2,3	2,5	2,9	1,5	1,6	1,7	2,2
		<i>Апатит</i>			<i>Сфен</i>			
1 час	217	247	266	307	548	569	589	604
1 день	193	225	246	275	502	530	550	566
1 год	153	189	215	246	473	498	482	502
100 лет	128	164	189	227	333	413	442	460
1 млн. лет	84	119	153	192	290	326	360	386
10 млн. лет	73	109	144	184	274	320	344	371
100 млн. лет	66	97	135	178	257	304	329	355
500 млн. лет	60	95	130	171	248	294	318	345
1000 млн. лет	58	92	127	169	242	289	314	341
Энергия активации	2,6	3,1	4,0	5,3	3,6	4,2	4,7	5,2

щимися температурами закрытия. Температура закрытия принимается по полученным значениям возраста по табл. 39. Градиент температур для последующего региона определяется экспериментально или оценивается. Далее по градиенту температур, температуре закрытия к определенному возрасту легко рассчитывается скорость вертикальных движений при условии, что охлаждение вызвано вертикальными перемещениями с последующей эрозией.

Столкновение Индийской плиты с Азией привело к развитию мощных горообразовательных процессов, продолжающихся и в настоящее время. Интенсивность этих процессов в последние годы начала изучаться методом треков осколков деления.

В работе [357] определялись скорости вертикальных движений для одного из горных районов Пакистана по сфену, циркону и апатиту. Измеренные значения возраста менялись в интервале 0,5–17 млн. лет (лишь

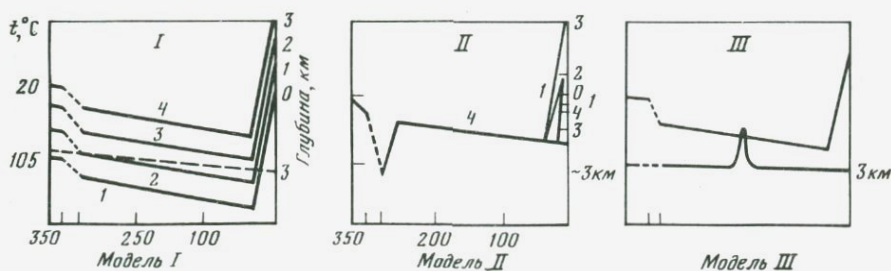


Рис. 53. Модели вертикальных движений для Синайского полуострова
I—III — модели; 1—4 — образцы (пояснения в тексте)

Таблица 40. Трековый возраст и скорости вертикальных перемещений в Гималаях

Образец	Превышение над уровнем моря, км	Возраст, млн. лет			Скорость вертикальных перемещений, мм. год ⁻¹		
		Апатит	Циркон	Сфен	Циркон—поверхность	Циркон—апатит	Апатит—поверхность
80Kg-1	2970	—	15,1 ± 0,9	—	0,37 ± 0,02 (7,6)	—	—
80Kg-2	3190	—	12,8 ± 0,8	—	0,44 ± 0,03 (6,4)	—	—
801-6	4440	0,87 ± 0,24	1,3 ± 0,4	—	4,30 ± 1,30 (0,7)	4,9 ± 5,4 (1,1)	4,0 ± 1,1 (0,4)
791-4	1480	—	1,7 ± 0,35	2,5 ± 0,80	3,30 ± 0,70 (0,9)	—	—
NPG	1725	0,39 ± 0,12	1,9 ± 0,38	—	3,00 ± 0,60 (1,0)	1,4 ± 0,4 (1,1)	9,0 ± 2,8 (0,2)
791-11	945	—	41,4 ± 2,60	—	0,14 ± 0,01 (2,1)	—	—
801-4	1120	—	16,8 ± 1,3	—	0,33 ± 0,03 (8,4)	—	—
791-6	1335	0,66 ± 0,20	—	—	—	—	5,3 ± 1,6 (0,3)
LG-791-3	1600	2,60 ± 0,50	11,5 ± 0,70	—	0,49 ± 0,03 (5,8)	0,24 ± 0,03 (7,1)	1,4 ± 0,40 (1,3)
791-1	2005	0,73 ± 0,24	1,8 ± 0,23	—	3,10 ± 0,4 (0,9)	2,0 ± 0,7 (1,3)	4,8 ± 1,6 (0,4)
A-Kg	2390	0,51 ± 0,13	3,2 ± 0,47	3,50 ± 0,30	1,80 ± 0,3 (1,6)	0,8 ± 0,1 (1,9)	6,9 ± 1,8 (0,3)

П р и м е ч а н и е. Значения в скобках — средний временной интервал, для которого определена скорость.

один образец циркона дал значение возраста 41,4 млн. лет). Для этого временного интервала авторы приняли температуры закрытия: для сфена — 285°C, для циркона — 235°C и для апатита — 150°C; градиент температур в исследуемом районе был принят равным 40°C/км. Результаты приведены в табл. 40. Средние скорости вертикальных движений за несколько миллионов лет невелики и близки к современным, выявленным по геодезическим и геоморфологическим исследованиям и по оценкам скоростей эрозии. Однако в интервале 0,2–1 млн. лет эти скорости были практически на порядок выше. Результаты изучения вертикальных перемещений и скоростей охлаждения различных регионов горной части Индии приведены в обобщающей работе [286].

Детальные исследования тектонических движений были проведены по трекам деления в апатите: для Синайского полуострова [196]. Раскрытие Красного моря в раннем неогене привело к расколу единого Арабо-Нубийского кристаллического массива и разделению Африканской и Арабской плит. Вплоть до настоящего времени продолжается активное движение против часовой стрелки Арабской плиты относительно Африканской. Эти движения и обуславливают вертикальные движения Синайского полуострова. Полученные значения возраста авторами были интерпретированы с позиций трех моделей (рис. 53).

I модель объясняет историю охлаждения 4 образцов, отобранных на различных высотах. В соответствии с этой моделью первоначальное погружение было обусловлено седиментационными процессами. Модель построена на следующих основных предположениях: 1) седиментация была непрерывной для большей части фанерозоя, 2) термальный градиент постоянен и равен 30°C/км, 3) температура полного отжига треков 105°C, 4) подъем основания составил 5 км, 5) скорость вертикальных движений постоянно во времени.

Термическая история 4 образцов, отобранных на разных высотах, может быть интерпретирована следующим образом:

1-й образец — его кристаллизация произошла на глубине 3 км, на этой глубине треки не образуются, возраст соответствует времени прохождения отметки 105° при вертикальном движении;

2-й образец — кристаллизация произошла в зоне частичной потери треков, но при погружении они полностью потеряны; возраст несколько больше, чем у образца 1 и также отражает время прохождения отметки 105° при вертикальном движении;

3-й образец — после кристаллизации лишь частично потерял треки, его возраст лишь приблизительно соответствует времени начала подъема;

4-й образец — может лишь частично потерять треки, его возраст значительно больше, чем время начала подъема.

Выполнение предположений 1 и 2 для I модели несущественно, но для 4-го образца могут представиться альтернативные предположения, которые учитываются другими моделями.

II модель рассматривает дополнительный мощный цикл седиментации, который приводит образец на короткое время в область полного исчезновения треков. Возраст, полученный для такого образца, будет несколько моложе возраста эрозионного цикла, но больше времени начала подъема (рассматриваются мощные эрозионные процессы нижнего палеозоя).

III модель рассматривает возможный случай кратковременной региональной магматической активности, при которой произошел полный отжиг треков. Полученные датировки отражают время этого события.

Применение моделей позволило эффективно рассмотреть процессы вертикальных перемещений отдельных частей Синайского полуострова; средняя скорость подъема составила 0,1–0,2 мм/год, поднятие началось 26,6 ± 3 млн. лет назад.

УРАН-УРАНОВЫЙ МЕТОД

Из трех встречающихся в природе изотопов урана — ^{238}U , ^{235}U и ^{234}U соотношение между первозданными изотопами ^{235}U и ^{238}U постоянно. ^{234}U является продуктом распада ^{238}U и, следовательно, в кристаллической решетке минералов занимает иное положение по сравнению с первозданным ^{238}U . Поэтому при взаимодействии вод с породами водовмещающего комплекса в процессе выщелачивания следует ожидать, что в природные воды будет преимущественно поступать ^{234}U . Это явление разделения изотопов урана было открыто В.В. Чердынцевым и П.И. Чаловым [81] в 1953 г. Многочисленные определения содержания урана в природных водах и минералах, отлагающихся из вод, показали, что действительно, природные воды обогащены ^{234}U , т. е. отношение изотопов урана для них $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УРАНА ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА. ОСНОВЫ МЕТОДА

Сдвиг изотопного состава четких изотопов урана для океанических образцов впервые установил Тербер, первоначально для океанических кораллов и оолитов (цит. по [163]), а в дальнейшем и для вод Мирового океана. Среднее значение величины изотопного отношения урана для вод Атлантического и Тихого океанов (усредненное по четырем пробам) составило по его данным $1,15 \pm 0,01$. В дальнейшем Коиде и Гольдберг (цит. по [163]) определили величину изотопного отношения урана в водах Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Ими было получено среднее значение по 20 пробам, равное $1,14 \pm 0,01$. Умемото (цит. по [163]) для вод Тихого океана приводит два значения величины изотопного отношения урана: $1,17 \pm 0,01$ и $1,18 \pm 0,01$. Низкие средние значения величины изотопного отношения для вод Тихого океана $1,09 \pm 0,05$ (среднее значение для 12 проб из районов Японского моря) и $1,07 \pm 0,05$ (среднее значение по 6 пробам для северо-западной части Тихого океана) были получены Мияке и др. (цит. по [113]). Значительно более полную сводку данных для вод открытых частей океанов приводит Ку и др. (цит. по [247]). Значения полученных ими средних значений величины изотопного отношения для вод различных океанов приведены в табл. 41. При анализе полученных этими авторами результатов обращает на себя внимание высокая сходимость результатов к средним значениям. Для поверхностных вод Северной Атлантики В.М. Купцов и А.Л. Чешко [49] получили среднее значение величины отношения изотопов $1,15 \pm 0,02$.

Среднее значение величины изотопного отношения для вод Мирового океана по 95%-ному уровню значимости составляет $1,14 \pm 0,03$ [247]. Постоянство величины изотопного отношения обусловлено высоким временем пребывания урана в океане. В.В. Чердынцев [81] оценил его в 220 тыс. лет, основываясь только на величинах изотопных отношений урана в речном стоке и водах океана. Такое же значение получено Г.Н. Батуриным и А.В. Коченовым [12] на основе обобщенных данных по содержанию урана в речном стоке. Время пребывания урана в океане значительно больше среднего времени обновления океанических вод, максимальное значение которого (~ 1300 лет) обнаружено для глубинных вод

Таблица 41. Средние значения концентрации урана и величины изотопного отношения для различных океанов [247]

Океан	Количество образцов	$^{238}\text{U} \cdot 10^{-5}$, г/л	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ед. активности
Атлантический	28	$3,35 \pm 0,10$	$1,14 \pm 0,02$
Тихий	7	$3,37 \pm 0,13$	$1,13 \pm 0,01$
Арктический	13	$3,43 \pm 0,04$	$1,15 \pm 0,01$
Антарктический	9	$3,27 \pm 0,05$	$1,14 \pm 0,01$

Тихого и Индийского океанов (Брокер, цит. по [113]). Таким образом, для урана океанические воды являются хорошо перемешиваемыми. Высокая геохимическая подвижность урана, достаточно высокое время пребывания в океане в форме устойчивого карбонатного комплекса и низкая биофильность определяют практическое постоянство концентрации урана в пелагических частях океанов, которое, по данным Ку и др. (цит. по [247]), составляет $3,3 \pm 0,2$ г/л при солёности $35^0/00$.

Для большинства озерных вод величина изотопного состава урана лежит в интервале 1,2–1,3, а для речных вод – 1,1–1,3 [81]. Изотопный сдвиг урана в природных водах позволяет определять возраст карбонатов, отлагающихся из этих вод по распаду неподкрепленного ^{234}U . Период полураспада ^{234}U составляет 248 тыс. лет, метод принципиально позволяет датировать во временном интервале $\sim 1,5$ млн. лет. Возраст рассчитывается по соотношению

$$\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_t - 1 = \left[\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_0 - 1\right] e^{-\lambda_{234} t},$$

где $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_t$ – измеренное в образце отношение изотопов урана; $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ – отношение изотопов урана в воде, из которой отлагаются карбонаты.

Метод можно использовать при выполнении следующих основных предположений:

- 1) для построения карбонатного скелета организмы используют растворенные в воде биокарбонаты;
- 2) во временном интервале метода датирования ($\sim 1,5$ млн. лет) должны выполняться следующие условия: а) изотопный состав урана в водах не меняется, б) с момента формирования карбонаты должны оставаться замкнутой системой для урана, т. е. изменение изотопного состава урана должно происходить только при радиоактивном распаде.

КОРАЛЛЫ И ООЛИТЫ

Многочисленные экспериментальные определения величины изотопного состава урана для живущих кораллов подтвердили его полную тождественность с изотопным составом урана для воды океана. Эти результаты по данным разных авторов обобщены В.В. Чердынцевым [81]. Сложнее обстоит дело с обоснованием постоянства величины изотопного состава

Таблица 42. Распределение урана (в %) в кораллах различного возраста [203]

Возраст образца	Число образцов	$C_U \cdot 10^{-6}$, г/г				
		1-2	2-3	3-4	4-5	> 5
Живущие	22	5	64	27	5	0
Мертвые, < 20 тыс. лет	8	0	63	38	0	0
Плейстоценовые, > 20 тыс. лет	91	3	69	25	2	0
Миоценовые и плиоценовые	23	52	22	9	0	17

Таблица 43. Возраст кораллов Тихого и Индийского океанов по $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ методам [163]

Место отбора образца	$U \cdot 10^{-6}$, г/г	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	Возраст, тыс. лет	
		ед. активности		$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$
Кораллы (2-9 м над уровнем моря)					
Гавайские острова, Оаху	3,3	$1,10 \pm 0,015$	0,81	140 ± 30	140 ± 50
острова Туамоту, Анаа	2,5	$1,12 \pm 0,015$	0,72	110 ± 20	80 ± 50
острова Туамоту, Ниау	2,3	$1,09 \pm 0,015$	0,76	120 ± 20	180 ± 60
острова Куку, Мангайя	2,4	$1,11 \pm 0,014$	0,73	110 ± 20	110 ± 50
Западная Австралия	3,4	$1,11 \pm 0,014$	0,81	140 ± 30	110 ± 40
о-в Маврикий	2,6	$1,11 \pm 0,014$	0,87	160 ± 40	110 ± 40
Сейшельские острова	2,1	$1,10 \pm 0,014$	0,80	140 ± 30	140 ± 50
То же	2,1	$1,12 \pm 0,015$	0,78	140 ± 30	80 ± 40
Кораллы древних террас					
о-ва Туамоту (плейстоцен, 15 м над уровнем моря)	2,4	$1,05 \pm 0,014$	0,92	200	400 ± 100
Дельта р. Миссури (миссисипский возраст)	1,1	$1,02 \pm 0,02$	1,14	200	700

урана в океане за последние 1,5 млн. лет. Результаты, полученные по датированию кораллов $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ методом (см. о методе в следующем разделе), показывают, что за последние 300 тыс. лет величина изотопного состава урана не менялась. Как полагает В.В. Чердынцев [81], нет оснований ожидать изменения этой величины и для большего временного интер-

вала. В течение четвертичного периода водный баланс урана в океане менялся при изменении климатических условий. Однако П.И. Чалов [79] на примере озера Иссык-Куль показал, что большие изменения водного режима не вызывают заметного изменения изотопного состава урана. Содержание урана в живых кораллах достаточно высоко ($\sim (2-4) \cdot 10^{-6}$ г/г), отношение U/Ca ($\sim 10^{-5}$) по порядку величины такое же, как в морской воде. В табл. 42 [203] приведено распределение урана для кораллов различного возраста. Со временем кораллы теряют уран, но эти потери обычно связываются с перекристаллизацией арагонита. На мощные однородные скопления кораллов внешняя среда оказывает меньшее влияние, и их можно (с некоторым приближением), рассматривать как замкнутую систему по отношению к урану [81].

Содержание урана в гомогенно осаждающихся оолитах такое же, как у кораллов. Неперекристаллизованные арагонитовые оолиты пригодны для датирования уран-урановым методом.

Обычно определение возраста кораллов и оолитов проводится одновременно двумя методами — по отношениям $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, так как аналитическая процедура выделения урана и тория и методика измерения для этих методов идентичны. $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ метод имеет меньший возрастной предел (~ 250 тыс. лет), но более высокую точность определения. Основное преимущество $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ метода заключается в его сравнительно высоком возрастном пределе. Первые определения возраста кораллов из Индийского и Тихого океанов провел Ви (цит. по [163]). Согласие дат, полученных обоими методами, хорошее (табл. 43).

РАКОВИНЫ МОЛЛЮСКОВ

Всеобщая распространенность раковин моллюсков в осадочных образованиях привлекает к ним пристальное внимание геохронологов. Однако при попытках датировать их $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ методом возникло много непредвиденных трудностей. Основной источник углерода в раковинах моллюсков — это биокарбонат морской воды, но в некоторых случаях раковины

Таблица 44. Распределение урана (в %) в морских моллюсках различного возраста [203]

Возраст образца	Число образцов	$C_U \cdot 10^{-6}$, г/г				
		< 0,12	0,12–0,50	0,5–2,0	2,0–8,0	> 8,0
Живущие	78	69	26	5	0	0
Мертвые, < 20 тыс. лет	58	4	29	59	9	0
Мертвые, 20–500 тыс. лет	259	2	21	43	29	5
Мертвые, > 500 тыс. лет	30	0	23	37	30	10
Образцы с кальци- цитовой структурой	26	0	42	50	8	0

могут усваивать углерод и из окружающих осадков [65]; при этом может быть адсорбирован уран с изотопным составом, отличным от океанического. Но значительно большая трудность заключается в том, что большая часть урана в ископаемых раковинах имеет вторичное происхождение. Содержание урана в раковинах живых моллюсков низко, однако после их гибели оно быстро увеличивается в течение нескольких тысяч лет, что связано с распадом органического вещества. Ископаемые раковины различного возраста показывают среднее значение концентрации урана $1 \cdot 10^{-6}$ г/г, а 95% живущих — $0,5 \cdot 10^{-6}$ г/г [163]. В табл. 44, по данным работы Кауфмана (цит. по [203]), приведены концентрации урана для морских моллюсков различного возраста. Усвоение урана происходит из окружающих осадков, и изотопный состав этого урана, как правило, отличен от океанического. Для континентальных раковин трудно установить начальное значение отношения изотопов урана, а если за него принять величину отношения изотопов урана в современном водоеме, то доказать ее постоянство во временном интервале метода трудно. Как будет показано ниже, раковины моллюсков являются открытой системой для изотопов урана (Кауфман, цит. по [203]). Концентрация урана в раковинах в целом в несколько раз ниже, чем у кораллов и оолитов, и измерить величину отношения изотопов урана с приемлемой точностью не удастся. Вышеуказанные причины обуславливают непригодность раковин для датирования $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ методом.

КАРБОНАТНЫЕ ОСАДКИ ПЕЛАГИЧЕСКИХ ЧАСТЕЙ ОКЕАНОВ

Попытка датировать карбонатные осадки пелагических частей океанов была предпринята Ку [203]. Аутигенный уран в этих осадках внедрен в решетки биогенных карбонатов. Для датирования $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ методом необходимо выделить эту аутигенную часть в чистом виде. Карбонатные осадки в пелагических частях океанов состоят преимущественно из фораминифер и кокколитов. Наиболее эффективно отделяются фораминиферы — просеиванием через сито 325 меш. с последующей ультразвуковой очисткой. Концентрация урана в фораминиферах оказалась чрезвычайно низкой — $0,025 \cdot 10^{-6}$ г/г, для живых фораминифер было получено такое же значение. Кокколиты пытались отделить от абиогенной части осадка пелитовой размерности центрифугированием, но полностью разделить не удалось; были выделены четыре фракции и измерена концентрация урана. Результаты показали, что чем выше процент карбонатности, тем ниже концентрация урана. 100%-содержанию карбоната кальция соответствует концентрация урана $n \cdot 10^{-8}$ г/г. При таких низких концентрациях урана требуется очень надежная очистка от абиогенной составляющей осадка, концентрация урана в которой более чем на порядок выше. Для измерения величины изотопного состава урана с достаточной точностью необходимо иметь сотни грамм осадка, что неприемлемо для медленно накапливающихся осадков в пелагических частях океанов, поэтому метод не нашел практического применения.

ДАТИРОВАНИЕ ПЕЛАГИЧЕСКИХ ОСАДКОВ

При изучении возможностей датирования осадков пелагических частей океанов Ку [203] предпринял попытку выделить аутигенную часть урана химической обработкой проб, основываясь на предположении, что этот уран входит лишь в кристаллическую структуру карбонатов или сорбирован на глинистых частичках. Решающее значение при этом имеет выбор реагента и подбор времени выщелачивания. Однако в результате этих экспериментов обнаружилась полная несостоятельность выделения аутигенной части урана, пелагические осадки оказались для урана открытой системой. Результаты экспериментов по выщелачиванию показывают (табл. 45), что в кислотную вытяжку выделяется уран, обогащенный изотопом ^{234}U . При обработке глубоководных красных глин морской водой наблюдается обогащение ^{234}U . В толще морских илов происходит интенсивный перенос ^{234}U , образовавшегося при распаде ^{238}U и менее прочно связанного в кристаллической решетке минерала. Для этого урана Ку [203] построил диффузионную модель переноса на основе закона диффузии Фика. Диффузионное уравнение включает три параметра: скорость седиментации, коэффициент диффузии ^{234}U и долю урана, подвергшегося диффузии:

$$\gamma_x = 1 + [\gamma_{x=0} - (1 - F)] e^{-\frac{\lambda \cdot x}{S}} - F \exp \left\{ - \left[\left(\frac{S^2}{4D^2} + \frac{\lambda}{D} \right)^{1/2} - \frac{S}{2D} \right] x \right\},$$

где $\gamma_x = ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ – величина отношения изотопов урана на глубине x ; S – скорость седиментации; D – коэффициент диффузии; F – доля ^{234}U , способного к миграции.

Таблица 45. Опыты по выщелачиванию радиоэлементов из морских илов

Местоположение	U · 10 ⁻⁶ , г/г	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{234}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, (вес)
		ед. активности			
Глобигериновый ил	0,68	0,92 ± 0,03	0,86 ± 0,04	1,07	2,2
вытяжка	0,066	1,45 ± 0,05	2,58 ± 0,13	1,11	10
остаток	2,10	0,86 ± 0,02	0,56 ± 0,03	1,05	1,4
Ил (море Беллинсгаузена, гл. 1080 м)	1,99	0,91 ± 0,03	0,86 ± 0,05	0,41	5,8
вытяжка	0,50	1,19 ± 0,03	1,20 ± 0,07	0,30	3,5
остаток	1,65	0,81 ± 0,02	0,29 ± 0,01	0,43	6,7
Морская вода	3,3 · 10 ⁻³	1,14 ± 0,014			
после обработки красной глины	2,6 · 10 ⁻⁴	2,48 ± 0,27			
Раствор состава морской воды	< 1 · 10 ⁻⁵				
после обработки красной глины	3,4 · 10 ⁻⁴	1,85 ± 0,15			

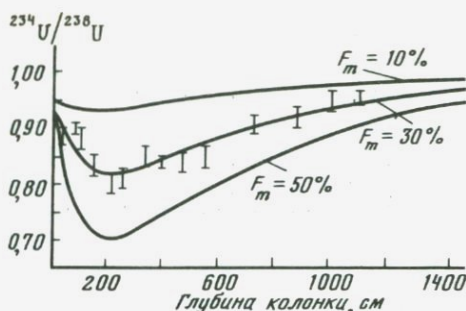


Рис. 54. Изменение величины отношения изотопов урана по глубине колонки, отобранной в Северной Атлантике [203]

Кривые отражают результаты расчета диффузии при скорости седиментации 3 мм/тыс. лет и коэффициенте диффузии $3 \cdot 10^{-8}$ см²/с; F_m — доля ²³⁴U, подверженного диффузии

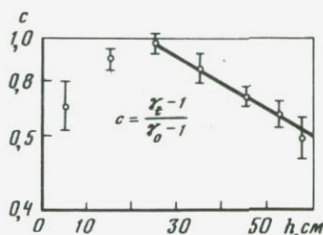


Рис. 55. Зависимость изотопного состава урана от глубины залегания донных осадков [79]

γ_0 — изотопный состав урана в момент отложения

Изучая распределение величины отношения изотопов урана по длине колонки, можно определить скорость седиментации. На рис. 54 приведены экспериментальные результаты определения величины изотопного состава урана для колонки из Северной Атлантики. Распределение γ имеет вид кривой с минимумом на глубине около 200 см. Наилучшее согласие экспериментальной кривой получается при $S = 3$ мм/тыс. лет, $F = 30\%$ и $D = 1$ см²/год. Этот метод определения средней скорости седиментации для практического использования мало пригоден ввиду трудоемкости проведения анализа и сложности подбора коэффициента диффузии и доли урана, способной к миграции, которые могут отличаться для различных осадков.

ДАТИРОВАНИЕ ОСАДКОВ ВНУТРЕННИХ ВОДОЕМОВ

Определение возраста донных осадков Аральского моря было проведено П.И. Чаловым [79]. В табл. 46 по его данным приведены результаты определения величины изотопного состава урана для рек, впадающих в Аральское море, водах моря и в донных осадках, отобранных в западной глубоководной части моря. Осадки отбирались до основания солевого слоя. Время пребывания урана в водах Аральского моря 14,5 лет [12]. Уран, поступающий с речным стоком, быстро увлекается в донные осадки. Величина изотопного состава для верхнего горизонта такая же, как и в водах моря, следовательно, в первом приближении можно считать, что весь уран в осадках является аутигенным. Изменение величины изотопного состава урана на горизонте 20–30 см связывается с временем поворота р. Амударьи (ранее она впадала в Каспийское море). Начиная с этого горизонта, величина изотопного состава урана закономерно уменьшается с глубиной по экспоненциальному закону (рис. 55). Для более точного определения возрастного интервала, соответствующего соленосному горизонту, Чалов измерял величину изотопного отношения для осадков, непосредственно залегающих под этим горизонтом, для 7 колонок и по-

Таблица 46. Изотопный состав урана в реках, впадающих в Аральское море, водах моря и донных осадках

Объект исследования	Интервал, см	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ед. активности
р. Сырдарья		$1,311 \pm 0,004$
р. Амударья		$1,118 \pm 0,003$
Средневзвешенное по рекам		$1,214 \pm 0,004$
Воды моря		$1,210 \pm 0,002$
Донные осадки	0–10	$1,218 \pm 0,025$
	10–20	$1,280 \pm 0,010$
	20–30	$1,304 \pm 0,007$
	30–40	$1,270 \pm 0,019$
	40–50	$1,228 \pm 0,008$
	50–55	$1,209 \pm 0,013$
	55–60	$1,185 \pm 0,017$

лучил среднее значение $1,211 \pm 0,004$. Приняв $\gamma_0 = 1,311 \pm 0,004$ и $\gamma_t = 1,211 \pm 0,004$, получаем значение 139 ± 12 тыс. лет – временной интервал, отсчитываемый от образования соленосного горизонта до времени впадения Амударьи в Аральское море. Временной интервал, соответствующий времени впадения Амударьи, можно оценить, предположив, что скорость седиментации удвоилась за счет поставки осадочного материала этой водной артерией. При этом условии получается 50 тыс. лет. Закономерный экспоненциальный спад величины изотопного состава урана с глубиной для донных осадков указывает, что диффузия ^{234}U практически не искажает вид распределения, что связано, по-видимому, с более крепкой фиксацией урана в осадках, обогащенных органическим веществом по сравнению с осадками пелагических частей океана.

$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ И $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ МЕТОДЫ ДАТИРОВАНИЯ

Наибольший сдвиг радиоактивного равновесия в природных водах испытывают изотопы урана (^{234}U и ^{235}U) относительно своих дочерних продуктов распада ^{230}Th и ^{231}Pa . По данным Ю.В. Кузнецова [41], содержание ^{230}Th в водах Тихого океана составляет от 0,4 до 3,6%, а ^{231}Pa – от 5 до 7% их содержания, соответствующего радиоактивному равновесию с присутствующим в водах ураном. Эти соотношения выдерживаются и для вод других океанов и большей части континентальных вод. Поэтому все вторичные образования, усваивающие уран из природных вод, практически не содержат продуктов его распада. Если после поступления в осадки система остается закрытой относительно урана, тория и протактиния, изменение величин изотопных отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ с течением времени определяется соотношениями, из которых можно определить возраст отложений:

$$\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}} = \left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} \right)_0 \cdot \left[1 - \exp(-\lambda_0 t) \right] + \left[1 - \left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} \right)_0 \right] \frac{\lambda_0}{\lambda_0 - \lambda_4} \times \\ \times [1 - \exp(\lambda_4 - \lambda_0)t]$$

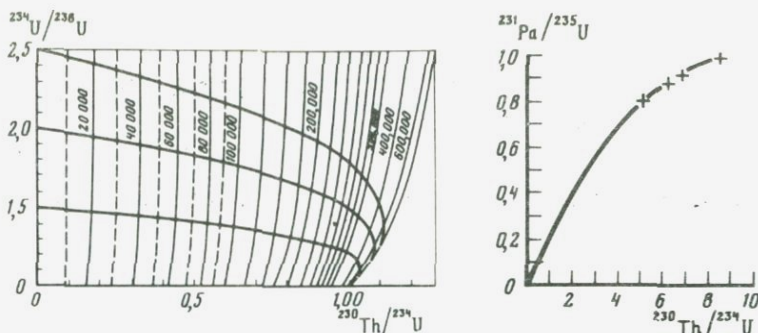


Рис. 56. Изменение величин отложений $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ с течением времени (кривые соответствуют определенным начальным значениям $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$)

Рис. 57. Результаты датирования кораллов о-ва Барбадос

Экспериментальные результаты хорошо укладываются на теоретическую кривую, соответствующую $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,14$ [203]

$$\frac{^{231}\text{Pa}}{^{235}\text{U}} = \frac{^{231}\text{Pa}}{0,046^{238}\text{U}} = [1 - \exp(-\lambda_1 t)],$$

где $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ — величины отношений для измеряемого образца; $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ — величина отношения изотопов урана в момент отложения; λ_0 , λ_1 , λ_4 — вероятности распада соответственно для ^{230}Th , ^{231}Pa и ^{234}U . Периоды полураспада для ^{230}Th и ^{231}Pa соответственно равны 75,2 тыс. лет и 34,3 тыс. лет.

Соотношение для $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ более удобно выразить графически (рис. 56). Если исследуемый образец отложился из водоема с начальным значением величины изотопного состава урана $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$, изменение с течением времени величин изотопных отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$

Таблица 47. Изотопный состав урана, тория и протактиния в современных кораллах

$^{238}\text{U} \cdot 10^{-6}$, г/г	$^{232}\text{Th} \cdot 10^{-6}$, г/г	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$	Место отбора	Литературный источник
2,6	<0,05	—	<0,01	—	Гавайские острова	[163]
2,7	<0,05	—	<0,01	—	То же	"
2,5	<0,05	—	<0,01	—	"	"
2,6	<0,05	—	<0,01	—	"	"
2,4	<0,05	$1,15 \pm 0,016$	<0,01	—	"	"
2,5	<0,05	—	<0,01	—	о-ва Туамоту	"
2,1	<0,05	$1,16 \pm 0,017$	<0,01	—	о-ва Товарищества	"
2,1	<0,05	—	<0,01	—	То же	"
2,0	<0,05	$1,16 \pm 0,016$	<0,01	—	о-ва Самоа	"
2,2	<0,05	—	<0,01	—	То же	"
3,1	<0,01	$1,14 \pm 0,01$	<0,02	0,002	о-в Барбадос	[203]
2,6	—	$1,14 \pm 0,01$	<0,02	0,002	Гавайские острова	[203]

должно происходить вдоль жирных кривых. Каждой такой кривой соответствует определенное значение начального отношения изотопов ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$), каждой точке этой кривой соответствует определенное значение возраста (эти значения проведены более тонкими или пунктирными линиями).

По вышеприведенным соотношениям можно рассчитывать возраст отложений при выполнении следующих основных предположений: 1) ^{230}Th и ^{231}Pa отсутствуют в момент отложения; 2) система остается закрытой для изотопов урана, тория и протактиния с момента формирования; 3) величина отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ остается неизменной в возрастном интервале метода датирования.

Верхний предел возраста определяется величиной концентрации урана, величиной изотопного отношения урана и в целом обычно не превышает 250 тыс. лет при датировании по $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ методу и 150 тыс. лет по $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методу. Требование неизменности величины отношения изотопов урана в возрастном диапазоне метода рассмотрено в соответствующих разделах уран-уранового метода датирования.

КОРАЛЛЫ И ООЛИТЫ

В процессе жизнедеятельности кораллы и оолиты отлагают арагонитовые скелеты, содержащие $2-3 \cdot 10^{-6}$ г/г урана и незначительное количество тория и протактиния (табл. 47).

Результаты по живым современным кораллам показывают, что первое основное предположение, лежащее в основе метода, выполняется. При своем формировании кораллы захватывают уран и практически (в пределах чувствительности радиометрической аппаратуры) не содержат изотопов тория и протактиния. Величина изотопного состава урана в пределах ошибки определения совпадает со значением океанских вод. После смерти кораллы ведут себя как замкнутая система, если не происходит перекристаллизация, при которой происходит потеря урана. Незастарелые ископаемые кораллы, свободные от заполняющего материала и имеющие арагонитовую структуру, обычно дают реальный возраст. Результаты, полученные при датировании, считаются достоверными при выполнении следующих условий [203]: 1) значения возраста, полученные по соотношениям $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$, совпадают; 2) результаты не противоречат стратиграфическому положению объекта исследования; 3) возраст хорошо согласуется с данными, полученными другими (неядерными) методами.

Практически совпадение результатов при датировании по $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ методам проверяется нанесением экспериментальных результатов на теоретические кривые (см. рис. 56). При совпадении значений возрастов все экспериментальные точки должны ложиться на кривую, соответствующую начальному значению $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,14$ (см. рис. 56). Совпадение результатов по $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методам проверяется нанесением экспериментальных результатов на кривую, соответствующую $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,14$ (рис. 57). Результаты датирования кораллов о-ва Барбадос [203], нанесенные на эту кривую, показывают отличное согласие возрастов, полученных по этим двум соотношениям.

Подобно кораллам, оолиты при осаждении практически не содержат тория и протактиния, концентрация урана в них $n \cdot 10^{-6}$ г/г. Неперекристаллизованные с арагонитовой структурой оолиты дают реальное значение возраста по $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методам.

РАКОВИНЫ МОЛЛЮСКОВ

По раковинам моллюсков выполнено огромное количество датировок, однако полной уверенности в достоверности получаемых результатов до настоящего времени нет. Проблема, связанная с постседиментационным обогащением раковин ураном, была рассмотрена для уран-уранового метода датирования. Процесс фиксации урана, связанный с распадом органического вещества, заканчивается через несколько тысяч лет; этот временной сдвиг не вносит существенной погрешности в результаты датирования.

Второй проблемой, существенно осложняющей датирование, является присутствие в раковинах изотопов тория и протактиния в начальный момент времени. В отличие от живых, ископаемые моллюски содержат высокие концентрации ^{232}Th , который поступает, по-видимому, из окружаю-

Таблица 48. Распределение $^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (в %) в раковинах моллюсков с арагонитовой и кальцитовой структурой

Кристаллическая структура	Количество образцов	Отношение $^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$, ед. активности						
		<0,02	0,02—0,05	0,05—0,10	0,10—0,15	0,15—0,20	0,20—0,30	>0,30
Арагонит	216	60	25	8	3	1	2	1
Кальцит	26	27	23	8	8	15	4	19

Таблица 49. Активность изотопов тория в раковинах ископаемых моллюсков* (расп/мин \cdot г $^{-1}$ [7])

Лабораторный индекс	^{232}Th		^{230}Th		^{232}Th		^{230}Th	
	Поверхностная фракция	Промежуточная фракция	Внутренняя фракция					
424	0,036	0,283	0,005	0,181	0,005	0,200		
421	0,015	0,076	0,005	0,060	0,005	0,066		
420	0,012	0,031	0,005	0,012	0,005	0,016		
413	0,029	0,219	0,005	0,150	0,005	0,150		
430	0,140	1,712	0,005	1,669	0,005	1,662		
436	0,086	0,952	0,005	0,752	0,005	—		
414	0,079	0,136	0,005	0,043	0,005	0,043		
432	0,040	1,940	0,005	1,916	0,005	1,916		
428	0,050	1,079	0,005	0,993	0,005	0,993		

*При анализе образец по весу делится на три разные фракции. Все это однозначно свидетельствует о том, что раковины моллюсков являются открытой системой для урана и, возможно, для продуктов его распада.

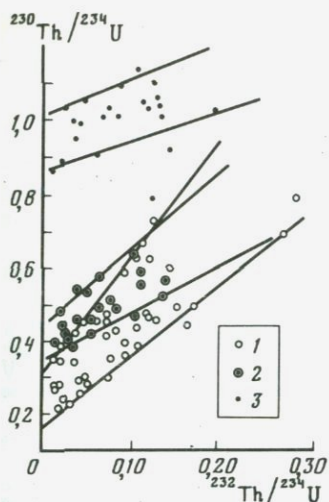


Рис. 58. Изохронный метод введения поправки на начальное значение концентрации ^{230}Th [173]

1 – современная группа образцов; 2 – образцы раннего плейстоцена; 3 – группа образцов с более древним плейстоценовым возрастом

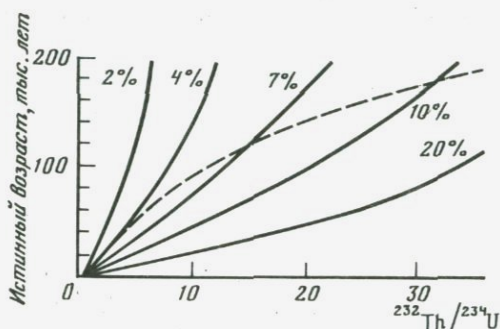


Рис. 59. Погрешность определения возраста для различных значений $^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$, вызванная тем, что вместо истинного значения $R = 2$ принято $R = 1,5$

$R = (^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})_0$ – величина отношения в начальный момент времени

ших раковину осадков. Вместе с ^{232}Th поступает и ^{230}Th . Это начальное значение ^{230}Th трудно отделить от ^{230}Th , накапливающегося при распаде ^{234}U . Коррекция на начальное значение концентрации ^{230}Th проводится по величине $R^{232}\text{Th} \cdot \exp(-\lambda_0 t)$, где $R = (^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})_0$ – отношение изотопов тория, внедряющихся в раковину; ^{232}Th – концентрация тория в раковине, λ_0 – вероятность распада ^{230}Th ; t – значение некорректированного возраста. Величина R для рек СССР лежит в интервале 0,8–1,8, для подземных вод – от 1 до 4,5 [76]. Выбор величины R часто вызывает затруднения, а неправильный ее выбор ведет к погрешности при определении возраста. Обычно принимается $R = 1,5$ [113]. В этом случае величина скорректированной концентрации ^{230}Th рассчитывается по соотношению

$$^{230}\text{Th}_{\text{корр}} = ^{230}\text{Th}_{\text{изм}} - (1,5^{232}\text{Th})\exp(-\lambda_0 t).$$

Кауфман и Брокер вывели величину начального отношения изотопов тория сравнением возрастов, полученных по радиоуглеродному и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ методам, получив значение 1,6. Если в одновозрастном стратиграфическом горизонте возможно датировать по двум разным раковинам, в которых концентрация ^{232}Th различна, в этом случае можно определить и начальное значение отношения изотопов тория, решая систему из двух уравнений с двумя неизвестными: t и $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})_0$.

Определяя возраст барьерных рифов и лагунных комплексов, Осмонд и др. (цит. по [113]) использовали изохронный метод введения поправки. Полученные аналитические результаты хорошо аппроксимировались двумя прямыми линиями в координатах $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ – $^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$, соответствующую

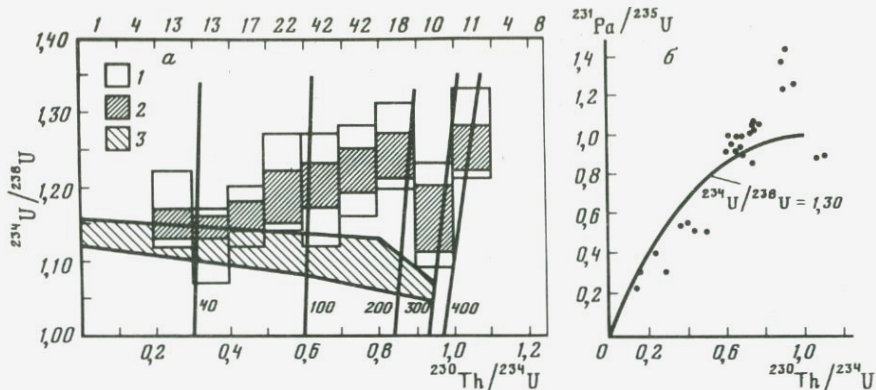


Рис. 60. Экспериментальные результаты датирования раковин морских моллюсков (Кауфман, цит по [203])

a – в системе координат $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} - ^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$: 1 – область включает 60% данных по интервалу значения $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, 2 – 30%, 3 – область, в которую должны попадать экспериментальные результаты при выполнении основных положений метода; верхние цифры – количество определений в каждом интервале, вертикальные кривые соответствуют определенному возрасту; *b* – в системе координат $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U} - ^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$: экспериментальные результаты (точки) не укладываются на теоретическую кривую

шими возрастам 30 тыс. лет и 110 тыс. лет (рис. 58). Аналитическое выражение для этих линий можно написать в виде соотношения

$$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} = m(^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}) + b.$$

Отрезки, отсекаемые этими прямыми на оси $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (*b*), определяют величины отношений, уже скорректированные на начальное значение. Изохронный метод вообще не требует знания величины начального отношения изотопов тория, но количество определений для одновозрастного стратиграфического комплекса должно быть достаточно большим с целью получения надежной аппроксимации прямой линией по методу наименьших квадратов.

На рис. 59, по данным Кауфмана (цит. по [203]), приведены значения погрешности для различных значений $^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и возраста, вызванные тем, что вместо истинного значения $R = 2,0$ принято значение $R = 1,5$. Анализ кривых показывает, что раковины с высоким значением $^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$ использовать для датирования нецелесообразно. В табл. 48, по данным Кауфмана (цит. по [203]), приведено распределение $^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$ для моллюсков с кальцитовой и арагонитовой структурой. Для большей части раковин с арагонитовой структурой при датировании в возрастном интервале >50 тыс. лет неопределенность, связанная с выбором начального значения ^{230}Th , не вносит существенной ошибки в определение возраста. В раковинах с кальцитовой структурой часто встречаются высокие значения $^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$; при перекристаллизации из окружающих осадков в раковину поступает большое количество тория.

Х.А. Арсланов и др. [6, 7] показали, что торий сорбируется лишь внешним слоем раковины, а во внутренние, хорошо сохранившиеся слои он не проникает. Удаление при химической обработке этого слоя позволяет

Таблица 50. Концентрация и изотопный состав урана для воды, осадков и раковин моллюсков в эстуарии р. Мерримак

Описание образца	Содержание урана		рН	Соленость, %	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ед. акт.
	Вода, 10^{-6} г/г	Раковины, 10^{-6} г/г			
Алевритовый ил					$0,96 \pm 0,02$
"					$0,93 \pm 0,02$
"					$0,94 \pm 0,02$
Раковины		$0,05 \pm 0,01$			$1,10 \pm 0,02$
"		$0,06 \pm 0,01$			$1,11 \pm 0,02$
Вода	$0,09 \pm 0,02$		6,9	0,10	$1,99 \pm 0,03$
"	$0,29 \pm 0,05$		7,0	3,96	$1,35 \pm 0,02$
"	$1,31 \pm 0,06$		7,8	28,6	$1,17 \pm 0,02$
"	$1,46 \pm 0,07$		8,0	29,5	$1,15 \pm 0,02$

избежать введения этой довольно неопределенной поправки и повышает надежность датирования (табл. 49). Неопределенность, связанную с начальным значением ^{231}Pa при определении возраста $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методом, учесть мы практически не можем.

Проанализировав более 400 результатов по раковинам моллюсков Кауфман и др. (цит. по [203]) показали, что в 50% случаев полученные значения возраста расходятся с результатами датирования другими методами (палеонтологическими, К-Аг, ^{14}C , $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ методами датирования кораллов). В работе [147] также сообщается о полном расхождении датировок, полученных по радиоуглеродному и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ методам.

Наиболее надежным критерием достоверности датировок по раковинам моллюсков является совпадение результатов при датировании $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методами. Однако графическое изображение экспериментальных результатов, приводимых Кауфманом (цит. по [203]), для раковин морских моллюсков в координатах $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ — $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ — $^{230}\text{U}/^{234}\text{Th}$ (рис. 60) показывает значительное отклонение от теоретических кривых. Отчетливо прослеживается тенденция к увеличению изотопного состава урана и отношения $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$.

Несмотря на все трудности определения возраста по раковинам моллюсков, в ряде работ были получены удовлетворительные результаты, которые хорошо согласуются со стратиграфическим положением датированных объектов и результатами, полученными другими методами [4–9, 113, 203, 268]. По-видимому, в этих случаях раковины попали в условия, исключающие миграцию изотопов. Для обоснования реальности получаемых датировок обычно используются следующие критерии [113]:

1) для анализа используются только раковины с арагонитовой структурой, так как в процессе перекристаллизации может измениться концентрация урана и продуктов его распада;

2) величина $^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$ не должна превышать 0,05, в противном случае возникнут осложнения с введением поправок на начальные значения ^{230}Th и ^{231}Pa ;

3) величины $^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$ и $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ должны быть равны 1; это условие означает отсутствие миграции радия, наиболее подвижного элемента в рядах естественно-радиоактивных элементов;

4) полученное значение возраста должно согласовываться с результатами, полученными при датировании другими методами (наилучший критерий — совпадение возрастов по $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методам);

5) возраст должен соответствовать стратиграфическому положению изучаемого объекта.

Среда обитания моллюсков — морские побережья и внутренние водоемы. В местах впадения крупных водных артерий концентрация урана и его изотопный состав могут отличаться от значений, принятых для океана. В работе [163] проведено изучение содержания урана и величины изотопного состава в осадках, водах и раковинах моллюсков в эстуарии р. Мерримак (США). Аналитические результаты приведены в табл. 50. Изотопный состав урана речных вод значительно превышает 1,14, однако при смешивании с океаническими водами его значение становится равным океаническому в пределах погрешности определения. В таких случаях необходимо учитывать среду обитания моллюска. Для осадков величина изотопного состава урана ниже равновесного значения. Это означает, что уран из этих осадков выщелачивается. Этот подвижный уран, по-видимому, и внедряется в раковины после их захоронения, но определить его изотопный состав мы практически не можем.

Принципиально $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ методом можно датировать и раковины континентальных моллюсков, но обосновать начальное значение изотопного состава урана в этом случае трудно. При датировании раковин моллюсков из отложений Палеоднепра В.В. Чердынцев и др. [81] показали, что в раковинах происходит современная интенсивная миграция радиоэлементов ($^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th} > 1$), величина изотопного состава урана больше, чем в современном водоеме, а датировки, вероятно, замоложены.

МОДЕЛИ "ОТКРЫТОЙ СИСТЕМЫ" ДЛЯ РАКОВИН МОЛЛЮСКОВ

Миграция элементов является основной причиной получения недостоверных результатов при датировании раковин моллюсков. Возраст можно измерять практически тремя независимыми методами по ^{234}U , ^{230}Th и ^{231}Pa , т.е. мы имеем систему из трех уравнений с одним неизвестным (время). Возникает возможность использовать два остальных уравнения для описания процессов миграции. Первая такая модель была предложена Рошольтом (цит. по [268]).

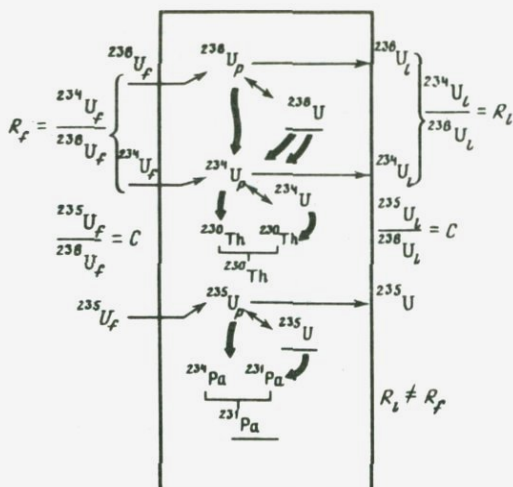
Модель Рошольта. Для модельных расчетов требуется выполнение четырех первичных предположений [268]:

1) ^{231}Pa и ^{230}Th образуются только при распаде урана, входящего в состав раковины;

2) ^{231}Pa и ^{230}Th не мигрируют из раковин;

3) в водах, окружающих захороненную раковину, изотопный состав урана выше, чем в океанических водах;

4) концентрация и изотопный состав урана этих подземных вод не меняются для временного интервала метода датирования.



Р и с. 61. Диаграмма потоков урана по модели Рошольта [268]

Предполагается также, что уран медленно ассимилируется раковиной из подземных вод в течение всего временного интервала. Взаимодействие с окружающими водами является доминирующим фактором, определяющим концентрацию урана в раковинах. При этом не исключается, что основная часть урана могла поступить в начальный момент времени. Уран может из раковины и выщелачиваться, но, в общем случае, уже с другим изотопным составом. Диаграмма потоков урана для модели приведена на рис. 61. Поток урана U_f по этой диаграмме определяется как полное количество урана, которое поступило в раковину; U_l — соответственно как полное количество урана, выщелоченного из раковины; U — количество урана, которое имеется в раковине на момент измерения; U_p — как полное количество урана, большая часть которого не остается в раковине, но его дочерние продукты остаются в ней.

Для составления балансных уравнений необходимо определять в раковине концентрации ^{238}U , ^{234}U , ^{230}Th и ^{231}Pa . Содержание ^{231}Pa можно выразить в виде соотношения:

$$^{231}\text{Pa} = ^{235}\text{U}_f [1 - \exp(-\lambda_{231}t)] = C^{238}\text{U}_f [1 - \exp(-\lambda_{231}t)],$$

где C — константа, связывающая концентрации ^{235}U и ^{238}U . В этом случае уравнение баланса можно написать в виде трех уравнений:

$$^{238}\text{U}_l = \frac{^{231}\text{Pa}}{C(1 - \exp(-\lambda_{231}t))} - ^{238}\text{U},$$

$$^{234}\text{U} = ^{234}\text{U}_f \exp(-\lambda_{234}t) - ^{234}\text{U}_l + ^{238}\text{U}_f [1 - \exp(-\lambda_{234}t)],$$

$$^{230}\text{Th} = (^{234}\text{U}_f - ^{234}\text{U}_l) \cdot 1,4365 [\exp(-\lambda_{234}t) - \exp(-\lambda_{230}t)] + ^{238}\text{U}_f [1 - 1,4365 \exp(-\lambda_{234}t) + 0,4365 \exp(-\lambda_{230}t)].$$

Решая эти уравнения, Рошольт получил выражение для R_l , R_f , $^{234}\text{U}_l$ и $^{234}\text{U}_f$. Определив эти значения, легко подсчитать скорректированный воз-

Таблица 51. Содержание урана, тория и величин изотопных отношений для раковин моллюсков из морских террас Южной Калифорнии по модели открытой системы [268]

Образец	^{238}U	^{232}Th	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}$	$\frac{^{231}\text{Pa}}{^{235}\text{U}}$	R_I
	$\cdot 10^{-6}$, г/г		ед. активности			
Первая терраса на Сан-Педро (арагонитовая пелиципода)						
M2017	0,94 ± 0,02	0,03 ± 0,01	1,17 ± 0,01	0,58 ± 0,03	0,91 ± 0,08	1,20
Терраса Думе (А, Д – арагонитовая пелиципода, В – арагонитовая гастропода)						
M1710 А	3,22 ± 0,05	0,20 ± 0,01	1,17 ± 0,01	0,72 ± 0,03	1,03 ± 0,07	1,20
M1710 В	1,89 ± 0,03	0,18 ± 0,01	1,25 ± 0,01	0,85 ± 0,04	1,37 ± 0,10	1,35
M1710 Д	2,68 ± 0,04	1,56 ± 0,03	1,33 ± 0,01	0,87 ± 0,04	1,43 ± 0,12	1,48
Терраса С (арагонитовые пелиципода и гастропода)						
CMN-115	5,88 ± 0,09	0,03 ± 0,01	1,20 ± 0,01	0,92 ± 0,03	1,26 ± 0,08	1,30

R_f	$\frac{^{238}\text{U}_I}{^{238}\text{U}_f}$	$^{234}\text{U}_I$	$^{234}\text{U}_f$	Возраст, тыс. лет	
	ед. активности		экв. $^{238}\text{U} \cdot 10^{-6}$ г/г	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}$	По модели "открытой системы"
Первая терраса на Сан-Педро (арагонитовая пелиципода)					
1,23	0,06	0,1	1,2	93 ± 10	91 ± 15
Терраса Думе (А, Д – арагонитовая пелиципода, В – арагонитовая гастропода)					
1,23	0,14	0,5	3,7	133 ± 20	125 ± 25
1,42	0,30	0,85	2,7	180 ± 25	140 ± 30
1,56	0,34	1,35	4,0	190 ± 25	145 ± 30
Терраса С (арагонитовые пелиципода и гастропода)					
1,37	0,22	2,4	10,6	232 ± 30	180 ± 35

раст. Модель была применена для корректировки возрастов, полученных по раковинам моллюсков для трех морских террас в районе Лос-Анджелеса (Южная Калифорния). В четырех образцах из пяти содержание протактиния превосходило количество, требуемое для равновесия с ^{235}U , поэтому возраст по модели закрытой системы удалось подсчитать только по величине $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Результаты расчетов по модели "открытой системы" приведены в табл. 51. Для каждого образца расчеты проводились при двух граничных условиях: при $R_I = ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и $R_I = R_f$. Результаты вычислений показали, что отличия в получаемых значениях возраста меньше аналитической ошибки (в таблице приводится среднее значение). Для террасы Думе скорректированные значения возраста имеют значительно меньший разброс. Степень отклонения от замкнутости можно охарактеризовать величиной $^{238}\text{U}_I/^{238}\text{U}_f$; при нулевом значении этой величины система становится замкнутой, на первой террасе сохраняются условия, наиболее близкие к замкнутой системе.

Модель Сабо и Рошольта (RS модель). Результаты, полученные по модели Рошольта для трех калифорнийских террас, не удовлетворили исследователей, так как они считали, что эти террасы должны были формироваться соответственно 86, 104 и 131 тыс. лет назад. Такие значения возраста были получены для трех близких по строению террас на о-ве Барбадос по кораллам и считаются надежными [247]. Поэтому Сабо и Рошольт (цит. по [203]) рассмотрели несколько видоизмененную модель Рошольта, по которой предположили существование двух резервуаров урана, один из которых находится в раковине, и все продукты распада этого урана – ^{234}U , ^{230}Th и ^{231}Pa – остаются в раковине. Второй резервуар может находиться в раковине, но дочерние продукты этого урана покидают раковину сразу же после образования. Последний может находиться и вне раковины, но в этом случае его продукты распада сразу же после образования внедряются в раковину. Содержание урана и его изотопный состав в

резервуарах не меняются с течением времени. Математически модель может быть выражена через параметр f , который равен отношению содержаний урана в этих резервуарах. При $f > 0$ второй резервуар урана размещается вне раковины, если $f < 0$ – внутри раковины. Авторы модели рассматривали лишь случай $f > 0$; позднее в работе [203] рассмотрен случай, когда $f > 0$, поэтому уравнение баланса приведем для общего случая:

$$^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = (^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0 \exp(-\lambda_{234}t) + (f+1)[1 - \exp(-\lambda_{234}t)],$$

$$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U} = (f+1)\{1 - \exp(-\lambda_{234}t) - [\exp(-\lambda_{230}t) - \exp(-\lambda_{234}t)] \times [\lambda_{230}/(\lambda_{230} - \lambda_{234}) \cdot (^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0 - 1] + 1\},$$

$$^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U} = (f+1)[1 - \exp(-\lambda_{231}t)].$$

Величины $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ измеряются в раковинах; неизвестными, подлежащими определению, являются t , $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ и f . Модель была применена к 17 образцам раковин моллюсков, отобранных на тех же террасах, для которых проводилось определение по модели Рошольта. Результаты определения возраста, $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ и f приведены в табл. 52.

Результаты, приведенные в табл. 52, показывают, что по модели удалось получить удовлетворительные результаты для рассмотренных калифорнийских террас. Однако Кауфман и др. (цит. по [203]) подвергли модель RS критике (за неправдоподобные предположения), с чем можно вполне согласиться, так как ^{231}Pa и ^{230}Th не могут вести себя одинаково в процессах привноса и выщелачивания. Кауфман и др. применили модель RS к девяти образцам известного возраста и получили корректный возраст лишь в одном случае. Для ряда образцов возраст, рассчитанный по модели "открытой системы", более значительно, чем рассчитанный по модели закрытой системы, отличается от предполагаемого. Лишь в трех образцах

Таблица 52. Возраст и основные параметры моделей открытой системы для раковин моллюсков [203]

Образец	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}$	По RS модели			По модели Хилле		
		Возраст, тыс. лет	f	$(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}})_0$	Возраст, тыс. лет	α	$(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}})_0$
Первая терраса на Сан-Педро							
PV- S-1	1	85	0,19	1,17	73	8,2	1,14
S-2	1,19	95	0,07	1,22	91	2,6	1,21
S-3	1,18	110	-0,01	1,24	111	-0,2	1,25
S-4	1,20	84	0,19	1,20	73	7,8	1,17
S-5	1,17	70	0,29	1,14	56	14,0	1,10
S-6	1,19	78	0,18	1,19	68	8,2	1,16
M2017	1,16	81	0,11	1,18	75	4,5	1,16
Терраса Думе							
DT- S-1	1,09	112	0,03	1,11	76	5,2	1,06
S-2	1,28	101	0,20	1,30	84	7,6	1,25
S-3	1,28	111	0,12	1,34	96	4,6	1,28
S-4	1,24	106	0,13	1,28	86	5,7	1,23
M1710 A	1,16	103	0,21	1,15	85	7,9	1,10
M1710 B	1,24	102	0,54	1,13	74	17,3	1,07
M1710 D	1,33	95	0,65	1,23	57	27,2	1,16
Терраса С							
CC- S-1	1,23	115	0,16	1,26	102	5,1	1,20
S-2	1,28	124	0,32	1,26	99	9,3	1,18
CWM-115	1,20	154	0,31	1,17	120	7,7	1,04

из двадцати девяти, проанализированных по RS модели, изотопный состав урана увеличивается с возрастом образца, но в то же время результаты по 205 образцам раковин показывают увеличивающийся тренд (см. рис. 59). Тогда Сабо и Веддер (цит. по [203]) дополнительно проанализировали 22 раковины моллюсков для террас Южной Калифорнии и показали, что модель RS не применима ко всем образцам; часть образцов вообще не может быть датирована методами неравновесного урана.

Позднее Сабо [322] проанализировал результаты датирования кораллов и раковин, отобранных на морской террасе о-ва Ямайка. Из шести анализируемых кораллов для четырех не выполнялись условия закрытой системы, в то время как применение модели открытой системы позволило получить удовлетворительные результаты для этих четырех кораллов и для трех из шести датированных раковин.

Модель Хилле. Иную модель открытой системы предложил Хилле [179], предположив, что уран поступает в раковину по экспоненциальному закону: $^{234,235,238}\text{U}(t) = ^{234,235,238}\text{U}(0)e^{-\alpha t}$, где значение α неизвестно и подлежит определению. Все продукты распада, включая и ^{234}U , не мигрируют из раковины и не поступают в нее из окружающих вод. Активность дочерних продуктов распада можно рассчитывать по соотношению: $N(t) =$

$= \lambda \int_0^t Q(x) e^{-\lambda(t-x)} dx$, где $Q(x)$ — активность материнского изотопа.

В соответствии с этим уравнением можно написать выражение для измеряемых в раковине активностей изотопов в виде:

$${}^{234}\text{U}(t) = {}^{234}\text{U}(0)e^{-(\lambda_{234} + \alpha)t} + \lambda_{234} \int_0^t {}^{238}\text{U}(x) e^{-\lambda_{238}(t-x)} dx,$$

$${}^{231}\text{Pa}(t) = \lambda_{231} \int_0^t {}^{235}\text{U}(x) e^{-\lambda_{235}(t-x)} dx,$$

$${}^{230}\text{Th}(t) = \lambda_{230} \int_0^t {}^{234}\text{U}(x) e^{-\lambda_{234}(t-x)} dx.$$

Решая эту систему, можно получить значения трех неизвестных: t , $({}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U})$ и α . Модель была применена к образцам раковин моллюсков, которые датировались по модели открытой системы Сабо и Рошольта. Результаты приведены в табл. 53. Для террас на Сан-Педро и С получены хорошие совпадения возрастов с первыми двумя террасами на о-ве Барбадос [247].

Предположения, положенные в основу модели Хилле, являются более приемлемыми по сравнению с предположениями других моделей открытой системы. Действительно, экспоненциальная функция хорошо описывает процесс интенсивного привноса в начальную фазу времени с последующим замедлением этого процесса. Миграция продуктов распада из раковины (${}^{231}\text{Pa}$ и ${}^{230}\text{Th}$) маловероятна — модель не учитывает возможную сорбцию этих продуктов распада из окружающих вод; но, как показали Х.А. Арсланов и др. [7], если бы при химической обработке удалялся верхний слой, сорбирующий продукты распада, то этот процесс можно было бы и не учитывать. Модель исключает и миграцию радиоактивных элементов из раковины, которая в настоящее время практически не изучена из-за трудностей с подбором выщелачивающих реагентов. Кристаллы арагонита и кальцита легко разрушаются даже при воздействии слабых кислых реагентов.

Раковины моллюсков широко распространены в плейстоценовых осадочных образованиях, особенно в морских, по периферии материков и в осадках внутриконтинентальных водоемов. В плейстоцене морские моллюски прошли наименьшие темпы эволюционного развития, различия в раковинах столь незначительны, что не могут служить основанием для стратиграфического расчленения осадков. Раковины моллюсков хорошо датируются радиоуглеродным методом до 30 тыс. лет, однако стремления расширить временной диапазон до 300 тыс. лет методом ${}^{230}\text{Th}/{}^{234}\text{U}$ в целом неудачны. Поэтому попытки построения моделей, учитывающих миграцию элементов, являются в настоящее время актуальной проблемой. Возможность введения двух неизвестных параметров, описывающих миграцию в раковинах, является уникальной при изучении этих процессов. Следует отметить, что если использовать раковины моллюсков из хорошо стратифицированных отложений, для которых надежно установлен возраст (на-

пример для террас, датированных $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ методом по кораллам), в моделях открытой системы можно использовать еще один параметр, описывающий миграцию. Это еще более приблизит модельные представления к реальным процессам, протекающим в осадках.

ИСКОПАЕМЫЕ КОСТИ

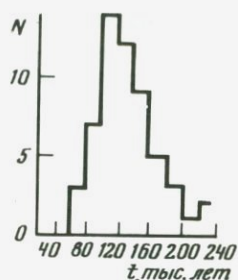
Ископаемые кости часто встречаются в древних береговых образованиях. Иногда это кости крупных морских животных, выброшенных при приливно-волновой деятельности моря, но чаще — это остатки стоянок древнего человека на берегах океана и крупных континентальных водоемов. Датирование по костям подробно рассмотрено В.В. Чердынцевым [81], предложившим этот метод датирования еще в 1954 г. В живых организмах кости чаще не содержат урана, однако после гибели при разложении органического вещества происходит сорбция урана из вод, циркулирующих в осадках. Этот процесс захвата урана и минерализации, по-видимому, происходит непродолжительное время. Концентрация вторичного урана в костях велика $\sim 2,3 \cdot 10^{-4}$ г/г, что значительно облегчает измерение активности. Концентрация ^{232}Th , наоборот, низка $\sim n \cdot 10^{-8}$ г/г, и поправка на начальную концентрацию ^{230}Th не требуется. Процесс минерализации связан с привнесом карбонатов и разрушением органического вещества. Кости практически не засорены включениями постороннего материала, поэтому механическое загрязнение для них не играет роли. Надежность датировок обычно контролируется совпадением значений возраста по $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методами. После работ В.В. Чердынцева [81] проблемы датирования костей рассматривались в работах [203, 291, 323, 324].

Сходимость результатов, полученных разными методами, для костей обычно наблюдается более чем в 50% случаев. По сравнению с раковинами кости более пригодны для датирования, условия отсутствия миграции радиоэлементов для них выполняются чаще, что, возможно, объясняется высокими концентрациями урана, обуславливающими низкую относительную долю миграционного урана. Поэтому к датировкам по костям следует относиться осторожно и, по возможности, дублировать их другими методами определения возраста (радиоуглеродным, трековым, уран-гелиевым).

УРОВЕНЬ МИРОВОГО ОКЕАНА ПО ДАННЫМ $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ И $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ МЕТОДОВ ДАТИРОВАНИЯ

Высокая надежность датировок, выполненных $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методами по кораллам, сделала эти методы основными при изучении высоких уровней стояния океана во временном интервале от 40 до 300 тыс. лет. Кораллы живут на небольших глубинах (не более 25 м). Массивные рифовые постройки образуются при повышении уровня океана в зависимости от способности светлюбивых кораллов наращиваться в соответствии со скоростью поднятия уровня. При понижении уровня океана коралловые сообщества гибнут. По современному положению древних коралловых рифов мы можем судить об уровне океана в прошлом, если вертикальные тектонические движения не изменили положение террас. Около 20 лет

Рис. 62. Распределение морских кораллов по их абсолютному возрасту [81]



назад начали появляться первые датировки по террасам, приподнятым над уровнем моря на 2–10 м, в тектонически стабильных районах Флориды, Западной Австралии, островах Тихого и Индийского океанов (Брокер и Тербер; Осмонд и др.; Ви, цит. по [163]). Результаты этих исследований были обобщены В.В. Чердынцевым [81]. Во всех работах отмечается высокий уровень стояния океана около 120 тыс. лет назад. Гистограмма распределения полученных значений возраста приведена на рис. 62. Как отмечает В.В. Чердынцев, более пологий спад гистограммы в сторону больших значений возраста объясняется медленным развитием потепления в это межледниковье. Брокер и Тербер [163] отметили наличие группы датировок, близких к 80 тыс. лет. Более молодые датировки в этих исследованиях не встречались.

Ку и др. [203] опубликовали результаты датирования кораллов древней береговой линии о-ва Оаху (Гавайские острова). Рифовые постройки занимают на острове 30% береговой линии. Древняя береговая линия возвышается на 7,6 м над уровнем моря. Исследование выполнено очень тщательно, датирование производилось одновременно по отношениям $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$, измерялась и величина изотопного отношения урана. Результаты приведены в табл. 53. Для анализа отбирались кораллы лишь с арагонитовой структурой. Для контроля достоверности аналитических результатов проведено исследование современного коралла (образец А) и образца, возраст которого 1,6 млрд. лет (образец В). Из 18 анализируемых кораллов для 5 выполнены повторные определения, которые показали высокую сходимость результатов. Возраст, полученный обоими методами, совпадает в пределах погрешности определения. Тщательность выполнения анализов обусловила и высокую сходимость результатов к среднему значению, которое составило для 23 измерений величину 122 ± 7 тыс. лет. Позднее в работе [146] было проведено детальное изучение возраста кораллов в четырех прибрежных зонах о-ва Оаху. Полученные датировки легли во временной интервал между 120 ± 9 и 142 ± 12 тыс. лет. Прямую связь между значением возраста и положением террасы установить не удалось, что не позволило детализировать положение уровня моря.

Гупта и Амин [168] датировали коралловые рифы на побережье Индии. Получены три временных интервала для высокого уровня стояния вод океана — 6, 30 и 120 тыс. лет. Однако эти значения получены всего по нескольким возрастным определениям, за что эта работа была подвергнута критике [203].

Х.А. Арсланов и др. [8] получили для карангатских террас Западного Кавказа и Керченского пролива значения возрастов ~ 80 тыс. лет и 130 тыс. лет.

Исследования, выполненные для береговых образований Карибского бассейна (полуострова Флорида и Юкатан, о-в Ямайка, Кюрасао, Багамские и др.), обобщены в работе [325]. Все датированные террасы образовались 120 тыс. лет назад.

Таблица 53. Результаты датирования кораллов о-ва Оаху (Гавайские острова) [203]

№ образца	Высота над уровнем моря, м	Пески коралла	Кальцит Арагонит	$^{235}\text{U} \cdot 10^{-6}$, г/г		$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}$	$\frac{^{231}\text{Pa}}{^{235}\text{U}}$	Возраст, тыс. лет	
									по $\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}$	по $\frac{^{231}\text{Pa}}{^{235}\text{U}}$
A	0	Pc	<0,01	2,58 ± 0,02		1,14 ± 0,01	0,001 ± 0,001	0,001 ± 0,001	<0,2	<0,1
B						1,00 ± 0,01	0,99 ± 0,02	0,01 ± 0,02	>400	>200
1	7,6	Pr	<0,01	3,06 ± 0,06		1,10 ± 0,02	0,67 ± 0,02	0,91 ± 0,02	118 ± 7	220 ⁺¹¹ ₋₉
				3,10 ± 0,08		1,08 ± 0,02	0,66 ± 0,02	0,88 ± 0,03	115 ± 6	105 ⁺¹⁵ ₋₁₁
2	7,6	Pr	<0,01	2,64 ± 0,03		1,11 ± 0,01	0,67 ± 0,01	—	118 ± 3	—
3	7,6	Pr	<0,01	2,41 ± 0,04		1,09 ± 0,02	0,68 ± 0,02	0,88 ± 0,04	121 ± 7	105 ⁺¹⁹ ₋₁₅
				2,47 ± 0,03		1,10 ± 0,01	0,65 ± 0,02	0,94 ± 0,04	112 ± 6	138 ⁺⁸⁰ ₋₂₄
4	6,7	Pr	<0,01	2,77 ± 0,04		1,10 ± 0,02	0,67 ± 0,02	0,85 ± 0,03	118 ± 7	94 ⁺¹¹ ₋₂₀
				3,06 ± 0,04		1,11 ± 0,02	0,66 ± 0,02	0,88 ± 0,04	115 ± 6	105 ⁺¹⁹ ₋₁₄
5	7,6	Pr	<0,01	2,86 ± 0,03		1,09 ± 0,01	0,70 ± 0,02	0,93 ± 0,04	128 ± 6	130 ⁺⁴² ₋₂₂
6	8,1	Pr	0,02	2,66 ± 0,04		1,08 ± 0,02	0,68 ± 0,02	0,91 ± 0,03	121 ± 7	120 ⁺¹⁸ ₋₁₅
7	6,1	Pr	0,07	2,57 ± 0,03		1,11 ± 0,01	0,68 ± 0,01	—	121 ± 4	—
8	7,5	Pr	<0,01	2,76 ± 0,04		1,11 ± 0,02	0,68 ± 0,01	0,90 ± 0,04	121 ± 7	113 ⁺²⁵ ₋₁₆
				2,98 ± 0,03		1,08 ± 0,01	0,67 ± 0,01	0,92 ± 0,04	118 ± 3	124 ⁺³² ₋₁₉
9	3,7	Pr	0,02	2,85 ± 0,04		1,09 ± 0,01	0,66 ± 0,02	—	115 ± 6	—
10	7,8	Pr	<0,01	2,56 ± 0,06		1,13 ± 0,02	0,71 ± 0,02	—	131 ± 8	—
11	11,0	Pc	0,04	2,92 ± 0,02		1,09 ± 0,01	0,72 ± 0,02	—	134 ± 7	—
12	0,5	Pc	0,03	2,78 ± 0,10		1,08 ± 0,04	0,73 ± 0,03	—	137 ± 11	—
13	1,5	Pc	0,04	2,65 ± 0,10		1,07 ± 0,04	0,67 ± 0,03	0,88 ± 0,03	118 ± 9	105 ⁺¹⁵ ₋₁₁
14	1,8	Pr	0,02	2,72 ± 0,06		1,11 ± 0,04	0,73 ± 0,03	0,94 ± 0,06	137 ± 11	138 ^{+∞} ₋₃₃
15	2,2	Pr	0,03	2,83 ± 0,02		1,11 ± 0,04	0,69 ± 0,03	—	124 ± 9	—
16	2,5	Pr	<0,01	3,05 ± 0,03		1,09 ± 0,01	0,68 ± 0,01	0,86 ± 0,03	121 ± 4	96 ⁺¹⁴ ₋₉
				3,35 ± 0,03		1,11 ± 0,01	0,68 ± 0,01	0,84 ± 0,03	121 ± 4	91 ⁺¹⁰ ₋₉
17	0,1	Pr	0,02	2,44 ± 0,03		1,09 ± 0,01	0,70 ± 0,02	0,89 ± 0,03	128 ± 8	109 ⁺¹⁵ ₋₁₃
18	1,0	Pr	0,02	3,22 ± 0,06		1,13 ± 0,02	0,66 ± 0,02	—	115 ± 6	—

Примечание. Содержание тория в образцах (0,02–0,09) · 10⁻⁶ г/г; Pr – Porites sp.; Pc – Pocillopora sp.

В работе Ви и др. (цит. по [203]) анализировались образцы неперекристаллизованных кораллов, отобранных на 2- и 10-метровых террасах в Красном море (по 2 образца с каждой террасы). В пределах стандартного отклонения все полученные значения возраста не отличаются от среднего значения — 85 ± 3 тыс. лет.

Неуман и Моор (цит. по [203]) датировали морские террасы на Багамских островах по кораллам и получили датировки в возрастном интервале от 100 до 145 тыс. лет. По распределению возрастов можно предположить два высоких уровня — 120 и 140 тыс. лет. Авторы считают, что, возможно, терраса на уровне 5,6 м образовалась 110 тыс. лет назад, а терраса на уровне 4,3 м — позднее, но не исключают и возможности методических погрешностей, связанных с неправильным отбором образцов (перемешивание кораллов различного возраста) и погрешностями методики.

В работе [215] датировались две вновь обнаруженные системы древних барьерных рифов Западной Австралии, на 2–8 м возвышающихся над уровнем океана. Для одной системы была получена датировка 142 ± 8 тыс. лет (по 2 образцам), для другой — 118 ± 4 (5 образцов). Авторы предполагают, что системы барьерных рифов соответствуют двум равным уровням стояния океана. Для террасы, возвышающейся на 3 м над современным уровнем океана, из этого же региона Сабо [321] получил среднее значение возраста по 5 кораллам, равное 132 ± 5 тыс. лет.

Большое количество определений выполнено для береговых комплексов Калифорнии. Результаты, полученные до 1974 г., обобщены в работе Ку и Керна [203]. Многочисленные определения указывают на высокий уровень стояния океана 80 и 120 тыс. лет назад. Позднее Керн [193] провел детальные исследования, включающие геоморфологический, структурный, палеонтологический и стратиграфический анализы трех морских террас. По его данным, абразионная платформа, возвышающаяся на 2–6 м над уровнем океана, образовалась 120 тыс. лет назад; температура поверхностных вод в это время была несколько выше по сравнению с настоящим временем. На 12 м ниже современного уровня океана расположена терраса, возраст которой оказался равным 105 тыс. лет, еще на 2 м ниже расположена терраса с возрастом 80 тыс. лет. Температура поверхностных вод в это время была ниже современной.

Омура и др. [243] при датировании морских террас в Калифорнии, кроме кораллов, использовали и карбонатные скелеты морских ежей (*Encore grandis*). Датирование проводилось двумя методами (по $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$). Полученные результаты (по 4 скелетам ежей и 2 кораллам) в пределах стандартного отклонения сходятся к среднему значению 116 ± 6 тыс. лет. Этот возраст не отличается от возраста аналогичных по строению террас Калифорнии. Скелеты морских ежей вполне пригодны для датирования рассматриваемыми методами.

Детальные исследования по истории позднечетвертичного уровня океана на Бермудских островах провели Хармон и др. [171]. Острова образовались при эпизодических отложениях карбонатов на тектонически стабильной морской горе миоценового возраста. Основание горы, сложенное изверженными породами, покрыто полностью карбонатными породами до глубины 80 м ниже современного уровня океана. Межледниковые периоды характеризуются образованием подводных платформ и изолирован-

Таблица 54. Радиометрический возраст по кораллам и раковинам воздымающихся коралловых рифов Новой Гвинеи

Материал	$^{238}\text{U} \cdot 10^{-6}$, г/г	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}$	Возраст, тыс. лет	
				по $\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}$	по ^{14}C
<i>I рифовый комплекс</i>					
C	2,51 ± 0,05	1,12 ± 0,01	0,050 ± 0,005	6 ± 1	6,70 ± 0,06
T	0,056 ± 0,05	1,27 ± 0,09	0,060 ± 0,006		6,80 ± 0,10
<i>II рифовый комплекс</i>					
T					23,9 ± 0,9
<i>III рифовый комплекс</i>					
T	0,110 ± 0,003	1,14 ± 0,03	0,35 ± 0,02	46 ± 3	30,9 ± 0,9
T	0,24 ± 0,01	1,14 ± 0,07	0,27 ± 0,03	34 ± 4	35,8 ± 1,5
T	0,130 ± 0,003	1,13 ± 0,03	0,19 ± 0,01	23 ± 2	35,4 ± 1,3
C	2,48 ± 0,04	1,13 ± 0,01	0,39 ± 0,02	53 ± 3	—
C	2,30 ± 0,04	1,12 ± 0,01	0,37 ± 0,02	49 ± 3	—
<i>IV рифовый комплекс</i>					
T	0,228 ± 0,004	1,12 ± 0,02	0,43 ± 0,03	60 ± 6	—
T	0,36 ± 0,08	1,10 ± 0,02	0,50 ± 0,02	74 ± 4	—
<i>V рифовый комплекс</i>					
C	2,49 ± 0,06	1,11 ± 0,01	0,67 ± 0,02	116 ± 7	—
C	2,41 ± 0,05	1,11 ± 0,01	0,68 ± 0,06	119 ± 7	—
C	2,15 ± 0,04	1,10 ± 0,01	0,74 ± 0,03	140 ± 10	—
C	2,07 ± 0,04	1,12 ± 0,02	0,72 ± 0,03	133 ± 10	—
<i>VI рифовый комплекс</i>					
C	2,86 ± 0,06	1,10 ± 0,01	0,85 ± 0,03	190 ± 17	—
C	2,71 ± 0,05	1,09 ± 0,01	0,83 ± 0,03	180 ± 15	—
T	0,65 ± 0,02	1,20 ± 0,02	0,56 ± 0,03	87 ± 7	—
<i>VII рифовый комплекс</i>					
C	2,75 ± 0,06	1,09 ± 0,02	0,93 ± 0,04	250	—
C	2,59 ± 0,05	1,10 ± 0,01	0,89 ± 0,04	215 ± 30	—
C	2,59 ± 0,05	1,10 ± 0,01	0,91 ± 0,03	230	—
C	2,44 ± 0,05	1,10 ± 0,01	0,96 ± 0,04	250	—
C	1,42 ± 0,04	1,09 ± 0,01	0,88 ± 0,04	210 ± 30	—
<i>VIII рифовый комплекс</i>					
C	2,31 ± 0,06	1,05 ± 0,02	0,98 ± 0,04	250	—
C	2,21 ± 0,04	1,09 ± 0,01	0,97 ± 0,04	250	—
<i>Ранний плейстоцен</i>					
C	2,22 ± 0,06	0,96 ± 0,02	1,03 ± 0,04	250	—

Примечание. C — коралл; T — *Tridacna gigas*; $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})_0 = 1,2$; из радиометрических датировок вычиталась поправка 300 лет на резервуарный эффект.

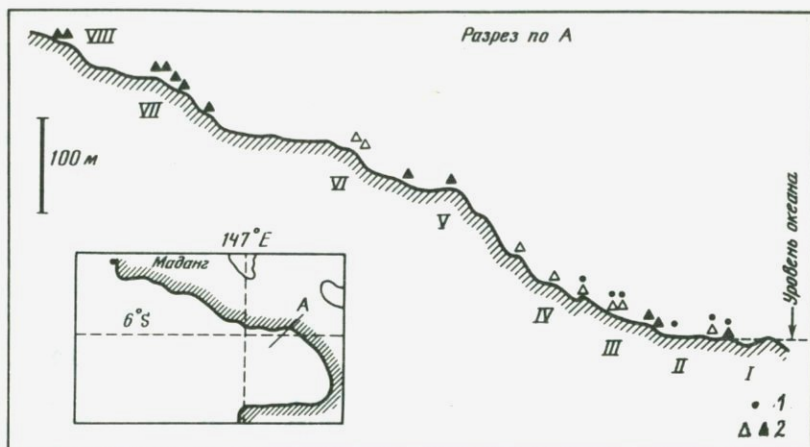


Рис. 63. Расположение террас на Новой Гвинее, возраст которых определялся радиоуглеродным (1) и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (2) методами [113]

I–VIII – номера террас

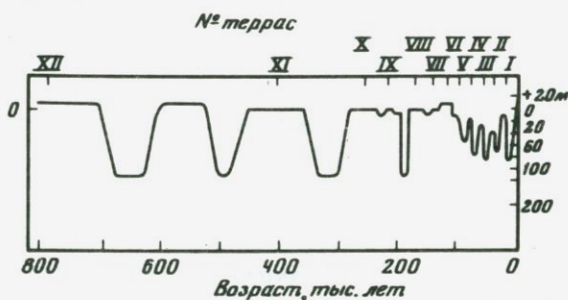


Рис. 64. Изменения уровня Мирового океана за последние 300 тыс. лет

I–XII – номера террас

ных рифовых построек, сложенных карбонатными породами. В ледниковые периоды эти платформы и рифы выходят на поверхность, происходит диагенез карбонатов, развитие почвенного покрова, в полостях образуются спелеотермы. В период современного высокого уровня стояния океана эти образования находятся ниже уровня океана. Спелеотермы авторы рассматривают как индикаторы низкого уровня стояния океана. Как показал В.В. Чердынцев [81], различные виды известковых туфов (травертины, отложения карстовых пещер, спелеотермы) являются материалом, по которому можно получать надежные датировки методами неравновесного урана. Неперекристаллизованные известковые туфы арагонитовой структуры являются закрытой системой для изотопов урана, тория и протактиния. Продатировав 11 образцов кораллов и 24 образца спелеотерм, Хармон и др. получили временной ряд, соответствующий межледниковым периодам: 10, 90, 130 и 120 тыс. лет. Между 90 и 130 тыс. лет имеется два отчетливо выраженных периода высокого уровня стояния океана – 125 и 97 тыс. лет. При переходе от ледникового периода к межледниковому подъем уровня океана был быстрым ~5–10 м/тыс. лет. В работе [158] датирова-

лись спелеотермы, обнаруженные в подводной (45 м ниже современного уровня океана) пещере. Они отложились 140–160 тыс. лет назад. Это означает, что во время иллинойского оледенения уровень океана был ниже современного по крайней мере на 45 м.

Во всех рассмотренных нами работах положение уровня океана изучалось в тектонически стабильных районах. Для этих районов можно надежно фиксировать положение уровня океана относительно его современного уровня. Однако регрессивные фазы развития практически не поддаются определению, так как подводные береговые образования плохо сохраняются на шельфе. Последовательно сменяющие друг друга трансгрессионно-регрессионные фазы разрушают в зоне прибойя формирующиеся террасы. Извлекать из воды материал, пригодный для датирования, технически трудно. В тектонически нестабильных районах, испытывающих вертикальные перемещения, история смены ледниковых и межледниковых эпох зафиксирована в системе террас, воздымающихся над уровнем моря на высоту до нескольких сот метров.

Доступность материалов позволяет достаточно надежно устанавливать время трансгрессионных этапов, но для определения уровня стояния океана требуются гипотетические предположения о скорости воздымания и о ее постоянстве во времени. Наиболее детальные исследования выполнены для двух районов активного тектонического поднятия — на островах Барбадос и Новая Гвинея [113, 117, 219, 247].

Рассмотрим результаты, полученные Ви и Чаппеллом (цит. по [113]), которые попытались восстановить уровень океана за последние 200 тыс. лет для Новой Гвинеи. На острове около 20 рифовых построек создают комплекс террас, возвышающихся на несколько сот метров над уровнем океана. Барьерный риф, состоящий из лагуны и обрамляющих ее коралловых построек, может развиваться лишь при повышении уровня океана. Максимальная скорость тектонического поднятия для Новой Гвинеи, по данным авторов, ~ 3 мм/год, следовательно, рифы будут развиваться, если скорость поднятия уровня океана будет несколько превышать эту величину. По данным [171], скорость поднятия уровня океана составляет 5–10 мм/год, это и создало благоприятные условия развития сравнительно мощных коралловых построек в трансгрессивные фазы развития. Неперекристаллизованные кораллы и раковины датировались радиоуглеродным и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ методами. Использовались образцы, содержащие менее 5% кальцита, по возможности предпочтение отдавалось кораллам. Результаты аналитических определений и значения возраста приведены в табл. 54, а расположение террас — на рис. 63. По результатам датирования выделяются уровни высокого стояния океана: 180–190, 118–140, 74, 35 и 6 тыс. лет назад. Реконструкция положения уровня океана проводилась на основании предположения, что 120 тыс. лет назад уровень моря был на 2–10 м выше современного, а скорость тектонического поднятия оставалась постоянной. Однако сильная деформация террас ставит под сомнение это предположение. Особенно большие трудности возникают при попытках установить уровень океана в ледниковые эпохи.

Скорость воздымания о-ва Барбадос для различных его частей меняется в интервале 0,23–0,38 м/тыс. лет. Первоначально определялся воз-

раст трех отчетливо выраженных террас, который оказался равным 82, 103 и 122 тыс. лет назад. В дальнейшем по трем разрезам было выделено 15 возрастных уровней высокого стояния океана, которые охватили временной интервал до 640 тыс. лет; при этом возраст >250 тыс. лет определялся уран-гелиевым методом [102].

Обобщив экспериментальные результаты по абсолютной геохронологии древних береговых линий, П.А. Каплин [28] построил карту изменения уровня Мирового океана за последние 800 тыс. лет (рис. 64). Уровни высокого стояния океана соответствуют временным интервалам (тыс. лет): 24–35, 40–50, 60, 80, 90–110, 116–130, 140, 160–180, 210–230, 260, 36–450 и 800.

ДАТИРОВАНИЕ ХЕМОГЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Хемогенное осаждение карбоната кальция может происходить лишь из пересыщенных им океанических, морских или озерных вод. Растворимость карбоната кальция определяется в основном температурой и соленостью. Холодные океанические воды недонасыщены карбонатом кальция; условия для хемогенного осаждения создаются лишь в аридных зонах, теплые воды которых насыщены, а иногда и пересыщены карбонатом кальция. Тем не менее основным механизмом удаления карбоната кальция в донные осадки и для аридных областей является его осаждение в составе скелетов планктонных организмов. Хемогенное осаждение может происходить лишь в хорошо прогретых ($25\text{--}30^\circ\text{C}$) мелководных (до 20 м) водах аридной зоны. Лишь к аридной зоне приурочены все встречающиеся типы хемогенных отложений, этому благоприятствует и низкое поступление терригенного разбавляющего материала [57]. Оолитовые осадки Красного моря, Персидского залива и Карибского бассейна хорошо датируются $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методами. Отсутствие органического вещества в хемогенно осажденных карбонатах является благоприятным фактором, значительно снижающим миграционную способность естественно-радиоактивных элементов.

Хемогенное осаждение может происходить и во внутренних водоемах, особенно при смене климатических условий. В этом случае в озерных осадках фиксируются тонкие пластинчатые прослои карбонатов, которые являются хорошими геохронологическими реперами. Впервые определение возраста этих озерных карбонатных прослоев было выполнено Кауфманом (цит. по [203]) для бассейна Мертвого моря. Датировались беловатые прослои карбоната кальция арагонитовой структуры и желтоватые прослои, представляющие смесь силикатов и карбоната кальция в соотношении 2 : 1. Толщина прослоев менялась от 0,5 до 10 мм. Низкие концентрации тория в природных водах обуславливают и низкие значения величин отношения изотопов $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, внедряющихся в структуру осаждающегося карбоната. Основная трудность датирования хемогенных карбонатов возникает при учете ^{230}Th , поступающего из нерастворимой фракции осадка, представляющей терригенное вещество. Для нижнего горизонта Кауфман анализировал четыре фракции, которые отбирались визуально по цвету (очень светлая, очень темная и промежуточные цвета) и содержали различные доли нерастворимого остатка. Для расчетов возраста необходимо

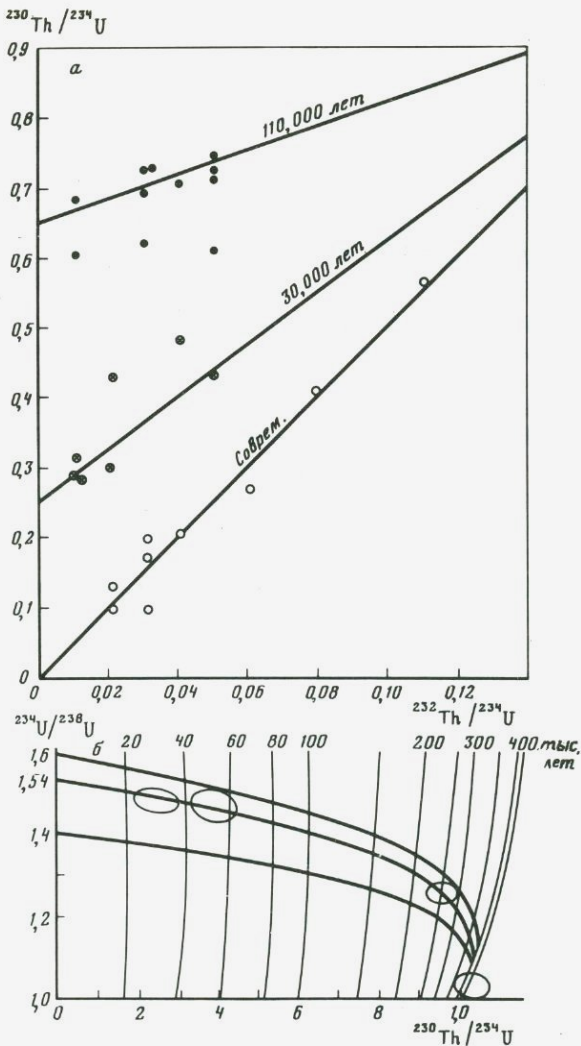


Рис. 65. Результаты датирования трех различных стратиграфических толщ отложений Мертвого моря (Кауфман, цит. по [203])

a — в системе координат $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ — $^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$; *б* — в системе $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ — $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$; вертикальные линии — линии равного возраста; контуром выделены области экспериментальных значений

знать величины отношений $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ для чистых хемогенно осаждающихся карбонатов. Экспериментальные результаты для 4 фракций каждого горизонта наносились на график в координатах $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ — $^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (рис. 65). Экспериментальная зависимость аппроксимировалась прямой линией, пересечение которой с осью $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ дает значение величины этого отношения для хемогенных карбонатов. Нанесение экспериментальных результатов на график в координатах $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ — $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$

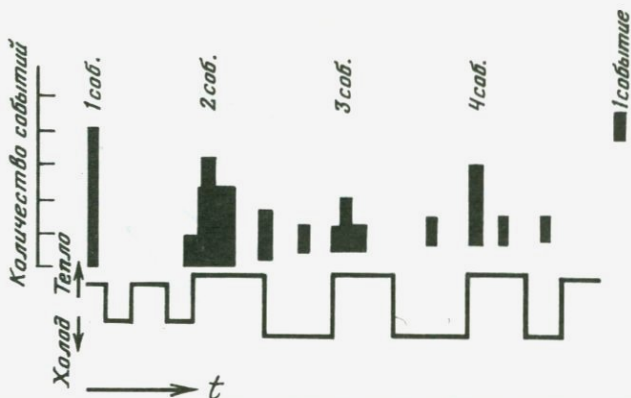


Рис. 66. Гистограмма распределения датировок по озерным осадкам долины Тейлора (Антарктида) и палеотемпературные циклы [178]

позволяет получить аналогичным способом значение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Экспериментальные результаты, полученные для трех различных стратиграфических толщ, приведены на рис. 65, б в двух различных системах координат. Отчетливо выделяются три временных интервала, каждый из которых соответствует определенной стратиграфической толще осадков. В координатах $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} - ^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ все экспериментальные результаты хорошо укладываются на кривую, соответствующую начальному значению величины отношения изотопов урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,54$. Это подтверждает предположение о том, что система хемогенно осаждающихся карбонатов является закрытой для изотопов урана и тория. По предположению полученные значения возраста (~ 30 тыс. лет, ~ 50 тыс. лет и ~ 250 тыс. лет) должны соответствовать межледниковым условиям, однако эти результаты в целом плохо коррелирует с аналогичными определениями для других регионов (Жауфман, цит. по [203]).

Сабо и Бутцер [326] датировали хемогенно осажденные карбонаты в осадках одного из озер Южной Африки в р-не Кимберли. К тонким карбонатным прослоям примыкает стратиграфическая толща осадков, содержащая останки человека ашельского возраста. Проблему выделения величин изотопных отношений для чистой фракции хемогенных карбонатов авторы решили несколько иным способом. Проба осадков после прокаливании при 900°C в течение 8 часов разделялась на две фракции, одна из которых разлагалась полностью смесями кислот, вторая — обрабатывалась 0,1N раствором уксусной кислоты для разложения карбонатов, остаток разлагался полностью, далее обе фракции (полностью разложенная и остаток) анализировались. Результаты для каждого образца наносились на графики в координатах $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} - ^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} - ^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Точки, соответствующие двум фракциям одного образца, соединялись прямой, пересечение которой с осями $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ давало величину этих отношений для чисто хемогенной фракции. Авторы датировали два прослоя карбонатов. Значения возрастов, полученных по отношениям $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ совпадают в пределах стандартного отклонения. Поправка для ^{231}Pa вводилась из условия: $^{231}\text{Pa}/^{232}\text{Th} = ^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ с

учетом отношения $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$. Тем не менее вышележащий горизонт имел большее значение возраста. Этот горизонт содержал $> 90\%$ кальцита, и, по-видимому, при перекристаллизации произошла потеря урана. Возраст нижнего горизонта (108 тыс. лет) хорошо согласуется с археологическими представлениями; образец содержит $> 60\%$ арагонита. По мнению авторов, возраст является достоверным.

Алевритовые озерные осадки в долине Тейлора (Антарктида) содержат тонкие карбонатные прослои. В ряде обнажений эти прослои выходят на поверхность, их фрагменты в виде остаточного гравия широко распространены в большей части долины. Как полагают авторы работы [178], эти карбонаты отложились в межледниковые периоды в водах, поступавших при таянии Западного Антарктического ледникового щита. Они обнаружены в 30 км выше современного окончания ледника Тейлора и в 100 м выше современного уровня оз. Гонец, в которое в настоящее время разгружается ледник Тейлора. Западный Антарктический ледник содержит 77% льда, находящегося на поверхности земли, поэтому его влияние на климат и положение уровня океана носит глобальный характер. Концентрация урана в прослоях изменялась в интервале $(10-100) \cdot 10^{-6}$ г/г; тория практически они не содержали. $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ методом датировались прослои из обнажений и колонок бурения донных осадков оз. Гонец (до 110 м). По результатам датирования выделены 4 временных интервала, на которые приходится большая часть датировок. На рис. 66 приведены гистограммы распределения полученных датировок и палеотемпературные циклы. Время отложения карбонатных прослоев хорошо коррелирует с палеоклиматическими зонами уровней высокого стояния вод океана.

ДАТИРОВАНИЕ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ

В зонах, примыкающих к глубинным разломам земной коры, в процессах гидротермальной деятельности на океаническом дне формируются металлоносные осадки, характеризующиеся повышенными концентрациями железа, марганца и ряда других элементов. Эндогенная поставка вещества, накладываясь на процесс нормальной пелагической седиментации, сильно осложняет геохимическую обстановку и затрудняет расшифровку и интерпретацию экспериментальных данных. Для применения методов датирования по изотопным отношениям $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ необходимо, чтобы в начальный момент времени в осадки поступал уран без продуктов распада ^{230}Th и ^{231}Pa .

В настоящее время нет общепризнанной точки зрения на генезис урана в металлоносных осадках. По мнению одной группы ученых [48, 113, 203], уран накапливается в осадках при осаждении из морской воды с гидроксидными железами и марганца или связывается в осадке при наличии анаэробной среды и повышенного содержания органического вещества [113]. Близость величин изотопных отношений урана морской воды и современных донных осадков является основным аргументом в пользу гипотезы гидрогенного поступления урана в металлоносные осадки. Риделл и Бонатти (цит. по [113]) предположили, что изотопный состав урана металлоносных осадков формируется при смешивании урана, осажденного из воды, и гидротермального урана. За величину изотопного отношения урана в гидро-

термах авторы приняли величину, полученную В.М. Купцовым и В.В. Чердынцевым [45] для гидротермальных источников Камчатки и Курильских островов (среднее содержание урана $1,5 \cdot 10^{-7}$ г/л, величина отношения изотопов 1,32). При осаждении урана из морской воды он поступает в осадки без продуктов распада, так как в морской воде они практически не содержатся [41]. В гидротермальных процессах уран также переносится значительно интенсивнее своих продуктов распада [45, 285]. Поэтому независимо от механизма поставки урана в металлоносные осадки, он фиксируется в них в неравновесных по отношению к продуктам распада соотношениях. На поставку вещества в эндогенных процессах накладывается нормальная пелагическая седиментация, при которой в осадки дополнительно поступают: 1) уран, торий и протактиний (приблизительно в равновесных соотношениях) в составе терригенного вещества; 2) небольшое количество урана без продуктов распада в составе карбонатных скелетов организмов; 3) ^{231}Pa и ^{230}Th , образующиеся при распаде урана, растворенного в морской воде. Для получения величины отношения изотопов, по которым рассчитывается возраст, все эти моменты должны быть учтены. Уран, поступающий в составе скелетов планктонных организмов, не вносит искажений в определяемый возраст, его концентрация низка ($\sim n \cdot 10^{-7}$ г/г), и он фиксируется без продуктов распада. Индикатором урана, поступающего с терригенным веществом, может служить величина торий-уранового отношения. Для континентальных пород ее значение в весовых единицах в среднем составляет 3,8 [81]. Чтобы погрешность, вносимая использованием среднего значения, была невелика, для датирования необходимо использовать осадки с низким торий-урановым отношением. Наибольшую погрешность может вызвать поступление ^{231}Pa и ^{230}Th , образующихся при распаде урана, растворенного в морской воде. В осадках, лежащих на глубинах 1 км, скорость распада ^{230}Th составляет величину $2/R$ расп/мин \cdot г $^{-1}$, а для ^{231}Pa — $0,2/R$ расп/мин \cdot г $^{-1}$, где R скорость накопления осадков [г/(см 2 \cdot тыс. лет)]. Эти соотношения получены для концентрации урана $3,3 \times 10^{-6}$ г/л при наличии только вертикального переноса ^{231}Pa и ^{230}Th [203]. Искажения, вносимые поступлением этих изотопов, ограничивают возможности применения методов датирования лишь для быстронакапливаемых осадков, при скоростях седиментации практически > 10 см/тыс. лет.

Критериями пригодности металлоносных осадков для датирования $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методами могут служить следующие признаки: 1) высокая концентрация железа ($\sim 10\%$ в пересчете на abiогенное вещество); 2) величина отношения изотопов урана для свежевыпавших осадков должна соответствовать изотопному составу урана океанических вод; 3) торий-урановое отношение должно быть низким ($< 0,1$); 4) скорость накопления осадков должна быть высокой.

Рифтовая зона Красного моря простирается с северо-запада на юго-восток и имеет симметрично-ступенчатое строение шириной 35–40 км, включающее верхние тектонические ступени (глубины 500–700 м), "соляной" склон высотой около 600 м, нижние тектонические ступени (глубины 900–1500 м), внутренний уступ высотой 500–600 м и осевую зону с глубинами 1200–1300 м. Ширина осевой зоны составляет 4–5 км и включает центральное вулканическое поднятие со сложнорасчлененным релье-

Рис. 67. Результаты радиоуглеродного (1) и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (2) методов датирования колонки металлоносных осадков Красного моря (ст. 118 К)[203]

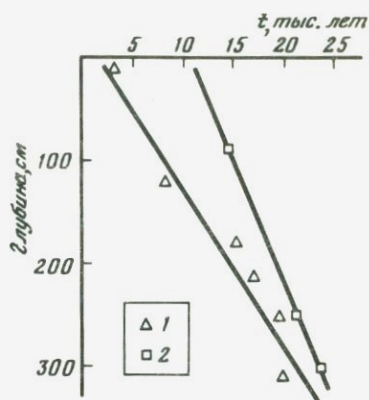
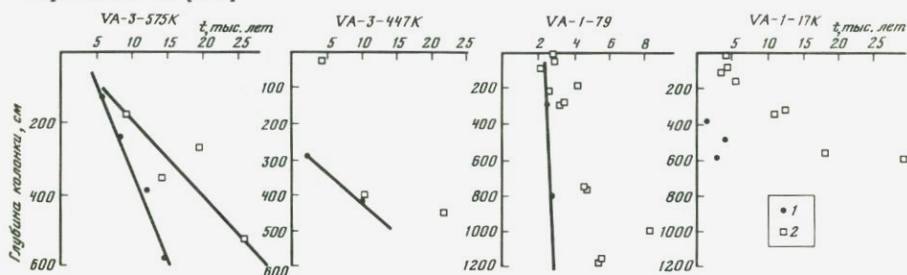


Рис. 68. Результаты определения возраста донных отложений Красного моря радиоуглеродным (1) и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (2) методами для четырех колонок [161]



фом и глубинами океана 1300–1500 м. С обеих сторон поднятия расположены впадины с глубинами 1700–1900 м. Осевая часть рифта рассечена многочисленными разломами субмеридионального и субширотного направлений. В некоторых глубоководных впадинах обнаружены горячие рассолы с температурой до 56°C и соленостями, в 7,5 раз превышающими нормальную. В рассолах содержатся высокие концентрации свинца, серебра, меди, кадмия, цинка, образующие устойчивые комплексы с хлором (Эмери, цит. по [71]). Наиболее хорошо изученными являются осадки впадины Атлантик II. Осадки имеют четкую слоистость, обусловленную наличием семи фаций, различающихся по цвету, структуре и составу (Бишофф, цит. по [71]): обломочной, железисто-монтмориллонитовой, гетита и аморфных гидроокислов железа, сульфидной, манганосидеритовой, ангидритовой и манганитовой. Стратифицированность осадков свидетельствует о циклическом характере тектонической деятельности. В верхних 10 м осадков впадины Атлантик II общие запасы руды в переводе на твердое вещество составляют около 83 млн. тонн, их стоимость оценена в 1,5 млрд. долларов (цит. по [71]). Основную стоимость в порядке ее уменьшения обуславливают медь, цинк, серебро, золото и свинец.

Ку [203] датировал металлоносные осадки Красного моря $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методами. В табл. 55 приведены результаты, полученные для осадков, удовлетворяющих основным признакам пригодности металлоносных осадков для датирования. Определяется возраст для осадков 6 колонок, отобранных во впадине Атлантик II, и одной колонки (113 К), ото-

Таблица 55. Содержание урана, тория, величины изотопных отношений и возраст металлоносных осадков впадины Атлантик II в Красном море [203]

Колонка	Глубина, см	Fe, %	$^{238}\text{U} \cdot 10^{-6}$, г/г	$^{232}\text{Th} \cdot 10^{-6}$, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, (вес.)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$	Возраст по $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, тыс. лет	Возраст по $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$, тыс. лет
						ед. активности				
84 К	120–125	35,1	13,9 ± 0,3	0,19 ± 0,04	0,013	1,13 ± 0,02	0,025 ± 0,002	0,037 ± 0,003	2,7 ± 0,2	1,9 ± 0,2
	350–355	26,0	6,60 ± 0,17	0,18 ± 0,04	0,027	1,13 ± 0,03	0,065 ± 0,004	0,087 ± 0,010	7,3 ± 0,5	4,6 ± 0,5
85 К	0–10	37,2	20,2 ± 0,2	0,46 ± 0,04	0,023	1,14 ± 0,01	0,039 ± 0,002	0,051 ± 0,007	4,4 ± 0,2	2,6 ± 0,4
	30–35	25,6	18,5 ± 0,4	0,21 ± 0,03	0,011	1,16 ± 0,02	0,046 ± 0,002	0,060 ± 0,004	5,1 ± 0,3	3,1 ± 0,2
	90–95	34,9	22,0 ± 0,4	0,19 ± 0,03	0,009	1,11 ± 0,02	0,060 ± 0,002	0,063 ± 0,004	6,7 ± 0,3	3,2 ± 0,2
	290–295	48,8	26,0 ± 0,4	0,26 ± 0,03	0,010	1,14 ± 0,01	0,061 ± 0,003	0,100 ± 0,006	6,8 ± 0,4	5,2 ± 0,3
118 К	320–325	56,5	31,3 ± 0,3	0,34 ± 0,03	0,011	1,13 ± 0,01	0,065 ± 0,002	0,139 ± 0,010	7,3 ± 0,3	7,4 ± 0,5
	90–95	36,6	10,1 ± 0,09	0,52 ± 0,05	0,051	1,14 ± 0,01	0,126 ± 0,005	–	14,6 ± 0,6	–
	250–255	38,7	10,3 ± 0,3	0,33 ± 0,05	0,032	1,12 ± 0,03	0,176 ± 0,009	0,314 ± 0,010	21,0 ± 1,2	18,6 ± 0,7
120 К	300–305	36,3	8,43 ± 0,18	0,10 ± 0,02	0,012	1,11 ± 0,03	0,196 ± 0,009	–	23,6 ± 1,3	–
	170–175	21,6	6,00 ± 0,09	0,19 ± 0,04	0,031	1,14 ± 0,03	0,030 ± 0,004	0,034 ± 0,003	3,3 ± 0,5	1,7 ± 0,2
	270–275	24,5	6,56 ± 0,09	0,11 ± 0,02	0,017	1,16 ± 0,02	0,058 ± 0,003	0,084 ± 0,005	6,5 ± 0,4	4,4 ± 0,3
127 Р	352–357	24,8	6,70 ± 0,14	0,19 ± 0,03	0,028	1,12 ± 0,02	0,090 ± 0,006	–	10,2 ± 0,8	–
	80–85	33,2	14,2 ± 0,4	0,25 ± 0,03	0,017	1,15 ± 0,03	0,030 ± 0,002	–	3,3 ± 0,2	–
128 Р	559–565	37,0	13,0 ± 0,3	0,36 ± 0,03	0,027	1,14 ± 0,01	0,096 ± 0,03	0,150 ± 0,010	10,9 ± 0,4	8,0 ± 0,6
	130–135	19,4	10,7 ± 0,2	0,35 ± 0,06	0,030	1,14 ± 0,02	0,050 ± 0,004	–	5,5 ± 0,5	–
161 К	440–445	25,0	13,6 ± 0,3	0,25 ± 0,04	0,018	1,14 ± 0,02	0,041 ± 0,002	–	4,5 ± 0,3	–
	740–745	22,7	12,5 ± 0,3	0,21 ± 0,04	0,017	1,16 ± 0,02	0,060 ± 0,003	0,105 ± 0,007	6,7 ± 0,4	5,5 ± 0,4
	0–5	17,6	10,7 ± 0,4	0,12 ± 0,02	0,011	1,13 ± 0,03	0,025 ± 0,002	–	2,7 ± 0,3	–
	180–185	19,9	14,1 ± 0,2	0,22 ± 0,04	0,016	1,15 ± 0,01	0,031 ± 0,002	–	3,4 ± 0,3	–
	360–365	21,2	10,5 ± 0,2	0,15 ± 0,02	0,014	1,14 ± 0,01	0,042 ± 0,002	–	4,6 ± 0,3	–

Таблица 56. Содержание урана, тория и величины изотопных отношений для различных фракций металлоносных осадков

Колонка, горизонт, см	Размер фракции, мк	$^{238}\text{U} \cdot 10^{-6}$, г/г	$^{232}\text{Th} \cdot 10^{-6}$, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, (вес)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$
				ед. активности			
127 Р (559–565)	Полная	13,0 ± 0,3	0,36 ± 0,03	0,027	1,14 ± 0,02	0,096 ± 0,003	0,150 ± 0,010
	< 2	14,5 ± 0,3	0,40 ± 0,03	0,028	1,14 ± 0,02	0,095 ± 0,003	0,151 ± 0,015
	2–16	11,5 ± 0,3	0,32 ± 0,03	0,028	1,13 ± 0,02	0,098 ± 0,003	0,140 ± 0,010
	16–64	3,66 ± 0,09	1,77 ± 0,02	0,48	1,13 ± 0,04	0,23 ± 0,020	0,433 ± 0,042
	> 64	0,58 ± 0,03	0,10 ± 0,02	0,17	1,11 ± 0,06	0,158 ± 0,022	0,387 ± 0,045
119 К (390–395)	Полная	3,73 ± 0,06	0,60 ± 0,06	0,16	1,08 ± 0,03	0,467 ± 0,022	–
	< 16	3,61 ± 0,04	0,64 ± 0,09	0,18	1,08 ± 0,02	0,430 ± 0,050	0,214 ± 0,024
118 К (120–125)	Полная	3,53 ± 0,09	0,33 ± 0,04	0,1	1,14 ± 0,03	0,301 ± 0,014	0,398 ± 0,050
	< 16	6,71 ± 0,14	0,55 ± 0,82	0,08	1,15 ± 0,03	0,307 ± 0,017	0,415 ± 0,051
128 Р (130–135)	Полная	10,7 ± 0,2	0,35 ± 0,06	0,03	1,14 ± 0,02	0,050 ± 0,004	–
	< 16	10,1 ± 0,2	0,10 ± 0,07	0,01	1,14 ± 0,02	0,045 ± 0,008	0,051 ± 0,005

Таблица 57. Результаты определения возраста металлоносных осадков $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и ^{14}C методами

Колонка	Горизонт, см	$^{238}\text{U} \cdot 10^{-6}$, г/г	$^{232}\text{Th} \cdot 10^{-6}$, г/г	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	Возраст, тыс. лет		
				ед. активности		$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	^{14}C	
VA-3-575 K	124-129							
	165-170	9,55 ± 0,31	0,18 ± 0,03	1,15 ± 0,03	0,086 ± 0,005	9,16 ± 0,56	5,64 ± 0,39	
	228-244						8,36 ± 0,13	
	264-267	4,92 ± 0,08	0,067 ± 0,053	1,14 ± 0,02	0,159 ± 0,016	18,27 ± 1,79		
	350-355	11,68 ± 0,39	0,098 ± 0,018	1,15 ± 0,03	0,123 ± 0,007	14,00 ± 0,88		
	381-387						12,16 ± 0,13	
	520-525	6,82 ± 0,16	0,08 ± 0,14	1,08 ± 0,02	0,215 ± 0,019	25,82 ± 2,49		
VA-3-447 K	578-587						16,2 ± 2,1	
	0-40	10,67 ± 0,33	0,23 ± 0,16	1,10 ± 0,04	0,046 ± 0,013	4,40 ± 1,33		
	277-292						2,64 ± 0,58	
	393-400	16,53 ± 1,22	0,80 ± 0,14	1,00 ± 0,09	0,104 ± 0,012	10,25 ± 1,73		
VA-1-79 K	412-420						10,2 ± 0,12	
	419-466	8,23 ± 0,54	1,09 ± 0,30	1,19 ± 0,10	0,21 ± 0,029	21,32 ± 3,88		
	0-24	8,58 ± 0,28	0,18 ± 0,03	1,12 ± 0,04	0,030 ± 0,003	2,59 ± 0,27		
	24-70	11,76 ± 0,34	0,62 ± 0,10	1,13 ± 0,03	0,042 ± 0,003	2,97 ± 0,49		
	70-105	11,39 ± 0,29	0,15 ± 0,05	1,13 ± 0,02	0,023 ± 0,002	2,09 ± 0,22		
	168-200	9,69 ± 0,19	0,12 ± 0,06	1,19 ± 0,02	0,042 ± 0,005	4,25 ± 0,52		
	200-232	11,34 ± 0,18	0,25 ± 0,10	1,14 ± 0,01	0,030 ± 0,012	2,60 ± 1,20	-	
	265-276	10,30 ± 0,19	0,25 ± 0,04	1,15 ± 0,02	0,039 ± 0,003	3,54 ± 0,29	-	
	270-309	-	-	-	-	-	2,51 ± 0,10	
	276-309	9,54 ± 0,09	0,60 ± 0,08	1,17 ± 0,01	0,047 ± 0,005	3,30 ± 0,45	-	
	730-744	6,19 ± 0,12	0,26 ± 0,04	1,12 ± 0,02	0,054 ± 0,005	4,69 ± 0,49	-	
	744-765	6,34 ± 0,13	0,20 ± 0,02	1,12 ± 0,02	0,052 ± 0,003	4,83 ± 0,30	-	
	767-822	-	-	-	-	-	2,95 ± 0,02	
	956-1002	10,85 ± 0,24	0,61 ± 0,11	1,14 ± 0,02	0,090 ± 0,008	8,46 ± 0,88	-	
	1160-1167	9,22 ± 0,33	0,22 ± 0,08	1,07 ± 0,04	0,059 ± 0,006	5,73 ± 0,65	-	
1167-1180	6,42 ± 0,14	0,001	1,19 ± 0,02	0,050 ± 0,020	5,61 ± 1,92	-		
VA-1-17 K	1160-1180	-	-	-	-	-	4,02 ± 0,46	
	0-20	6,13 ± 0,14	0,23 ± 0,04	1,16 ± 0,02	0,054 ± 0,005	4,80 ± 0,51	-	
	65-92	7,66 ± 0,14	0,44 ± 0,03	1,15 ± 0,02	0,053 ± 0,003	4,04 ± 0,31	-	
	92-117	6,26 ± 0,09	0,26 ± 0,05	1,14 ± 0,01	0,043 ± 0,005	3,45 ± 0,47	-	
	144-178	7,21 ± 0,16	0,17 ± 0,07	1,16 ± 0,01	0,056 ± 0,008	5,57 ± 0,77	-	
	300-330	4,22 ± 0,20	0,39 ± 0,07	1,15 ± 0,04	0,133 ± 0,015	12,53 ± 1,08	-	
	330 ± 360	5,18 ± 0,25	0,32 ± 0,05	1,15 ± 0,04	0,112 ± 0,010	10,97 ± 1,17	-	
	360-400	-	-	-	-	-	1,42 ± 0,54	
	480-495	-	-	-	-	-	3,99 ± 0,38	
	531-559	4,58 ± 0,15	0,52 ± 0,07	1,14 ± 0,03	0,185 ± 0,014	18,50 ± 1,77	-	
	585-600	5,88 ± 0,11	1,43 ± 0,08	1,12 ± 0,02	0,293 ± 0,012	29,38 ± 1,76	-	
	585-600	-	-	-	-	-	3,86 ± 0,61	

бранной в четырех милях юго-восточнее впадины Дискавери. Возраст рассчитывался в предположении нулевой начальной концентрации ^{230}Th , ^{231}Pa и отсутствии миграции радиоактивных элементов, т.е. система предполагалась закрытой. Однако систематическое расхождение между значениями возраста, полученного обоими методами, свидетельствует о том, что в начальный момент времени в осадках фиксируется некоторое количество начального ^{230}Th , ^{231}Pa . Об этом же свидетельствует и систематическое расхождение между возрастом, полученным радиоуглеродным методом [203], и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методами для донных осадков колонки 118 К (рис. 67). С увеличением возраста расхождение уменьшается, и, по-видимому, для $t > 20$ тыс. лет начальные концентрации ^{231}Pa и ^{230}Th для рассматриваемых колонок не оказывают существенного влияния на определяемый возраст. Для временного интервала < 20 тыс. лет мы можем рассматривать возраст лишь как предельный. В начальный момент времени ^{230}Th , ^{231}Pa поступают в осадки из различных источников (из морской воды, при гидротермальном процессе и в составе терригенного вещества). Ку [203] предпринял попытку разделить исходное вещество осадка на фракции с целью выделения компоненты, содержащей минимальное количество ^{232}Th . Осадки разделялись на тяжелых жидкостях, магнитной сепарацией, по размерности, но чистого разделения достигнуть не удалось. В табл. 56 приведены результаты, полученные для некоторых осадков при разделении на различные размерные фракции. Для образца из колонки 127 Р анализировались четыре размерные фракции. Две наиболее тонкие фракции на 90% состояли из рентгеноаморфного материала, 10% составлял гетит. Фракция 16–64 мк на 90% также состояла из рентгеноаморфного материала, обнаруживались следы гетита, 10% осадка составлял манганосидерит. Фракция > 64 мк на 30% состояла из манганосидерита и ангидрита, остаток содержал рентгеноаморфное вещество. В целом, при разделении на размерные фракции удалось отделить такие минералы, как гетит и железистый монтмориллонит, от кварца и карбонатных минералов, однако выделить фракцию с минимальной величиной $^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$ отношения не удалось. По весу на 85% осадки состояли из фракции двух минимальных размеров и их $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ отношение не отличалось от $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ отношения для полного осадка. Такие же закономерности обнаружены и для осадков в трех других колонках.

Гей и Хондорф [161] датировали металлоносные осадки Красного моря $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и радиоуглеродным методами. Из 10 датированных колонок лишь для пяти были получены низкие торий-урановые отношения, позволившие рассчитать предельные значения возраста в предположении нулевой начальной концентрации ^{230}Th . Для 4 из этих 5 колонок был получен возраст и радиоуглеродным методом. Результаты аналитических определений и значений возрастов для этих колонок приведены в табл. 57. Колонки VA-1-17 К и VA-1-79 К отобраны во впадине Чейн, колонки VA-3-447 К и VA-3-375 К – во впадине Атлантис II. Практически во всех случаях возраст, определенный $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ методом, превышает возраст, определенный радиоуглеродным методом (рис. 68). Особенно высокие расхождения наблюдаются для повышенных концентраций ^{232}Th в некоторых горизонтах. Верхняя часть колонки VA-3-447 К и колонка VA-1-17 К сложены

переотложенным материалом. Сложный рельеф дна, его постоянное изменение и спрединговых процессах, повышенная сейсмическая активность нарушают нормальный режим накопления осадков.

Несмотря на ограниченную применимость $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методов датирования металлоносных осадков, результаты, полученные этими методами (предельное значение возраста), несут ценную информацию литологам, особенно для осадков, сложенных абиогенным веществом, для которых оценить возраст каким-либо другим методом не удастся, учитывая большое практическое значение металлоносных осадков как источников рудного вещества.

ДАТИРОВАНИЕ СОЛЕННЫХ ГОРИЗОНТОВ

Эвстатическое понижение уровня океана приводило к отделению от него заливов, превращению их в лагуны, а в ряде случаев и к полному высыханию. Аналогичные процессы происходили и во внутренних водоемах — изменение климатических условий приводило к изменению уровня озер и внутренних морей, обособлению их отдельных мелководных частей в регрессионные фазы развития и к последующему высыханию. Режим ряда озер зависит от состояния ледникового покрова; в межледниковые периоды такие озера теряют источники поступления влаги и в ряде случаев пересыхают. При высыхании водоема на дне его отлагаются соли, содержащие достаточно высокие концентрации урана и не содержащие практически продукты его распада ^{230}Th , ^{231}Pa . Для таких соленых прослоев создаются хорошие предпосылки датирования $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методами. Низкое содержание органического вещества соленых прослоев должно обуславливать и низкую миграционную способность урана и продуктов его распада.

Пенг и др. [262] датировали подобные соленые горизонты ледникового озера в Калифорнии. Донные отложения озера состояли из чередующихся прослоев глины, обогащенных органическим веществом, и соленых горизонтов, что позволило получать одновременно возраст глинистых прослоев радиоуглеродным методом. На рис. 69 приведен литологический состав одной из датированных колонок и

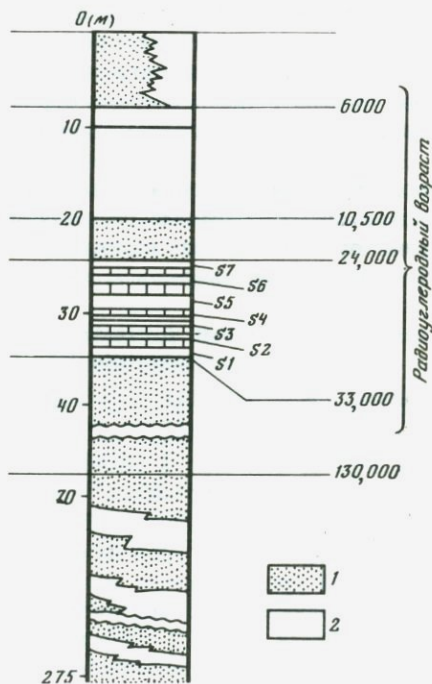


Рис. 69. Расположение соленых прослоев ледникового озера, датированных $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ методом [262]

1 — глины; 2 — солевые прослои;
S1, S2 и т.д. — номера слоев

Таблица 58. Результаты датирования соляных прослоев ледникового озера (колонка LX-55)

Образец	Глубина, м	U · 10 ⁻⁶ , г/г	²³⁴ U/ ²³⁸ U	²³⁰ Th/ ²³⁴ U	²³¹ Th/ ²³⁴ U	Скорректированное ²³⁰ Th/ ²³⁴ U	Возраст, тыс. лет	Скорректированный возраст, тыс. лет
			ед. активности		ед. активности			
57	25,7	1,05 ± 0,04	1,23 ± 0,03	0,22 ± 0,01	0,08 ± 0,01	0,20 ± 0,01	27,1 ± 1,4	23,8 ± 1,4
56	28,7	1,47 ± 0,03	1,24 ± 0,02	0,23 ± 0,01	0,10 ± 0,01	0,20 ± 0,01	28,4 ± 1,4	24,2 ± 1,4
		1,47 ± 0,05	1,19 ± 0,03	0,25 ± 0,01	0,09 ± 0,01	0,22 ± 0,01	31,0 ± 1,4	27,0 ± 1,4
55	32,2	22,5 ± 0,4	1,23 ± 0,02	0,23 ± 0,01	0,06 ± 0,01	0,21 ± 0,01	28,4 ± 1,4	25,8 ± 1,4
54	33,3	12,2 ± 0,3	1,23 ± 0,01	0,24 ± 0,01	0,08 ± 0,01	0,22 ± 0,01	29,8 ± 1,4	26,2 ± 1,4
		11,7 ± 0,3	1,21 ± 0,02	0,24 ± 0,01	0,08 ± 0,01	0,22 ± 0,01	29,8 ± 1,4	26,2 ± 1,4
53	34,6	1,24 ± 0,03	1,26 ± 0,03	—	—	—	—	—
		1,30 ± 0,02	1,24 ± 0,02	0,25 ± 0,01	0,04 ± 0,01	0,24 ± 0,01	31,0 ± 1,5	29,3 ± 1,5
52	35,2	1,11 ± 0,03	1,24 ± 0,03	—	—	—	—	—
		1,18 ± 0,03	1,27 ± 0,02	0,28 ± 0,01	0,07 ± 0,01	0,25 ± 0,01	35,6 ± 1,5	31,8 ± 1,5
51	37,1	5,12 ± 0,01	1,27 ± 0,01	0,27 ± 0,01	0,02 ± 0,01	0,26 ± 0,01	34,0 ± 1,5	33,0 ± 1,5
		4,79 ± 0,1	1,27 ± 0,01	0,27 ± 0,01	0,02 ± 0,01	0,26 ± 0,01	34,0 ± 1,5	33,0 ± 1,5

результаты радиоуглеродного датирования основных стратиграфических горизонтов. При датировании ²³⁰Th/²³⁴U методом вводилась поправка на начальное значение ²³⁰Th — за значение (²³⁰Th/²³²Th)₀ в начальный момент времени была принята величина 1,7, установленная Кауфманом и Брокером (цит. по [81]) для озер Лихонтан и Бонневиль. Поправка на начальное значение возраста по ¹⁴C (резервуарный эффект) вводилась расчетным путем — восстановлением концентрации карбонат-иона в озерной воде на основании содержания карбонат-иона в соленосном горизонте для определенного объема воды в озере и определенной скорости обмена CO₂ между атмосферой и водами озера. Эта поправка составила 900 лет.

Радиоуглеродным методом датировалось органическое вещество озерных глин для прослоев, непосредственно примыкающих к соленосным горизонтам. Полученные результаты, приведенные в табл. 58, обнаруживают хорошее согласие с результатами датирования ²³⁰Th/²³⁴U методом, что подтверждает высокую его надежность.

ИЗУЧЕНИЕ ДИНАМИКИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ПРИ ДАТИРОВАНИИ ²³⁰Th/²³⁴U И ²³¹Pa/²³⁵U МЕТОДАМИ

Возможность определения уровня состояния вод океанов и морей в прошлое время основано на определении возраста приподнятых береговых террас, так как в настоящее время уровень океана находится на своей высочайшей отметке (таяние всех сохранившихся в настоящее время ледников приведет к его повышению всего на несколько метров). В ледниковые эпохи уровень океана опускался на несколько сот метров. Изменения уровня океана носят глобальный характер, и в целом установлены основные закономерности, поэтому в настоящее время часто решается обратная задача — определение скорости вертикальных тектонических движений по положению береговых террас известного возраста.

Причины вертикальных тектонических движений различны. Они подробно рассмотрены О.Г. Сорохтиным [72].

1) На склонах срединных хребтов за счет охлаждения и кристаллизации вновь созданной океанической коры происходит опускание дна.

2) Вертикальные движения могут быть обусловлены изгибом литосферных плит, поддвигаемых под островные дуги и активные окраины континентов.

3) При скольжении плит в зоне поддвига в условиях сильного сжатия край плиты смещается вверх, а поддвигаемая океанская плита опускается. Когда подвиг прекращается, происходит изостатическое выравнивание.

4) При расколе крупных континентальных массивов происходит заполнение разогретым мантийным веществом и края континентов поднимаются. В дальнейшем при увеличении мощности океанской литосферы происходит ее опускание вместе с правыми блоками континентальной коры.

5) При надвигании островных дуг на пассивные окраины континентов возникают наиболее сильные вертикальные движения.

Процессы на границах литосферных плит не являются единственной причиной вертикальных движений. Опускание платформ происходит за счет увеличения мощности литосферных плит при охлаждении и кристаллизации мантии. Сильные вертикальные перемещения испытывают платформы, когда они оказываются под восходящими конвективными потоками мантии, при снятии нагрузки ледниковых щитов и перераспределении материала по платформе (дельты крупных рек).

Основной проблемой при определении скоростей вертикальных движений является установление точного уровня океана в прошлые эпохи. Как указывалось выше, эти оценки в настоящее время получены на основе

Таблица 59. Возраст и положение уровня океана от 80 до 125 тыс. лет [193]

Местоположение	Возраст, тыс. лет	Положение, м	Возраст, тыс. лет	Положение, м	Возраст, тыс. лет	Положение, м
Флорида	86		104		130	
Средиземное море	75-95				115-120	
Атоллы Тихого океана					120	
Тихий и Индийский океаны					120±20	2-9
Барбадос	82	-13÷(-16)	103	-10÷(-13)	122	6
"	82		105		125	
"	82	-12	103	-12	124±5	6
"	82	-13÷(-16)	105	-10÷(-13)	125	2-6
Новая Гвинея	74	-8	100	-30	118-140	2-10
"	84	-12÷(-15)	105	-15	118	0
"	82	-13	103	-15	124	6
Гавайские острова					120	7,6 ± 2
Багамские острова					125	5,6
Южная Калифорния					120 ± 10	
Колонки Тихого океана (по 18 О)	80	-10	100	-11	120	15

датировок по приподнятым вертикальными движениями террасам, так как вследствие высокого стояния уровня океана на стабильных участках суши эти террасы находятся под водой, они обычно сильно разрушены приливо-волновой абразией, отбор материала для датирования с них затруднен. Оценка уровня океана в прошлые эпохи по приподнятым террасам требует знания скоростей вертикальных движений, и в оценке этих скоростей и допускается основная ошибка. Существуют и проблемы получения точных и надежных датировок. В табл. 59 приведены результаты определения возраста и положения уровня океана в возрастном интервале от 30 до 125 тыс. лет для различных районов мира. Если возрастные определения обнаруживают хорошую сходимость, то расхождения в определении положения уровня океана довольно значительны.

Одной из наиболее часто используемых является так называемая "Барбадосская модель". Она получена при двух основных предположениях: 1) 124 тыс. лет назад уровень моря находился на отметке +6 м; 2) скорость воздымания за последние 125 тыс. лет была постоянной. 103 и 82 тыс. лет назад уровень океана находился -15 и -13 м соответственно (цит. по [219, 247]).

Если в настоящее время мы фиксируем выше современного уровня океана террасы, имеющие возраст 82 тыс. лет, это означает, что скорость воздымания была не меньше 0,16 мм/год. В этом случае террасы с возраст-

Таблица 60. Скорости вертикальных движений (м/тыс. лет) между 82 и 124 тыс. лет назад [304]

Местоположение	По "Барбадосской модели"	По модели "побережий с низкими скоростями"
Мальорка	Отсутствует	0,09 ± 0
Барбадос В	0,43 ± 0,33	0,74 ± 0,02
Барбадос С	0,43 ± 0,10	0,74 ± 0,21
Новая Гвинея Камбин	0,98 ± 0,69	1,29 ± 0,38
" Самбар	1,24 ± 0,34	1,57 ± 0
" Наама	1,22 ± 0,07	1,52 ± 0,24
" Квамбу	1,88 ± 0,26	2,19 ± 0,05
" Влухер	2,52 ± 0,48	2,83 ± 0,12
" Канзама	2,88 ± 0,71	3,29 ± 0,14

Таблица 61. Возраст приподнятых рифовых террас о-вов Новые Гебриды [293]

Остров, разрез	Положение, м	Кальцит, %	U · 10 ⁻⁶ , г/г	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}$	Возраст, тыс. лет
				ед. активности		
Мазво						
А	49-55	< 2	2,57	1,08 ± 0,03	0,43 ± 0,02	60 ± 4
	4,5	< 2	2,47	1,15 ± 0,03	0,035 ± 0,004	4 ± 0,5
В	96	3	2,56	1,10 ± 0,02	0,72 ± 0,03	134 ± 10
Эфате						
С	100	5	2,37	1,08 ± 0,02	0,68 ± 0,02	118 ± 7
	72	< 2	2,80	1,09 ± 0,02	0,68 ± 0,02	120 ± 7
	55	< 2	2,20	1,12 ± 0,01	0,53 ± 0,02	81 ± 4
Е	100	< 2	2,94	1,13 ± 0,02	0,72 ± 0,02	134 ± 8
	6	< 2	2,56	1,12 ± 0,02	0,006 ± 0,005	7 ± 0,6

том 125 тыс. лет должны находиться на высотах по крайней мере ~ 20 м (при сохранении скорости воздымания). Ниже, по данным работы [304], приведено современное положение террас трех возрастов для различных районов мира в метрах от современного уровня океана.

	82 тыс. лет	103 тыс. лет	125 тыс. лет
Мангайя			4,5
Багамские острова			5,6
Гавайские острова	0 (?)		7,5
Марокко	0,5		5,8
Майорка	2	2	11,5
Монако	2		12
Латиум	2		10-12

Основной недостаток "Барбадосской модели" — предположение о постоянной скорости воздымания этого района. На основании простых соот-

Таблица 62. Скорости вертикальных движений Южной Калифорнии

Местоположение	Скорость вертикального движения, м/тыс. лет	Литературный источник
о-в Сан-Клементе	0,17–0,23	[231]
о-в Сан-Николас	0,21–0,55	[341]
Ньюпорт-Бич	0,15–0,20	"
Сан-Диего	0,16–0,45	[193]
Голета	1,4	[341]
Вентура	4,0–10,0	[204]

ношений автор привел оценку этой скорости

$$h^x = h_0^x + x\bar{V}^x,$$

где h^x — настоящее положение береговой линии, сформированной x лет назад; h_0^x — уровень стояния океана x лет назад; \bar{V}^x — средняя скорость вертикального движения за x лет.

Разность положения уровней двух террас можно написать в виде $h^x - h^y = h_0^x - h_0^y + (x - y)\bar{V}^{x-y}$, где \bar{V}^{x-y} — средняя скорость между временными интервалами. Стирнс [304] провел вычисление этой средней скорости для двух траверсов о-ва Барбадос и показал, что она различна. В качестве альтернативы этот автор предложил использовать данные по побережьям, на которых скорости вертикальных движений минимальны и по предположению более стационарны (о-в Мальорка). Ниже приводятся скорости вертикальных движений о-ва Барбадос между 124 и 82 тыс. лет назад [304]:

Местоположение	$(h^{124} - h^{103}) - (h_0^{124} - h_0^{103})$	$(h^{102} - h^{82}) - (h_0^{102} - h_0^{82})$	$\bar{V}^{(124-82)}$	$\bar{V}^{(124-0)}$
Триверс В	23 - 21 = 2	14 + 2 = 16	0,43 ± 0,33	0,34 м/тыс. лет
Триверс С	28 - 21 = 7	9 + 2 = 11	0,43 ± 0,10	0,38 м/тыс. лет

Для этого острова Стирнс принял следующие соотношения:

$$h_0^{118} - h_0^{103} = 8; h_0^{102} - h_0^{82} = -2; h_0^{118} - h_0^{82} = 6.$$

Результаты определения средних скоростей по обеим моделям приведены в табл. 60.

Средние скорости по модели "побережий с низкими скоростями" на 0,3–0,4 м/тыс. лет больше по сравнению с "Барбадосской моделью", а отклонения от средних значений значительно меньше.

В работе (Ви и Гигенгак, цит. по [203]) датировались коралловые террасы Красного моря, находящиеся в настоящее время на отметке +10 м. Их возраст оказался равным около 80 тыс. лет. Скорость вертикального движения была оценена авторами для этого побережья в 0,2 мм/год.

Ниф и Ви (цит. по [293]) определяли скорости вертикальных движений о-вов Новые Гебриды. В табл. 61 приведены результаты датирования по различным траверсам двух островов. В предположении уровней стоя-

Таблица 63. Положение и возраст террас на о-ве Сан-Клементе (Южная Калифорния)

№ террасы	Превышение над уровнем океана, м	Возраст, тыс. лет	Изотопная стадия (^{18}O палеотемпературная кривая)
1	5	9–100	5 с
3	40–53	200–265	7
4	55–68	175–340	9
5	75–92	375–460	11
6	101–123	505–615	15
7	140–160	700–800	19 или 21
8	170–190	850–950	–
8а	190–210	950–1050	–
9	220–240	1100–1200	–
10	250–300	1250–1500	–

ния вод океана по "Барбадосской модели" скорости поднятия оценены в 0,67 м/тыс. лет на о-ве Маэво и 0,55–0,77 тыс. лет для о-ва Эдате.

Скорости вертикальных движений о-ва Луайоте (Тихий океан) определены в работе [216] при датировании коралловых террас, приподнятых на 2–7,5 над уровнем моря. Скорости подъема невелики (0,16–0,19 м/тыс. лет) и уменьшаются в западном направлении.

Детальные исследования изменений положения уровня моря и тектонических движений были проведены Чапелом и Ви [119] для островов Тимор и Ашауро. Для северного побережья Тимора были получены скорости подъема 0,5 м/тыс. лет, в других местах скорости значительно меньше (~ 0,03 м/тыс. лет). На основе полученных скоростей был оценен возраст террас, лежащих выше террасы с возрастом 120 тыс. лет. Полученные значения возрастов – (220, 340, 440, 590 и 700 тыс. лет) хорошо согласуются с результатами по высокому стоянию уровня вод Мирового океана, полученными по палеотемпературной кислородной шкале.

Скорости вертикальных движений Южной Калифорнии определялись многими исследователями, результаты этих определений приведены в табл. 62.

Наибольший комплекс приподнятых террас выявлен на о-ве Сан-Клементе [231]. Их возраст и превышение над уровнем моря приведены в табл. 63. Определение возрастов > 120 тыс. лет проводилось экстраполяцией на основе определенных скоростей подъема террас с возрастом 120 тыс. лет.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА МОЛОДЫХ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Изучение поведения продуктов распада урана и тория в активном вулканизме показало, что большая часть урана выносится из верхних слоев мантии без своих продуктов распада и обогащает эффузивные породы независимо от их состава [46].

Накопление ^{230}Th в минерале с неравновесным соотношением изо-

топов происходит по соотношению:

$${}^{230}\text{Th} = ({}^{230}\text{Th})_0 e^{-\lambda_0 t} + {}^{238}\text{U} \left\{ 1 - e^{-\lambda_0 t} + \left(\frac{{}^{234}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} - 1 \right) \frac{\lambda_0}{\lambda_0 - \lambda_4} \times \right. \\ \left. \times (1 - e^{-(\lambda_0 - \lambda_4)t}) \right\}.$$

При малых t и $\left(\frac{{}^{234}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} - 1 \right)$ выражение существенно упрощается:

$${}^{230}\text{Th} = ({}^{230}\text{Th})_0 e^{-\lambda_0 t} + {}^{234}\text{U} (1 - e^{-\lambda_0 t}).$$

Уравнение содержит две неизвестные величины (t и ${}^{230}\text{Th}_0$). В 1965 г. Тонджоржи предложил использовать для определения возраста два минерала, для которых выполняются следующие основные предположения: 1) начальные относительные содержания тория (${}^{230}\text{Th}/{}^{232}\text{Th}$) и урана (${}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$) в обоих минералах равны; 2) минералы образовались одновременно; 3) не происходило последующей миграции изотопов [203]. В этом случае, написав уравнения накопления ${}^{230}\text{Th}$ для обоих минералов (A и B) и исключив из них $({}^{230}\text{Th})_0$, получим выражения для определения возраста:

$$t = - \frac{1}{\lambda_0} \lg \left(1 - \frac{\Delta {}^{230}\text{Th}}{\Delta {}^{234}\text{U}} \right), \text{ где}$$

$$\Delta {}^{230}\text{Th} = ({}^{230}\text{Th})_A - ({}^{230}\text{Th})_B$$

$$\Delta {}^{234}\text{U} = ({}^{234}\text{U})_A - ({}^{234}\text{U})_B \text{ или}$$

$$t_{AB} = \frac{1}{\lambda_0} \lg \frac{U_A - U_B}{(U_A - I_A) - (U_B - I_B)}$$

$$U_n = \left(\frac{{}^{234}\text{U}}{{}^{232}\text{Th}} \right)_n, I_n = \left(\frac{{}^{230}\text{Th}}{{}^{232}\text{Th}} \right)_n, n = A, B.$$

По этому методу Тонджоржи успешно определил возраст молодых эффузивных пород Италии по ильмениту и циркону, который оказался равным 43 ± 5 тыс. лет. Однако попытка применить метод к трахипаритам Кавказских Минеральных вод потерпела неудачу вследствие невыполнения преревого предположения, лежащего в основе метода [46].

Различные минералы кристаллизуются при сильно отличающихся температурах, при этом возможен привнос вещества различных генераций. Для продуктов излияния подводного вулканизма метод не может быть применен. Постоянная сорбция урана из морской воды поддерживает неравновесие в этих породах [96]. Как показал Аументо [113], скорость сорбции урана составляет 1г/т за 10 млн. лет. При низких начальных концентрациях урана в свежеизлившихся базальтах это составляет значительную часть от общего содержания урана. Метод можно применять для молодых эффузивов океанических островов. При использовании более двух минералов экспериментальные результаты удобно представлять в виде изохрон так, как это рассматривалось в предыдущих разделах.

Если какие-либо предположения метода Тонджоржи не выполняются в случае отсутствия равновесия между ^{230}Th и ^{234}U , остается всегда возможность определения максимального возраста в предположении, что начальная концентрация ^{230}Th равна 0

$$t_{\text{макс}}(^{230}\text{Th}) = -\frac{1}{\lambda_0} \ln\left(1 - \frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}\right).$$

Аналогичное соотношение можно написать и для ^{231}Pa

$$t_{\text{макс}}(^{231}\text{Pa}) = -\frac{1}{\lambda_1} \ln\left(1 - \frac{^{231}\text{Pa}}{^{235}\text{U}}\right).$$

Протактиний имеет меньший период полураспада, поэтому по последнему соотношению можно определять меньшие значения предельного возраста [44].

За последние годы изучение вариаций $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ в свежеизлившихся лавах океанических островов используется для изучения механизма частичного плавления, при котором в мантии формируются очаги с отличными от мантийных величинами $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$. Экспериментальные результаты при этом удобно рассматривать на графике в координатах $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} - ^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$. При выплавлении из нормального мантийного источника экспериментальные результаты ложатся на прямую, соответствующую $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 3,7$; отклонения от прямой линии означают выплавление из источника с более высокими или более низкими значениями $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ [75, 127].

МЕТОДЫ НЕРАВНОВЕСНЫХ ^{230}Th и ^{231}Pa

В океанических водах содержание ^{230}Th составляет около 5% от значения, равновесного с его материнским изотопом ^{234}U , а содержание $^{231}\text{Pa} < 7\%$ от равновесного с ^{235}U . Механизм удаления ^{230}Th и ^{231}Pa на океаническое дно подробно рассмотрен Ю.В. Кузнецовым на основе изучения распределения радиоэлементов в системе: океанические воды—взвеси—донные осадки. В поверхностном слое осадков накапливаются в свою очередь большие количества ^{230}Th и ^{231}Pa без своих материнских элементов. С течением времени происходит распад этой избыточной концентрации по закону радиоактивного распада

$$^{230}\text{Th}(t) = ^{230}\text{Th}(0)e^{-\lambda_0 t},$$

где $^{230}\text{Th}(0)$ — концентрация, избыточная над равновесным значением в начальный момент времени; λ_0 — вероятность распада ^{230}Th ($\lambda_0 = \frac{\ln 2}{T_{1/2}}$, $T_{1/2} = 75200$ лет). Аналогичное соотношение можно написать и для ^{231}Pa , период полураспада которого составляет 34300 лет. Для определения возраста необходимо выполнение определенных условий.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ МЕТОДА

Метод неравновесного ^{230}Th является одним из самых старых методов ядерной геохронологии, и история его становления и основные предпосылки рассмотрены во многих обобщающих работах [163, 203, 247]. Особенно большой вклад в разработку и обоснование основных положений метода внесен Ю.В. Кузнецовым [41].

Основные предпосылки метода следующие:

- 1) скорость осаждения ^{230}Th на океаническое дно должна оставаться постоянной в течение временного интервала метода датирования (300–400 тыс. лет);
- 2) миграция ^{230}Th в осадке должна отсутствовать;
- 3) начальная стратиграфия осадка не должна нарушаться процессами переотложения осадочного материала.

Выполнение первого положения обуславливается двумя факторами. Во-первых, концентрация ^{234}U в океане должна оставаться постоянной в интервале метода датирования, и, во-вторых, не должны меняться гидрохимические и биохимические факторы, от которых зависит поток ^{230}Th в каждом конкретном случае. Как показал Ю.В. Кузнецов [41], с достаточно большой степенью уверенности можно считать, что концентрация урана существенно не менялась в рассматриваемом временном интервале. Миграция ^{230}Th в осадках также практически отсутствует, его диффузионный перенос не превышает 1 см за 10^5 лет. Выполнимость остальных предположений должна быть доказана в каждом отдельном случае. Наиболее легко это сделать, когда осадки накапливаются равномерно. Кроме неравновесного ^{230}Th донные осадки содержат ^{230}Th , который поступает с терригенным материалом обычно в равновесном с ураном соотношении. Для выделения этого ^{230}Th можно определить в рассматриваемом горизонте содержание ^{234}U или определить концентрацию ^{230}Th в горизонте, возраст которого превышает 400–450 тыс. лет (в этом горизонте неравновесный торий уже практически распался). При этом необходима уверенность, что концентрация радиоэлементов (кроме неравновесного ^{230}Th) по длине колонки не меняется.

ОСАДКИ, НАКАПЛИВАЮЩИЕСЯ С ПОСТОЯННОЙ СКОРОСТЬЮ

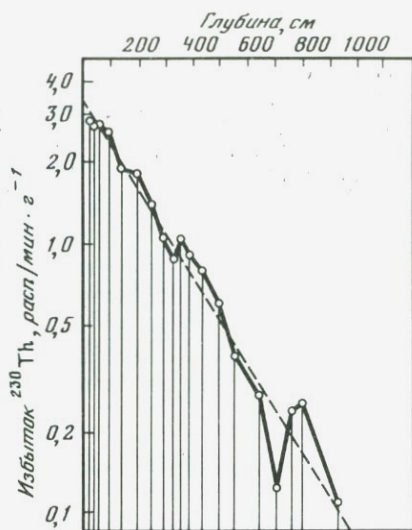
СКОРОСТЬ ОСАЖДЕНИЯ ^{230}Th ПОСТОЯННА ВО ВРЕМЕНИ (МОДЕЛЬ ПОСТОЯННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ)

Если осадки накапливаются с постоянной скоростью, это означает, что при выполнении основных положений метода концентрация ^{230}Th в осаждающемся взвешенном веществе будет постоянной и можно написать уравнение, характеризующее изменение этой концентрации по длине колонки донных осадков:

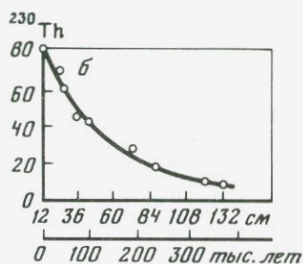
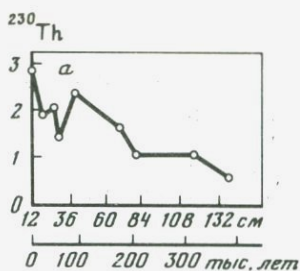
$$-\lambda_0 t = \ln^{230}\text{Th} - \ln^{230}\text{Th}(0)$$

$$\text{или } \ln^{230}\text{Th} = -(\lambda/S)x + \ln^{230}\text{Th}(0),$$

где S — скорость седиментации.



Р и с. 70. Изменение концентрации $^{230}\text{Th}_{\text{изб}}$ по длине колонки V-12-122 [247]



Р и с. 71. Изменение концентрации ^{230}Th по длине колонки (ст. 97) до выравнивания (а), после выравнивания (б) [41]

Логарифм концентрации избыточной активности изменяется по длине колонки по линейному закону, тангенс угла наклона характеризует скорость накопления осадков S .

Если измерить концентрацию избыточной активности ^{230}Th по длине колонки и полученные экспериментальные значения лягут на прямую линию, это означает, что основные предпосылки метода достаточно хорошо выполняются и степень отклонения экспериментальных результатов от прямой линии обуславливает погрешность определения скорости седиментации и является количественным критерием выполнимости основных предпосылок (при условии, что статистическая погрешность радиометрических измерений мала). На рис. 70 приведен пример определения скорости седиментации для колонки V-12-122 [247]. В верхних горизонтах аппроксимация прямой линией удовлетворительна, но в нижней части наблюдаются заметные отклонения. Обработка результатов по методу наименьших квадратов дает уравнение прямой линии, тангенс угла наклона которой характеризует скорость седиментации, а погрешность этой аппроксимации характеризует степень надежности выполнения основных положений метода в данном конкретном случае. Отклонения от прямой линии могут быть вызваны: 1) изменением скорости осаждения ^{230}Th , обусловленным изменением биогидрохимических условий осаждения, 2) изменением скорости седиментации. Если нарушение вызвано первым фактором, экспериментальные результаты могут быть нормализованы.

СКОРОСТЬ ОСАЖДЕНИЯ ^{230}Th МЕНЯЕТСЯ ВО ВРЕМЕНИ
(МЕТОД НОРМАЛИЗАЦИИ КУЗНЕЦОВА)

Сущность метода нормализации, предложенного Ю.В. Кузнецовым [41], основывается на понимании механизма осаждения ^{230}Th на океаническое дно. При анализе закономерностей распределения ^{230}Th в водной взвеси были установлены корреляционные связи ^{230}Th с Fe , $\text{C}_{\text{орг}}$ и P , наиболее отчетливо выявлена связь для суммы этих компонентов. Поэтому естественно связать вариации изменения концентрации ^{230}Th с изменением концентрации этих трех компонентов. Практически при построении кривых необходимо пересчитать ^{230}Th на сумму этих трех компонентов. Пример такой нормализации для колонки 97 (Индийский океан, $40^{\circ}32'$ ю.ш., $120^{\circ}35'$ в.д., глубина океана 4864 м) приведен на рис. 71. Метод успешно был применен Ю.В. Кузнецовым [41] для 11 колонок из Индийского и Тихого океанов.

ОСАДКИ, НАКАПЛИВАЮЩИЕСЯ С ПЕРЕМЕННОЙ СКОРОСТЬЮ

СКОРОСТЬ ОСАЖДЕНИЯ ТОРИЯ ПОСТОЯННА ВО ВРЕМЕНИ

Полное количество ^{230}Th , накопившееся в конкретной рассматриваемой колонке (G), мы можем выразить через поток ^{230}Th в осадки (F) в виде соотношения: $G = FT$, где T — среднее время пребывания ^{230}Th . По смыслу T соответствует константе распада ^{230}Th — λ : $\lambda = 1/T$, поэтому $G = F/\lambda$. Для каждого конкретного горизонта, в котором определяется концентрация ^{230}Th , можно подсчитать количество ^{230}Th , которое накопилось за время, предшествующее этому моменту времени (G_i), так как поток предполагается постоянным, изменение во времени G_i определяется простым законом радиоактивного распада:

$$\frac{G_i(t)}{G(0)} = e^{-\lambda t} .$$

Практически, для определения возраста какого-либо горизонта колонки V-12-122 (рис. 70) нужно подсчитать полную площадь как сумму площадей отдельных вертикальных трапеций (G_o) и сумму площадей этих трапеций ниже определяемого горизонта. Основным недостатком этой рассмотренной модификации метода является невозможность проверки условия о постоянстве скорости осаждения ^{230}Th во времени.

СКОРОСТЬ ОСАЖДЕНИЯ ТОРИЯ МЕНЯЕТСЯ ВО ВРЕМЕНИ

Единственной возможностью определения возраста в случае, когда и поток ^{230}Th , и скорость накопления осадков меняются во времени, является использование двух изотопов, которые находятся в одинаковой форме в океанических водах и имеют одинаковый механизм поставки на океаническое дно. Вместо второго изотопа можно использовать и стабильный элемент. Условие отсутствия миграции в постседиментационных процессах должно быть справедливо и для второго изотопа или элемента. $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ метод (ионий-ториевый). Большие надежды возлагались

на использование ^{232}Th в качестве второго изотопа. Исследованию механизма переноса ^{232}Th и ^{230}Th на океаническое дно посвящены многие работы, результаты которых обобщены Ю.В. Кузнецовым [41]. Изучение пространственного распределения ^{230}Th и ^{232}Th в поверхностном слое океанических осадков, исследование характера связей этих изотопов с основными компонентами химического состава осадков, исследование распределения по различным фракциям осадка, оценка относительной подвижности в осадках убедительно доказали различие форм существования ^{230}Th и ^{232}Th в океане, а, следовательно, и невыполнимость основной предпосылки использования этого варианта метода. Основная часть ^{232}Th поставляется в океан речным стоком в составе кристаллической структуры минералов. ^{230}Th образуется при распаде растворенного в воде ^{234}U .

Однако датировать по величине отношения $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ все же было бы возможно, если бы удалось выделить из осадка гидрогенную форму ^{232}Th . Так, Гольберг с сотрудниками (цит. по [41]) пытались подбором выщелачивающих растворов извлечь эту гидрогенную форму, однако трудно подобрать реагенты, которые не затрагивали бы структуру минерала. Другой возможностью выделения гидрогенной формы является использование скелетов планктонных фораминифер (Холм и др., цит. по [41]), которые в процессе жизнедеятельности захватывают растворенные формы ^{230}Th и ^{232}Th из океанических вод при формировании скелета. При этом возникает проблема тщательной очистки от пелитовой компоненты терригенных осадков. Кроме того, из урана, захваченного раковинной, образуется ^{230}Th , который необходимо учитывать при расчетах. В целом $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ метод теоретически обоснован, и использовать его для геохронологии нецелесообразно.

Метод $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$ (ионий-протактиниевый). В качестве второго изотопа более целесообразно использовать ^{231}Pa . Оба изотопа образуются при распаде урана, растворенного в океанической воде. Отношение изотопов урана (^{234}U и ^{235}U) в океане постоянно, поэтому изотопы образуются в строго фиксированных соотношениях. Химические свойства Th и Pa близки, время пребывания в океанических водах мало. Большой вклад в обоснование методов датирования по величине отношения $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$ внесен Ю.В. Кузнецовым и его сотрудниками [41]. Изучение распределения обоих изотопов в поверхностном слое осадков показало, что на соотношение между ними не влияют ни глубина залегания осадков на дне, ни степень удаленности от берегов, ни природа осадков, ни их местоположение, гранулометрический состав или скорость отложения. Это находит отражение в наличии высокой положительной корреляционной связи ($r = 0,9$) между ^{230}Th и ^{231}Pa для поверхностного слоя осадков Индийского океана. Возраст отдельных горизонтов рассчитывается по формуле:

$$t = 8,66 \ln \left(2,23 \frac{^{230}\text{Th} - \text{U}}{^{231}\text{Pa} - \text{U}} \right) \cdot 10^4 \text{ лет},$$

где ^{230}Th , ^{231}Pa – содержание в исследуемом горизонте соответствующего изотопа в единицах равновесного урана; U – содержание ^{238}U .

Многочисленные определения возраста показали высокую сходимость результатов с определениями возраста другими методами. Иногда в верхних горизонтах обнаруживали величины отношений меньше, чем это следовало бы ожидать исходя из соотношений материнских изотопов, но эти отклонения вполне объяснимы перемешиванием верхнего слоя осадков бентическими организмами. Однако когда в конкрециях было получено соотношение, превышающее теоретическое значение, это означало, что при транспортировке на океаническое дно в некоторых случаях происходит фракционирование между ^{230}Th и ^{231}Pa [163]. Возможность подобного фракционирования, учесть которое практически невозможно, несколько снижает интерес к методу. Основным недостатком датирования по $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$ методу является большая трудоемкость аналитического выделения ^{231}Pa и, как следствие этого, низкая производительность.

Выравнивание потока ^{230}Th по стабильным элементам. Высокие корреляционные связи ^{230}Th с содержанием железа, фосфора и органического углерода позволяют оценивать в некоторых случаях временные интервалы по величине отношения $^{230}\text{Th}/\Sigma(\text{Fe} + \text{P} + \text{C}_{\text{орг}})$, на что указывает эффективность выравнивания иониевых кривых, исследовавшихся Ю.В. Кузнецовым [41] для колонок из Тихого и Индийского океанов. Ранее В.И. Баранов и Л.А. Кузьмина пытались использовать для этой же цели величины $^{230}\text{Th}(\text{Fe}, \text{Mn})$ в зависимости от предполагаемого механизма осаждения ^{230}Th .

РАДИЕВЫЙ ВАРИАНТ МЕТОДА

Основным недостатком метода неравновесного ^{230}Th при датировании является сложная аналитическая техника выделения изотопов тория и длительные измерения активности на многоканальных амплитудных анализаторах. При проведении массовых определений скоростей седиментации осадков пелагических частей океанов обычно определяют концентрацию ^{226}Ra методами низкофоновой γ -спектрометрии. Эти методы достаточно чувствительны и высокопроизводительны, но для получения надежных результатов нужна уверенность в наличии радиоактивного равновесия между ^{230}Th и ^{226}Ra . Основная часть ^{226}Ra в осадках накапливается из ^{230}Th , осажденного из океанических вод. Равновесие между этими изотопами наступает через временной интервал ~ 10 тыс. лет, поэтому при датировании γ -спектральным методом по возможности не используют самый верхний горизонт колонки. Основной проблемой является миграция радия по длине колонки. Однако большое количество определений, выполненных γ -спектральным методом, показали хорошую сходимость результатов с определениями, выполненными другими методами [66, 247].

МЕТОД НЕРАВНОВЕСНОГО ^{231}Pa

Все рассмотренные варианты использования метода неравновесного ^{230}Th могут быть использованы и для ^{231}Pa , отличающегося значительно меньшими миграционными способностями, и следовательно, более устойчивого в осадках. Однако трудности с выделением и измерением крайне низких уровней активности ^{231}Pa обусловили практически полную непригодность этого метода для практического использования.

ОЦЕНКА СКОРОСТИ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Метод оценки современной скорости седиментации был предложен Косци (цит. по [41]). Если предположить, что ^{230}Th полностью извлекается из океанических вод и при чисто вертикальном переносе осаждается на океаническое дно, концентрация ^{230}Th в поверхностном слое осадка определяется только величиной скорости седиментации. Действительно, несложно рассчитать количество ^{230}Th , образующегося в единице объема воды за единицу времени. При концентрации $^{238}\text{U} = 3,3 \cdot 10^{-6} \text{ г/л}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,14$ в 1 литре океанической воды за год образуется $5,07 \cdot 10^{-16} \text{ г } ^{230}\text{Th}$. При глубине океана 400 м в колонке воды площадью 1 м^2 образуется $2,03 \cdot 10^{-7} \text{ г } ^{230}\text{Th}$, который оседает на такую же площадь океанического дна. Количество осадочного материала Q , осаждающегося на 1 м^2 , можно определить по соотношению

$$Q = \frac{\Delta^{230}\text{Th}}{^{230}\text{Th}(\text{ос})},$$

где $\Delta^{230}\text{Th}$ — количество ^{230}Th , осаждающегося за 1 год на 1 м^2 ; $^{230}\text{Th}(\text{ос})$ — концентрация ^{230}Th в поверхностном слое осадка. Зная плотность и влажность осадков, нетрудно рассчитать среднюю скорость седиментации, которая была рассчитана Ю.В. Кузнецовым [41] для донных осадков Индийского океана. Оценки скорости седиментации аналогично можно привести и для ^{231}Pa , измеренного в верхнем слое осадков.

Учитывая, что предположение о чисто вертикальном переносе ^{230}Th является маловероятным, метод можно применять лишь для получения грубых оценок.

В целом методы с использованием неравновесных значений ^{230}Th и ^{231}Pa широко используются в геохронологии донных отложений во временном интервале ~ 300 тыс. лет для определения средних скоростей накопления осадков и скорости роста железо-марганцевых конкреций.

РАДИЕВЫЙ МЕТОД

Генезис радия (^{226}Ra , $T_{1/2} = 1620$ лет) в донных отложениях сложен. Часть радия поступает в равновесии с материнскими изотопами в составе терригенного вещества; частично он образуется при распаде ^{230}Th , поступающего в осадки из морской воды; некоторая часть поступает при прямом осаждении из морской воды. Доля радия, поступающего из каждого источника, может быть различной. Механизм поступления радия в донные отложения из морской воды в настоящее время не выяснен. Радий может осаждаться: при биологической экстракции обитающими в океанах и морях организмами, с гидроокислами железа и марганца, с сульфатом бария. Подробно эти вопросы рассмотрены в монографии Ю.В. Кузнецова [41]. Теоретически можно рассмотреть три возможных кривых вертикального распределения радия по длине колонки.

Первый случай (рис. 72, а) соответствует условиям, когда весь радий в осадках накапливается при распаде неподкрепленного ^{230}Th , остальные источники дают незначительный вклад. Этот случай реализуется в осадках пелагических частей океанов, накапливающихся с малой скоростью. приме-



Р и с. 72. Теоретически ожидаемые кривые вертикального распределения ^{226}Ra в осадках

a — осаждается только ^{230}Th ; *б* — осаждается ^{230}Th и некоторое количество ^{226}Ra ; *в* — осаждается $^{226}\text{Ra} > ^{230}\text{Th}$ [41]

нять метод датирования к этим осадкам практически невозможно в связи с малым периодом полураспада радия (1620 лет). Второй случай (рис. 72, б) соответствует частичному поступлению ^{226}Ra из морской воды и с терригенным веществом: третий случай (рис. 72, в) соответствует условиям, когда ^{226}Ra поступает в осадки в значительно больших количествах, чем ^{230}Th . Практически для вариантов б и в можно рассчитать средние скорости накопления осадков, если рассматривать только накопления или распад неравновесной части радия. Если обозначить через Ra_0 — содержание радия в самом верхнем бесконечно тонком слое осадка, а Ra — содержание в слое, где достигнуто радиоактивное равновесие с ^{230}Th , изменение радия с течением времени описывается выражением

$$^{226}\text{Ra}(t) = \text{Ra}_\infty + (\text{Ra}_0 - \text{Ra}_\infty) e^{-\lambda t}.$$

Основные условия применимости метода датирования можно по аналогии с ^{230}Th методом сформулировать следующим образом: 1) постоянное содержание ^{230}Th и ^{226}Ra в океанических водах; 2) отсутствие миграции ^{226}Ra и ^{230}Th в осадках; 3) постоянство во времени скорости осаждения на океаническое дно ^{226}Ra и ^{230}Th ; 4) отсутствие постседиментационного изменения стратиграфического положения осадков.

Практически ни одно из этих положений в настоящее время нельзя обосновать. Метод можно применять лишь для осадков шельфа, континентального склона и внутренних морей. Для вод этих регионов содержание ^{230}Th и ^{226}Ra может меняться значительно из-за влияния речного стока, изменения гидродинамики и содержания взвешенного вещества. Вопрос о миграции радия в настоящее время также не решен. Ю.В. Кузнецов [41] считает, что имеются осадки, в которых радий не мигрирует, но в некоторых случаях миграция радия проявляется отчетливо. Миграция радия рассмотрена в работах [126, 187]. Кохран [126] измерил коэффициент диффузии радия в 10 различных колонках и показал, что он меняется в широких пределах от 0,0015 до 0,21 расп/мин · см⁻² год⁻¹. Зависимость от типа осадка не обнаружена, но имеется нелинейная обратная корреляция со скоростью накопления осадков. Вопрос о постоянстве скорости осаждения ^{226}Ra на океаническое дно также остается открытым, так, как неясен даже механизм его осаждения. Однако метод позволяет контролировать выполнимость основных предпосылок. Если экспериментально полученное распределение подчиняется закону радиоактивного распада, это с достаточно высокой степенью надежности свидетельствует о выполнимости основных предпосылок. Диапазон

определяемых временных интервалов не превышает 10 тыс лет, применение радиоуглеродного метода к осадкам шельфа и внутренних морей встречает значительные методические трудности; других методов для этого временного интервала практически нет. Поэтому, несмотря на слабую обеспеченность выполнения основных предпосылок, метод все же практически применяется.

Ю.В. Кузнецов [41] успешно применил метод для определения средней скорости накопления черноморских осадков. Полученные значения (12–13 см/тыс. лет) хорошо согласовывались с данными радиоуглеродного метода и стратиграфическим положением осадков. Этот же автор датировал отложения Каспийского моря. Закономерное увеличение концентрации ^{226}Ra наблюдалось лишь для глубоководных осадков (скорость накопления 6–26 см/тыс лет); в мелководных осадках закономерного изменения концентрации ^{226}Ra с глубиной обнаружено не было. Колонка, отобранная во впадине Макарова (Северный Ледовитый океан), дала значение скорости седиментации 1,1 см/тыс лет [41].

Коиде и др. [197] датировали донные отложения континентального шельфа Калифорнии. Полученное значение скорости накопления осадков 5,3 см/тыс. лет хорошо совпало с оценками, полученными $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ и ^{210}Pb методами.

Моор и др. [230] успешно применили радиевый метод для определения скорости роста пресноводных конкреций оз. Онейда (Нью-Йорк). Датировались 7 конкреций; полученные скорости накопления менялись от 9 до 16 мм/тыс. лет при среднем значении 11 мм/тыс лет.

МЕТОД НЕРАВНОВЕСНОГО ^{210}Pb

Для датирования донных отложений, накапливающихся с высокими скоростями ($> 0,5$ мм/год – осадки озер, эстуариев рек, внутренних морей, шельфа и континентального склона), метод был предложен Кришнасами и др. (цит по [163]). При датировании можно получать средние скорости седиментации за последние 100 лет, поэтому метод нашел широкое и практическое применение при решении следующих основных задач: 1) изучение современных скоростей накопления осадков; 2) изучение влияния антропогенного воздействия на процесс накопления осадков, обусловленного зарегулированием речного стока и поступлением в осадки токсических веществ, связанных с промышленной революцией; 3) изучение протекания диагенетических процессов в обогащенных органическим веществом осадках.

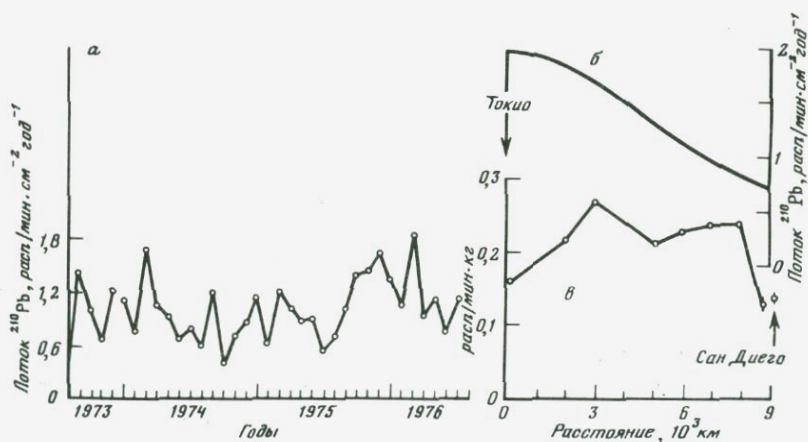
ОСНОВНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ ^{210}Pb

При распаде ^{226}Ra , входящего в ряды естественно-радиоактивных элементов (см. рис. 1), образуется ^{222}Rn , являющийся радиоактивным инертным газом с периодом полураспада 3,8 дня. Время жизни этого газа невелико, однако довольно значительная его часть выделяется из горных пород и почвы, содержащих ^{226}Ra , в атмосферу. Процесс выделения родона в воздух или другую среду из источников, содержащих изотопы радия, характеризуется эманированием источника. Интенсивность процесса характеризует-

ся коэффициентом эманирования. Несмотря на большие колебания значений коэффициента эманирования для отдельных образцов горных пород (0,01–100%), для кислых магматических пород средний коэффициент эманирования составляет 15–30%, для осадочных и метаморфических – 10–25%; более высокий коэффициент эманирования наблюдается в рудных образованиях – 32–91% [76]. Являясь инертным газом, ^{222}Rn в атмосфере не вступает ни в какие соединения до полного распада. Через серию короткоживущих изотопов (^{218}Po , ^{214}Pb , ^{214}Bi , ^{214}Po) он превращается в достаточно долгоживущий ^{210}Pb , период полураспада которого $22,2 \pm 1,0$ года [167].

АТМОСФЕРА

Результаты исследований концентрации ^{210}Pb в атмосфере, выполненных до 1970 г., обобщены Шенноном и др. (цит. по [113]). В нижней тропосфере концентрация ^{210}Pb составляет $\sim 1 \cdot 10^{-2}$ расп/мин \cdot кг $^{-1}$; в дождевых водах Северного полушария – 1–5 кюри/л; для Южного полушария – 0,5–2 кюри/л. Детальные исследования атмосферного потока ^{210}Pb для района пролива Лонг-Айленд были выполнены Беннингером и др. [103, 104]. На рис. 73, а приведены экспериментальные результаты, полученные в течение 1973–1976 гг. Несмотря на значительные ежемесячные вариации, средние значения потока за год отличаются в пределах 20% и составляют 0,99, 0,86 и 1,21 расп/мин \cdot см $^{-2}$ год $^{-1}$ (при среднем значении за изучаемый интервал 1,0 в тех же единицах). Приблизительно такое же значение потока было получено для обширных районов Северо-Запада США. Нозаки и др. [235] измерили поток ^{210}Pb по меридиональному разрезу через Тихий океан от Токио до Сан-Диего (рис. 73, б). Он закономерно убывает по мере удаления от Азиатского континента, являющегося мощным поставщиком ^{222}Rn – родительского изотопа для ^{210}Pb .



Р и с. 73. Атмосферный поток ^{210}Pb и его содержание в поверхностных водах океана
 а – атмосферный поток ^{210}Pb для района пролива Лонг-Айленд с августа 1973 по июль 1976 гг. [103]; б – атмосферный поток ^{210}Pb на разрезе через Тихий океан от Токио до Сан-Диего [304]; в – концентрация ^{210}Pb в поверхностных водах Тихого океана [304]

Среднее время пребывания ^{210}Pb в атмосфере, по данным Поэта и др. [265], — 5–11 дней. В обобщающей сводке Шеннона и др. (цит. по [113]) оно составляет 20–40 дней. ^{210}Pb удаляется из атмосферы в основном с дождевыми водами, а получающиеся расхождения обусловлены различными временными интервалами между выпадениями дождей.

ПОДЗЕМНЫЕ И ПОЧВЕННЫЕ ВОДЫ

В подземные и почвенные воды ^{210}Pb поступает с дождями, но может попадать в них и при процессах растворения и выщелачивания из почвы и горных пород по механизму ядер отдачи [76]. При этом его концентрации в природных водах по отношению к материнскому элементу ^{226}Ra могут достигать больших значений. Так, для термальных вод зоны активного вулканизма величина отношения $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ меняется от 2 до 970 (в единицах активности) при среднем значении 15 [45]. ^{210}Pb крайне неустойчив в природных водах и быстро выпадает в осадок. Так, среднее время пребывания ^{210}Pb в подземных водах штата Иллинойс (США) изменяется от одного дня до года при среднем значении — один месяц. Дождевые воды, вступившие в контакт с почвой или горными породами, быстро теряют ^{210}Pb даже при низких значениях pH. В речных водах происходит дальнейшее эффективное удаление ^{210}Pb ; время его пребывания в водах р. Саскуэханна (США), по данным Левиса [209], составляет 1,5 дня.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ВОДЫ

Основным источником поступления ^{210}Pb в океанические воды являются атмосферные выпадения. В морских и океанических водах большая часть значений концентрации изменяется в интервале 0,05–0,28 расп/мин · л⁻¹. В верхнем фотическом слое океана ^{210}Pb в значительной степени концентрируется фито- и зоопланктоном (до значений 2–8 п кюри /г и 4–7 п кюри/г на сухой вес соответственно). Практически половина ^{210}Pb находится в этом слое во взвешенном состоянии; в более низких горизонтах взвешен-

Таблица 64. Баланс ^{210}Pb в проливе Лонг-Айленд [203]

Источник поступления	Поток ^{210}Pb , расп/мин · год ⁻¹		
	Полный, 10 ¹²	на см ² полной площади	на см ² площади, покрытой осадками
Атмосферные выпадения	31,9	1,0	1,67
Речной сток	5,0	0,16	0,26
Океан	± 0,61	± 0,02	± 0,04
Растворимый ^{226}Ra	0,40	0,01	0,02
^{226}Ra в осадках	0,48	—	0,02
Подземные воды	0,07	0,002	0,004
Сточные воды	0,04	0,001	0,002
Сумма	37	1,2	2,0

ная форма не превышает 5%. Среднее время пребывания ^{210}Pb в верхнем перемешиваемом слое составляет 1–5 лет [97, 113, 236, 301].

На механизм осаждения ^{210}Pb в осадки нет общепринятой точки зрения. Ряд авторов считают, что он осаждается на дно с остатками организмов; другие полагают, что ^{210}Pb сорбируется на частичках взвеси и вместе с ними поставляется на дно; некоторые авторы рассматривают механизм осаждения ^{210}Pb гидроокислами железа и марганца [234].

Детальный баланс ^{210}Pb был рассмотрен Бенингером (цит. по [203]) для пролива Лонг-Айленд. При этом были учтены практически все возможные источники поставки ^{210}Pb в эту водную акваторию. Результаты приведены в табл. 64. Как и предполагалось, 86% ^{210}Pb поставляется при атмосферных выпадениях; с речным стоком поступает около 13% ^{210}Pb ; вклад других источников поставки ничтожен. Высокие концентрации ^{210}Pb могут быть зафиксированы в районах разгрузки подземных вод и гидротермальных систем, концентрация родона в которых обычно велика [76].

ОСНОВНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ МЕТОДА ДАТИРОВАНИЯ

Определение средних скоростей седиментации донных осадков по методу неравновесного ^{210}Pb основано на следующих основных предположениях:

- 1) поток избыточного ^{210}Pb в донные осадки постоянен;
- 2) скорость накопления осадков постоянна во времени;
- 3) постседиментационная миграция в осадках отсутствует;
- 4) активность ^{210}Pb , обусловленная распадом ^{226}Pb , находящегося в осадках, не меняется с глубиной.

Первое предположение является вполне оправданным, так как ранее было достаточно надежно доказано постоянство скорости осаждения ^{210}Pb для ледников Антарктиды и Гренландии [163].

Конечные водоемы стока, время пребывания в которых составляет несколько лет, являются достаточно мощной буферной системой, способствующей усреднению потока ^{210}Pb на дно водоема.

Постседиментационная миграция свинца маловероятна исходя из его общих геохимических свойств. Однако Коиде и др. (цит. по [203]) высказали предположение о возможной миграции свинца из верхнего восстановленного слоя осадков. Они основывались при этом на экспериментальном материале, полученном по двум колонкам, одна из которых была отобрана в проливе Санта-Барбара, другая – в Калифорнийском заливе. В обеих колонках максимальная концентрация ^{210}Pb соответствовала горизонтам 1,6 и 2 см соответственно. Авторы предположили, что свинец в виде сульфида мигрирует из верхнего восстановленного слоя осадков в нижележащие горизонты. Позднее Роббинс и Эдгингтон (цит. по [203]) подвергли критике это предположение. Для колонок, отобранных ими на оз. Мичиган в тех же геохимических условиях, максимальная концентрация всегда соответствовала верхнему горизонту, поэтому снижение активности, обнаруженное Коиде и др. (цит. по [203]), эти авторы склонны объяснять процессами физического перемешивания или биотурбации.

Условие постоянства концентрации ^{226}Ra по длине колонки не является обязательным, если проводить дополнительные определения концентрации

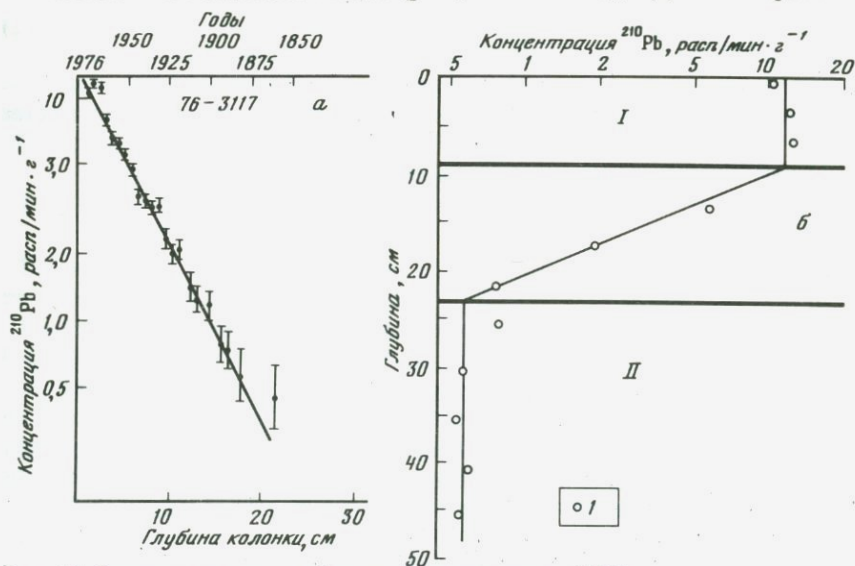
^{226}Ra для каждого исследуемого горизонта. Однако в этом случае необходимо учитывать влияние диффузии ^{222}Rn на распределение в осадках ^{210}Pb , образовавшегося при распаде этого ^{226}Ra . Имбоден и Стиллер [183] предложили модель распределения ^{222}Rn в осадках в зависимости от распределения ^{226}Ra . Распределение ^{222}Rn практически обуславливает и распределение ^{210}Pb . Учет этого эффекта особенно важен при невысоком значении избыточной активности ^{210}Pb , низкой скорости седиментации и высокой диффузионной проницаемости. Как показали эти авторы, при датировании осадков Женевского озера реальная скорость седиментации на 30–50% оказалась выше по сравнению с той, которая получена без учета диффузии радона.

МОДЕЛЬ ПОСТОЯННОЙ НАЧАЛЬНОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ^{210}Pb

При выполнении всех основных предположений метода датирования активность ^{210}Pb (расп/мин · г⁻¹), отлагающегося в каждый временной интервал, является постоянной величиной; спад активности по длине колонки определяется лишь радиоактивным распадом, поэтому активность ^{210}Pb осадка возрастом t определяется простым соотношением:

$$A(t) = \frac{P}{\rho S} e^{-\lambda \frac{x}{S}} + A', \quad (1)$$

где $A(t)$ — активность ^{210}Pb для слоя осадков возрастом t (расп/мин · г⁻¹); P — поток ^{210}Pb в донные осадки (расп/мин · см⁻² год⁻¹); S — скорость на-



Р и с. 74. Определение скоростей накопления осадков по ^{210}Pb
 а — типичный профиль изменения концентрации ^{210}Pb по длине колонки, отобранной в Сагэней-фьорде (Восточный Квебек) [298]; б — типичный профиль изменения концентрации ^{210}Pb по длине колонки при поверхностном перемешивании бентическими организмами [234] (колонка отобрана на континентальном шельфе штата Вашингтон); I — область бентического перемешивания; II — область фоновых значений концентрации ^{210}Pb ; o — экспериментальные результаты

копления осадков (см · год⁻¹); λ — константа распада ²¹⁰Pb; A' — активность ²¹⁰Pb, обусловленная распадом ²²⁶Ra, входящего в состав осадков.

Для получения средней скорости седиментации необходимо провести определение активности ²¹⁰Pb по длине исследуемой колонки. Типичный профиль изменения активности приведен на рис. 74, а. Для получения средней скорости седиментации по полученным экспериментальным результатам преобразуем уравнение (1):

$$A(x) = \frac{P}{\rho S} e^{-\lambda x/S} + A',$$

A' — на приведенном рисунке характеризует фоновый уровень активности ²¹⁰Pb. Если фоновый уровень не достигается, его можно определить, измерив концентрацию ²²⁶Ra в исследуемых осадках. $A_0 = P/\rho S = \text{const}$ — в соответствии с основными положениями метода;

$$[A(x) - A'] = A_0 e^{-\lambda \frac{x}{S}};$$

$$y = \ln [A(x) - A'] = \ln A_0 - \frac{\lambda}{S} x.$$

Поскольку производится дискретное количество определений для конкретных горизонтов, характеризуемых средним значением x_i (расстояние от поверхности колонки), полученная экспериментальная зависимость $y_i(x_i)$ аппроксимируется прямой линией по уравнению линейной регрессии; при этом средняя скорость седиментации определяется по уравнению

$$S = -\lambda \frac{\sum_{i=1}^n w_i (x_i - \bar{x})^2}{\left(\sum_{i=1}^n w_i x_i y_i - \bar{x} \bar{y} \sum_{i=1}^n w_i \right)}, \quad (2)$$

где $\lambda = \frac{\ln 2}{T_{1/2}}$; w_i — вес соответствующего измерения y_i ; n — количество экспериментальных результатов на падающем участке зависимости:

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n w_i x_i}{\sum_{i=1}^n w_i}; \quad \bar{y} = \frac{\sum_{i=1}^n w_i y_i}{\sum_{i=1}^n w_i}.$$

УЧЕТ УПЛОТНЕНИЯ ОСАДКОВ

С течением времени практически все донные осадки уплотняются; обычно в верхних 20 см слоя осадков пористость сильно уменьшается с глубиной. Роббинс и Эддингтон (цит. по [203]) ввели соотношение, учитывающее уплотнение осадков.

С учетом уплотнения основное соотношение (1) можно написать в виде

$$A(x) = \frac{P}{\rho_0 S(1 - \phi)} e^{-\lambda \frac{x}{S}} + A', \quad (3)$$

где ρ_0 — эффективная плотность твердой фазы; ϕ — пористость.

Для однородных осадков изменение пористости с глубиной описывается уравнением

$$\phi(x) = (\phi_0 - \phi') e^{-\beta x} + \phi', \quad (4)$$

где ϕ_0 — пористость на границе раздела вода—осадки; ϕ' — пористость полного уплотнения.

Объем осадков единичной площади на глубине x можно выразить в виде соотношения

$$V_x = \int_0^x (1 - \phi) dx'.$$

С другой стороны, объем осадков, накопившихся за время t , соответствующее глубине x , определяется соотношением

$$V_x = \int_0^t \frac{\omega}{\rho_0} dt' = \frac{\omega t}{\rho_0},$$

где ω — скорость седиментации ($\text{г} \cdot \text{см}^{-2} \text{год}^{-1}$) $\omega = S(1 - \phi)\rho_0$.

Приравняв оба соотношения, получаем

$$t = \frac{\rho_0}{\omega} \int_0^x (1 - \phi) dx'. \quad (5)$$

Подставив уравнение (5) в уравнение (3) получаем

$$A(x) = \frac{\rho}{\rho_0 S_0 (1 - \phi_0)} e^{\frac{-\lambda}{S_0} f(x)} + A', \text{ где } f(x) = \frac{1}{1 - \phi_0} \int_0^x (1 - \phi) dx'.$$

Так как ω для любого момента времени является постоянной величиной, выражаем ее через начальные значения пористости и ρ_0 (скорость накопления осадков для поверхности раздела вода—осадок). С учетом уравнения (4) получаем выражение для $f(x)$:

$$f(x) = \frac{1}{1 - \phi_0} \left[x(1 - \phi') + \frac{[\phi(x) - \phi(0)]}{\beta} \right].$$

Полученное соотношение Роббинс и Эддингтон (цит. по [203]) применили при датировании осадков оз. Мичиган.

Наиболее значительно изменение пористости проявляется для верхнего 20-сантиметрового слоя осадков. Как показал Фармер - [181], если верхний слой осадков не перемешивается бентическими организмами, учет уплотнения осадков уменьшает значение скорости седиментации на 20–35%. При активном бентическом перемешивании верхний слой осадков имеет постоянную активность ^{210}Pb , и в расчетах не учитывается, поэтому изменение пористости в этом случае можно практически не принимать во внимание.

УЧЕТ БЕНТИЧЕСКОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ ВЕРХНЕГО СЛОЯ ОСАДКОВ

Как показывают экспериментальные результаты, для значительной части осадков верхний слой является практически полностью перемешанным бентическими организмами. Типичный характер изменения концентрации ^{210}Pb по длине колонки приведен на рис. 74, б. Процесс перемешивания

протекает настолько быстро, что в каждый момент времени осадки можно рассматривать находящимися в стационарном состоянии (математически это означает, что скорость перемешивания значительно превышает скорость отложения). В этом случае в слое полного бентического перемешивания глубиной h концентрация ^{210}Pb является постоянной величиной по всей длине слоя и во времени. Количественно эффект процесса перемешивания можно оценить при рассмотрении баланса ^{210}Pb для слоя полного бентического перемешивания [283]. Основными составляющими баланса являются: $\rho_0(1-\phi)A_0S$ — поток ^{210}Pb из водной толщи (A_0 — концентрация ^{210}Pb расп/мин $\cdot \text{г}^{-1}$ для осаждающегося вещества); $\rho_0(1-\phi)A_h\lambda h$ — количество распадающегося в единицу времени ^{210}Pb в перемешиваемом слое глубины h (A_h — активность ^{210}Pb в перемешиваемом слое); $\rho_0(1-\phi)A_hS$ — поток ^{210}Pb через нижнюю границу перемешиваемой зоны; $\rho_0(1-\phi)A_hh$ — количество ^{210}Pb в перемешиваемой зоне.

Изменение концентрации в перемешиваемой зоне определяется разностью потоков через верхнюю и нижнюю границы и скоростью распада в самой перемешиваемой зоне. Математически это выражается соотношениями

$$\frac{d}{dt} [A_0(1-\phi)A_hh] = \rho_0(1-\phi)A_0S - \rho_0(1-\phi)A_h(\lambda h + S),$$

$$\frac{dA_h}{dt} = A_0\left(\frac{S}{h}\right) - A_h\left(\lambda + \frac{S}{h}\right).$$

Для стационарного случая $\frac{dA_h}{dt} = 0$, тогда $A_h = \frac{A_0}{\left(1 + \frac{\lambda h}{S}\right)}$.

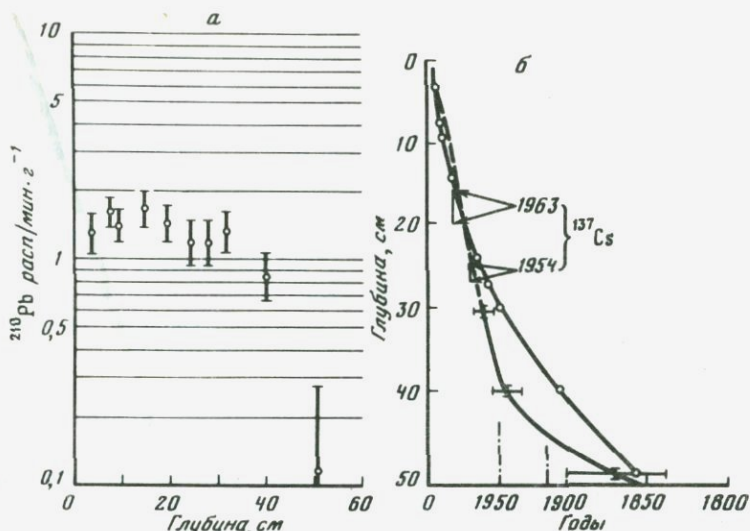
Таким образом, распределение неподдержанного ^{210}Pb выражается соотношениями

$$\left. \begin{aligned} A &= A_h & x \leq h \\ A &= A_h e^{-\lambda \frac{x-h}{S}} & x \geq h \end{aligned} \right\}.$$

При расчетах скорости седиментации используется только участок зависимости концентрации ^{210}Pb от глубины ниже слоя полного бентического перемешивания. Эффект перемешивания уменьшает начальное значение активности на фактор $(1 + \lambda h/S)$, что в ряде случаев значительно снижает временной диапазон метода.

МОДЕЛЬ ПОСТОЯННОГО ПОТОКА ^{210}Pb

В течение десятилетия, прошедшего со времени зарождения метода, был получен огромный экспериментальный материал, и в ряде случаев оказывалось невыполнимым требование о постоянной скорости накопления осадков. Аппроксимация логарифма избыточной концентрации ^{210}Pb прямой линией в этом случае вносит большую погрешность. Поэтому ряд исследователей применили для интерпретации экспериментальных результатов модель постоянного потока ^{210}Pb . Применение этой мо-



Р и с. 75. Обработка экспериментальных результатов по модели постоянного потока
а — изменение концентрации избыточного ^{210}Pb по длине колонки, отобранной в Верхнем Соколином озере (Северная Ирландия) [241]; *б* — результаты обработки по модели постоянного потока этой же колонки (0) (пунктиром приведены результаты обработки по модели постоянной начальной концентрации для горизонтов > 30 см)

дели требует выполнения всех основных положений метода датирования по избыточному ^{210}Pb , кроме требования о постоянстве скорости накопления осадков. При обработке результатов рассчитывается интегральная активность избыточного ^{210}Pb ниже горизонта, для которого определяется возраст; при этом справедливо соотношение

$$Q(x) = Q_0 e^{-\lambda t},$$

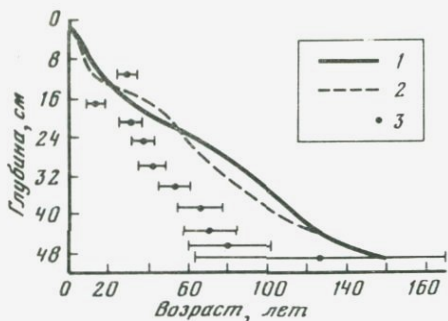
где $Q(x)$ — интегральная активность избыточного ^{210}Pb ниже слоя x ; Q_0 — полная интегральная активность ^{210}Pb для всей колонки; λ — постоянная распада ^{210}Pb .

Отсюда возраст горизонта x определяется простым соотношением

$$t(x) = -\frac{1}{\lambda} \ln \frac{Q(x)}{Q_0}.$$

Олдфильд и др. [241] успешно применили эту модель для датирования донных отложений Соколиного озера в Северной Ирландии и оз. Ипеа на Папуа-Новая Гвинея. На рис. 75 приведены результаты, полученные при обработке по двум различным моделям колонки FM 2, отобранной в Верхнем Соколином озере (Северная Ирландия). Изменение скорости накопления отложений надежно фиксируется экспериментальными результатами, и расхождения в возрасте при обработке по различным моделям достаточно существенны.

Толонен [333] применил модель постоянного потока ^{210}Pb для датирования тонкослойных осадков ряда озер Финляндии. Результаты обработки контролировались высоконадежным методом определения возраста



Р и с. 76. Результаты обработки экспериментальных результатов для колонки, отобранной на Ловозере (Финляндия), по ежегодным прослоям (1), по модели постоянного потока (2) и по модели постоянной начальной концентрации (3)

га по прослоям. В качестве примера на рис. 76 приведены результаты, полученные этим автором для Ловозера. Результаты обработки по модели постоянного потока ^{210}Pb прекрасно согласуются с результатами датирования по прослоям и значительно расходятся с ними при обработке по модели постоянной начальной концентрации ^{210}Pb .

ДАТИРОВАНИЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР

Наиболее успешно метод неравновесного ^{210}Pb применяется при датировании отложений озер. Первые определения были выполнены Кришнасами и др. (цит. по [163]) для осадков трех озер. Для колонки, отобранной на оз. Леман (Швейцария) скорость седиментации оказалась равной 1,2 мм/год, для осадков оз. Павин (Франция) — 1,3 мм/год. Неожиданно высокие скорости накопления (40 мм/год) получены для осадков оз. Танса (Индия).

Коиде и др. (цит. по [203]) определили скорости накопления осадков в 4 колонках, отобранных на разных озерах. Для высокогорных глубоководных озер Таное (Северная Калифорния) и Титикака (граница Перу и Боливии) скорости накопления оказались равными 1 мм/год. В сравнительно мелководных озерах Трout и Мендота (штат Висконсин, США) они оказались значительно выше — 6,3 и 6,0 мм/год соответственно. Позднее В.Д. Виленский и В.В. Аникеев [15] определили скорости накопления осадков оз. Глубокое (Московская обл.). Из 4 изучаемых ими колонок высокие концентрации избыточного ^{210}Pb были обнаружены в верхних горизонтах лишь двух колонок. Полученные скорости накопления составили 5–6 мм/год. Более детальные исследования были выполнены Роббинсом и Эдгингтоном (цит. по [203]) для осадков оз. Мичиган. Осадки были отобраны в различных участках озера. Скорости накопления осадков менялись от 0,1 до 1,2 мм/год. Современные скорости седиментации не отличались от средних за последние 7000 лет. Фармер [151] проанализировал 4 колонки оз. Онтарио (США); скорости накопления менялись в интервале 0,2–1,1 мм/год. Более детальные исследования были выполнены Эвансом и др. [149] для осадков оз. Верхнее (США). 75% осадочного материала, поступающего в озеро, осаждается в 9 его впадинах. Скорость накопления осадков меняется от 0,1 до 3,2 мм/год. Наиболее высокие скорости фиксируются в краевых заливах (> 1,5 мм/год). В открытой части озера, примыкающей к этим заливам, скорости накоп-

ления меняются от 0,7 до 1,9 мм/год. В отдельные годы в периоды сильных штормов (1905, 1916, 1918, 1940 гг.) наблюдается аномальное накопление осадков. Очень низки скорости накопления осадков в центральной части озера, удаленной от областей питания (0,1–0,3 мм/год). Накопление осадков по акватории озера происходит неравномерно. Мартин и Райс [218] определили скорости накопления осадков в двух небольших озерах штата Орегон. Средняя глубина озер 2,4 м. Скорости менялись в значительном интервале 0,9–3,5 мм/год. Авторы работы [148] датировали методом неравновесного ^{210}Pb образцы сфагнового торфа из болот Южной Финляндии, причем предварительно образцы были датированы по годовым приращениям мха (по форме и микроструктуре отдельных растений). По обоим методам получены хорошо сходящиеся результаты.

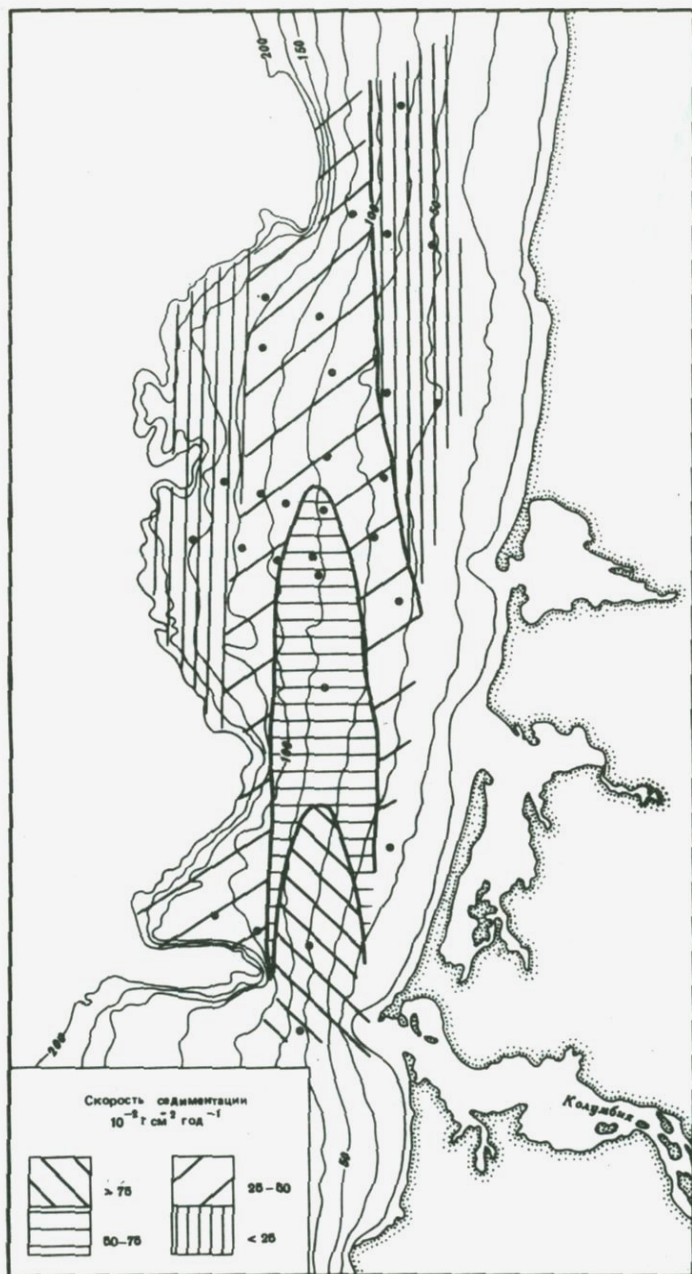
ДАТИРОВАНИЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ШЕЛЬФА И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА

Первые определения скоростей накопления прибрежных морских осадков методом избыточного ^{210}Pb выполнили Коиде и др. (цит. по [203]) для осадков пролива Санта-Барбара и Калифорнийского залива. Скорость накопления в проливе Санта-Барбара оказалась равной 4 мм/год (этот результат был подтвержден варвохронологией), для Калифорнийского залива – 2,7 мм/год.

Скорости седиментации для 7 колонок, отобранных в фьорде р. Сагней (Квебек, Канада) от устья до океана, закономерно уменьшались от 70 до 1 мм/год [298].

Несколько десятков определений скоростей накопления осадков было выполнено для Вашингтонского континентального шельфа [234]. На основе полученных результатов была построена карта скоростей накопления осадков. Наиболее высокие скорости зафиксированы вблизи впадения р. Колумбия (рис. 77). Ее твердый сток распределяется по шельфу в северо-северо-западном направлении до каньона Куинолт. Позднее Карпентер и др. [115] исследовали поступление твердого стока этой реки в 4 каньона континентального склона. В каньоны Астория и Куинолт поступает в 3–4 раза больше осадков по сравнению с каньонами Уиллака и Грейс и другими промежуточными участками склона, т.е. твердый сток р. Колумбия преимущественно захватывается в два каньона.

В.М. Купцовым и др. [50] изучались современные скорости накопления осадков в Рижском заливе. Наиболее высокие скорости (1,5–2 мм/год) зафиксированы в приустьевой части р. Даугава и в центральной глубоководной впадине, в которую поступает большая часть твердого стока реки. В остальных частях залива скорости изменялись в интервале 0,7–1,3 мм/год. Сравнение с результатами радиоуглеродного анализа показало, что за последние несколько тысяч лет скорости седиментации практически не изменились [51].



Р и с. 77. Скорости накопления осадков на континентальном шельфе штата Вашингтон [234]

1-4 - скорость седиментации ($10^{-2} \text{ г/см}^2 \text{ год}$): 1 - > 75, 2 - 50-75, 3 - 25-50, 4 - < 25

ИЗУЧЕНИЕ АНТРОПОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА СОСТАВ И СКОРОСТЬ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ

Широкое распространение получил метод неравновесного ^{210}Pb при изучении загрязнения окружающей среды, которое началось интенсивно около 100 лет назад с началом промышленной революции. Донные отложения внутренних водоемов, шельфа и континентального склона хранят в себе информацию об интенсивности и динамике загрязнения водных акваторий за этот временной интервал. Контроль за загрязнением окружающей среды начал осуществляться лишь в последние десятилетия. Бесконтрольное загрязнение среды привело к сильному загрязнению донных осадков водоема, и в настоящее время отложения, в которых происходят диагенетические преобразования, являются потенциальными источниками загрязнения водных масс. В табл. 65 приведены коэффициенты обогащения некоторыми тяжелыми металлами поверхностного слоя осадков для 4 различных районов с развитой промышленностью, а в табл. 66 — динамика поступления этих металлов в осадки залива Наррагансетт с начала нашего столетия.

Барнес и др. [98] изучали историю антропогенного воздействия на динамику накопления и состав донных осадков в 7 озерах штата Вашингтон. Некоторые участки озер сохранились в ненарушенном состоянии. Большая часть значений скоростей накопления осадков изменяется в интервале 0,37–2,9 мм/год, и в целом они превышают скорости накопления осадков в доисторические времена. Наиболее высокие темпы осадконакопления 5,6–8,3 мм/год зафиксированы для участков, подверженных сильной эрозии берегов, обусловленной строительством дорог, промышленных предприятий и жилых домов. Все осадки, соответствующие возрасту начала промышленной революции, обогащены техногенным свин-

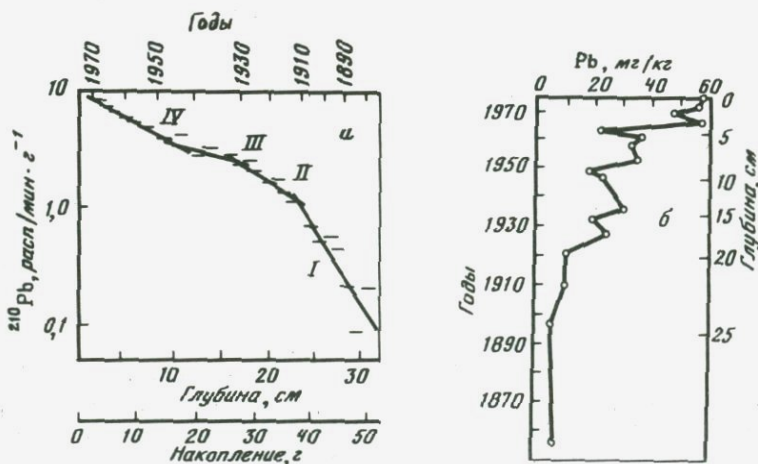


Рис. 78. Антропогенный фактор в колонках осадков

а — изменение скорости седиментации, обусловленное антропогенными факторами в озере штата Вашингтон [98], районы: I — до 1908 г., II — 1909–1932 гг., III — 1932–1944 гг., IV — 1944–1973 гг.; б — изменение поставки техногенного свинца в осадки этого озера с начала промышленной революции

Таблица 65. Коэффициенты обогащения тяжелыми металлами поверхностного слоя осадка

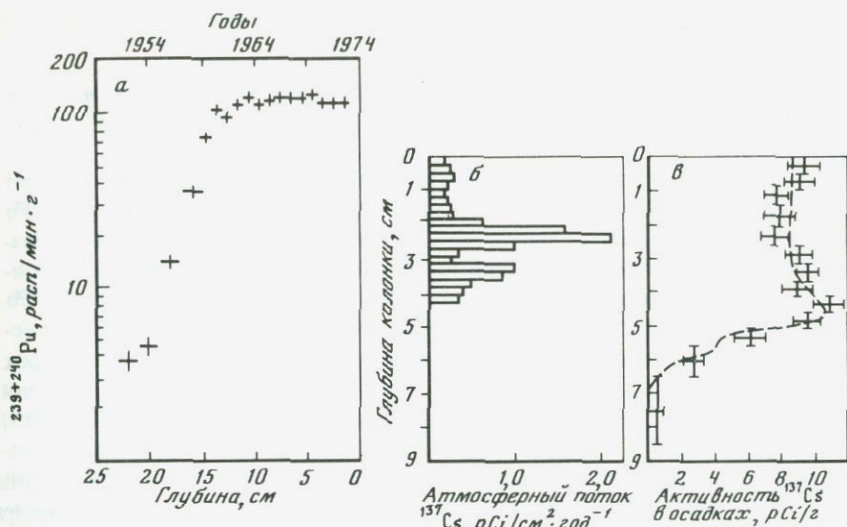
Район	Pb	Cd	Zn	Cu	Cr	Литературный источник
Калифорнийский залив	4,2	1,5	1,4	1,8	—	[64]
Балтийское море	4,1	6,9	2,9	1,9	—	"
Залив Наррагансетт (Восточное побережье США)	4,0	—	3,3	6,7	2,1	"
Западное побережье Шотландии	17–30	—	6,3–7,8	1,2–3	7,5–8,9	[152]

Таблица 66. Концентрация тяжелых металлов в осадках (10^{-6} г/г) залива Наррагансетт

Глубина, см	Временной интервал	Pb	Zn	Cu	Cr
1–2	1972–1973	140	250	190	155
2–3	1971–1972	140	250	190	170
3–4	1970–1971	130	235	190	150
4–5	1969–1970	130	260	220	170
5–6	1968–1969	130	250	220	160
6–7	1967–1968	120	250	210	170
7–8	1966–1967	130	260	210	160
8–9	1965–1966	125	260	200	160
9–10	1964–1965	130	260	200	180
10–11	1963–1964	125	250	200	185
11–12	1962–1963	130	260	200	170
12–13	1961–1962	125	260	190	180
13–14	1960–1961	135	250	195	180
14–15	1959–1960	120	250	190	170
15–17	1057–1959	100	230	140	150
17–19	1955–1957	90	210	130	140
19–21	1953–1955	—	220	130	180
21–23	1951–1953	100	240	—	—
23–25	1949–1951	140	240	140	195
25–27	1947–1949	155	240	130	210
27–29	1935–1947	140	250	150	190
29–31	1923–1935	105	205	110	150
31–33	1911–1923	110	180	87	120
33–35	1899–1911	90	140	57	93

дом. На рис. 78, а по данным этой работы приведены результаты определения скорости седиментации для одного из исследуемых озер в различные временные интервалы, начиная с 1880 г. Тенденция увеличения скорости седиментации проявляется отчетливо. На рис. 78, б приведена динамика поступления техногенного свинца в осадки этого же озера.

Особую озабоченность вызывает радиоактивное загрязнение окружаю-



Р и с. 79. Техногенные элементы в атмосфере и донных осадках

a — динамика поступления техногенного $^{239+240}\text{Pu}$ в донные отложения залива Наррагансетт [164]; *б* — атмосферный поток ^{137}Cs над поверхностью оз. Мичиган; *в* — изменение концентрации техногенного ^{137}Cs по длине колонки, отобранной в оз. Мичиган [203]

щей среды. Ядерные взрывы, заводы по переработке ядерного топлива, атомные электростанции поставляют большое количество радиоактивных веществ, значительная часть которых осаждается и во внутренних водоемах, на шельфе и континентальном склоне. Для изучения динамики накопления этих радиоактивных элементов широкое применение нашел метод неравновесного ^{210}Pb . На рис. 79, *a* приведен характер изменения концентрации $^{239+240}\text{Pu}$ в донных отложениях залива Наррагансетт (Восточное побережье США). Высокие концентрации плутония в верхнем 10-сантиметровом прослое осадков соответствуют временному интервалу 1961–1974 гг. Равномерная концентрация обусловлена энергичным бентическим перемешиванием этого слоя осадков. На рис. 79, *б* приведено изменение концентрации ^{137}Cs в донных отложениях оз. Мичиган. Область высоких значений концентрации соответствует 6 см, характер распределения, как и в предыдущем случае, обусловлен активным бентическим перемешиванием. Динамика поступления техногенных радиоактивных элементов в глобальном масштабе обусловлена интенсивностью проведения ядерных испытаний. Атмосферный поток ^{137}Cs в различные годы приведен на рис. 79, *в*.

Проводится изучение масштабов загрязнения и для отдельных ядерных предприятий. Сван и др. [320] изучали динамику накопления ^{137}Cs , поступающего с завода по переработке ядерного топлива, в осадках Клайд-Фьорда.

ОБЩИЕ КРИТЕРИИ ПРИГОДНОСТИ ДОННЫХ ОСАДКОВ ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ

Даже при выполнении предположений, лежащих в основе применения метода, имеется ряд обстоятельств, препятствующих успешному его использованию.

Большие осложнения может вызвать изменение гранулометрического состава донных осадков с течением времени. Начальная активность ^{210}Pb зависит от гранулометрии осадков. Соотношение между медианным размером гранул и активностью ^{210}Pb приведено на рис. 80 для осадков континентального шельфа штата Вашингтон. Начальная активность ^{210}Pb может измениться в 20 раз при изменении размера зерен. В табл. 67 приведено значение активности ^{210}Pb в поверхностном слое осадков для трех колонок, отобранных в этом же районе, для песчаной, алевритовой и пелитовой фракций. Сильно изменяется не только начальная активность, но и ее отношение к фоновой. Наиболее пригодны для датирования осадки пелитовой размерности зерен. Итак, при изменении гранулометрии осадков по длине колонки изменение активности ^{210}Pb будет определяться не только радиоактивным распадом, и таким образом будет нарушено одно из основных предположений, лежащих в основе применения метода.

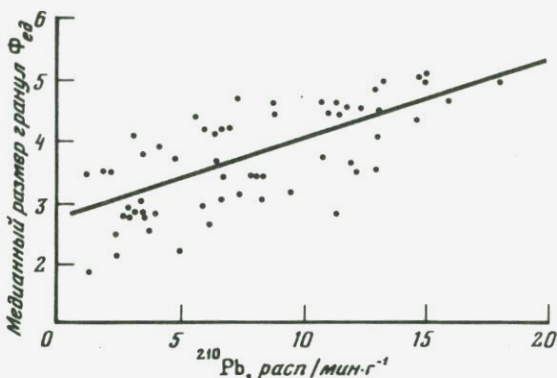
Если осадки накапливаются с небольшими скоростями ($\leq 0,5$ мм/год), предельно определяемое значение возраста будет соответствовать небольшому интервалу длины колонки (~ 50 мм). Для определения скорости седиментации необходимо выделить для анализа 3–4 горизонта, что вызывает большие затруднения, учитывая повышенную влажность поверхностного слоя осадков (практически он полужидкий). Погрешность выделения горизонтов становится большой, и надежность датировок понижается.

Низкая начальная активность избыточного ^{210}Pb сильно снижает возрастной предел датирования. Эта низкая активность обычно обуславливается либо крупным гранулометрическим составом, либо высоким значе-

Таблица 67. Активность ^{210}Pb в различных гранулометрических фракциях осадков континентального шельфа штата Вашингтон [234]

№ станции горизонт, см	Песок		Алеврит		Пелитовая фракция	
	A	N	A	N	A	N
W 7606 A Sta 24 A 0–3	2,5 ± 0,1	15	3,5 ± 0,2	20	11,5 ± 0,3	65
W 7606 A Sta 26 C, 0–3	6,2 ± 0,4	20	9,7 ± 0,4	30	16,9 ± 0,5	50
W 7606 A Sta 28 C, 0–3	3,0 ± 0,1	10	10,4 ± 0,2	30	21,1 ± 0,5	60
Среднее		15		25		60

Примечание. A – активности расп/мин · г⁻¹; N – отношение активностей.



Р и с. 80. Соотношение размеров зерен и начальной активности ^{210}Pb для осадков континентального шельфа штата Вашингтон [234]

нием собственной активности осадков (высокой концентрацией урана).

Толстый поверхностный перемешиваемый слой сильно снижает начальную избыточную активность ^{210}Pb . При низких скоростях седиментации практически весь возрастной диапазон метода может уложиться в слое бентического перемешивания и в этом случае можно давать лишь верхнюю возрастную оценку.

Метод неравновесного ^{210}Pb наиболее успешно применяется к достаточно быстро накапливающимся осадкам (> 1 мм/год), содержащим $> 40\%$ алевритовой и нелитовой фракций, которые не очень глубоко перемешаны бентическими организмами.

МЕТОДЫ ДАТИРОВАНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОРОТКОЖИВУЩИХ ИЗОТОПОВ

При необходимости измерения временных интервалов порядка нескольких лет или даже месяцев (высокие скорости накопления осадков) целесообразно использовать изотопы с малыми периодами полураспада, так как за небольшой промежуток времени долгоживущие изотопы распадаются незначительно и чувствительность метода определения возраста сильно снижается. Такими изотопами являются продукты распада урана и тория: ^{228}Th ($T_{1/2} = 1,9$ лет), ^{228}Ra ($T_{1/2} = 6,7$ лет) и ^{234}Th ($T_{1/2} = 24,1$ дня).

МЕТОД $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$

Многочисленные определения содержания изотопов тория в океанических водах показали, что отношение $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ значительно отличается от равновесного [113, 163, 247]. Для Атлантического океана величина отношения меняется в интервале 12–16, для Тихого – 10–25. Повышенные отношения обусловлены миграцией ^{228}Ra из осадков в океанические воды. Распад ^{228}Ra в воде приводит к образованию ^{228}Th , который неустойчив в водах океанов и морей и быстро поступает в осадки. Так, в Нью-Йоркской бухте время пребывания ^{228}Th в воде меняется от 10 до 70 дней [210]. В общем случае ^{228}Th , который содержится в осадках, поступает в них из 4 различных источников. Во-первых, часть его посту-

Таблица 68. Изотопы тория в осадках впадины Святой Барбары в Калифорнийском заливе

Глубина, см	Время отложения, годы	t , годы	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}$ ед. активности	$^{232}\text{Th} \cdot 10^{-6}$ г/г	$\frac{^{228}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}$, ед. активности	$\frac{^{228}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}$, нарастание при рас- паде ^{232}Th	$\frac{^{228}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}$, нарастание при рас- паде ^{228}Ra ($R = 0,9$)
0-1,5	1970-1971	1,0	1,10	7,4	2,19	0,02	0,26
0-1,6	1970-1971	1,0	1,11	7,8	1,56	0,02	0,26
1,6-3,5	1968-1970	2,5	1,10	9,1	1,12	0,08	0,47
3,5-5,2	1966-1968	4,5	1,20	7,2	0,56	0,20	0,55
5,2-6,6	1964-1966	6,5	1,15	6,8	0,29	0,32	0,52
6,6-7,7	1962-1964	8,5	1,08	7,8	0,13	0,43	0,47
7,7-8,6	1960-1962	10,5	1,24	8,0	0,07	0,53	0,41
10,4-11,2	1954-1956	16,5	1,15	7,9	-	0,75	0,22

падет в составе терригенного материала, в котором он содержится в равновесном по отношению к ^{232}Th соотношении. Обычно предполагается, что если осадки обрабатывать соляной кислотой, этот торий в раствор не переходит. В растворимую фазу переходит аутигенный ^{228}Th , частично он осаждается из морской воды, часть его образуется в осадке из ^{232}Th , который в свою очередь был осажден из морской воды, а часть при распаде ^{228}Ra в осадках, в которые он также поступил из морской воды (рис. 81). В общем случае количество ^{228}Th , зафиксированного в выщелате, можно написать в виде соотношения (поделив предварительно все члены уравнения на содержание ^{232}Th в выщелате):

$$\frac{^{228}\text{Th}}{^{232}\text{Th}} = \frac{^{228}\text{Th}_0}{^{232}\text{Th}} + \frac{^{228}\text{Th}_{232}}{^{232}\text{Th}} + \frac{^{228}\text{Th}_{228}}{^{232}\text{Th}},$$

где ^{228}Th — измеренное в выщелате содержание ^{228}Th ; $^{228}\text{Th}_0$ — содержание тория, непосредственно осажденного из воды; $^{228}\text{Th}_{232}$ — содер-

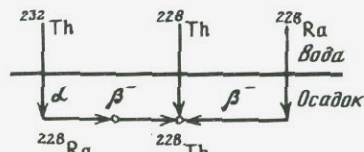
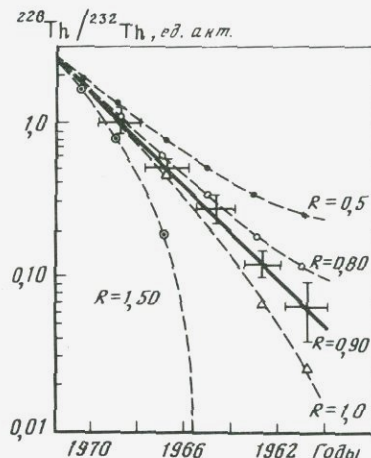


Рис. 81. Источники поступления аутигенного ^{228}Th в осадки

Рис. 82. Вычисленные величины отношения $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ для осадков впадины Святой Барбары в Калифорнийском заливе для различных значений R (при $R = 0,9$ результаты аппроксимируются прямой линией)



жание тория, образовавшегося при распаде ^{232}Th , осажденного из воды; $^{228}\text{Th}_{228}$ — содержание тория, образовавшегося при распаде ^{228}Ra .

На основании закона накопления дочерних продуктов распада можно написать

$$\frac{^{228}\text{Th}}{^{232}\text{Th}} = \frac{^{228}\text{Th}_0}{^{232}\text{Th}} + \left[1 + \frac{\lambda_{\text{Ra}_8} \cdot e^{-\lambda_{\text{Th}_8} \cdot t} - \lambda_{\text{Th}_8} \cdot e^{-\lambda_{\text{Ra}_8} \cdot t}}{\lambda_{\text{Th}_8} - \lambda_{\text{Ra}_8}} \right] + \frac{R \lambda_{\text{Th}_8} [e^{-\lambda_{\text{Ra}_8} \cdot t} - e^{-\lambda_{\text{Th}_8} \cdot t}]}{\lambda_{\text{Th}_8} - \lambda_{\text{Ra}_8}},$$

где λ_{Ra_8} , λ_{Th_8} — константы распада ^{228}Ra и ^{228}Th соответственно; $R = \frac{^{228}\text{Ra}_0}{^{228}\text{Th}_0}$, где $^{228}\text{Ra}_0$ — активность радия в момент отложения.

Определение возраста производится по скорости спада величины $^{228}\text{Th}_0/^{232}\text{Th}$ по длине колонки. Основной предпосылкой метода датирования является требование, чтобы оба изотопа осаждались из воды в одинаковой пропорции. Генезис ^{232}Th и ^{228}Th в морской воде различен, первый поступает в океан с речным стоком, ^{228}Th образуется при распаде ^{228}Ra в морской воде, поэтому это требование в общем случае не выполняется. Более целесообразно требовать выполнения более простых предпосылок (по аналогии с методом (^{230}Th): 1) содержание ^{228}Ra и ^{228}Th в океанических водах должно оставаться постоянным в течение интервала времени датирования; 2) в осадках должна отсутствовать миграция ^{228}Th , ^{228}Ra и ^{232}Th ; 3) скорость осаднения ^{228}Th , ^{228}Ra и ^{232}Th на океаническое дно должна быть постоянной во времени; 4) должны отсутствовать процессы переотложения осадочного материала и бентическое перемешивание.

Для определения возраста какого-либо горизонта относительно нулевого необходимо измерить величину $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ в кислотной вытяжке для этих горизонтов и ^{232}Th и ^{228}Ra — в нулевом горизонте. Однако методически крайне удобно измерить только величины отношения изотопов тория, при этом не нужно определять концентрации тория и радия. Если ввести предположение, что осадки накапливаются равномерно, величину R просто подбирают исходя из условия, что логарифм $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$

по длине колонки должен аппроксимироваться прямой линией, при этом необходимо для надежности проводить определения, как минимум, в 5–6 горизонтах. В табл. 68 приведены результаты определения изотопного состава тория для осадков впадины Святой Барбары в Калифорнийском заливе (Коиде, цит. по [203]), а на рис. 82 – результаты вычислений $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ для различных значений R . При $R = 0,9$ результаты хорошо аппроксимируются уравнением прямой линии.

МЕТОД $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$

Концентрации изотопов радия в океанических водах, значительно превышающие равновесные с материнскими элементами значения, обусловлены миграцией радия из донных осадков. При своем росте кораллы сорбируют радий в значительно больших количествах по сравнению с их материнскими элементами – изотопами тория, содержание которых в водах ничтожно. С течением времени происходит распад в основном короткоживущего ^{228}Ra . Если предположить, что миграция радия в коралловом скелете отсутствует, изменение отношения $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ с глубиной обусловлено распадом радия:

$$^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}(t) = (^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra})_0 e^{-\lambda_8 t},$$

где $(^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra})_0$ – отношение изотопов в момент формирования; λ_8 – константа распада ^{228}Ra .

Метод датирования был применен для определения скорости роста кораллов во временном интервале до 30 лет [230]. Попытка этими же авторами определить скорости роста кораллов по отношению $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ не увенчалась успехом.

МЕТОД $^{228}\text{Th}/^{228}\text{Ra}$

Океанические воды содержат низкие концентрации тория вследствие его малого времени пребывания и сравнительно высокие (относительно тория) концентрации радия, поступающего в воду из донных осадков. Поэтому во всех вторичных образованиях, захватывающих эти элементы из воды (кораллы, раковины, оолиты и др.), величина $^{228}\text{Th}/^{228}\text{Ra}$ практически равна нулю. С течением времени происходит накопление ^{228}Th

$$^{228}\text{Th}(t) = ^{228}\text{Ra}(1 - e^{-\lambda_8 t}),$$

где λ_8 – постоянная распада ^{228}Th , ^{228}Ra – концентрация радия. Метод позволяет определять возраст в интервале до 10 лет.

Подводное гидротермальное поле на глубине 2500 м было обнаружено на Галапагосском поднятии. Интенсивная поставка глубинных веществ, повышенные температуры создали условия для развития уникального биологического сообщества. Раковины организмов в районе гидротерм достигают 30 см и больше. В районе гидротермального поля была отобрана раковина умершего моллюска длиной 22 см. Измерения содержания изотопов дали следующие результаты [334]:

активности (расп/мин · г⁻¹)

²²⁶Ra — 0,0515 ± 0,0022

²²⁸Ra — 0,00200 ± 0,00029

²²⁸Th — 0,00135 ± 0,00030

²¹⁰Pb — 0,195 ± 0,006

отношение активностей

²³⁴U/²³⁸U — 1,19 ± 0,08

²²⁸Th/²²⁸Ra — 0,68 ± 0,18

²²⁸Ra/²²⁶Ra — 0,039 ± 0,006

²¹⁰Pb/²²⁶Ra — 3,79 ± 0,20

Возраст раковины по отношению ²²⁸Th/²²⁸Ra составляет 6,5₋₃⁺⁵ года. Возраст является реальным при условии, что отсутствует миграция ²²⁸Th и ²²⁸Ra и в начальный момент времени концентрация тория действительно равна нулю.

МЕТОД ²³⁴Th/²³⁸U

²³⁴Th образуется при распаде ²³⁸U, содержание которого в океанических водах довольно велико. Время удаления этого изотопа в осадок по данным разных авторов и в зависимости от конкретной обстановки меняется от 1,4 дня до 4 месяцев (Мацумото, цит по [247], Аллер и Кохран, цит по [247], Аллер и др. [90], Кауфман и др., цит по [90, 190]).

²³⁴Th обогащает верхний слой осадков подобно ²³⁰Th. Осадки, накапливающиеся со скоростями ~10 см/год, практически не наблюдаются (период полураспада ²³⁴Th — 24,1 дня). Но неравновесное значение ²³⁴Th/²³⁸U используется широко для изучения механизма перемешивания донных осадков бентосными организмами, которые в процессе своей жизнедеятельности затягивают свежевывапшие осадки на достаточно большие глубины. Изучение распределения ²³⁴Th/²³⁸U по длине колонки позволяет получать диффузионные параметры этого явления и оценивать долю перенесенного свежесажженного материала на глубину.

Глава II

КОСМОГЕННЫЕ ИЗОТОПЫ

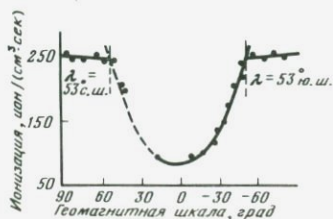
МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ГЕОСФЕРАХ

Космогенные радиоактивные изотопы образуются в основном при взаимодействии космических лучей с веществом земной атмосферы, частично они могут поступать на землю в составе космических лучей, солнечного ветра, с космической пылью и с веществом метеоритов. Вклад этих источников различен, однако в некоторых случаях мы не можем пренебрегать ими, особенно учитывая большие экспериментальные трудности при изучении поступления вещества из этих источников и приближенный характер количественных оценок. В метеоритах и в космической пыли космогенные радиоактивные элементы образуются при взаимодействии их вещества с космическими лучами, поэтому космические лучи следует рассматривать как основную движущую силу, поддерживающую постоянное образование в ядерных реакциях практически всех элементов легче железа,

большинство из которых являются радиоактивными с временами жизни в широком временном диапазоне. Определение абсолютного возраста по космогенным радиоактивным изотопам можно проводить, если мы знаем закономерности и механизм их образования в прошлые эпохи, в те временные интервалы, которые подлежат определению. При зарождении методов геохронологии по космогенным радиоактивным элементам в 50-е годы нашего столетия, когда изучение природы космических лучей еще только начиналось, предполагалось, что интенсивность космических лучей постоянна и, следовательно, постоянна скорость образования космогенных радиоактивных элементов. Точность определений, которая была достигнута на первых этапах, (10–15%) показала вполне удовлетворительной, однако в дальнейшем, по мере углубления наших знаний о природе космических лучей и по мере увеличения требовательности к точности датировок, была проведена тщательная и трудоемкая работа по выявлению вариаций космических лучей и о влиянии этих вариаций на точность возрастных определений. Эта работа не окончена еще и к настоящему времени, что в значительной мере определяет достижимую точность геохронологических определений. В первых разделах этой главы мы рассмотрим основные сведения об источниках поставки космического вещества в земную кору и донные отложения океанов и морей.

ОБРАЗОВАНИЕ КОСМОГЕННЫХ ИЗОТОПОВ В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

Взаимодействие космических частиц с магнитным полем Земли приводит к изменению их интенсивности в зависимости от геомагнитной широты (рис. 83). При взаимодействии с атмосферой значительная часть энергии первичных космических частиц поглощается с образованием вторичного, менее энергетического космического излучения, состоящего из нуклонов различных энергий, мезонов, γ -квантов, электронов, позитронов и других частиц. Нейтроны и протоны вторичных космических лучей являются главными участниками ядерных реакций, приводящих к образованию космических радиоактивных изотопов в атмосфере Земли. Магнитное поле Земли и поглощение в атмосфере обуславливают неоднородное энергетическое распределение потока вторичных космических частиц по широте и высоте. Основные реакции, приводящие к образованию космогенных радиоактивных изотопов в атмосфере Земли, протекают при взаимодействии вторичных космических лучей с ядрами азота, кислорода и аргона, которые являются основными составляющими атмосферного воздуха. В табл. 69, по данным [205], в порядке возрастания периодов полураспада приведены все зарегистрированные к настоящему времени космогенные



Р и с. 83. Изменение интенсивности космических лучей в зависимости от геомагнитной широты [76]

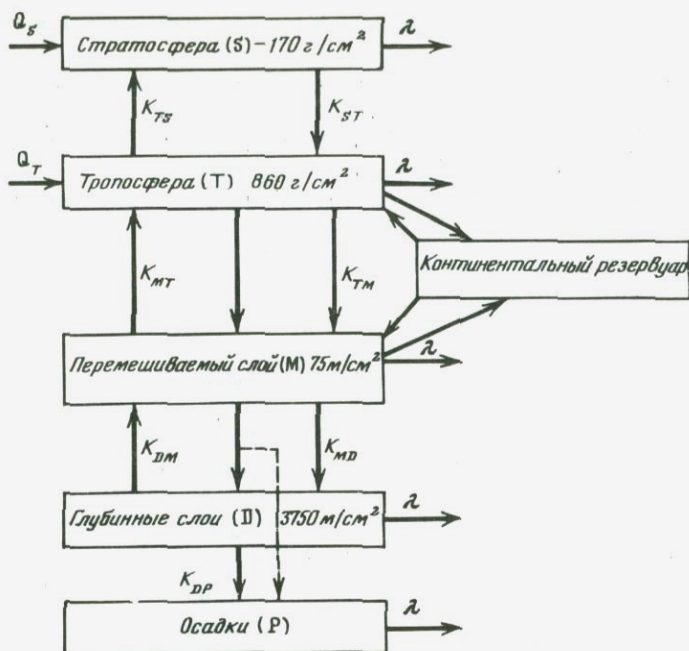
Таблица 69. Космогенные радиоактивные изотопы, образующиеся в атмосфере Земли

Изотоп	Период полураспада	Вид радиации и энергия излучения, КэВ	Основные ядра-мишени
^{10}Be	$1,5 \cdot 10^6$ лет	β^- 550	N
^{26}Al	$7,4 \cdot 10^5$ лет	β^+ 1170	Ar
^{36}Cl	$3,1 \cdot 10^5$ лет	β^- 714	Ar
^{81}Kr	$2,1 \cdot 10^5$ лет	K-захват X-лучи	Kr
^{14}C	5730 лет	β^- 156	N
^{32}Si	105 лет	β^- 100	Ar
^{39}Ar	270 лет	β^- 565	Ar
^3H	12,3 года	β^- 18	N
^{22}Na	2,6 года	β^+ 540 γ 1300	Ar
^{35}S	87 дней	β^- 167	Ar
^7Be	53 дня	γ 480 (11%)	N
^{37}Ar	35 дней	K-захват	Ar
^{33}P	25 дней	β^- 250	Ar
^{32}P	14,3 дня	β^- 1700	Ar
^{28}Mg	21 ч	β^- 420	Ar
^{24}Na	15 ч	β^- 1400	Ar
^{38}S	2,9 ч	β^- 1100	Ar
^{31}Si	2,6 ч	β^- 1470	Ar
^{39}Cl	55 мин	β^- 1900	Ar
^{38}Cl	37 мин	β^- 4800 (53%)	Ar
^{34}Cl	32 мин	β^- 4500 (47%)	Ar

радиоактивные изотопы, типы излучения, возникающие при распаде этих изотопов и основные ядра-мишени, на которых они образуются.

Образовавшиеся ядра быстро окисляются и захватываются частицами аэрозолей (кроме изотопов благородных газов, трития и углерода). В процессах атмосферной циркуляции они достигают нижних слоев тропосферы, откуда эффективно удаляются при конденсации тропосферной влаги с дождями и снегом. Таким образом они вводятся в литосферу и гидросферу. Несколько иначе ведет себя радиоуглерод, после образования он окисляется до двуокиси углерода, перемешивается с атмосферной двуокисью углерода и в процессах молекулярного обмена на границе атмосфера—гидросфера поступает в гидросферу и океан.

Тритий, после образования окислившийся до воды, и благородные газы перемешиваются с атмосферной влагой и газами и вместе с ними принимают участие во всех процессах, связанных с перемещениями воздушных масс атмосферы. Качественные особенности глобального распределения космогенных изотопов определяются их временами жизни, физическими и химическими свойствами. Количественное рассмотрение про-



Р и с. 84. Шестирезервуарная модель распределения космогенных радиоактивных элементов [205]

Q_S Q_T – скорости образования элементов соответственно в стратосфере и тропосфере при взаимодействии космических лучей с веществом атмосферы; λ – изменение концентрации изотопа, обусловленное его радиоактивным распадом; k_{ij} – константы обмена между соответствующими резервуарами; цифры обозначают плотность вещества для соответствующих резервуаров

Таблица 70. Распределение (в %) космогенных радиоактивных изотопов в обменных резервуарах [205]

Изотоп	Стратосфера	Тропосфера	Континентальный резервуар	Перемешиваемый океанический слой	Глубинный океанический слой	Осадки океана
^{10}Be	$3,7 \cdot 10^{-5}$	0,23	29	$5,7 \cdot 10^{-4}$	10^{-2}	71
^{26}Al	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$7,7 \cdot 10^{-6}$	29	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	71
^{36}Cl	10^{-4}	$6 \cdot 10^{-6}$	29	1,4	69	0
^{14}C	0,3	1,6	4	2,2	92	0,4
^{32}Si	0,19	$1,1 \cdot 10^{-2}$	29	0,35	68	2,8
^{39}Ar	16	83	0	$2 \cdot 10^{-2}$	0,3	0
^3H	6,8	0,4	27	35	30	0
^{22}Na	25	1,7	21	44	8	0
^{35}S	57	8	10	24	0,4	0
^7Be	60	11	8	20	0,2	0
^{37}Ar	63	37	0	0	0	0
^{33}P	64	16	5,6	13	$7 \cdot 10^{-2}$	0
^{32}P	60	24	4,7	11	10^{-2}	0

цессов распределения химических элементов, в том числе и радиоактивных, проводится при помощи математических моделей. Обычно это модели резервуарного типа, в которых вся система атмосфера—континент—океан разбивается на несколько независимых резервуаров.

Лал (цит. по [113]) рассмотрел шестирезервуарную модель распределения космогенных изотопов и рассчитал распределение некоторых изотопов в этих резервуарах (рис. 84). В табл. 70 приведено распределение (в долях) и скорости распада космогенных радиоактивных изотопов в обменных резервуарах для изотопов с периодами полураспада больше одного дня, так как остальные изотопы, перечисленные в табл. — 69, практически не выходят за пределы стратосферы и тропосферы, в которых они образуются, вследствие малого времени жизни. В океанических осадках накапливается основная часть ^{10}Be , ^{26}Al и совершенно отсутствуют ^{39}Ar , ^3H , ^{22}Na и другие изотопы. В атмосфере сосредоточена большая часть короткоживущих изотопов.

Из всех вышеперечисленных изотопов применение в океанологии нашли изотопы ^7Be , ^3H , ^{14}C для изучения перемещения водных масс и изотопы ^{14}C , ^{10}Be , ^{26}Al , ^{32}Si при датировании океанических осадков.

МЕТЕОРИТЫ. КОСМИЧЕСКАЯ ПЫЛЬ

В межпланетном пространстве солнечной системы движется огромное количество тел, масса которых меняется в широком диапазоне от 10^{-12} г до нескольких миллионов тонн. Частички с меньшей массой под действием давления солнечного излучения покидают Солнечную систему, а тело с массой 1 млн тонн может упасть на Землю с вероятностью 1 раз в миллион лет [69]. Ежедневно Земля сталкивается с миллионами космических пылинок. Количество тел N с массой m , выпадающих на 1 км^2 поверхности Земли в год, подчиняется закономерности [70]

$$\lg N = 12,43 - 0,39 \lg m.$$

Пройти земную атмосферу и достигнуть поверхности могут только достаточно крупные тела, их мы и называем метеоритами. При движении через атмосферу со скоростью 12–20 км/с космические частицы нагреваются, их поверхностный слой расплавляется и испаряется. При скорости 12 км/с теряется 80–90% массы метеорита, при скорости 20 км/с на Землю выпадает 1% первоначальной массы. При движении в земной атмосфере лишь очень мелкие частички не испытывают теплового воздействия, размеры этих частичек — десятые доли микрона, а при малых скоростях — и десятки микрон. Масса частичек космической пыли значительно больше массы больших метеоритных тел, они и составляют основную массу космического вещества, выпадающего на Землю.

В последние годы в метеоритах удалось обнаружить большое число радиоактивных космогенных изотопов: ^{48}V (16 дней), ^{51}Cr (27,8 дня), ^{37}Ar (35 дней), ^{58}Co (71 день), ^{56}Co (77 дней), ^{46}Sc (84 дня), ^{45}Ca (164 дня), ^{57}Co (270 дней), ^{54}Mn (291 день), ^{49}V (330 дней), ^{22}Na (2,58 года), ^{56}Co (77 дней), ^{14}C ($5,7 \cdot 10^3$ лет), ^{60}Co (5,24 года), ^3H (12,3 года), ^{32}Si (105 лет), ^{44}Ti (~ 200 лет), ^{39}Ar (270 лет), ^{59}Ni ($8 \cdot 10^4$ лет), ^{36}Cl ($3,1 \cdot 10^5$ лет), ^{26}Al ($7,4 \cdot 10^5$ лет), ^{53}Mn ($\geq 2 \cdot 10^6$ лет), ^{10}Be ($1,5 \cdot 10^6$ лет) и ^{40}K ($1,2 \cdot 10^9$ лет) [52].

ВАРИАЦИИ ИНТЕНСИВНОСТИ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ В ПРОШЛОМ

Успешное использование космогенных изотопов в ядерной геохронологии в значительной степени определяется нашими знаниями о возможных вариациях космических лучей в прошлом. Учитывая возраст осадочного чехла океана и перспективы обнаружения космогенных изотопов с большими периодами полураспада по мере усовершенствования экспериментальной техники, этот временный интервал должен охватывать несколько сотен миллионов лет, но при обосновании применимости отдельного метода достаточно рассматривать временные интервалы, не превышающие 8–10 периодов полураспада соответствующего изотопа.

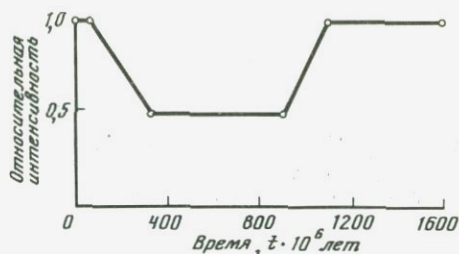
Наилучшим методом изучения временных вариаций космических лучей в прошлые эпохи является определение концентрации космогенных изотопов в хорошо датированных образцах. Действительно, зная возраст образца, мы всегда можем пересчитать концентрацию космогенных изотопов на начальный момент времени в том геохимическом резервуаре, в котором происходило формирование этого образца. Космогенные изотопы образуются в основном в атмосфере, поэтому необходимо пересчитать концентрацию на этот резервуар с использованием модельных представлений, однако уже здесь возникают определенные трудности, так как пересчет при помощи резервуарных моделей требует знания состояния этих геохимических резервуаров в прошлые эпохи. Даже если формирование датированного образца происходило в атмосфере, изучение распределения космогенных изотопов в различных резервуарах необходимо, так как концентрация космогенного изотопа в атмосфере зависит и от характера этого распределения. Таким образом, кроме хорошего знания возраста мы должны еще иметь представление и о состоянии основных геохимических резервуаров, которое определяется в основном климатическими факторами.

Наиболее эффективным инструментом изучения вариаций космических лучей в прошлые эпохи явилось использование образцов древесины, хорошо датированных дендрохронологическим методом. Об интенсивности космических лучей свидетельствует концентрация радиоуглерода в образцах древесины известного возраста, измеренная с низкой экспериментальной погрешностью (0,2–0,3%). Этот метод оказался исключительно эффективным для изучения временных вариаций в интервале до 8 тыс. лет с временным разрешением 20–30 лет. Сравнительно невысокий верхний предел определяется наличием у экспериментаторов образцов древесины такого возраста, найденной к настоящему времени.

В ближайшее время дендрохронологи надеются расширить этот временный интервал до 12 тыс. лет. Более подробно результаты, полученные этим методом, будут рассмотрены в разделе об радиоуглеродном методе датирования.

Другими, не менее важными объектами исследования вариаций космических лучей в прошлые эпохи являются метеориты и образцы лунных пород. При изучении метеоритов можно получать информацию об интенсивности космических лучей за последние несколько сотен миллионов лет на расстояниях в сотни миллионов километров от Земли. Изучение вариаций космических лучей с использованием вещества метеоритов являет-

Р и с. 85. Изменение интенсивности космических лучей за последние 1,6 млрд. лет, полученное по результатам изучения содержания космогенных радиоактивных элементов в метеоритах [52]



ся актуальной проблемой не только для ядерной геохронологии, но и при решении многих проблем астрофизики и космохимии, и этому вопросу посвящено много дискуссионных работ.

Сущность метода изучения вариаций заключается в измерении интегральной активности отдельных космогенных изотопов. Используя набор радиоактивных элементов с различными периодами полураспада, можно получать сведения об интенсивности космических лучей за определенные интервалы времени (порядка 1,5 периодов полураспада соответствующего изотопа). Каждый изотоп образуется при взаимодействии космических лучей определенного энергетического спектра с веществом метеорита, и это вносит определенные трудности при интерпретации экспериментальных данных. Для изучения вариаций космических лучей за последние несколько миллионов лет используют изотопы ^{10}Be , ^{26}Al , ^{53}Mn , ^{36}Cl .

По активности ^{22}Na и ^{26}Al в шести хондритах, выпавших за период последнего солнечного цикла, А.К. Лаврухина показала, что средняя интенсивность космических лучей в течение последнего миллиона лет была такой же, как и в период последнего солнечного цикла. На основании изучения скорости образования ^{21}Ne и сравнении ее со средним содержанием для метеоритов этот вывод справедлив и для временного интервала до 50 млн. лет. Однако при этом не устраняется возможность кратковременных изменений интенсивности, которые происходят за достаточно короткие промежутки времени таким образом, что не меняют существенно интегрального значения активности, усредненного по достаточно большому временному интервалу.

При изучении вариаций космических лучей за более длительные временные интервалы необходимо привлекать изотопы с большими периодами полураспада. По распределению ^{40}K в метеоритном веществе А.К. Лаврухина построила график изменения интенсивности космических лучей в Солнечной системе за последние 2 млрд. лет (рис. 85). В интервале 50–1100 млн. лет интенсивность космических лучей уменьшилась практически в два раза, а во временном интервале 1,1–2 млрд. лет находилась приблизительно на уровне современного значения.

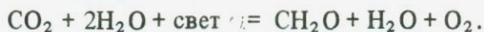
РАДИОУГЛЕРОДНЫЙ МЕТОД ДАТИРОВАНИЯ

Датирование по ^{14}C осадочных образований является одним из наиболее точных и надежных методов ядерной геохронологии. Широкое распространение углерода в осадочных образованиях, хорошо разработанная техника определения концентрации ^{14}C сделали метод мощным инструментом изучения геологических процессов за последние 50–70 тыс. лет.

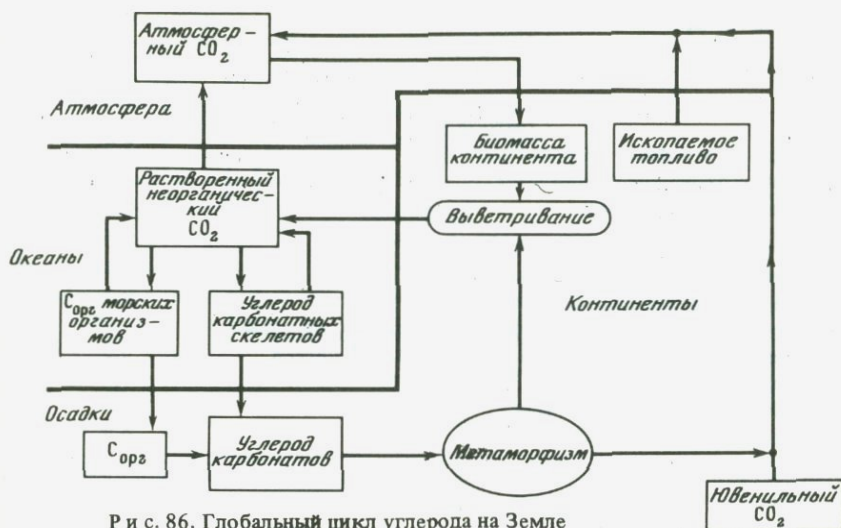
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОУГЛЕРОДА В ЗЕМНЫХ ГЕОСФЕРАХ И ПРЕДПОСЫЛКИ МЕТОДА ДАТИРОВАНИЯ

Радиоуглерод — бета-излучатель с максимальной энергией частиц 156 кэВ и периодом полураспада 5730 лет. В природе встречаются три изотопа углерода: ^{12}C , ^{13}C и ^{14}C , их относительная распространенность соответственно составляет 98,9%, 1,1% и $1,18 \cdot 10^{-4}\%$. Радиоактивным является лишь изотоп с массой 14. ^{14}C может образовываться в нескольких ядерных реакциях, которые протекают в естественных и искусственных условиях. Основная часть радиоуглерода образуется по реакции $^{14}\text{N}(n, p)^{14}\text{C}$ при взаимодействии вторичных тепловых нейтронов космического излучения с ядрами азота атмосферы. Из-за малых значений сечений взаимодействия или низкого содержания ядер, на которых образуется ^{14}C , роль других реакций мала. Вследствие сильной анизотропии потока космических лучей в атмосфере Земли скорость образования радиоуглерода для различных геомагнитных широт сильно различается. Как уже указывалось ранее, эта анизотропия обусловлена взаимодействием первичного космического излучения с магнитным полем Земли. Сильной анизотропии подвержена и зависимость скорости образования ^{14}C от высоты над уровнем моря. Распределение концентрации ^{14}C в атмосфере в конечном счете определяется процессами массопереноса и временем пребывания. Образовавшийся ^{14}C окисляется до CO_2 , которая перемешивается с атмосферной CO_2 и вступает в обменный углеродный цикл.

Основной биохимический цикл углерода захватывает небольшую часть общих запасов углерода на Земле, но он является крайне важным для обеспечения жизненных процессов на Земле; при этих процессах происходит переход углерода из двуокиси в живое вещество и обратно в двуокись углерода (рис. 86). Все основные элементы этого основного кругооборота составляют так называемый "обменный резервуар", охватывающий атмосферу, биосферу и гидросферу. В первом приближении распределение радиоуглерода в этих резервуарах считается стационарным. Выход радиоуглерода из обменного резервуара (смерть организма и его захоронение в осадках) означает, что с этого момента включились ядерные часы и начался отсчет времени, начиная с которого концентрация радиоуглерода в отложившемся организме начинает уменьшаться по закону радиоактивного распада. Движущей силой всех процессов, связанных с образованием жизни на Земле и обусловивших биогеохимический цикл углерода, является фотосинтез, который можно описать химической реакцией:



В процессе фотосинтеза разрушается углекислота, выделяется кислород, а углерод идет на построение органического вещества, в качестве которого в вышеприведенном уравнении выступает простая молекула формальдегида. Континентальную биомассу, хотя ее содержание на несколько порядков величин превышает океаническую, в геологической временной шкале можно рассматривать как участвующую в замкнутом цикле — практически все органическое вещество при окислении распадается, возвращая CO_2 в атмосферу. Все это справедливо лишь в первом приближении, так как часть органического вещества захоранивается на достаточно длительное



Р и с. 86. Глобальный цикл углерода на Земле

время в почве, а часть может поступать в океан с речным стоком. В гидросфере при ее обмене с атмосферой радиоуглерод связывается неорганическими соединениями, растворенными в морях и океанах, преимущественно в форме растворенного бикарбоната. В морской воде углерод усваивается фитопланктоном, образовавшийся при этом кислород растворяется в воде. Зоопланктон и рыбы потребляют углерод, зафиксированный планктоном, а кислород используют при дыхании. После отмирания большая часть органического вещества разлагается; при этом в воду вновь возвращается углекислота, и лишь незначительная часть органического вещества захоранивается в осадках. Частично растворенный углерод морской воды усваивается фитопланктоном в форме карбоната кальция. Этот углерод идет на построение скелетов организмов. Содержание углерода в карбонате кальция в живом веществе практически в два раза меньше содержания углерода в органическом веществе, но в донные осадки захоранивается карбоната кальция практически на порядок больше вследствие его большей устойчивости к разложению. Рассматривая всю схему кругооборота углерода (рис. 86), следует отметить, что одним из главных механизмов удаления углекислоты из атмосферы является осаждение и захоронение океанического биогенного вещества. Процесс отложения углерода в осадки дает начало другому более длительному и еще мало понятному нам циклу кругооборота углерода на Земле, охватывающему осадочную оболочку, в которой сосредоточена основная масса углерода. В процессах выветривания осадочных пород, при их метаморфизме, при вулканических процессах в зонах сочленения океанических и континентальных плит происходит выделение углекислоты, которая поступает в атмосферу и гидросферу, замыкая глобальный углеродный цикл (часть углекислоты, поступающей при вулканических процессах, возможно, имеет ювенильное происхождение). Радиоуглерод вследствие своего малого времени жизни участвует лишь в самой начальной стадии океанического

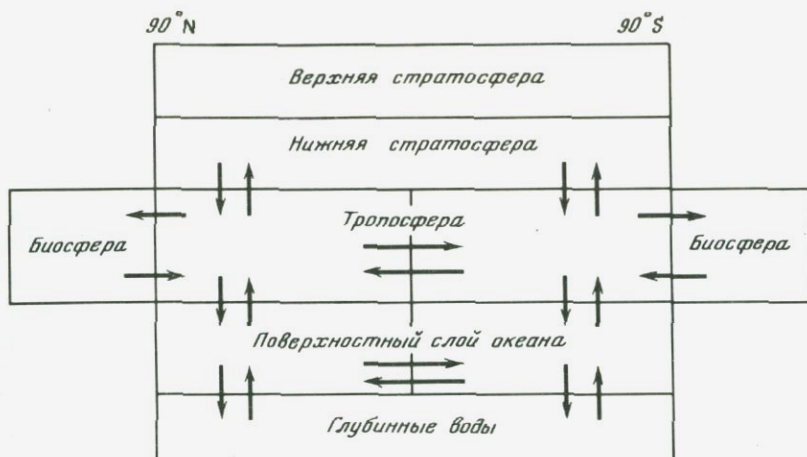
Таблица 71. Времена обмена ^{14}C для девятирезервуарной модели [338]

Обменный резервуар	Время обмена, лет
<i>Стратосфера</i>	
Верхняя стратосфера—нижняя стратосфера	2,3
Нижняя стратосфера—тропосфера	2,1
Стратосфера—тропосфера	4,0
<i>Тропосфера</i>	
Северная тропосфера—южная тропосфера	4,4
Тропосфера—поверхностный слой океана	9,3
Северная тропосфера—северный поверхностный слой океана	10,7
Южная тропосфера—южный поверхностный слой океана	8,0
Тропосфера—биосфера	6,8
Тропосфера—северная биосфера	5,8
Тропосфера—южная биосфера	8,9
<i>Океан</i>	
<i>Цепочечная модель</i>	
Поверхностные воды—глубинные воды	11,1
Глубинные воды—поверхностные воды	510
Северные поверхностные воды—южные поверхностные воды	20,9
Южные поверхностные воды—северные поверхностные воды	17,8
Северные поверхностные воды—глубинные воды	13,1
Южные поверхностные воды—глубинные воды	9,8
<i>Циклическая модель</i>	
Глубинные воды—Антарктические воды	546
Поверхностные воды—Арктические воды	14,1
Арктические воды—глубинные воды	8,3
Антарктические воды—поверхностные воды	87,2

осадочного процесса, создавая хорошие предпосылки для изучения этого процесса во временном интервале до 50—70 тыс. лет.

Образовавшийся в атмосфере радиоуглерод распределяется в геохимических резервуарах за конечные промежутки времени, определяемые динамикой процессов переноса вещества. Вследствие радиоактивного распада его равновесные концентрации в различных резервуарах будут различаться, и это необходимо учитывать при проведении геохронологических исследований. Динамика распределения радиоуглерода в различных геохимических резервуарах изучается с помощью резервуарных моделей. Время обмена определяется по величине концентрации радиоуглерода. Предполагается, что при взаимодействии между резервуарами водные или воздушные массы замещают одна другую, не смешиваясь. Резервуарные модели являются достаточно грубым приближением к реальным процессам в океане, но они позволяют получить качественную картину распределения радиоуглерода.

Валтоном и др. [338] была рассмотрена девятирезервуарная модель, в которой наиболее детально рассмотрены процессы в различных частях атмосферы, разделенной на четыре резервуара: верхнюю и нижнюю страто-



Р и с. 87. Девятирезервуарная модель распределения ^{14}C в обменном резервуаре [338]

сферу, южную и северную тропосферу. Для океана отдельно рассматриваются северный и южный резервуары поверхностных вод и резервуар глубинных вод. Континентальная биосфера также представлена двумя резервуарами: северным и южным. Общая блок-схема модели представлена на рис. 87.

В табл. 71 приведены величины времени обмена для различных резервуаров, полученные по этой модели; приведены и результаты, получаемые с учетом прямого обмена глубинных и поверхностных вод с Арктическими и Антарктическими водами (циклическая модель). Времена обмена между тропосферой и стратосферой не превышают нескольких лет, а времена обмена тропосферы с поверхностными водами океанов составляют 8–10 лет; времена обмена поверхностных вод с глубинными водами — около 500 лет.

Как указывалось выше, скорость образования радиоуглерода в атмосфере Земли имеет сильную анизотропию по широте и высоте. Однако достаточно высокое значение среднего времени пребывания радиоуглерода в тропосфере (8–10 лет) обуславливает практически полное его перемешивание, и, следовательно, концентрация радиоуглерода в атмосфере практически должна быть постоянной. Экспериментальные исследования по определению радиоактивности образцов земной биосферы, отобранных на различных широтах и на различной высоте относительно уровня моря, подтверждают это с высокой степенью точности (табл. 72) [19].

Поверхностные воды океанов представляют зону достаточно быстрого переноса ^{14}C из атмосферы в глубины океана. В процессах активного взаимодействия атмосферы и океана ^{14}C поступает в поверхностные воды, где активно усваивается живыми организмами. После отмирания организмов ^{14}C вместе с органическим углеродом и карбонатом кальция быстро переносится в придонные воды [207]; до глубин 2500 м ^{14}C поступает за время < 10 лет.

Радиоуглеродный метод датирования был предложен Либби в конце сороковых годов нашего столетия. Для практического использования

Таблица 7.2. Активность радиоуглерода образцов земной биосферы [19]

Образец	Геомагнитная широта	Абсолютная удельная активность ^{14}C , расп/с · г $^{-1}$
Белая ель (Юкон)	60° с.ш.	0,247 ± 0,005
Норвежская ель (Швеция)	55° с.ш.	0,256 ± 0,009
Вяз обыкновенный (Чикаго)	53° с.ш.	0,245 ± 0,009
Ясень (Швейцария)	49° с.ш.	0,253 ± 0,005
Листья жимолости (штат Теннесси, США)	47° с.ш.	0,243 ± 0,005
Основные ветки и иглы (штат Нью-Мексико, США, высота над уровнем моря 3600 м)	44° с.ш.	0,264 ± 0,008
Вереск (Северная Африка)	40° с.ш.	0,241 ± 0,007
Дуб (Шерадут, Палестина)	34° с.ш.	0,253 ± 0,007
Неизвестное дерево (Тегеран, Иран)	28° с.ш.	0,260 ± 0,005
Ясень маньчжурский (Япония)	26° с.ш.	0,247 ± 0,005
Неизвестное дерево (Панама)	20° с.ш.	0,266 ± 0,009
Древесина "хлорофора эксцельса" (Либерия)	11° с.ш.	0,251 ± 0,006
Стеркулия (Копакабана, Боливия, высота над уровнем моря 2700 м)	1° с.ш.	0,258 ± 0,008
Эбеновое дерево (Маджоро, Маршалловы острова)	0°	0,242 ± 0,010
Неизвестное дерево (Цейлон)	2° ю.ш.	0,255 ± 0,011
Бук (о-ва Огненная Земля)	45° ю.ш.	0,256 ± 0,008
Эвкалипт (Новый Южный Уэльс, Австралия)	45° ю.ш.	0,272 ± 0,007
Тюлений жир (Антарктида)	65° ю.ш.	0,261 ± 0,005
В среднем		0,255 ± 0,002

метода необходимо выполнение определенных условий, которые были сформулированы Либби следующим образом: 1) удельная активность углерода в земной атмосфере, определяемая в значительной степени интенсивностью космического излучения вблизи Земли, в течение нескольких десятков тысяч лет оставалась постоянной; 2) удельная активность углерода живых организмов постоянна; 3) ее изменение в организме после его отмирания происходит вследствие радиоактивного распада.

Точно ни одно из высказанных Либби предположений не выполняется, однако детальные исследования, проведенные за последние годы, показали, что с учетом поправочных факторов можно производить датирование с достаточно высокой точностью. По закону радиоактивного распада расчет значения возраста проводится по формуле $t = \frac{T_{1/2}}{\ln 2} \ln \frac{A_0}{A}$, где $T_{1/2}$ — период полураспада ^{14}C , A_0 — начальная удельная активность углерода, A — активность образца, для которого определяется возраст, измеренная на установке для радиоуглеродного датирования.

При геохимических исследованиях, связанных с изучением распределения ^{14}C в природных резервуарах, обычно удобно пользоваться величиной ^{14}C , определяемой соотношением

$$\delta^{14}\text{C} = \left(\frac{A - A_0}{A_0} \right) 1000\text{‰}.$$

Коротко все основные предпосылки, положенные в основу метода радиоуглеродного датирования, можно сформулировать следующим образом: начальная удельная активность углерода не меняется со временем ни вследствие изменения скорости образования радиоуглерода и его распределения в различных резервуарах, ни в каких-либо других процессах, кроме радиоактивного распада. В последующих разделах мы рассмотрим степень обоснованности этого предположения.

КОНЦЕНТРАЦИЯ РАДИОУГЛЕРОДА В СОВРЕМЕННОМ ОБМЕННОМ РЕЗЕРВУАРЕ И ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ, ПРИВОДЯЩИЕ К ЕЕ ИЗМЕНЕНИЮ

В формулу для определения возраста радиоуглеродным методом входит начальная концентрация ^{14}C , значения которой несколько отличаются в различных геосферах. Однако даже для одного резервуара начальное значение концентрации ^{14}C может меняться для различных углеродсодержащих веществ этого резервуара. Причины этого различны, они определяются как естественными процессами, происходящими в природе (фракционирование изотопов, вулканические эманации), так и активным вмешательством человека (сжигание ископаемого топлива, взрывы ядерных устройств, атомные электростанции). Естественные процессы мы должны учитывать при датировании во всем временном интервале (0–(50–70) тыс. лет), результаты антропогенного воздействия непосредственно влияют на результаты датирования лишь с момента их активного проявления.

ПРИРОДНОЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ

Концентрация ^{14}C в различных углеродсодержащих веществах зависит от фракционирования изотопов углерода. Кроме радиоактивного, в природе встречаются два стабильных изотопа ^{12}C и ^{13}C . Химические свойства элементов обуславливаются зарядом ядра, поэтому у всех изотопов они одинаковы. Основное отличие всех трех изотопов – различная масса ядра – приводит к их разделению в различных физико-химических системах. Различия в массе невелики, но высокая подвижность углерода, его интенсивный кругооборот приводят к заметному разделению изотопов в природных процессах. Разделение изотопов происходит уже в таких физических процессах, как испарение, диффузия, адсорбция и др., но наибольший эффект фракционирования достигается в химических реакциях и в биологических процессах.

В геохимии результаты изотопных анализов обычно представляются в виде

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{обр}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{ст}}} - 1 \right] 1000\text{‰}.$$

где $(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{обр}}$ — отношение содержания изотопов в исследуемом образце; $(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{ст}}$ — отношение содержания изотопов в лабораторном стандарте.

Лаборатория, проводящая изотопные исследования, пользуется обычно своим стандартом, поэтому для сопоставления результатов полученные значения пересчитываются к общепринятому стандарту *PDB* предложенному Крейгом. Стандарт представляет собой углерод карбоната кальция окаменелости *Belemnite* *americana* позднемелового возраста из формации *Пи Ди* (Южная Каролина, США), для которого $^{13}\text{C}/^{12}\text{C} = 1123,72 \cdot 10^{-5}$; $\delta^{13}\text{C} = 0,00$.

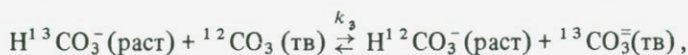
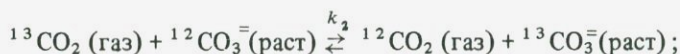
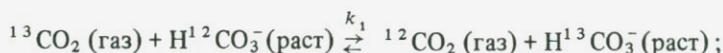
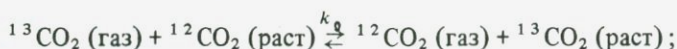
Приведение лабораторного стандарта к стандарту *PDB* производится по соотношению

$$\delta^{13}\text{C}_{(\text{обр}-PDB)} = \delta^{13}\text{C}_{(\text{обр}-\text{ст})} + \delta^{13}\text{C}_{(\text{ст}-PDB)} + 10^{-2} \delta^{13}\text{C}_{(\text{обр}-\text{ст})} \times \delta^{13}\text{C}_{(\text{ст}-PDB)}.$$

Точность определения величины $\delta^{13}\text{C}$ на современных приборах составляет $\pm(0,01-0,05)\%$.

Обширные исследования, проведенные за последние три десятилетия, показали, что природный диапазон вариаций $\delta^{13}\text{C}$ составляет 10%, причем наиболее интенсивное фракционирование происходит на поверхности Земли в процессах фотосинтеза. Растения извлекают из окружающей среды (атмосферной углекислоты с $\delta^{13}\text{C} = -0,7\%$) преимущественно легкий изотоп углерода. В зависимости от экологической принадлежности изотопный состав живого органического вещества изменяется от $-0,7$ до $-3,2\%$, поэтому все вещества растительного и животного происхождения (торф, уголь, нефть) имеют низкое значение $\delta^{13}\text{C}$ (около $-2,5\%$).

Другим не менее важным процессом, приводящим к разделению изотопов, являются изотопно-обменные реакции, протекающие между атмосферной углекислотой и углеродом гидросферы, находящимся в форме углекислоты, бикарбоната и карбоната. Изотопный обмен происходит при протекании следующих основных обменных реакций



где (газ) — газообразная форма соединения; (раст) — растворенная; (тв) — твердая; k_0, k_1, k_2, k_3 — константы равновесия соответствующих реакций, характеризующие величину сдвига в ту или иную сторону вследствие термодинамического изотопного эффекта. Ниже приведены величины констант равновесия для карбонатной системы атмосфера—океан при определенных температурах [18]:

Обменная реакция	Температура, °С	Константа равновесия
CO_2 (газ) – CO_2 (раст)	25	1,0008
CO_2 (газ) – HCO_3^- (раст)	25	1,0077
CO_2 (газ) – CO_3^{2-} (раст)	27	1,012
HCO_3^- (раст) – CO_3^{2-} (тв)	25	1,0038

В рассмотренной системе наблюдается последовательное обогащение тяжелым изотопом углерода бикарбонатов и карбонатов морской воды и карбонатов твердой фазы. Огромный углекислотный резерв гидросферы поддерживает на постоянном уровне изотопный состав и концентрацию воздушной углекислоты. На рис. 88 [18] представлено распределение изотопов углерода в системе атмосфера–гидросфера.

Формирование изотопного состава углерода в каком-либо природном веществе определяется четырьмя независимыми друг от друга процессами [18]: фракционированием, дифференциацией, гомогенизацией и наследованием.

1) Фракционирование обусловлено собственно эффектами, приводящими к разделению изотопов; из природных процессов наиболее важными являются фотосинтез и распределение углерода гидросферы в обменных реакциях.

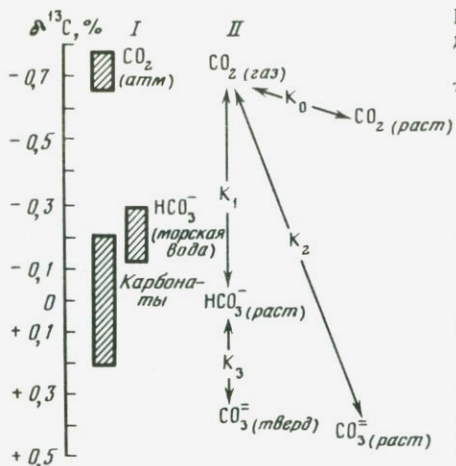
2) Изотопы углерода неравномерно распределены в различных фракциях органического вещества, поэтому при селективном его разложении происходит накопление того или иного изотопа. Так, легкий изотоп концентрируется преимущественно в алкидной фракции органического вещества. При разложении органического вещества соединения типа липидов являются наиболее стойкими, поэтому по мере разложения происходит обогащение легким изотопом.

3) При смешивании углерода из различных источников происходит образование нового вещества, изотопный состав которого приближается к некоторому среднему значению.

4) Наследование изотопного состава углерода исходного вещества происходит при отсутствии изотопных эффектов. Обычно это происходит в случае полного превращения вещества либо в процессах, протекающих при высоких температурах.

Совокупность вышеперечисленных процессов определяет достаточно значительный разброс величин изотопных отношений для однотипных веществ.

Разность масс изотопов ^{14}C и ^{12}C вдвое превышает разность масс изотопов ^{13}C и ^{12}C , поэтому можно предположить, что эффект фракционирования изотопов ^{14}C и ^{12}C должен в два раза превышать эффект фракционирования изотопов ^{13}C и ^{12}C . Это положение было принято Крейгом еще в 1957 г. и в последние годы уточнено в работе [350]. Как показали авторы, отличие отношения коэффициентов фракционирования от значения 2 является несущественным на фоне других экспериментальных ошибок и его следует учитывать лишь при проведении измерений, связанных с изучением вариаций концентрации ^{14}C по кольцам древесины. Практически же поправка на активность ^{14}C , обусловленная изотопным фрак-



Р и с . 88. Распределение изотопов углерода в системе атмосфера-гидросфера [18]

I — естественные условия; II — теоретические и экспериментальные данные

ционированием, достигает 5–6%, это дает ошибку в определении абсолютного возраста 400–500 лет, т.е. достаточно значительную, поэтому при проведении датирования необходимо вводить поправки на изотопное фракционирование. Учитывая достаточно высокий разброс в значениях $\delta^{13}\text{C}$ для однотипных материалов, лучше всего эту поправку вводить, измеряя $\delta^{13}\text{C}$ датируемого образца масс-спектрометрическим методом.

Однако это не всегда возможно сделать, поэтому за последние годы были составлены таблицы средних значений величин $\delta^{13}\text{C}$ для различных углеродсодержащих образцов, по которым следует вводить поправку на изотопное фракционирование; при этом в ошибку определения возраста должна входить та неопределенность, которая вносится при усреднении изотопного состава стабильных изотопов. В табл. 73, составленной Арслановым [18], приведены величины фракционирования $\delta^{13}\text{C}$ и относительная активность ^{14}C углеродсодержащих образцов. В таблицу включено подавляющее большинство опубликованных за 1952–1975 гг. масс-спектрометрических определений, в которых сведено к минимуму фракционирование при анализе. Не использовались лишь отдельные, сильно отличающиеся от среднего значения определения. Величина скорректированной на фракционирование активности определялась по соотношению

$$A_{\text{кор}} = A_{\text{изм}} \left[1 - \frac{2(2,5 + \delta^{13}\text{C}_{\text{ср}})}{100} \right],$$

где $A_{\text{кор}}$ — скорректированное значение активности; $A_{\text{изм}}$ — измеренное значение активности; $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}}$ — среднее значение, приведенное в таблице.

При вычислении возраста в формулу подставляется скорректированная активность. Для ранее полученных датировок, в которые не вносились поправки на изотопное фракционирование, эти поправки можно ввести с помощью данной таблицы — к ранее вычисленному возрасту добавляется значение $80,3(100 - A_{\text{кор}}/A_{\text{изм}})$.

Подобные таблицы для введения поправок составлены Стювером и Полахом [314] региональные таблицы для Скандинавии приведены в работе [269].

Фракционирование изотопов углерода может происходить и в лабораторных условиях при обработке и приготовлении образцов для измерения. Большая часть лабораторий проводит определения активности ^{14}C сцинтилляционным методом по бензольному варианту. Синтез бензола проводится по общепринятой схеме Баркера (цит. по [36]). Специальными исследованиями было показано, что получение бензола из углеродсодер-

Таблица 73. Величины фракционирования ^{13}C и скорректированная относительная активность ^{14}C углеродсодержащих образцов

Образец	Пределы $\delta^{13}\text{C}$, ‰	$^{13}\text{C}_{\text{Ср}}$, ‰	Скорректированная активность ^{14}C , ‰
CO_2 морского, горного воздуха	$-(0,67 \div 0,74)$	$-0,70 \pm 0,04$	$96,4 \pm 0,1$
CO_2 воздуха над лесами, лугами	$(-0,84 \div 1,16)$	$-1,00 \pm 0,16$	$97,0 \pm 0,3$
Растворенный неорганический углерод			
в поверхностной воде океана	$0,00 \div 0,28$	$0,20 \pm 0,20$	$94,6 \pm 0,4$
в глубинной воде океана	$-0,10 \div 0,17$	$0,05 \pm 0,15$	$94,9 \pm 0,3$
Морские раковины моллюсков	$-0,17 \div 0,27$	$0,0 \pm 0,27$	$95,0 \pm 0,5$
Фораминиферы	$0,02 \div 0,36$	$0,20 \pm 0,18$	$94,6 \pm 0,4$
Морской известняк	$-0,26 \div 0,26$	$0,0 \pm 0,26$	$95,0 \pm 0,5$
Озерные раковины моллюсков	$-(0,24 \div 0,60)$	$-0,42 \pm 0,18$	$95,8 \pm 0,4$
Речные раковины моллюсков	$-(0,83 \div 1,52)$	$-1,18 \pm 0,35$	$97,4 \pm 0,7$
Пресноводные известняки	$-0,74 \div 0,08$	$-0,41 \pm 0,33$	$95,8 \pm 0,7$
Древесина и древесный уголь	$-(2,20 \div 2,79)$	$-2,50 \pm 0,30$	$100,0 \pm 0,6$
Листья деревьев, травы, торф, гиттия, органический углерод почвы	$-(2,20 \div 3,20)$	$-2,70 \pm 0,50$	$100,4 \pm 1,0$
Коллаген из костей	$-(1,8 \div 2,3)$	$-2,00 \pm 0,30$	$99,0 \pm 0,6$
Растения типа C_4			
просо, сорго, папирус и т.п.	$-(1,00 \div 1,80)$	$-1,40 \pm 0,40$	$97,8 \pm 0,8$
кукуруза	$-(0,93 \div 1,32)$	$-1,10 \pm 0,22$	$97,2 \pm 0,4$
Пресноводные растения	$-(1,11 \div 2,80)$	$-2,05 \pm 0,94$	$99,1 \pm 1,9$
Озерные и речные осадки	$-(2,43 \div 2,97)$	$-2,70 \pm 0,27$	$100,4 \pm 0,5$
Морские растения и животные	$-(0,77 \div 1,79)$	$-1,32 \pm 0,55$	$97,6 \pm 1,1$
Теплолюбивые виды планктона	$-(1,74 \div 2,17)$	$-2,00 \pm 0,26$	$99,0 \pm 0,5$
Хладолубивые виды планктона	$-(2,59 \div 3,06)$	$-2,80 \pm 0,26$	$100,6 \pm 0,5$
Растворенное органическое вещество в океане	$-(2,12 \div 2,44)$	$-2,30 \pm 0,18$	$99,6 \pm 0,4$
Органический углерод морских осадков			
в умеренных и низких широтах	$-(1,93 \div 2,67)$	$-2,14 \pm 0,53$	$99,3 \pm 1,1$
на высоких широтах	$-(2,33 \div 2,60)$	$-2,46 \pm 0,40$	$99,9 \pm 0,8$

жащих природных соединений по этому методу практически не сопровождается изотопным фракционированием [36].

Однако всякое отклонение от общепринятой методики должно строго контролироваться на возможный эффект фракционирования. Этот эффект может быть учтен автоматически, если проводить определение $\delta^{13}\text{C}$ конечного продукта, поступающего на анализ масс-спектрометрическим методом. Если же возрастная поправка вводится по табл. 73, эффект фракционирования, обусловленный аналитической процедурой приготовления образца, должен отсутствовать.

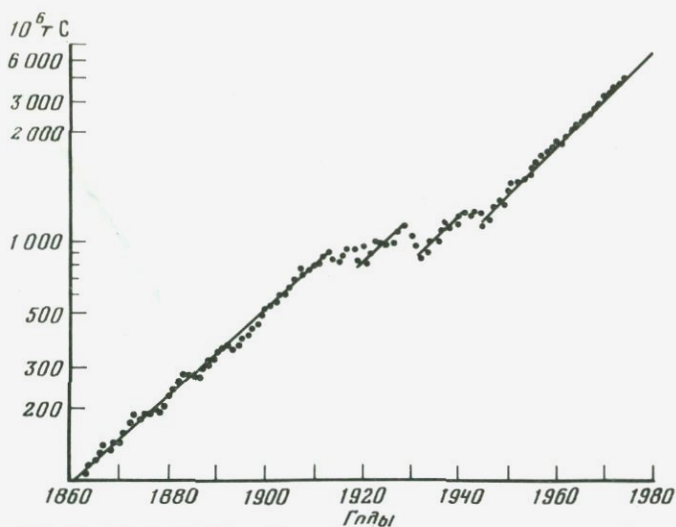
Как указывалось ранее, в геохимических исследованиях обычно используется значение $\delta^{14}\text{C}$, характеризующее отклонение концентрации ^{14}C от эталонного значения, выраженное в промилях. Величина этого отклонения с учетом изотопного фракционирования обозначается $\Delta^{14}\text{C}$ и определяется выражением

$$\Delta^{14}\text{C} = \delta^{14}\text{C} - 2(\delta^{13}\text{C} + 25) \left(1 + \frac{\delta^{14}\text{C}}{1000} \right).$$

СЖИГАНИЕ ИСКОПАЕМОГО ТОПЛИВА (ЭФФЕКТ ЗЮССА)

В конце XX в. с началом промышленной революции стало широко использоваться ископаемое топливо — уголь и нефть, при сжигании которого в атмосферу поступает огромное количество углекислого газа, не содержащего радиоуглерода. Из атмосферы мертвая углекислота попадает во все элементы обменного резервуара, снижая концентрацию ^{14}C . Еще в 1953 г. Зюсс, изучая содержание ^{14}C в древесине известного возраста, обнаружил уменьшение концентрации на 8,4% для двух деревьев, произрастающих в западной части США; для деревьев из Аляски был обнаружен вдвое меньший эффект. Лишь через два года Зюсс предположил, что обнаруженное им уменьшение обусловлено индустриальным эффектом. При этом выяснилось, что обнаруженный эффект характерен и для других деревьев Аляски, а повышенное значение для деревьев из западной части США обусловлено сильно развитой индустриализацией исследуемого района (Хоутерман, Зюсс и др., цит. по [268]). Концентрация CO_2 в атмосфере увеличилась от 290 ppmv в 1860 г. (доиндустриальная эпоха) до 330 ppmv в 1979 г., т.е. на 13%. В течение этого периода производство CO_2 увеличивалось с постоянной скоростью приблизительно на 4% в год. С 1950 по 1960 г. ежегодное увеличение составляло 0,7 ppmv, а в последние годы — 1 ppmv [94]. Это явление зафиксировано повсеместно; углекислота хорошо перемещивается в атмосфере. Около половины выделившейся углекислоты ($0,52 \pm 0,04$) остается в атмосфере, остальная часть, по-видимому, поглощается биосферой и океаном [95]. На рис. 89, по данным Ротти [284], приведены данные о динамике поступления CO_2 , выделившегося при сжигании ископаемого топлива с 1860 г. до настоящего времени. На рисунке отчетливо видно уменьшение поступления CO_2 во время мировых войн и промышленных депрессий.

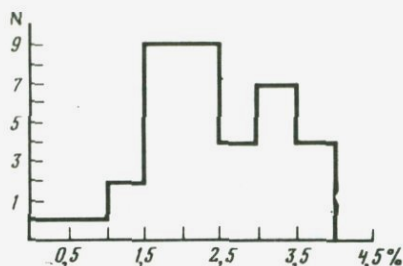
Итак, при проведении геохимических исследований или при археологическом датировании во временном интервале, начиная с 1860 г., необходимо вводить поправку на эффект Зюсса. Поэтому в течение последних



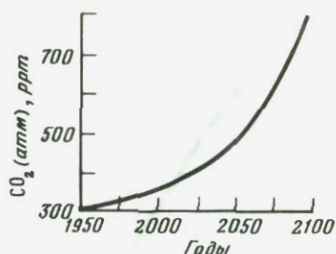
Р и с. 89. Динамика поступления углекислого газа, выделяющегося при сжигании ископаемого топлива [284]

25 лет многие ученые занимались изучением этого явления. При этом необходимо учитывать два фактора: 1) во-первых, в индустриально развитых районах величина этого эффекта может быть значительно выше среднего благодаря местным локальным условиям (так, изучая торфяники в горных районах Южного Уэльса, Чамберс и др. [116] показали, что в формировании торфяников принимало участие около 30% неактивного углерода); 2) во-вторых, изучать это явление мы можем практически лишь на образцах, сформировавшихся во временном интервале 1860–1950 гг., так как начиная с середины XX столетия в атмосферу начало поступать большое количество искусственного ^{14}C , образовавшегося при испытаниях ядерного оружия, и разделить эти два явления стало практически невозможно. Оба эти обстоятельства осложняют получение надежных экспериментальных данных. В работе Киллинга [191] обобщены результаты исследований, проведенных до 1978 г. Гистограмма полученных значений величины эффекта Зюсса приведена на рис. 90. Как полагает автор, среднее значение величины эффекта к 1950 г. по-видимому, равно 1,7%, т.е. это величина, установленная ранее Зюссом. Близкое значение получено и в радиоуглеродной лаборатории Тбилисского государственного университета при определении концентрации радиоуглерода в коллекционных сухих винах Грузии известного года изготовления [14]. Детальные исследования, проведенные по кольцам деревьев из штата Вашингтон для временного интервала 1820–1954 гг., с привлечением диффузионной резервуарной модели, показали [316], что уровень концентрации ^{14}C в 1949–1951 гг. на $20,0 \pm 1,2\%$ был ниже, чем в 1855–1864 гг. 85% понижения в соответствии с результатами модельных расчетов обусловлены индустриальным эффектом. Это исследование еще раз подтвердило среднее значение индустриального эффекта (1,7%).

Если скорость поступления CO_2 в атмосферу будет превышать скорость



Р и с. 90. Гистограмма распределения величины значений эффекта Зюсса



Р и с. 91. Предполагаемое изменение концентрации углекислого газа в атмосфере, обусловленное сжиганием ископаемого топлива [110]

его перехода в другие резервуары, может произойти повышение температуры в атмосфере, так как углекислота хорошо поглощает инфракрасную область солнечной энергии. На рис. 91, по данным Брокера и Таканаши [10], приведен предполагаемый характер изменения концентрации углекислого газа в атмосфере. График построен на основании измеренной в 1975 г. скорости увеличения давления CO_2 , составляющий величину 0,9 ppmv в год, при предположении, что эта величина в следующие 100 лет будет увеличиваться на 2% в год.

Шнайдер [290] и Бах [94] обобщили результаты изучения распределения индустриального CO_2 в различных резервуарах, полученные при модельных расчетах. При удвоении концентрации CO_2 в атмосфере температура ее поверхностного слоя увеличится на 1–3%, что в свою очередь может вызвать изменение циркуляции в атмосфере с существенным сдвигом агропромышленных зон, повышением уровня океана (вследствие таяния ледников), затоплением больших площадей современной суши.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЭМАНАЦИИ (ЭФФЕКТ СУПЕРЖИЦКОГО)

Во время извержения вулканов и при поствулканической фумарольной деятельности в атмосферу выделяется большое количество углекислого газа, не содержащего ^{14}C . Поэтому в районах активного вулканизма необходимо учитывать местный локальный эффект разбавления "мертвой" углекислотой. Впервые этот эффект был обнаружен и описан Л.Д. Сулержицким [74]. В районах активного вулканизма Камчатки, вблизи от фумарольных источников "возраст" современной растущей древесины достигал 6 тыс. лет [317]. В отличие от индустриального эффекта сжигания ископаемого топлива, проявляющегося с 1860 г., эффект разбавления "мертвой" вулканической углекислотой определяется интенсивностью процессов вулканизма и гидротермальной деятельности.

Оценка количества углекислоты, поступающей при извержениях вулканов, была проведена в работе [267]. Как показали авторы, в глобальном масштабе вулканизм за последние 8 тыс. лет не играл существенной роли и не мог влиять на результаты определения возраста радиоуглеродным методом. В настоящее время поступление CO_2 при извержениях вулканов составляет < 1% от его поступления при сжигании ископаемого топлива. Влияние вулканизма носит ярко выраженный локальный харак-

тер. Интересен следующий пример. При изучении истории рудного дела в Италии (Тоскана) определялся возраст крепежной древесины из старинной шахты [288]. Неожиданно был получен искаженный возраст 5730 ± 100 лет, значительно превышающий возраст известных цивилизаций Италии. Оказалось, что шахта расположена в вулканически активном районе с активным выделением CO_2 в естественных проявлениях и из пробуренных скважин. Растущие вблизи источников деревья дали значения возрастов: 1805, 1820, 2540, и 4350 лет. Возраст газа, выделяющегося при высоком давлении, превышал 41 тыс. лет.

Искажение возраста, обусловленное выделением "мертвой" углекислоты, обнаружено и в ФРГ в районе, где активная вулканическая деятельность закончилась 10 тыс. лет назад, но сохранились источники, выделяющие углекислый газ [269]. Образцы современной растущей древесины, отобранные в нескольких метрах от источника, дали значение возраста в интервале 740–1360 лет.

На островах Греческого архипелага, где последний этап активной вулканической деятельности закончился всего лишь в 1950 г. в местах выделения CO_2 из источников (частью подводных) возраст современной растительности был найден равным 1400 лет (Брунс и др., цит. по [269]).

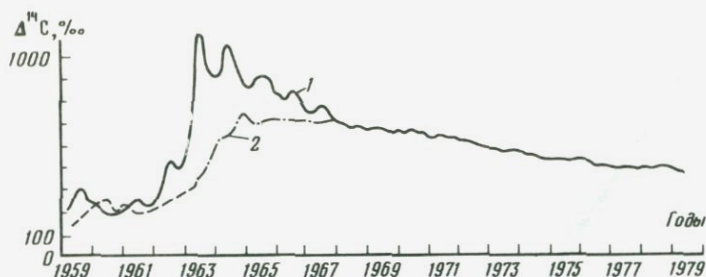
В районах с мощным выделением подводных гидротерм (современные островные вулканические дуги) в океанические воды поступает большое количество "мертвой" CO_2 . Организмы, формирующиеся в таких водах, должны иметь высокое значение "начального возраста". Экспериментального подтверждения о наличии этого эффекта пока не поступало.

ТЕХНОГЕННЫЙ ^{14}C И ЕГО РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В РЕЗЕРВУАРАХ

В последние десятилетия на концентрацию ^{14}C в атмосфере решающее влияние начал оказывать антропогенный фактор. С 1945 г. ^{14}C поступает в атмосферу при проведении ядерных испытаний; в последние годы возникла угроза резкого увеличения концентрации ^{14}C в связи с интенсивным строительством атомных электростанций.

ВЗРЫВЫ ЯДЕРНЫХ УСТРОЙСТВ

Взрывы ядерных устройств сопровождаются выделением большого количества нейтронов, поэтому в атмосфере по реакциям, подобным образованию космогенного ^{14}C , образуется огромное (в масштабах атмосферы) количество техногенного ^{14}C . Его количество определяется типом взрываемого устройства (ядерное или термоядерное), конструкцией устройства, мощностью и местом проведения испытания (в атмосфере, на Земле или под водой), поэтому точно подсчитать количество образовавшегося радиоуглерода, трудно. По оценкам за период испытаний с 1945 по 1963 гг. в атмосферу введено $(92-443) \cdot 10^{27}$ атомов ^{14}C [67]. При взрывах устройств мощностью > 1 мт практически весь радиоуглерод поступает в стратосферу. Около 1/3 его в виде углекислого газа задерживается в стратосфере, остальная часть в виде труднорастворимых карбонатов выпадает на Землю. За период 1945–1962 гг. в стратосферу поступило $(65-75) \cdot 10^{27}$ атомов ^{14}C . Это составляет 200% от запасов



Р и с. 92. Изменение концентрации ^{14}C в атмосфере [269]

1 - для Северного полушария; 2 - для Южного полушария

космогенного радиоуглерода в атмосфере, но лишь 3% от его запасов в обменном резервуаре [67]. Таким образом, основные запасы техногенного углерода сосредоточены в стратосфере Северного полушария. Распределение техногенного углерода в различных геосферах хорошо описывается резервуарными моделями. Ядерные испытания можно рассматривать как глобальный природный эксперимент, в котором в один из природных резервуаров (стратосферу) введено большое количество искусственного ^{14}C . Изучая превышение концентрации в различных элементах обменного резервуара, можно с высокой степенью точности изучать динамику распределения радиоуглерода. Девятирезервуарная модель Валтона [338], рассмотренная ранее, является к настоящему времени, по-видимому, наиболее удачной по детальности и полученным практическим результатам. На рис. 92, по данным [269], приведены графики изменения концентрации ^{14}C в тропосферном воздухе для различных широт. Основная часть взрывов проведена в Северном полушарии, поэтому главным поставщиком техногенного ^{14}C является стратосфера Северного полушария. Обмен воздушных масс стратосферы и тропосферы происходит через тропопаузу за счет периодических воздушных течений, которые наиболее интенсивны весной, поэтому концентрация ^{14}C с сентября по февраль в Северном полушарии падает. Схождение меридианов и снижение тропопаузы обуславливают уменьшение объема тропосферы с увеличением широты, поэтому при одном и том же поступлении ^{14}C из стратосферы его концентрация в высоких широтах несколько выше. С течением времени обмен между северной и южной стратосферами выравнивает концентрацию ^{14}C в северной и южной тропосфере. Все эти закономерности находят четкое отражение на рис. 92. Максимальная концентрация радиоуглерода, практически в два раза превышающая естественный уровень, соответствует 1964 г.; ядерные испытания в атмосфере закончились в 1962 г. (они были наиболее интенсивными). Задержка около 2 лет (относительно максимального поступления радиоуглерода в стратосферу) обусловлена временем обмена стратосферы с тропосферой. По спаду активности радиоуглерода после прекращения интенсивных ядерных испытаний можно оценить среднее время пребывания молекулы CO_2 в тропосфере. Эта величина составляет $9,9 \pm 0,3$ года [16]. Концентрация искусственного ^{14}C в атмосфере начала снижаться с 1966 г. к 1970 г. она составляла 60% от концентрации естественной ^{14}C . Если испытания в атмосфере не возоб-

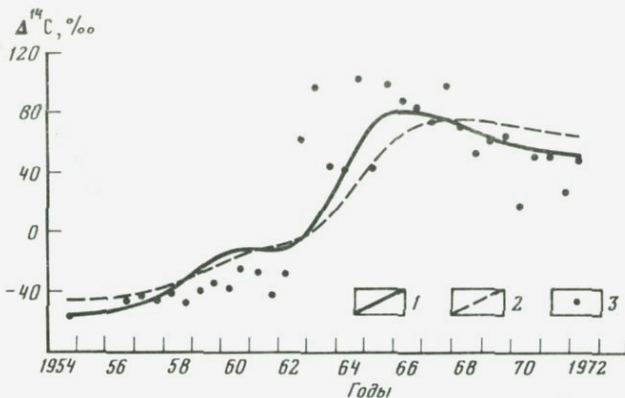


Рис. 93. Концентрация ^{14}C в поверхностных водах Австралии [267]

1, 2 — результаты расчетов при различном времени пребывания ^{14}C в поверхностных водах: 1 — $\tau = 0,5$, 2 — $\tau = 2,0$; 3 — экспериментальные данные

новятся, к 1984 г. превышение снизится до 20%, а к 2000 г. — до 3% от естественного уровня [67].

Поток радиоуглерода из атмосферы в океан можно описать уравнением [356]:

$$^{14}\text{C}_{\text{поток}} = 4,2 \cdot 10^5 \cdot \bar{V}^2 \cdot (A_T - A_O) ^{14}\text{C} (\text{ат} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{мес}^{-1}),$$

где \bar{V}^2 — квадрат среднемесячной скорости ветра; $A = 1 + 10^{-3} \Delta^{14}\text{C}$ (τ — тропосфера, o — океан).

Концентрация радиоуглерода в поверхностных водах отдельных регионов определяется его концентрацией в тропосфере, интенсивностью ветровой деятельности и скоростью обмена поверхностных и глубинных вод. Для отдельных регионов эти параметры меняются значительно, поэтому и концентрация радиоуглерода в поверхностных водах испытывает значительные вариации.

В поверхностных водах океанов концентрация ^{14}C начала увеличиваться практически с 1955 г., но возрастание шло очень медленно, к 1960 г. оно составило около 3% [67]. Резкое увеличение концентрации ^{14}C в поверхностных водах Северного и Южного полушарий началось в 1962 г., т.е. в год наиболее интенсивных ядерных испытаний, достигнув максимума в 1967–1970 гг. Полное количество привлеченного в океан за время испытаний техногенного ^{14}C составляет $3,4 \cdot 10^{28}$ атомов [150]. При отсутствии обмена поверхностных вод с глубинными это должно увеличить концентрацию ^{14}C в верхнем 250-метровом слое океана на 250‰, что действительно наблюдается в хорошо перемешиваемых ветром поверхностных водах при затрудненном водообмене с глубинными водами.

По данным Бина и Зюсса [268], концентрация ^{14}C в поверхностных водах Тихого океана в Северном полушарии на широтах 20–30° увеличилась к 1967 г. на 200‰. В Южном полушарии увеличение концентрации $\sim 180‰$ достигнуто лишь на нескольких станциях, в целом оно значительно ниже и в среднем составляет $\sim 82\text{--}110‰$ (Рафтер и др., цит. по [267]). Резкое отличие в значениях концентрации ^{14}C в поверхностных водах для Северного и Южного полушарий наблюдается и в Ат-

лантического океане (Фогель, цит. по [267]). Если в Северном полушарии превышение достигает 180‰, то в Южном — оно, как правило, на 70–80‰ меньше. В экваториальных частях всех океанов и у полюсов увеличение концентрации вследствие интенсивного обмена с глубинными водами минимально.

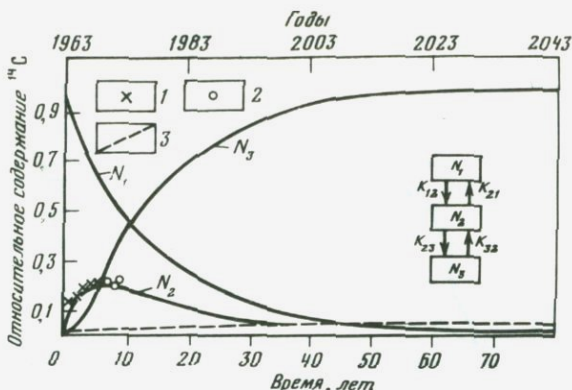
Детальные исследования были проведены новозеландскими учеными (Рафтер и др., цит. по [267]) для поверхностных вод на прибрежной станции Макара (41° 18S, 174° 14 E). Уровень ^{14}C с 1963 г. увеличивался на 16‰ в год, и к концу 1967 г. увеличение достигло 140‰ по отношению к 1954 г. Используя усредненные за полгода данные по этой станции и трехрезервуарную модель (тропосфера—поверхностные воды океана—глубинные воды), Рафтер и О'Брайен (цит. по [267]) численно проинтегрировали уравнение

$$A_2(t) = \frac{1}{\tau_{21}} \int_0^t A_1(t-x)e^{-x/\tau} dx,$$

где A_2 — концентрация ^{14}C в поверхностном слое океанических вод; A_1 — концентрация ^{14}C в тропосфере; t — время, отсчитываемое с 1954 г.; τ_{21} — время обмена ^{14}C между тропосферным воздухом и поверхностными водами; τ — время обмена поверхностных вод с глубинными.

Приближение рассчитанных кривых к экспериментальным данным проводилось по методу наименьших квадратов. Наиболее близки к экспериментальным данным кривые при $\tau = 0,5$ года; $\tau_{21} = 8,2$ года; $\tau = 2$ года и $\tau_{21} = 21$ год (рис. 93). Как полагают авторы, время обмена поверхностных и глубинных вод в исследуемом районе лежит в интервале 0,5–2,1 года, т.е. значительно меньше времени обмена ^{14}C между тропосферой и поверхностными водами.

Используя простую трехрезервуарную цепочечную модель (атмосфера—поверхностные воды—глубинные воды океана), А.Л. Девирц и др. [23, 24] рассчитали изменение концентрации техногенного радиоуглерода в различных резервуарах интегрированием на ЭВМ уравнений, описывающих изменение удельной активности радиоуглерода при различных численных значениях констант обмена. Одновременно экспериментально определялась концентрация радиоуглерода в поверхностном слое океана. Концентрация ^{14}C в морских организмах и морской воде, в которой они обитают, одинаковы, поэтому исследовались раковины моллюсков, место и время отбора которых известно; при этом анализировался лишь последний годовой прирост. Изучались раковины из морских районов Северного полушария. Время пребывания ^{14}C в тропосфере принималось равным 10 лет (как это было определено в более ранних работах) [16]. При расчетах предполагалось, что в начальный момент времени (1963 г.) вся активность техногенного ^{14}C находилась в атмосфере. Полученные экспериментальные результаты (рис. 94) хорошо ложатся на вычисленные кривые при значении $K_{23} = 0,25$, т.е. среднее время пребывания ^{14}C в поверхностных водах исследуемого региона составляет около четырех лет. Достигнув максимального значения в 1968–1970 гг., концентрация ^{14}C в поверхностном слое уменьшается с постоянной времени около 21 года. Расчеты показывают, что к 2000 г. около 90% радиоуглерода, образовавшегося при



Р и с. 94. Изменение концентрации радиоуглерода в атмосфере и океане по трехрезервуарной модели [23, 24]

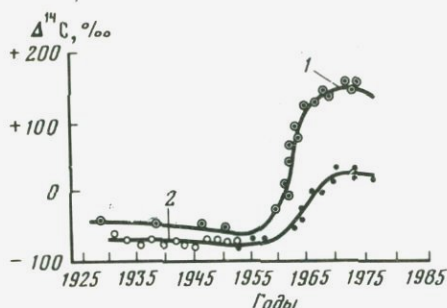
N_1 — атмосфера; N_2 — поверхностные воды океана; N_3 — глубинные воды океана; k_{ij} — константа обмена между резервуарами i и j ; 1, 2 — экспериментальные результаты для поверхностных вод; 3 — изменение концентрации в глубинных водах с учетом относительного содержания углерода в резервуарах

ядерных взрывах, будет находиться в глубинных водах, при этом концентрация ^{14}C в них увеличится всего лишь на 3%. Увеличение концентрации ^{14}C в глубинных водах океана на рис. 94 показано пунктиром.

Ядерные испытания сильно исказили реальное распределение ^{14}C в поверхностных водах океана. Его необходимо знать для введения обоснованной поправки на эффект резервуаров, в предположении, что это распределение сохранялось в прошлые эпохи. Данных, полученных до проведения интенсивных ядерных испытаний, немного (Брокер и др. цит. по [113], [267], [211]).

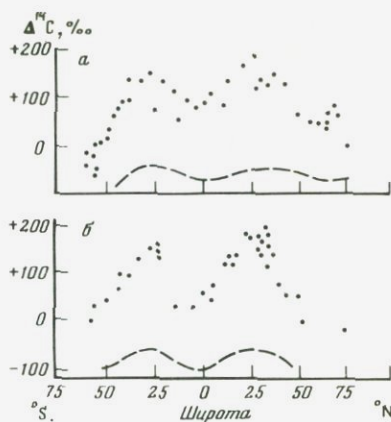
Изучая содержание ^{14}C в ежегодных приростах кораллов, можно восстановить величину концентрации ^{14}C в доантропогенную эпоху. Дрюфел и Линик [142] определили концентрацию ^{14}C в кораллах Флориды за 1800–1974 гг. Значение $\Delta^{14}\text{C}$ в доиндустриальную эпоху составило $-51 \pm 2\%$, индустриальный эффект снизил это значение до -61% ; к 1955 г., после проведения интенсивных ядерных испытаний, концентрация резко увеличилась до $\Delta^{14}\text{C} \sim +160\%$. Для кораллов из Белиза Дрюфел получил такие же результаты, как и для Флориды (цит. по [269]). Доантропогенное значение $\Delta^{14}\text{C}$ для кораллов из о-вов Галапагос в среднем оказалось значительно ниже ($\Delta^{14}\text{C} \approx -70\%$). Это соответствует начальному значению возраста ~ 560 лет. С 1930 по 1954 гг. значение $\Delta^{14}\text{C}$ снизилось на 6% вследствие проявления эффекта Зюсса, но после поступления ^{14}C в результате ядерных испытаний значение $\Delta^{14}\text{C}$ увеличилось до 100% [141]. Низкое доантропогенное значение $\Delta^{14}\text{C}$ в районе о-вов Галапагос по сравнению с районами Флориды и Белиза обусловлено океанским абвелингом — поступлением глубинных вод с низким значением $\Delta^{14}\text{C}$. На рис. 95 приведена зависимость изменения $\Delta^{14}\text{C}$ со временем для кораллов из Флориды и о-вов Галапагос [141].

В последние годы по программе GEOSECS (Geochemical Ocean Section



Р и с. 95. Увеличение концентрации ^{14}C в ежегодных кольцах прироста кораллов, обусловленное проведением ядерных испытаний в различных районах океана [141, 142]

1 — белиз Флорида; 2 — о-ва Галапагос



Р и с. 96. Концентрация ^{14}C в поверхностных водах Атлантического (а) и Тихого (б) океанов для различных широт (измерена по программе GEOSECS в 1972–1974 гг.)

Пунктиром показан тренд, соответствующий концентрации до проведения ядерных испытаний [269]

Program) выполнен обширный комплекс исследований по изучению распределения ^{14}C практически во всех океанах [109, 211, 248, 315].

На рис. 96 (Брухер и др., цит. по [269]) приведены результаты, полученные в этих исследованиях для поверхностных вод Тихого и Атлантического океанов. Тренд, отражающий концентрацию ^{14}C до проведения испытаний ядерного оружия, приведен пунктиром. Распределение техногенного ^{14}C в атмосфере до 1967 г. отражало резкую асимметрию введения ^{14}C (стратосфера Северного полушария). После выравнивания концентрации ^{14}C в стратосферах обоих полушарий характер распределения ^{14}C в поверхностных водах, по-видимому, близок к естественному, учитывая небольшое время обмена поверхностных вод.

Этими распределениями, построенными по результатам определения концентрации ^{14}C в 1971–1974 гг., можно пользоваться при введении поправки на резервуарный эффект с использованием немногочисленных определений концентрации, проведенных до испытаний ядерного оружия, и результатами, полученными для кораллов. Огромная ценность исследований, проведенных по программе GEOSECS, заключается также в получении фундаментальных результатов по изучению перемещения водных масс и определению времени обмена для различных резервуаров.

АТОМНЫЕ ЭЛЕКТРОСТАНЦИИ

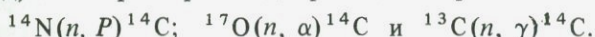
В связи с бурным развитием ядерной энергетики за последние годы значительные количества техногенного ^{14}C поступают в атмосферу при работе атомных электростанций. Потоки нейтронов в реакторной зоне велики, а конструкционные материалы реактора содержат азот, кислород и угле-

Таблица 74. Ожидаемая концентрация ^{14}C , образовавшегося в реакторах атомных электростанций, в углероде тропосферы и земной биосферы [67]

Год	Мощность, ГВт	Тропосфера		Земная биосфера	
		q	%	q	%
1975	123	0,5	3,8	0,3	2,4
1980	345	1,9	13,3	1,3	9,3
1985	810	4,1	29	3,2	23
1990	1610	9,9	70	1,4	53
1995	2780	20	142	16	114
2000	4260	34	224	28	204
2005	6070	54	383	46	329
2010	8290	70	566	69	495

Примечание. q расп./мин \cdot г $^{-1}$ С, % от концентрации ^{14}C обменного резервуара.

род, на которых происходят реакции с образованием ^{14}C :



Реакция на азоте имеет высокое сечение, концентрация азота в воздухе высока, поэтому основная масса ^{14}C при работе атомных электростанций образуется по первой реакции. Мощность атомных электростанций растет с каждым годом. С учетом прогнозируемого роста атомных электростанций в табл. 74, по данным В.П. Рублевского и др. [67], приведены величины ожидаемой концентрации радиоуглерода, образующегося в реакторах атомных электростанций.

Если прогнозы относительно роста мощности атомных электростанций окажутся справедливыми, концентрация ^{14}C в атмосфере превысит естественный уровень в 2010 г. практически в 5 раз. Без учета эффекта Зюсса, несколько замедляющего рост ^{14}C , концентрации, обусловленные взрывами ядерных устройств и работой атомных электростанций сравняются в 1985 г. Выделение ^{14}C при работе атомных реакторов носит ярко выраженный локальный характер. Изучение содержания ^{14}C в кольцах деревьев, растущих вокруг атомного реактора Biblis в долине Рейна (ФРГ), показало, что при работе этого атомного реактора активность поступающего в атмосферу ^{14}C составляет от 0,5 до 7 Ci в год (Левин и др., цит. по [269]).

Распределение ^{14}C в современных геосферах подвержено сильному воздействию антропогенного фактора. Углекислота, выделяющаяся при сжигании ископаемого топлива, заметно снизила концентрацию ^{14}C в атмосфере, и роль этого эффекта с учетом прогнозов еще более усилится. Взрывы ядерных устройств практически удвоили концентрацию ^{14}C в атмосфере в 1963–1964 гг., на 20% увеличили его концентрацию в поверхностном слое океана. Обмен атмосферы с океаном заметно снизил концентрацию ^{14}C в атмосфере, и если ядерные испытания больше не будут проводиться, эффект снизится к 2000 г. практически до 10% превышения над естественным уровнем. Однако все возрастающая роль атом-

ной энергетики (при сохранении прогнозов ее развития) в ближайшие годы приведет к тому, что этот фактор будет оказывать решающее влияние на концентрацию ^{14}C в природных геосферах.

Большое влияние на распределение ^{14}C в ряде случаев оказывают местные локальные условия в районах активного вулканизма и гидротермальной деятельности, развитой промышленности (эффект Зюсса), вблизи атомных электростанций, в зонах океанических абвелингов.

ИЗМЕНЕНИЕ НАЧАЛЬНОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ^{14}C В ПРОШЛОМ И ПРИЧИНЫ, ВЫЗЫВАЮЩИЕ ЭТИ ИЗМЕНЕНИЯ

Одним из основных положений радиоуглеродного метода датирования является предположение о временном постоянстве концентрации ^{14}C в обменном резервуаре, и практически со времени зарождения метода на обоснование этого положения были затрачены огромные усилия ученых. В 1949 г. Арнольд и Либби, изучая содержание радиоуглерода в древесных кольцах исторических памятников, показали, что с 5%-ной точностью основное положение метода справедливо за последние 5 тыс. лет. Такая невысокая точность определялась сравнительно низким уровнем экспериментальной техники того периода. Однако уже в 1958 г. Де Фриз, изучая кольца деревьев известного возраста, показал, что имеются отличия, которые он объяснял планетарными изменениями климата. После безвременной кончины Де Фриза в этом же году метод изучения с использованием колец деревьев известного возраста получил широкое распространение.

ДЕНДРОХРОНОЛОГИЯ И ^{14}C

Большие успехи, достигнутые при изучении вариаций концентрации радиоуглерода в атмосфере Земли, обусловлены наличием хорошо датированных дендрохронологическим методом образцов древесины. Древесное кольцо хранит в себе сведения о концентрации ^{14}C в атмосфере в тот год, когда это кольцо сформировалось. Измеряя концентрацию радиоуглерода в последовательности годовых колец, отражающих определенный временной интервал, можно изучить вариации содержания ^{14}C в этот временной интервал. Надежность этого метода изучения в значительной степени определяется надежностью созданных дендрошкал. Одной из основных задач современной дендрохронологии является получение все более продолжительных дендрошкал, для решения которой имеются два пути: 1) можно искать все более долгоживущие виды деревьев, 2) искать и датировать сохранившуюся мертвую древесину. По первому методу при меньших затратах можно получать более однородные и надежные дендрошкалы. Однако второй путь более перспективен. При построении шкал обычно используется метод перекрестного датирования, основанный на неповторимости чередования узких и широких годовых колец во времени.

В 1965 г. по инициативе академика Б.П. Константинова под руководством проф. Г.Б. Кочарова в СССР начались исследования по проблеме "Астрофизические явления и радиоуглерод". Изучение временных вариаций концентрации углерода в земной атмосфере, создание длинных отечествен-

ных дендрошквал, решение методических вопросов измерения радиоуглерода, объяснение полученных закономерностей вариаций концентрации ^{14}C с позиций астрофизики — все эти вопросы являются главными составными частями этой проблемы. К настоящему времени состоялось 6 все-союзных совещаний по этой проблеме и 2 всесоюзных совещания по проблемам дендрохронологии и климатохронологии.

Наиболее длинная дендрохронологическая шкала по сосне остистой (*Pinus aristata*) составлена к настоящему времени Фергюсоном в лаборатории изучения древесных колец Аризонского университета (США) [153, 267, 271]. Эта шкала охватывает временной интервал 8 тыс. лет. Еще в конце 40-годов нашего столетия основные усилия американских дендрохронологов по поискам наиболее долгоживущих и чувствительных к климатическим изменениям видам растений были приложены к полузасушливым юго-западным районам США. Слабое развитие почвенного покрова, выходы коренных пород в этих высокогорных районах препятствуют развитию пожаров. Частые засухи, недостаток влаги благоприятно влияют на долголетие деревьев.

Плотная и сильно смолистая древесина сосны остистой обуславливает хорошую сохранность даже отмершим деревьям, в течение тысячелетий стоящим на корню. Еще в 1954–1955 гг. американский дендрохронолог Шуллман нашел в этих районах несколько старых деревьев возрастом свыше 4 тыс. лет. После его смерти Фергюсон продолжил эти исследования, результатом которых явилось создание самой длинной дендрохронологической шкалы, принесшей сосне остистой (*Pinus aristata*) мировую известность [84]. В 1967 г. Зюсс [268] опубликовал первые результаты калибровки радиоуглеродной временной шкалы по остистой сосне для интервала от 4100 до 1500 лет до н.э. Концентрация ^{14}C оказалась на 6–9% выше той, которая должна соответствовать календарному возрасту. Максимальное отклонение было зафиксировано для 2400 лет до н.э. В 1969 г. Фергюсон предоставил радиоуглеродным лабораториям первую партию образцов древесины с непрерывной временной шкалой от 1966 г. до 5500 лет до н.э. [271]. В дальнейшем временная шкала была расширена (общая протяженность составила 8253 года), а количество образцов достигло 1138 [153]. Стандартный образец древесины содержал 10 годичных слоев и весил 20 г. Хронология древесных колец состояла из двух протяженных блоков и около двух десятков отдельных секций. Ниже приводится распределение по временным интервалам образцов остистой сосны, представленных для радиоуглеродного анализа [153]:

Временной интервал	Количество образцов
н.э. 1001–1974	15
” 1–1000	75
до н.э. 1000–1	147
” 2000–1001	115
” 3000–2001	304
” 4000–3001	264
” 5000–4001	128
” 5500–5001	20

Возраст найденных к настоящему времени сосен остистых составляет 4600 лет, поэтому построение временной шкалы достигалось перекрестным

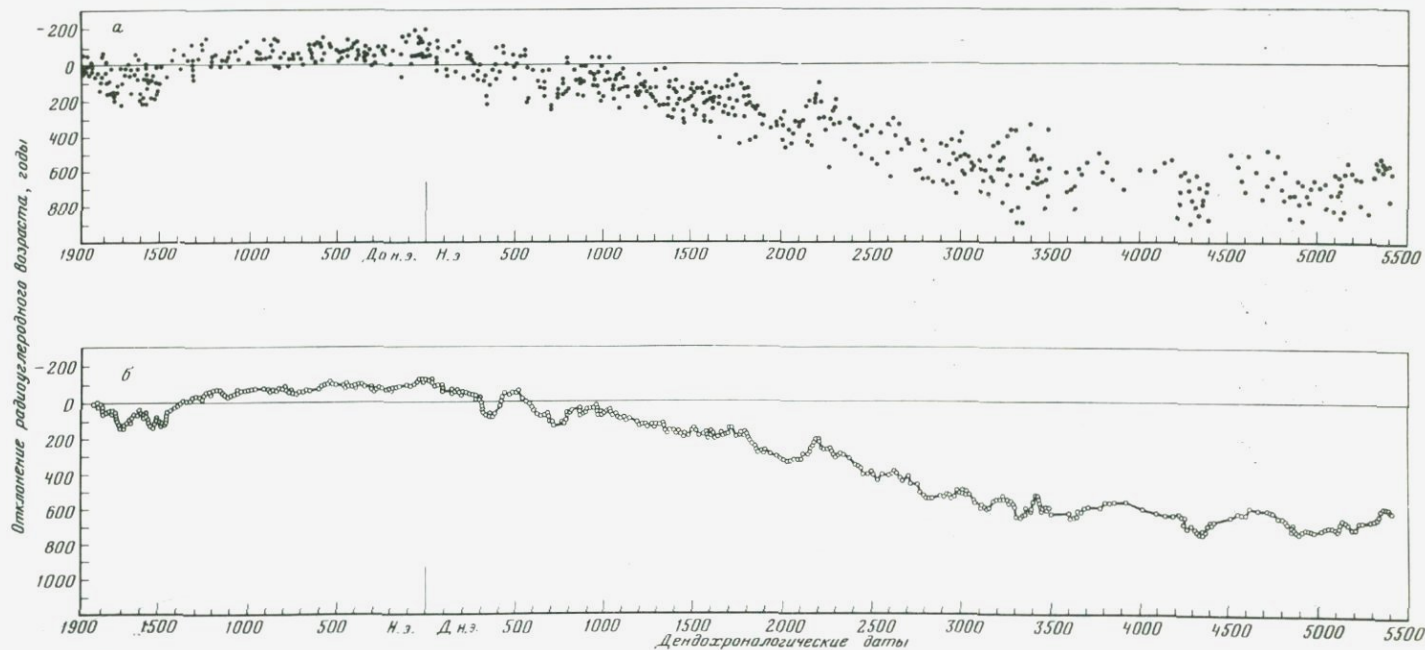


Рис. 97. Величины отклонений радиоуглеродного возраста от календарного

а – экспериментальные результаты датирования колец деревьев; *б* – результаты сглаживания с подсчетом плавающего среднего значения по 9 точкам

датированием живущих и мертвых деревьев. Кольца от двух и более секций должны содержать ключ — сходные последовательные согласия годовых ширин, которые необходимо выявить в сравниваемых секциях. Выполнение этой тяжелой и трудоемкой работы по обработке статистических показателей древесно-кольцевых серий проводилось с использованием ЭВМ по специально разработанным программам. С течением времени масштабы исследований расширялись, использовались дендрошкалы с привлечением других видов деревьев, увеличивалось количество лабораторий, занятых этой проблемой. Результаты радиоуглеродных определений, выполненных лабораториями Аризонского, Калифорнийского (Сан-Диего) и Пенсильванского университетов, приведены на рис. 97, а (Михаэль и Ральф, цит. по [267]). Представлена зависимость отклонений радиоуглеродного возраста от календарного во временном интервале $\sim 7,4$ тыс. лет. Следует отметить, что результаты, полученные различными лабораториями, находятся в хорошем согласии. Практически во всей временной шкале отмечается отличие радиоуглеродных дат от календарного времени. Анализ характера распределения показывает наличие длиннопериодного тренда с периодом 10–12 тыс. лет и амплитудой 10%, на который накладываются коротковременные колебания с периодом 100–200 лет и амплитудой 2–3%.

Для выявления длиннопериодного тренда было проведено сглаживание статистического рассеяния подсчетом плавающего среднего значения по 9 точкам. Результаты этого сглаживания приведены на рис, 97, б.

ВВЕДЕНИЕ ВОЗРАСТНЫХ ПОПРАВОК В РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ

Перевод радиоуглеродных дат в календарные годы осуществлялся различными авторами [267, 275, 276, 309, 346] в общем по единой методике, различающейся у каждого автора лишь несущественными деталями и разной формой представления окончательных результатов (в виде таблиц, графиков или математическим уравнением). Статистический характер распределения радиоуглеродных дат (см. рис. 97, а) дает при переводе в календарные годы определенную погрешность, однако эту погрешность учитывают лишь переводные таблицы, составленные Дамоном и др. (цит. по [267]). Позднее эти же авторы вместе с дендрохронологом Фергюсоном предложили новые, несколько отличающиеся таблицы перевода, которые учитывали экспериментальные результаты, выполненные до лета 1973 г. Из-за трудностей, связанных с количественным подсчетом эффекта Зюсса, новые таблицы начинаются с возраста 350 лет. Таблицы построены по экспериментальным данным, полученным в пяти лабораториях (Дамон и др., Лерман и др., Ральф и др., цит. по [267, 271]; Стювер [309]). Практически все определения выполнены по сосне остистой по образцам, ширина колец которых не превышала 10 лет. Банк данных содержал 589 определений. Если в пределах пятилетнего дендрологического возраста два образца различались по радиоуглеродному возрасту на 170 лет и более, образец, который отличался от трендовой кривой более чем на 120 лет, не рассматривался. По этому критерию было отвергнуто 6,8% результатов (40 опр.).

Клейном и др. [295] предложена наиболее детальная таблица перевода радиоуглеродных дат в календарный возраст для десятилетних интервала

лов, учитывающая практически все выполненные к 1982 г. результаты измерения образцов известного возраста (1154 определения). Новые таблицы учитывают погрешность определения радиоуглеродного возраста для 7 различных значений (20, 50, 100, 150, 200 и 300 лет). Для более точного учета индустриального эффекта Стювер [311] привел детальные кривые введения поправок для временного интервала 1—1950 гг. Кривые построены по 195 десятилетним образцам и пригодны для северной части Тихого океана и Калифорнии.

Вендланд и др. [346] получили аналитическое выражение для перевода радиоуглеродных дат в календарное время. Они использовали около 500 радиоуглеродных датировок и после многократного сглаживания методами регрессионного анализа получили аналитическое выражение: календарный возраст $\approx 112 + 0,690T + 0,152 \cdot 10^{-3}T^2 - 0,138 \cdot 10^{-7}T^3$, где T — радиоуглеродный возраст.

Практически вся шкала перевода радиоуглеродных дат в календарное время была построена по одному дереву, произраставшему в высокогорных районах Юго-Запада США, по дендрошкале, созданной в одной лаборатории, и, естественно вызывало определенное недоверие к ней на первых этапах исследований. Поэтому были предприняты попытки проверки правильности построения дендрохронологической шкалы по остистой сосне [217, 277]. Полученные этими авторами результаты находятся в отличном согласии с данными Фергюсона [271].

Более детальные исследования были проведены Кейном и Зюссом [114]. Эти авторы поставили задачу — выяснить, насколько реально содержание ^{14}C в древесных кольцах отражает его концентрацию в атмосфере. С этой целью изучалось содержание ^{14}C в годовых кольцах древесины нашего столетия вплоть до 1974 г. Было показано, что техногенный углерод попадает в древесное кольцо в тот же год, в который он поступает в атмосферу при ядерных испытаниях. Эти же авторы определили концентрацию ^{14}C в образцах сосны остистой из США и в образцах европейского дуба, отбирались дендрохронологически датированные образцы из 3—4 столетия до н.э. Результаты этих исследований показали, что древесина с возрастом более 2 тыс. лет на различных континентах, различных широтах в пределах экспериментальной ошибки имеет одинаковую концентрацию ^{14}C . Следовательно, кольца деревьев отражают среднее содержание радиоуглерода в атмосфере Земли в пределах нескольких промилей (датировки одного календарного года не различаются более чем на ± 50 лет).

Анализ немногочисленных результатов сравнения радиоуглеродного и других методов определения возраста для интервала > 8 тыс. лет показывает, что максимальное отклонение радиоуглеродных датировок составляет не более 2000 лет.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ^{14}C , НЕ СВЯЗАННОЕ С РАДИОАКТИВНЫМ РАСПАДОМ

Содержание ^{14}C в образцах после их выхода из обменного резервуара может измениться вследствие загрязнения посторонним углеродом с другой концентрацией ^{14}C , при изменении минерального состава углеродсодержащего вещества, в процессах изотопного обмена и фракционирования.

Образцы могут быть загрязнены посторонним углеродом в отложениях, при отборе, при хранении и процессах химической подготовки проб к анализу. В донные отложения посторонний ^{14}C может поступать с аллохтонным материалом, приносимым реками и ветром; с карбонатом кальция, или растворенным органическим веществом грунтовых или иловых вод; в процессах переотложения и активной биологической деятельности. Вопрос о наличии загрязнения проще всего решается в следующих случаях [32]:

1) для одновозрастных образцов из одного слоя получаются различные значения возраста;

2) обнаружено расхождение радиоуглеродного возраста и возраста, полученного другим методом (дендрохронологическим, археологическим и др.);

3) для хорошо изученных стратиграфических разрезов получается инверсия значений радиоуглеродного возраста — более глубокозалегающие образцы оказываются моложе залегающих выше.

Однако чаще эти условия сравнения отсутствуют. Для каждой разновидности углеродсодержащего вещества (древесина, торф, кости, раковины, органическое вещество и карбонаты донных осадков) установлены основные источники и характер загрязнения, и в настоящее время разработаны достаточно эффективные способы разделения на фракции (подверженную загрязнению и на свободную от них). Иногда это чисто механические методы (визуальное отделение, разделение на размерные фракции), но чаще применяются химические методы отделения загрязнений. Эти методы разработаны практически для всех материалов, используемых при датировании, и они будут рассмотрены в последующих разделах.

Наибольшее искажение возраста вызывается загрязнением современным углеродом. В течение времени, соответствующего 10 периодам полураспада ^{14}C (57 тыс. лет) в образце сохранится всего одна тысячная часть первоначальной активности углерода; для таких образцов загрязнение является наиболее опасным. В табл. 75 приведены значения искаженного возраста при 6 различных процентах загрязнения современным углеродом. По зави-

Таблица 75. Влияние загрязнения образца современным углеродом на определение возраста

Истинный возраст, лет	Приближенный возраст, полученный по загрязненному образцу, лет					
	Загрязнение, %					
	0,1	0,2	1,0	2,0	5,0	10,0
10 000	10 000	9 960	9 800	9 630	9 100	8 000
20 000	19 900	19 800	19 000	18 300	16 400	13 000
30 000	19 700	29 300	28 000	25 300	21 270	16 000
40 000	39 000	38 110	32 000	29 900	23 800	18 000
50 000	47 000	45 000	34 000	31 650	24 300	18 000
60 000	52 000	49 000	34 000	32 100	24 650	18 000
Запредельный	57 000	51 000	38 000	32 800	24 800	

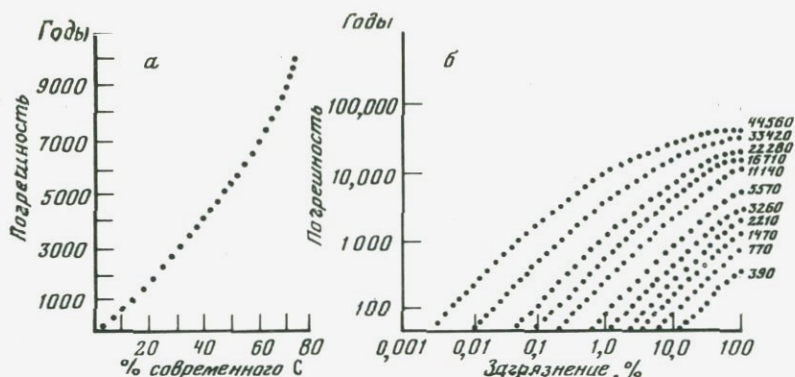


Рис. 98. Влияние загрязнения на результаты датирования
 а — погрешность, вносимая загрязнением древним углеродом; б — погрешность, вносимая современным углеродом для редких значений ^{14}C возраста

симости, изображенной на рис. 98, а, погрешность, вносимую современным углеродом, можно определить при любом проценте загрязнения [271]. Высокие погрешности при сравнительно небольшом загрязнении требуют большой внимательности и тщательности при отборе образцов, их хранении и при химической подготовке проб к анализу.

Менее опасно загрязнение образца древним (не содержащим ^{14}C) углеродом. Даже если его будет содержаться в образце 50%, ошибка в определении возраста составит 5700 лет, такая же погрешность возникает при загрязнении всего 1% современного углерода для образца с возрастом 38 тыс. лет. На рис. 98, б приведена зависимость погрешности датирования от содержания современного углерода для нескольких значений возраста [271].

ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ КАРБОНАТОВ

Карбонаты донных осадков морей и океанов практически всегда являются биогенными, лишь в аридных зонах иногда присутствуют хемогенные карбонаты. Карбонатные скелеты организмов встречаются обычно в двух минеральных разновидностях: кальцита (высоко- или низкомагнезиального) и арагонита. В табл. 76 [57] приведен минеральный состав биогенных карбонатов. Высокомагнезиальный кальцит и арагонит могут со временем перекристаллизоваться в стабильный низкомагнезиальный кальцит. Распределение минерального состава биогенных карбонатов определяется двумя типами зональности: вертикальной и климатической [57].

По вертикали прослеживаются три уровня: 1) верхний (шельф до глубины 200 м) с максимальным разнообразием карбонатных минералов; 2) средний (глубины 0,2–3,5 км) — нестойкие карбонатные минералы (арагонит и магнезиальный кальцит) растворяются частично или полностью; 3) нижний (пелагический с глубинами 3,5 км) — господствует один минерал — кальцит. Для арагонита и магнезиального кальцита верхняя граница распространения увеличивается от полярных областей к экватору. На экваторе нестойкие минералы наиболее глубоко проникают в пелагиаль. В ледовых и холодных частях умеренных зон арагонит и магнезиальный каль-

Таблица 76. Минеральный состав карбонатных скелетов организмов [57]

Организм		Минеральный состав		
		арагонит	кальцит	магнезиальный кальцит
Фораминиферы	Бентические	Р	—	О
	Планктонные	—	О	—
Губки		—	—	О
Кораллы	Альционарии	Р	—	О
	Мадрепоровые	О	—	—
Мшанки		О	—	Р
Брахиоподы		—	О	Р
Иглокожие		—	—	О
Моллюски	Гастроподы	О	О	—
	Пелециподы	О	О	—
	Цефалойды	О	—	Р
Аннелиды		О	—	О
Артроподы (членистоногие)	Остракоды	—	О	Р
	Усоногие раки (балянусы)	—	О	Р
Водоросли	Бентические	О	—	О
	Планктонные	—	О	—

Примечание. Р — редко; О — обычно.

цит не сохраняются даже на шельфе, так как критическая глубина их проникновения выходит на поверхность.

При перекристаллизации происходит изменение концентрации ^{14}C . В новую кристаллическую структуру проникает более молодой углерод, поступающий в отложения в виде растворенного бикарбоната, поэтому перекристаллизованные карбонаты обычно дают заниженное значение возраста. Как показали Полах и др. [266], 95%-ная перекристаллизация дает ошибку в определении возраста в 30 тыс. лет., 20%-ная — 10 тыс. лет. Для образцов < 10 тыс. лет погрешность не превышает 1 тыс. лет. При наличии в осадках разнообразных форм минералов, датирование обычно производят по менее стойким (не испытывавшим перекристаллизации) — арагониту и магнезиальному кальциту с обязательным проведением контроля на содержание кальцита. Количественное определение минерального состава обычно проводят рентгенодифрактометрическим методом [65]. Присутствие кальцита является признаком перекристаллизации, и такие образцы для анализа считаются малопригодными.

ИЗОТОПНЫЙ ОБМЕН И ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ

Содержание радиоуглерода в образце после его выхода из обменного резервуара может измениться в процессах изотопного обмена с окружающим углеродом. В веществах, содержащих органический углерод (древесина, уголь, ткани, органический углерод донных осадков и др.), изотопный обмен маловероятен; входящие в состав древесины лигнин и целлюло-

за также практически не подвержены изотопному обмену [32]. Однако поверхностные молекулы карбонатов легко обмениваются с углеродом морских, иловых и грунтовых вод. Как показали модельные эксперименты, бикарбонат, растворенный в соленой воде (35 г NaCl на 1 литр воды), за 8 недель практически полностью обменялся изотопом ^{14}C с мелкозернистым CaCO_3 , первоначально не содержащим ^{14}C [345]. Время полуобмена $^{14}\text{HCO}_3^-$ с кальцитом в морской воде всего 85 мин для первого поверхностного слоя [267]. Однако вглубь кристалла из поверхностного слоя ^{14}C практически не проникает, коэффициент диффузии в кристаллических телах чрезвычайно низок, и во временном интервале радиоуглеродного датирования ^{14}C остается практически в поверхностном слое [328]. Поэтому, если сохранность раковины хорошая, достаточно удалить этот слой при химической обработке образца. При разложении органического вещества в осадочных образованиях может происходить фракционирование изотопов. Изотопный состав сложного вещества определяется суммой входящих в него фрагментов. При разложении происходит удаление менее стойких органических соединений, в результате изотопный состав оставшегося вещества может измениться. Для учета этого фактора поправку на изотопное фракционирование необходимо проводить по измеренному на масс-спектрометре значению $\Delta^{13}\text{C}$. Введение табличной поправки, не учитывающей в полной мере степень разложения образца, может привести к погрешности в определении возраста.

ОСНОВЫ РАДИОУГЛЕРОДНОГО МЕТОДА ДАТИРОВАНИЯ

В этом разделе мы рассмотрим методические вопросы, связанные с получением радиоуглеродных датировок, возрастной предел метода и пути его увеличения, основные правила представления датировок.

ПЕРИОД ПОЛУРАСПАДА

При зарождении метода радиоуглеродного датирования слабое развитие экспериментальной техники не позволяло измерить точно период полураспада ^{14}C , поэтому Либби в 1955 г., проанализировав имеющиеся результаты, взял среднее значение по трем определениям, которые ему показались наиболее надежными — 5568 ± 30 лет. Однако уже первые радиоуглеродные датировки археологических образцов дали, по мнению авторов, замолоченный возраст, поэтому было выполнено много новых определений периода полураспада. На 5-й Международной конференции по радиоуглеродному анализу в Кембридже (Англия) в 1962 г. эти результаты были рассмотрены, и наиболее реальным было признано значение 5730 ± 40 лет. К этому моменту было выполнено и опубликовано несколько тысяч радиоуглеродных датировок. Учитывая, что по мере усовершенствования экспериментальной техники значение периода полураспада все время будет уточняться, чтобы не вносить путаницы, после острой дискуссии было решено приводить в печати результаты радиоуглеродного датирования по старому значению периода полураспада. Все последующие международные конференции по радиоуглеродному датированию, включая и последнюю 11-ю, состоявшуюся в 1982 г. в Сиэтле (США), лишь подтверждали это решение. При необходимости можно пересчитать радиоуглеродную датировку

по наиболее реальному к настоящему времени значению периода полураспада. Радиоуглеродные датировки, опубликованные в печати, на 3% моложе истинного значения, рассчитанного по наиболее реальному в настоящее время периоду полураспада.

ЭТАЛОН СОВРЕМЕННОГО ЗНАЧЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ^{14}C

Вопрос о том, какое же значение следует принять за начальное для концентрации радиоуглерода, чрезвычайно сложен. Действительно, концентрация радиоуглерода в атмосфере в настоящее время не отражает объективные реальные процессы, происходящие в обменном резервуаре. Эффект индустриального загрязнения мертвой углекислотой (эффект Зюсса), поступление радиоуглерода при испытаниях ядерного оружия, работа атомных электростанций — все эти явления нарушили сложный механизм распределения изотопов углерода в обменном резервуаре и исключили возможность использования в качестве эталона современного значения какие-либо углеродсодержащие вещества из этого резервуара. На ранних этапах датирования радиоуглеродным лабораториям рекомендовалось в качестве эталона использовать древесину известного возраста, произраставшую в период до индустриальной эпохи (до 1850 г.). Активность ^{14}C , измеренная в такой древесине, пересчитывалась на уровень 1950 г., относительно которого в настоящее время приводятся все радиоуглеродные датировки, и принималась за начальное значение. При таком положении сравнить датировки различных лабораторий затруднительно. Наличие короткопериодных колебаний начальной концентрации ^{14}C , амплитуда которых составляет 1–2%, уже вносит неопределенность в термин "начальная концентрация", не говоря уже о том, что при подборе древесины необходимо проводить дополнительные "археологические" изыскания по определению истинного возраста такого эталона. Национальное бюро стандартов (NBS) США предложило в качестве эталона партию шавелевой кислоты, которая является отходами промышленного производства. Активность ^{14}C в этой партии была замерена, и 95% этого значения было принято в качестве международного стандарта современного значения концентрации ^{14}C . Изотопный состав стабильных изотопов для этого эталона составляет $\delta^{13}\text{C} = -19,3\text{‰}$ PDB. На XII Нобелевском симпозиуме, посвященном радиоуглеродному датированию, в 1969 г. было высказано пожелание, чтобы все лаборатории приводили свои датировки по отношению к этому стандарту. Все внутрилабораторные стандарты рекомендовано привязать к этому единому международному стандарту шавелевой кислоты. Выбор правильного и надежного лабораторного стандарта играет большую роль в получении достоверных лабораторных датировок и этому вопросу обычно уделяется большое внимание (Баннистер и Дамон; Рафтер и др., Полах и др., цит. по [267]).

При практическом использовании в радиоуглеродных лабораториях необходимо перевести углерод шавелевой кислоты в то химическое соединение, в котором измеряется концентрация ^{14}C (бензол — при сцинтилляционном варианте; C_6H_6 , C_2H_2 , CH_4 , CO_2 — при газовом методе). При этом могут возникать процессы фракционирования (особенно при мокром сжигании шавелевой кислоты), поэтому необходимо измерять величину

ну $\delta^{13}\text{C}$ эталона, полученного из щавелевой кислоты, и рассчитывать современное значение концентрации радиоуглерода по соотношению

$$A_{0, \text{кор}} = A_{0, \text{изм}} \left[1 - \frac{2(19 + \delta^{13}\text{C}_{\text{изм}})}{1000} \right],$$

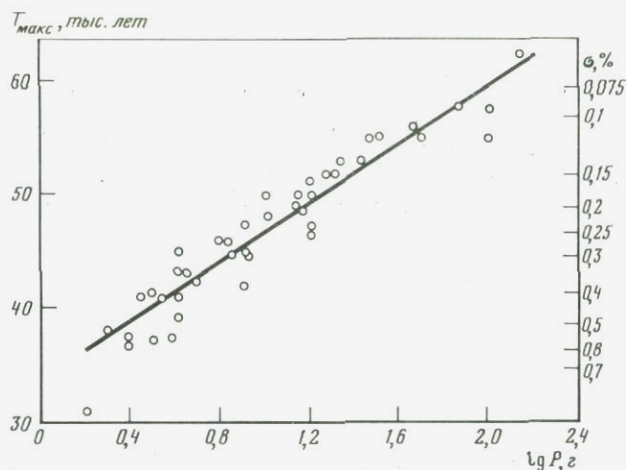
где $A_{0, \text{кор}}$ — скорректированное значение активности эталона; $A_{0, \text{изм}}$ — измеренное значение активности; $\delta^{13}\text{C}_{\text{изм}}$ — измеренное значение отношения стабильных изотопов по отношению к *PDB*.

Вопросы, связанные с фракционированием при приготовлении эталона из щавелевой кислоты, подробно освещены в литературе [267, 269, 336]. 9-я Международная конференция по радиоуглеродному анализу (Лос-Анджелес, США, 1976 г.) приняла следующие радиометрические параметры для эталона щавелевой кислоты *NBS* — активность $NBS = 14,27$ расп/мин \cdot г $^{-1}$ С, эталон современного значения концентрации ^{14}C в атмосфере 0,95. $NBS = 13,56 \pm 0,07$ расп/мин \cdot г $^{-1}$ С или $^{14}\text{C}/^{12}\text{C} = (1,176 \pm 0,010) \cdot 10^{-12}$. Все активности нормализованы на $\delta^{13}\text{C} = -19\text{‰}$ [310]. Запасы эталона щавелевой кислоты *NBS* в настоящее время подошли к концу. Национальное бюро стандартов США разработало новый эталон [269], отношение активности которого к активности старого составляет $1,2894 \pm 0,005$, величина $\delta^{13}\text{C}$ для нового эталона пока не приведена [310].

ВОЗРАСТНЫЕ ГРАНИЦЫ РАДИОУГЛЕРОДНОГО МЕТОДА ДАТИРОВАНИЯ

Одним из важнейших параметров метода геохронологии являются возрастные границы, в которых по данному методу можно получать надежные значения возраста. Для радиоуглеродного метода максимальное и минимальное значения определяются погрешностями определения концентрации радиоуглерода. Принципиально нижней границей является "нулевой" возраст, однако для прецизионных установок среднееквadrатичная погрешность определения "нулевого" возраста составляет ± 20 лет, для обычных установок ± 80 – 100 лет. При этом следует учитывать и вводить поправки на эффект Зюсса, вследствие которого активность современного углерода в атмосфере снизилась на $\sim 1,7\%$, что соответствует увеличению возраста на 120–140 лет. При определении в образцах "нулевого" возраста нужно быть уверенным в отсутствии техногенного ^{14}C .

Максимальное значение предельно определенного возраста достигается при датировании образцов большого объема по бензольному варианту метода. Для получения 1 мл бензола при 100%-ном химическом выходе требуется $\sim 0,8$ г углерода анализируемого вещества. На рис. 99 [36] показана зависимость предельно определяемого возраста от количества углерода исследуемого вещества. График построен на основании данных о параметрах счетчиков, приведенных в литературе для времени измерения 48 ч, и несколько менее жестком статистическом критерии оценки минимально определяемой активности (3σ). Разброс значений определяется качеством радиометрических установок. С увеличением объема пробы предельный возраст увеличивается. По методу наименьших квадратов зависимость можно выразить линейным уравнением $t_{\text{пред}} = 33,5 + 13 \lg P$, где $t_{\text{пред}}$ — предельный возраст, тыс. лет; P — вес углерода, г.



Р и с. 99. Зависимость предельно определяемого возраста от логарифма веса исследуемого углерода

Принципиально, увеличением количество датируемого образца в настоящее время достигнуто значение предельного возраста ~ 60 тыс. лет [3]; при этом анализировалось ~ 150 г углерода, однако при массовых определениях проводить обработку большого образца трудно, увеличивается и опасность загрязнения, да и таким количеством материала для датирования аналитик располагает крайне редко. Большая часть исследователей, проводящих массовое датирование радиоуглеродным методом, использует кюветы объемом 5–20 мл, количество исходного материала для датирования при этом составляет ~ 5 –30 г углерода, а предельный возраст 40–50 тыс. лет. При датировании донных отложений, поднятых ударными трубками, количество материала, представленного для анализа, обычно невелико; объем измерительных кювет 2–3 мл, а предельно определяемый возраст 35–38 тыс. лет.

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ РАДИОУГЛЕРОДНЫХ ДАТИРОВОК

Основными параметрами, получаемыми в радиоуглеродных лабораториях, являются измеренные активности образца и эталона. Для получения возраста для обеих этих величин необходимо ввести поправку на эффект изотопного фракционирования. Для образца эта поправка вводится либо при масс-спектрометрическом определении величины $\delta^{13}\text{C}$, либо по таблице, приведенной в одном из предыдущих разделов. С учетом фракционирования выражение для активности образца принимает вид [313]

$$A_n = A \frac{0,975^2}{(1 + \delta^{13}\text{C}/1000)^2},$$

где A – активность, измеренная на установке; A_n – нормализованное значение активности; $\delta^{13}\text{C}$ – состав стабильных изотопов. Обычно при расчетах с точностью до нескольких процентов используется упрощенное вы-

ражение

$$A_{\text{н}} = A \left(1 - \frac{2(25 + \delta^{13}\text{C})}{1000} \right).$$

На измеренное значение эталона, приготовленного из щавелевой кислоты, также необходимо ввести поправку на изотопное фракционирование с учетом приготовления эталона. Если при изготовлении эталона фракционирование отсутствует, можно принять значение $\delta^{13}\text{C}$ для щавелевой кислоты, равное $-19,3\text{‰}$. По аналогии активности эталона современного значения концентрации ^{14}C можно написать в виде:

$$A_{\text{он}} = 0,95 A_{\text{ох}} \left(1 - \frac{2(19 + \delta^{13}\text{C})}{1000} \right),$$

где $A_{\text{он}}$ — активность эталона, приготовленного из щавелевой кислоты, $A_{\text{ох}}$ — измеренная на установке.

Если в качестве стандарта используется промежуточный лабораторный эталон, его активность должна быть приведена к $A_{\text{он}}$. После введения поправок значение возраста можно подсчитать по соотношению:

$$t = 8030 \ln \frac{A_{\text{он}}}{A_{\text{н}}}.$$

Значение активности эталона щавелевой кислоты приведено на 1950 г. поэтому чтобы не вводить поправок на распад эталона к времени измерения образца, значение измеряемого возраста также отсчитывается от 1950 г. Возраст, вычисленный по этому соотношению, называется "условным радиоуглеродным возрастом", и он получается при выполнении следующих условий [314]: 1) используется значение периода полураспада, равное 5568 лет; 2) концентрация ^{14}C в обменном резервуаре в прошлом не менялась; 3) в качестве эталона концентрация радиоуглерода в обменном резервуаре используется эталон щавелевой кислоты или приведенный к нему лабораторный эталон; 4) вводится поправка на эффект изотопного фракционирования; 5) началом возрастного отсчета является 1950 г.

Эталон щавелевой кислоты соответствует концентрации радиоуглерода для атмосферы Земли; для морских и океанических образцов необходимо вводить поправку на резервуарный эффект. В работе [314] рекомендуется для таких образцов приводить возрастное значение без поправки на эффект, а скорректированный возраст давать отдельно с описанием и обоснованием вводимой поправки. Большая часть лабораторий не вводит поправки для морских и океанических образцов на изотопное фракционирование и эффект резервуаров, так как оба эти эффекта частично погашаются.

За ошибку определения возраста принимается величина одного стандартного отклонения, включающего статистическую погрешность измерения фона установки, активности образца и эталона и ошибку определения $\delta^{13}\text{C}$. В эту ошибку необходимо включать и аппаратную погрешность, но практически многие лаборатории ее не вводят, полагая, что она значительно меньше вышеперечисленных ошибок.

Для геохимических исследований 8-я Международная конференция по радиоуглеродному датированию, состоявшаяся в Новой Зеландии, рекомендовала использовать величину pM (percent Modern) — процент современного, определяемую соотношением:

$$pM = \frac{A_H}{A_{OH} e^{\lambda(y-1950)}} 100\%,$$

где $\lambda = 1/8667 \text{ лет}^{-1}$ (для периода полураспада 5730 лет); y — год измерения эталона.

При наличии временного интервала между годом отбора и измерения образца временную поправку следует ввести и для величины A_H . Так как временная поправка вводится по принятому в настоящее время периоду полураспада ^{14}C , равному 5730 лет, соотношение между "условным радиоуглеродным возрастом" и pM можно написать в виде соотношения:

$$t + \frac{y - 1950}{1,03} = -8030 \ln \frac{pM}{100}.$$

В океанографических исследованиях используют значения $\Delta^{14}\text{C}$ и $\delta^{14}\text{C}$, определяемые соотношениями:

$$\Delta^{14}\text{C} = 1000 \left[\left(1 + \frac{\delta^{14}\text{C}}{1000} \right) \frac{0,975^2}{\left(1 + \frac{\delta^{13}\text{C}}{1000} \right)^2} - 1 \right] \text{‰},$$

$$\delta^{14}\text{C} = \left(\frac{A - A_0}{A_0} \right) \cdot 1000 \text{ (‰)},$$

несмотря на то, что 8-я конференция по радиоуглеродному анализу в 1972 г. рекомендовала использовать эти величины лишь с учетом возрастных поправок на время отбора и измерения образца. С точностью до нескольких ‰ выражение для $\Delta^{14}\text{C}$ можно написать в виде

$$\Delta^{14}\text{C} = \delta^{14}\text{C} - 2(\delta^{13}\text{C} + 25) \left(1 + \frac{\delta^{14}\text{C}}{1000} \right) \text{ (‰)}.$$

Если образец, скорректированный на эффект резервуаров, имеет возраст 200 лет, его можно считать как "современный"; "современным" следует считать и возраст для образцов, измеренная активность которых превышает активность эталона ($A_H > A_{OH}$). В этом случае желательно приводить величину $\Delta^{14}\text{C}$ [314].

При представлении предельных датировок Стювер и Полах [314] рекомендуют критерий 2σ . Однако, по нашему мнению, это снизит надежность датировок. Видимо, целесообразно оставить критерий 4σ , применяемый большей частью советских исследователей, или использовать промежуточное значение 3σ , но при представлении датировок обязательно следует указывать, по какому критерию они приводятся. Подробно проблема представления предельных датировок рассмотрена в работе [337]. При ссылках на радиоуглеродные датировки следует приводить их лабораторные номера.

Отличия "условного радиоуглеродного возраста" от истинного календарного определяются тремя факторами.

1. При подсчете "условного радиоуглеродного возраста" используется старое значение периода полураспада 5568 лет вместо принятого в настоящее время значения 5730 лет. Для получения более близкого к истинному значения "условий радиоуглеродный возраст" следует умножить на 1,03.

2. Введение поправки на эффект резервуаров представляется в настоящее время наиболее трудной проблемой. Ядерные испытания нарушили природное распределение ^{14}C , а до их проведения было выполнено очень мало определений. Модельные расчеты дают лишь общую оценку. В зависимости от конкретных условий ошибка может достигать нескольких сотен лет. Особенно большие искажения возраста могут быть в областях океанских абвелингов, где на поверхность поступают "старые" глубинные океанические воды, и во внутренних водоемах, особенно в областях разгрузки подземных вод.

3. Изменение интенсивности космических лучей в прошлом определяет изменение начальной концентрации радиоуглерода. Возрастную поправку на этот эффект мы можем делать в настоящее время только до 8 тыс. лет. В соответствии с приведенными в предыдущих разделах оценками во временном интервале 8—40 тыс. лет погрешность, по-видимому, не превышает 2 тыс. лет. Эта неопределенность не включается в ошибку "условного радиоуглеродного возраста".

ПРОБЛЕМЫ РАДИОУГЛЕРОДНОГО ДАТИРОВАНИЯ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Основные причины погрешностей при определении возраста по ^{14}C сформулированы Н.В. Кинд и В.А. Алексеевым [32]:

- А) Неправильное измерение концентрации ^{14}C .
- Б) Неправильная интерпретация геологического материала.
- В) Неприменимость основных предпосылок метода к данному образцу:
 - И неточность определения периода полураспада;
 - II концентрация ^{14}C в образце после его выхода из обменного резервуара менялась не только в процессе радиоактивного распада: непостоянство интенсивности космического излучения; эффект Жюсса и эффект загрязнения техногенным ^{14}C ; неоднородность изотопного состава углерода, находящегося в обменном резервуаре (атмосфера, гидросфера, биосфера); изотопный обмен с углеродом окружающей среды; изотопное фракционирование при разложении органического вещества;
 - загрязнение посторонним углеродом с иной концентрацией ^{14}C (карбонатом кальция, остатками корневищ, растворимыми органическими соединениями, главным образом гуминовыми кислотами);
 - III концентрация ^{14}C образца при жизни не равна его концентрации в обменном резервуаре.

Разработанные к настоящему времени радиометрические методы измере-

ния концентрации ^{14}C практически исключают возможность ошибки. Погрешности, связанные с неправильным отбором образца или неправильной интерпретацией возраста, к сожалению, в настоящее время встречаются часто, вызывая недоверие к радиоуглеродному методу датирования. Наиболее часто встречаются погрешности, связанные с неприменимостью основных предпосылок метода к данному образцу. В предыдущих разделах мы рассмотрели, по возможности, природу явлений, приводящих к нарушению основных предпосылок метода и количественную их оценку.

БЕРЕГОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Береговые образования формируются в процессе взаимодействия двух поверхностей: океана и континента. Процесс этот крайне сложен, так как обе поверхности меняют свой уровень независимо друг от друга.

С древних времен деятельность человека концентрировалась на берегах океанов и морей, и состояние береговой линии имело важное хозяйственное значение: строительство портов, берегозащитных сооружений, курортных зон, поиски и эксплуатация россыпных полезных ископаемых, разработка строительных материалов (песок, галька) и т.д. Крайне важным для будущего развития является вопрос прогнозирования состояния береговой линии на ближайшее будущее, которое невозможно сделать без знания основных закономерностей ее формирования. Радиоуглеродное датирование позволяет точно и надежно определять уровень океанов, морей и озер в прошлые эпохи по отложениям лагун, раковинам моллюсков, торфу, кораллам, затопленной древесине с учетом приливных явлений, характеру захоронения и последующих преобразований. Рассмотрим некоторые особенности использования различных углеродсодержащих материалов для радиоуглеродного датирования береговых образований.

Раковины моллюсков и другие карбонатные образования. Большая часть моллюсков питается органическим углеродом взвешенного вещества и осадков. Карбонат раковины вырабатывается моллюском из бикарбоната морской воды в процессе пищеварения. Роль органического углерода осадков в формировании раковин неясна. В местах выхода подземных вод бикарбонат кальция вод может содержать древний углерод; раковина может сорбировать древний карбонат и из осадков, что может удревить ее возраст.

При датировании необходимо учитывать изотопный обмен, резервуарный эффект и возможность перекристаллизации. Для устранения влияния изотопного обмена при химической подготовке образца удаляют внешнюю часть раковины. Если раковина плохо сохранилась, целесообразно проводить послойное датирование, совпадение датировок по внешней и внутренней фракциям является хорошим критерием ее сохранности. При перекристаллизации происходит загрязнение посторонним углеродом, поэтому для датирования обычно используют неперекрысталлизованные раковины арагонитовой структуры. Более трудоемко введение поправок на резервуарный эффект. Заражение природных вод техногенным ^{14}C исключает возможность прямых измерений, расчетные же соотношения мало надежны и не учитывают местных региональных условий. Наиболее простой и правильный путь введения этих поправок — измерение концентрации ^{14}C в раковине.

нах, отобранных живыми до проведения ядерных испытаний и начала промышленной революции. В настоящее время для некоторых районов уже созданы стандарты, по которым вводится эта поправка (440 лет для Норвегии, 510 лет для Шпицбергена, 750 лет для Арктической Канады [214], 380 лет для Новой Зеландии [222]). Эти значения не должны меняться в интервале метода датирования, т.е. не должна меняться циркуляция вод, от которой в первую очередь зависит величина этого эффекта. Большого значения может достигать величина резервуарного эффекта для внутренних морей и особенно для замкнутых озер.

Радиоуглеродное датирование проводят и по другим карбонатам: кораллам, оолитам, доломитам. Для них следует соблюдать те же предосторожности при отборе, проведении анализа и введении поправок, что и для раковин, но практически выполнить это бывает значительно труднее, что и определяет меньшую надежность возрастных определений.

Торф. Растительный детрит. Сапропель. В регрессионные фазы развития в прибрежных низинах развиваются торфяники, чередующиеся в разрезах с морскими осадками, соответствующими вторжениям моря. На плоских побережьях с глинистой почвой развиваются мангровые заросли, обуславливающие накопление в осадках большого количества органического вещества. В определенные фазы развития, характеризующиеся высокой продуктивностью, в осадках фиксируются прослойки, обогащенные органическим веществом (сапропелевые прослойки). Загрязнение этих образцов происходит в основном за счет проникновения в них корешков растений и гуминовых кислот при постседиментационных процессах. В настоящее время разработаны методы механического и химического удаления корешков. Гуминовые кислоты обычно удаляются обработкой образцов разбавленным раствором щелочи [36].

В целом торф, растительный детрит и сапропелевые прослойки считаются надежным материалом для датирования радиоуглеродным методом. Для органического вещества, образующегося в водной толще, необходимо вводить поправку на резервуарный эффект.

Древесина. В береговых образованиях часто встречаются остатки древесины. Затопление лесов в трансгрессивные фазы развития приводило к их гибели, а волновые процессы и течения способствовали переносу древесины на большие расстояния. Остатки древесины выносятся повсеместно с речным стоком в океан и в конечном счете отлагаются на берегах. Древесина исключительно надежный для датирования материал, если она не является переотложенной, поэтому предпочтительней использовать древесные остатки в их естественном залегании (лпн, корни). Предварительная химическая подготовка образца заключается в удалении легкорастворимых в разбавленных кислотах и щелочах компонентов, которые могут ее загрязнять при постседиментационных процессах в осадочной толще.

Кости. Берега всегда были районами активной деятельности человека, охотившегося на морских животных, остатки умерших животных выбрасывались на берег и захоранивались в осадках.

85% минеральной фракции костей составляет фосфат кальция, 10% — карбонат кальция, в небольших количествах представлен фосфат магния и фторид кальция. Карбонат кости подвержен сильным вторичным изменениям, и датировки по нему оказываются замолоченными. Органическая часть

кости состоит из протеина, белковых веществ, коллагена, жиров и т.д. Около 80% углерода кости сосредоточено в коллагене, по которому и производится датирование. В настоящее время разработаны надежные методы выделения коллагена из кости и его очистки от гуминовых кислот, поступающих из вмещающих остатков. Датировки при правильной технологии обработки костей являются надежными.

Колебания уровня океана. Как уже указывалось выше, уровень океана в каждом отдельном регионе определяется совокупностью двух факторов: 1) изменением уровня океана, обусловленным изменением объема водных масс и колебаниями объема океанических впадин и 2) вертикальными перемещениями континентальных блоков. Колебания уровня океана, обусловленные первым фактором, называются эвстатическими. По причинам, вызывающим эти колебания, их можно разделить на геократические, обусловленные изменением рельефа дна при тектонических процессах (опускание участков океанического дна, изменение объема срединно-океанических хребтов, образование глубоководных желобов и т.д.) и гидрократические, обусловленные колебаниями объема водной массы (поступление ювенильных вод, связывание воды при серпентинизации базальтов в рифтовых зонах, поступление воды при таянии ледников и ее связывание в ледниковые периоды, изменение объема при изменении плотности и температуры) [33].

После последнего оледенения эвстатический уровень океана поднялся примерно на 100 м. Подъем уровня был неравномерным: в интервале 17–6 тыс. лет скорость подъема составляла 9 м/тыс. лет, в последние 6 тыс. лет она замедлилась от 4 до 1 м/тыс. лет.

Основным методом исследования положения уровня океана за последние 18 тыс. лет является определение возраста береговых террас радионуклидным методом. В настоящее время уровень океана занимает наиболее высокое положение, поэтому в тектонически стабильных районах эти террасы затоплены и отбор представительных проб затруднен. Определение уровня океана по террасам, находящимся в настоящее время на суше, требует введения поправки на вертикальные движения, что может привести к погрешности.

Несмотря на большое количество данных, отдельные детали процесса все же неясны и противоречивы. Кривые изменения уровня океана у различных исследователей заметно отличаются в масштабе Земли. Неясен вопрос – превышал ли уровень океана в позднем голоцене современный уровень? Все эти расхождения чаще относят за счет неправильного и не представительного отбора образцов, погрешностей при датировании, неправильного учета вертикальных движений. Однако после того как в 1976 г. Мернер высказал предположение, что колебания уровня океана могут быть вызваны изменением формы Земли (геоидальная эвстазия), появилась возможность в рамках этой гипотезы объяснить различный характер кривой изменения уровня океана в различных районах. Приведенные в работе [33] экспериментальные кривые изменения уровня океана в голоцене для различных районов Мирового океана подтверждают это.

Скорости вертикальных движений. Причины вертикальных движений достаточно подробно рассмотрены выше. Скорости вертикальных движений просто рассчитываются по кривой эвстатического изменения уровня океана, положения точки относительно современного уровня и ее радио-

углеродного возраста. Однако задача кажется простой лишь с первого взгляда. Если кривые изменения уровня океана действительно отличаются для разных регионов, надежно установить их форму мы можем лишь в тектонически стабильных районах. Выявление кривой эвстатического поднятия уровня океана для регионов с вертикальными движениями требует знания динамики этих движений, т.е. задача является внутренне противоречивой и решается в определенных предположениях.

В качестве примера рассмотрим, как решалась эта проблема Я.М.К. Пунингом на примере берегов Балтийского моря [33]. Тектонические движения Балтийского щита и прилегающей к нему Восточно-Европейской платформы можно представить как сумму движений, унаследованных с палеозоя и гляциоизостатических движений, обусловленных снятием нагрузки ледникового щита. Унаследованные с палеозоя тектонические движения, по данным геологов, рассматривались как постоянные со скоростью современного поднятия в районе Таллина, равной 2,5 мм/год. Эвстатическое поднятие уровня моря учитывалось по кривой Фейрбриджа, полученной для берегов Австралии. Положение уровня Балтийского моря для раннего голоцена определялось по лагунным сапропелям, а в среднем и позднем голоцене — по береговым формам, соответствующим определенным этапам развития Балтики. На рис. 100 приведены результаты радиоуглеродного анализа и реконструкции гляциоизостатического поднятия для северной части Эстонии. Это поднятие характеризуется логарифмической зависимостью. Именно такая зависимость и была получена за исключением временного интервала 8,8–7,6 тыс. лет назад, соответствующего фазе Анцилового озера, изолированного от океана. В максимуме уровень этого озера на 16 м превышал уровень Мирового океана. Гляциоизостатические движения прекратились в районе Таллина практически 5 тыс. лет назад.

Динамика накопления береговых образований. Во время последнего оледенения огромные массы воды были запасены в ледниках, таяние их сопровождалось переносом огромного количества осадочного материала, особенно в горных районах, что приводило к формированию в устьях рек мощных аккумулятивных образований, которые используются в настоящее время в активной хозяйственной деятельности. Знание истории и механизма формирования этих образований позволяет грамотно и наиболее целесообразно использовать их в практической деятельности.

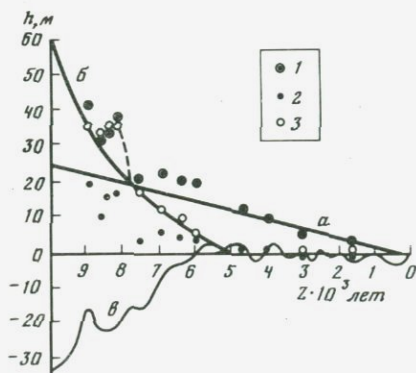


Рис. 100. Реконструкция гляциоэвстатического поднятия для северной части Эстонии (Таллин)

1 — индикаторы уровня; 2 — приведенные индикаторы (за вычетом унаследованных тектонических движений); 3 — уровень гляциоизостатического поднятия; а — унаследованное тектоническое поднятие; б — гляциоизостатическое поднятие; в — эвстатическая кривая Фейрбриджа

Таблица 77. Концентрация ^{14}C (в % от 0,95 активности NBS) и возраст различных компонент твердого стока рек СССР

Реки	Карбонат		Органическое вещество	
	^{14}C	Возраст, лет	^{14}C	Возраст, лет
<i>Реки Черноморского побережья Кавказа</i>				
Мзымта	16,6 ± 0,9	14420 ± 440	62,9 ± 4,2	3720 ± 540
Бзыбь	3,7 ± 0,5	26470 ± 1090	65,7 ± 1,9	3370 ± 230
Гумиста	6,8 ± 0,7	21590 ± 830	83,2 ± 2,8	1480 ± 270
Кодори	Практически отсутствует		62,7 ± 3,0	3450 ± 380
Ингури	10,6 ± 0,8	18020 ± 610	93,2 ± 7,8	570 ± 670
Супса	Практически отсутствует		118,0 ± 2,9	—
Риони	10,9 ± 0,7	17800 ± 520	65,1 ± 2,9	3450 ± 360
<i>Реки Балтийского моря</i>				
Даугава	67,8 ± 0,8	3120 ± 100	44,4 ± 1,6	6520 ± 290
Гауя	Практически отсутствует		77,1 ± 1,4	2090 ± 150
Вента	То же		63,5 ± 1,7	3650 ± 210
<i>Реки Аральского моря</i>				
Сырдарья	20,9 ± 1,0	12580 ± 370	Практически отсутствует	
Амударья	20,3 ± 0,5	12820 ± 210	То же	

Таблица 78. Радиоуглеродный возраст отложений мыса Пицунда

№ скважины	Глубина отбора, м	Возраст по карбонату, лет	Возраст по органическому веществу, лет
2	13,15–13,30	16570 ± 350	5300 ± 260
3	5,90–6,05	13340 ± 570	3520 ± 260
6	24,60–24,75	17100 ± 440	7920 ± 410
8	12,10 ± 12,75	17380 ± 240	5500 ± 270
211	45,00–45,10	19760 ± 750	10300 ± 460
193	13,00–13,10	9690 ± 350	6515 ± 350

В работе [78] на основании радиоуглеродных датировок, выполненных по раковинам моллюсков, торфу и древесине, построена модель формирования п-ова Пицунда на Черном море. Эти работы проводились в комплексе инженерно-геологических исследований с целью обоснования проекта развития курортного комплекса и его защиты от разрушения морем. Мощная 80 м толща осадков прибрежной зоны мыса сформировалась в голоцене и на основании радиоуглеродных датировок по литологическим признакам была расчленена на 9 пространственно-временных блоков.

Моря, шельф и континентальный склон. Осадки морей, шельфа и континентального склона накапливаются с высокой скоростью (до нескольких миллиметров в год), и радиоуглеродный метод является практически основным методом геохронологических исследований. Осадки отбираются

Таблица 79. Возраст отложений Перуанского шельфа

Колонка, глубина, м	Интервал, см	Возраст по карбонату, лет	Возраст по органическому веществу, лет
1037	0-5	7000 ± 380	4520 ± 220
9° 16' ю.ш.	5-7,5	6740 ± 300	7200 ± 190
79° 36' з.д.	15-35	4950 ± 570	6280 ± 310
316	65-70	13110 ± 940	> 11880
	120-130	11850 ± 660	13080 ± 270
	160-170	10940 ± 620	11290 ± 290
1040	0-2,5	1270 ± 190	1760 ± 100
9° 24' ю.ш.	10-25	12660 ± 940	9380 ± 280
79° 39' з.д.	40-50	≥ 14870	19860 ± 710
780	72-77	28490 ± 660	> 20450
	200-210	≥ 30920	25030 ± 690
1039	0-2,5	4620 ± 140	3100 ± 140
9° 23' ю.ш.	15-25	20750 ± 1100	13450 ± 360
79° 43' з.д.	60-70	22580 ± 290	17030 ± 530
1072	115-125	17380 ± 850	16770 ± 370
	155-170	≥ 13550	16610 ± 440
	210-220	≥ 15960	17750 ± 400
	260-270	≥ 13850	17760 ± 470
	335-350	≥ 13180	18830 ± 540

ударными или вибропоршневыми трубками и дночерпателями. Погружаемые обитаемые аппараты начали использоваться лишь в последние годы, и объем исследований, выполненных с их использованием, еще невелик. Однако трубки, даже большого диаметра, приносят сравнительно небольшое количество материала. Увеличение интервала датирования нецелесообразно, это значительно ухудшает временное разрешение. Такие надежные для датирования материалы как раковины, торфяники, сапропель встречаются редко. Чаще единственным материалом, пригодным для датирования, является валовый карбонат кальция, представленный обломками раковин, кокколитами и фораминиферами, и валовое органическое вещество. Полигенный характер валового вещества является основным препятствием получения надежных датировок. Источником вещества является речной сток, абразия берегов, золотый материал в аридных зонах, биогенное вещество фотического слоя. Лишь из последнего источника поступают углеродсодержащие вещества с концентрацией ^{14}C обменного резервуара. В табл. 77 приведены значения концентрации ^{14}C в карбонате и органическом веществе твердого стока некоторых рек СССР. Практически все реки выносят углеродсодержащие вещества, концентрация ^{14}C в которых не соответствует обменному резервуару.

Методами химического или механического разделения аллохтонной и автохтонной компонент осадка в настоящее время мы не располагаем,

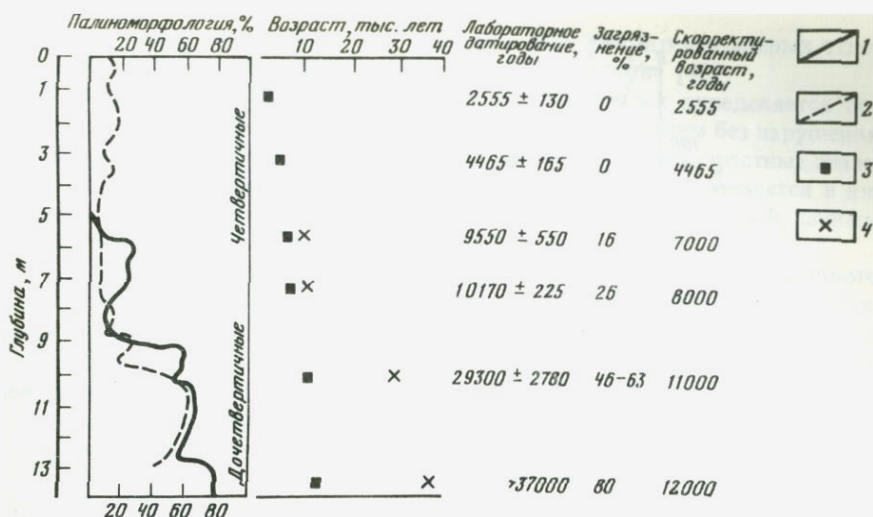


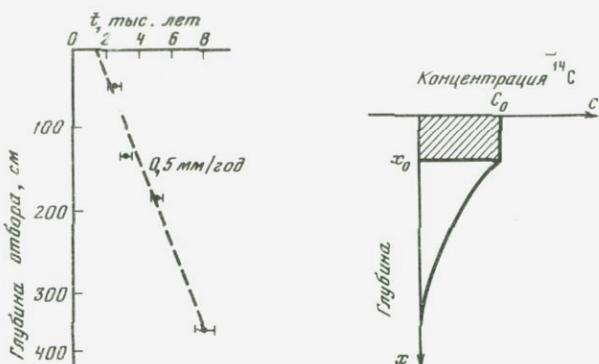
Рис. 101. Результаты радиоуглеродного датирования осадков оз. Манитоба

1 — процент дочетвертичных видов; 2 — процент четвертичных видов; 3 — скорректированный возраст; 4 — экспериментальные датировки

поэтому надежные датировки можно получать лишь в тех случаях, когда биогенное вещество является автохтонным. Наиболее надежным критерием этого, по нашему мнению, является совпадение результатов датирования по обоим компонентам осадка (органическому веществу и карбонату кальция). Материал речного стока и абразии берегов перед отложением подвергается сильной плотностной и гранулометрической дифференциации, поэтому концентрации ^{14}C в его карбонате и органическом веществе всегда отличаются. В табл. 78 приведены значения возраста, полученные для отложений мыса Пицунда, сформированного твердым стоком р. Бзызь, по двум компонентам осадка. Возраст различается значительно.

Иной характер носит осадкообразование на Перуанском шельфе. Подъем холодных вод, обогащенных питательными веществами, к поверхности в этом районе вызывает интенсивное развитие диатомового планктона и, как следствие этого, обилие органического вещества в осадках шельфа. Речной сток в этом районе практически отсутствует. Возраст, полученный по различным компонентам осадка, совпадает в пределах погрешности определения, что указывает на единый источник их поступления в осадки (табл. 79) — водную толщу с высокой продуктивностью органического вещества.

В некоторых случаях, когда аллохтонное биогенное вещество представлено дочетвертичными видами, поправку можно вводить по результатам количественного палиноморфологического анализа. Так, при датировании осадков оз. Манитоба (Северная Америка) удалось выявить долю дочетвертичного биогенного вещества и ввести поправки в результаты радиоуглеродного анализа (рис. 101). Возраст можно надежно определять и в случае, если интенсивность поставки и концентрация ^{14}C аллохтонного вещества не меняются во времени. В этом случае возраст закономерно увеличивается по длине колонки, и результаты аппроксимируются прямой



Р и с. 102. Изменение радиоуглеродного возраста с глубиной для колонки, отобранной в Готландской впадине Балтийского моря (ст. 2621)

Р и с. 103. Изменение концентрации ^{14}C по длине колонки при перемешивании верхнего слоя (заштрихован) x_0 бентическими организмами

линией, пересечение которой с временной осью характеризует концентрацию ^{14}C аллохтонной компоненты осадка. На рис. 102 приведены результаты радиоуглеродного датирования колонки, отобранной в Готландской впадине Балтийского моря. Хорошая аппроксимация зависимости прямой линией свидетельствует о правильности предположения о постоянном потоке в осадки аллохтонного вещества и постоянной скорости накопления осадков в целом.

При датировании по органическому веществу осадков необходимо обращать внимание на условия их хранения. Бактериальная деятельность при неправильном хранении может вызвать существенное искажение возраста [160]. Осадки должны быть тщательно высушены или заморожены, но лучше их быстрее пускать в обработку.

ПЕЛАГИАЛЬ ОКЕАНА

Концентрация органического вещества в осадках пелагиали низка, и радиоуглеродное датирование проводят по биогенному карбонату кальция, представленному фораминиферами и кокколитами. В процессах переотложения кокколиты могут переноситься на большие расстояния, поэтому для датирования более целесообразно использовать фораминиферы. Скорости накопления карбонатных осадков обычно не превышают 5 см/тыс. лет, в аридных зонах Индийского и Тихого океанов они на порядок величины ниже.

Поступление органического вещества в донные отложения обуславливает жизнедеятельность бентических организмов, особенно в богатых кислородом придонных водах. Бентические организмы перемешивают верхние 10–20 сантиметровые прослой осадков, нарушая нормальную последовательность отложения осадочного материала. Биотурбация вызывается различными организмами: моллюсками, ракообразными, червями, ежами, кишечнополостными. Перемешивание осуществляется при переработке осадков в пищевых цепях организмов. Ракообразные и черви зарываются в осадки, также вызывая их перемешивание. Процесс биотурбации описывается уравнением турбулентной диффузии, коэффициент

перемешивания составляет $n \cdot 10^{-7}$ см²/сек для приконтинентальных отложений и $n \cdot 10^{-9}$ см²/сек для отложений пелагиали океана [43].

Глубина слоя полного бентического перемешивания определяется полойным датированием осадков, отобранных дночерпателем без нарушения верхнего слоя. В пределах слоя полного перемешивания возрастные значения принимают одинаковое значение, величина этого слоя меняется в интервале 8–20 см; наиболее вероятное значение по литературным данным составляет 12 см [94].

Определение скорости накопления осадков в пределах слоя полного перемешивания можно провести по модели, в которой в первом приближении предполагается, что: 1) перемешивание происходит в строго фиксированном слое осадков, 2) в этом слое осадки являются полностью перемешанными, 3) скорость накопления осадков постоянна. В этом случае для слоя полного перемешивания справедливо соотношение (рис. 103)

$$SC_n - SC_0 - \lambda C_0 x_0 = 0,$$

где x_0 — глубина слоя полного перемешивания, S — скорость накопления осадков, C_0 — концентрация ¹⁴C в слое полного перемешивания, C_n — концентрация ¹⁴C в обменном резервуаре. После несложных преобразований получаем выражение для S

$$S = \frac{\lambda x_0}{e^{\lambda t} - 1}, \text{ где } t \text{ — "возраст" слоя перемешивания.}$$

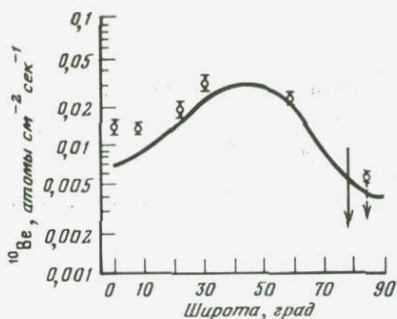
Перемешивание значительно снижает временное разрешение, с которым мы можем изучать процессы накопления осадков, особенно при выявлении изменений, вызываемых сменой климатических условий. Так, для слоя перемешивания 10 см при скорости накопления осадков 10 мм/тыс. лет временное разрешение составляет 10 тыс. лет, т.е. в слое перемешивания происходит усреднение осадков, накопившихся в течение голоцена. При меньших скоростях накопления временное разрешение еще более ухудшается.

При определении возраста горизонта ниже слоя перемешивания необходимо вводить поправку на величину $t_h - t$. Перемешивание следует учитывать и для осадков окраинных морей, шельфа и континентального склона. Но в этом случае перемешивание не оказывает существенного влияния на временное разрешение, которое составляет ~100 лет при скорости накопления осадков ~1 мм/год.

В целом радиоуглеродный метод эффективно используется для изучения скоростей накопления карбонатных осадков пелагиали океана, особенно при высоких скоростях накопления в приэкваториальных зонах и срединно-океанических хребтах, расположенных на сравнительно небольших глубинах.

БЕРИЛЛИЕВЫЙ МЕТОД

Большой период полураспада ¹⁰Be позволяет принципиально использовать его для определения возраста или скорости накопления осадков в большом временном интервале ~5 млн. лет, что недоступно большинству рассматриваемых методов. Однако низкие концентрации бериллия препят-



Р и с. 104. Рассчитанная кривая зависимости потока ^{10}Be в осадки от широты и некоторые экспериментальные результаты, полученные по копонкам донных осадков

ствовавали проведению широких геохимических исследований по обоснованию основных положений метода. Вопросы, связанные с обоснованием постоянства потока космических лучей, магнитного поля Земли, изменения климата и циркуляции в океане в этом большом временном интервале требуют проведения широких исследований комплексными методами [299]. Значительный прогресс наметился лишь в последние годы в связи с разработкой метода ускорительной масс-спектрометрии, позволившему уверенно определять ультранизкие концентрации ^{10}Be ($\sim n \cdot 10^7$ атомов ^{10}Be).

Период полураспада ^{10}Be был точно определен лишь в 1972 г. [353] — $(1,5 \pm 0,3) \cdot 10^6$ лет; ранее использовалось значение $(2,7 \pm 0,4) \cdot 10^6$ лет. В основном ^{10}Be образуется в атмосфере при взаимодействии космических лучей с ее веществом. В принципе ^{10}Be может образовываться и при взаимодействии космических лучей с горными породами, но генерируемое при этом количество ^{10}Be мало $\sim 0,06$ ат/мин $\cdot \text{кг}^{-1}$ [354]. В небольшом количестве ^{10}Be может образовываться в породах по реакции $^7\text{Li}(\alpha, p)^{10}\text{Be}$ или $^{10}\text{Be}(n, p)^{10}\text{Be}$, но в среднем в гранитах по этим реакциям генерируется лишь $\sim 10^{-3}$ расп/мин $\cdot \text{кг}^{-1}$, поэтому измеряемые количества ^{10}Be можно обнаружить лишь в минералах, богатых Li, U и Th.

В отличие от ^{14}C , время пребывания ^{10}Be в атмосфере невелико (около года), поэтому содержание ^{10}Be в атмосферных выпадениях, в которых он, по-видимому, присутствует в растворимой форме, подвержено сильным вариациям, отражающим изменения интенсивности космических лучей. Изучение сезонных вариаций выпадения ^{10}Be показало, что максимальная его концентрация фиксируется в весенние месяцы. Более 70% ^{10}Be образуется в стратосфере; именно в эти месяцы и происходит проникновение стратосферного воздуха в тропосферу [272]. Это обстоятельство принципиально позволяет определять скорости накопления льда по сезонным вариациям ^{10}Be .

В поверхностных водах океана время пребывания ^{10}Be по боксовой модели составляет 12 лет без учета вертикального переноса и 2 года, если принять для открытых частей океана скорость вертикального переноса, равной 4 м/год [273]. Время пребывания в глубинных водах оценено в 1600 лет [355] по скорости отложения ^{10}Be в железо-марганцевых конкрециях и в 630 лет по величине потока ^{10}Be [274]. Оба полученных значения сравнимы с временем перемешивания глубинных вод океана, поэтому для этих вод в первом приближении, видимо, распределение ^{10}Be можно считать равномерным. Однако в осадки ^{10}Be может поступать и с непостоянной

скоростью. Как показали исследования А.П. Лисицына [13], основным механизмом переноса взвешенных и растворенных веществ океанических вод является усвоение их морскими организмами с последующей быстрой транспортировкой в донные отложения в составе полетных комков. Неравномерность распределения ^{10}Be в поверхностных водах сохраняется и для его потока в донные отложения. На рис. 104 приведена теоретическая кривая широтного распределения потока ^{10}Be и экспериментальные результаты для колонок донных осадков, указывающие, что эта неоднородность действительно имеет место.

В общем случае изменение концентрации ^{10}Be по длине колонки можно представить в виде соотношения

$$N(x) = \frac{P(x)}{S(x)} \exp[-\lambda T(x)],$$

где $P(x)$ — поток ^{10}Be в момент отложения горизонта x ; $S(x)$ — скорость седиментации; $T(x)$ — время отложения горизонта x .

В общем случае определение возраста или скорости накопления осадков можно проводить в зависимости от выполнения определенных предположений относительно потока ^{10}Be и режима накопления осадков.

МОДЕЛЬ ПОСТОЯННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ

Для равномерно накапливающихся осадков при постоянном потоке ^{10}Be ($P(x)$, $S(x)$ — const, его концентрация по длине колонки будет изменяться лишь вследствие радиоактивного распада (при отсутствии миграции бериллия в осадках и переотложения материала в постседиментационных процессах):

$$N(x) = N(0) e^{-\lambda \frac{x}{S}},$$

$$\ln(N(x)) = \ln N(0) - \lambda \frac{x}{S}$$

Последнее выражение представляет уравнение прямой линии, тангенс угла наклона которой определяется скоростью накопления осадков. Хороша аппроксимация экспериментальных результатов уравнением прямой линии является достаточно надежным критерием выполнимости основных положений метода, причем степень отклонения может быть охарактеризована численным значением погрешности, свидетельствующим о степени надежности полученного результата, при этом легко рассчитывается и значение потока ^{10}Be в осадки: $P = N(0)S$, где $N(0)$ концентрация ^{10}Be в поверхностном слое (это значение получается аппроксимацией уравнения прямой линии на горизонт $x = 0$).

Метод определения прост, для его реализации необходимо выполнить по длине колонки несколько определений концентрации ^{10}Be (обычно 5–6). Однако определение скорости накопления осадков по этому варианту метода практически не проводится, так как экспериментальные результаты редко аппроксимируются уравнением прямой линии, чаще всего разброс значений обусловлен изменением скорости накопления осадков.

МОДЕЛЬ ПОСТОЯННОГО ПОТОКА ^{10}Be

Изменение климатических условий, вулканизм, изменение рельефа в процессах раздвижения плит приводили к изменению скорости накопления осадков в интервале метода датирования по ^{10}Be . Если при этом поток ^{10}Be в осадки с течением времени не менялся, изменение концентрации ^{10}Be по длине колонки можно описать соотношением

$$N(x) = \frac{P}{S(x)} \exp[\lambda T(x)]; \quad dT(x) = \frac{dx}{S(x)}$$

Интегрируя последнее соотношение, получаем выражение для расчета возраста отложения горизонта x исследуемой колонки

$$T(x) = 1/\lambda \ln [1 + \lambda/P \int_0^x N(x) dx].$$

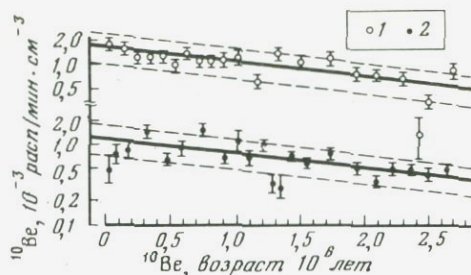
Первоначально при расчетах за величину P принимали ее теоретическое значение, усредненное для всей поверхности Земли. Однако следует заметить, что значение этой величины за последние 20 лет несколько раз менялось. В 1967 г. Лал и Петерс получили расчетное значение этой величины, равное $4,5 \cdot 10^{-2} \text{ ат/см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. В 1972 г. это значение было пересмотрено Амином и др., принявшими другие величины констант взаимодействия космических лучей; среднее значение потока ^{10}Be было принято равным $1,8 \cdot 10^{-2} \text{ ат/см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, при этом было пересмотрено и значение периода полураспада. В 1979 г. [274] были проведены более точные определения методом ускорительной масс-спектрометрии, значение величины среднего потока вновь было пересмотрено и принято равным $4,2 \cdot 10^{-2} \text{ ат/см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Как было указано выше, величина потока меняется в зависимости от широты отбора образца. Эта зависимость обусловлена широтным распределением интенсивности космических лучей, малым временем пребывания ^{10}Be в атмосфере и поверхностных водах и особенностями циркуляции вод океана, поэтому главной проблемой датирования является выбор величины потока. Обычно этот выбор контролируется геохронологическими исследованиями с привлечением других методов.

Таблица 80. Скорости седиментации, определенные различными методами

Координаты		Глубина, м	Скорость седиментации, мм/тыс. лет			
			$^{230}\text{Th}_{\text{пер}}$	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}$	^{10}Be	Палео- магнит- ный
$8^{\circ}20'N$	$145^{\circ}24'W$	5110	1,9	1,9	2,4	2
$3^{\circ}55'N$	$178^{\circ}47'W$	5350	1,4	1,4	6,4	1,9
$0^{\circ}14'N$	$179^{\circ}07'W$	5580	1,5	1,7	2,2	1,7
$57^{\circ}55'S$	$157^{\circ}15'W$	4760	2,3	2,9	2,0	
$21^{\circ}26'S$	$97^{\circ}04'E$		1,0	1,0	1,2	

Р и с. 105. Изменение концентрации ^{10}Be с возрастом для двух колонок донных осадков

1 — КН-18; 2 — КН-25



Концентрация ^{10}Be в осадках низка, и для ее измерения потребовалось разработать прецизионную низкофоновую аппаратуру и методы выделения ^{10}Be из больших навесок донных осадков. Аппаратура и методы были разработаны индийскими учеными [91], которые и провели первые определения, используя для анализа 400–600 г сухого осадка. Для контроля правильности выбора величины потока ^{10}Be наиболее удобен палеомагнитный метод, позволяющий фиксировать время изменения магнитного поля между эпохами, Брунес, Матуяма, Гаусс и Гилберт и некоторыми длительно протекающими событиями внутри эпох.

В 1975 г. Амин и др. [92] датировали 3 колонки, отобранные на глубинах ниже 5 км в приэкваториальной части и одну колонку из приантарктической части Тихого океана, кроме того, одну колонку из южной части Индийского океана. Расчеты скоростей седиментации проводились по значению среднего потока ^{10}Be $1,8 \cdot 10^{-2}$ ат/см 2 ·с $^{-1}$. Для этих же колонок скорости определялись и методом неравновесного ^{230}Th , и палеомагнитным методом (табл. 80). Расхождение результатов обнаружено лишь для одной колонки. Авторы связывают это с нарушениями при отборе колонок, на что указывает сравнительно небольшая величина избыточного количества неравновесного ^{230}Th .

В 1975 г. японскими учеными Танака, Иное и др. был разработан низкофоновый прецизионный счетчик, позволивший значительно уменьшить навеску исследуемого образца (10–20 г) и провести детальные исследования для нескольких колонок. Уже в 1976 г. Иное и Танака [184] датировали колонку, отобранную в 500 км севернее о-ва Самоа. Определение скорости седиментации проведено при значении потока ^{10}Be , равного $1,8 \cdot 10^{-2}$ ат/см 2 ·с $^{-1}$. На протяжении трехметровой длины колонки скорость седиментации изменялась нерегулярно. К сожалению, магнитная нестабильность осадков не позволила провести палеомагнитные исследования. Изменение скорости седиментации авторы объясняют неравномерной поставкой вулканогенного материала.

В 1977 и 1979 гг. эти же авторы определили скорости накопления двух колонок. Одна из них КН-25 (29°S , 170°W), отобранная в Тихом океане в 500 км южнее о-ва Самоа на глубине 5307 м, имела длину 716 см [329]; вторая — КН-18 ($1^\circ 59' \text{N}$, $170^\circ 01' \text{W}$) отобрана в экваториальной части Тихого океана на глубине 5390 м и имела длину 968 см [185]. Для обеих колонок были выполнены детальные палеомагнитные исследования, которые позволили выделить в них 6 возрастных границ, по которым было рассчитано наиболее вероятное значение потока ^{10}Be , значительно различающееся для обеих колонок ($2,15 \cdot 10^{-2}$ ат/см 2 ·с $^{-1}$ для КН-18 и $1,14 \cdot 10^{-2}$ ат/см 2 ·с $^{-1}$

Таблица 81. Результаты определения возраста ^{10}Be методом для колонки КН-18

Интервал, см	Навеска образца, г	Плотность, г/см ³	Активность $^{10}\text{Be} \cdot 10^{-3}$, расп/мин · см ⁻³	Возраст, млн. лет		Скорость седиментации, мм/тыс. лет	Содержание	
				^{10}Be	Палеомагнитный		$\text{Be} \cdot 10^{-6}$, г/г	Мп, %
0–35	9,7	0,24	1,77 ± 0,23	0,11		3,2	1,85	0,55
35–75	14,2	0,24	1,57 ± 0,20	0,22		3,6	1,78	0,53
75–110	12,4	0,25	1,20 ± 0,17	0,30		4,4	1,65	0,32
110–175	13,7	0,24	1,25 ± 0,15	0,41		4,1	1,66	0,55
155–190	12,1	0,25	1,25 ± 0,18	0,50		3,9	2,24	0,56
190–230	13,8	0,24	0,97 ± 0,13	0,59		4,4	1,49	0,54
230–265	11,6	0,24	1,37 ± 0,20	0,69	0,69	3,5	1,88	0,56
265–300	10,0	0,24	1,09 ± 0,15	0,78		3,9	1,75	0,60
300–335	11,7	0,23	1,05 ± 0,15	0,87	0,89	3,9	2,15	0,46
335–365	9,8	0,23	1,19 ± 0,20	0,97	0,95	3,0	1,52	0,44
365–415	18,8	0,25	1,21 ± 0,17	1,13		3,1	1,72	0,56
415–465	18,9	0,26	0,62 ± 0,09	1,23		5,0	1,70	0,66
465–515	17,9	0,24	1,34 ± 0,18	1,43		2,5	1,82	0,64
515–570	18,3	0,24	1,01 ± 0,13	1,61	1,65	3,1	1,76	0,61
579–625	12,0	0,23	1,14 ± 0,16	1,85	1,85	2,3	1,64	0,51
625–675	16,7	0,22	0,76 ± 0,10	2,00		3,3	1,79	0,52
675–730	17,2	0,22	0,75 ± 0,12	2,19		2,9	1,87	0,50
730–790	22,5	0,24	0,69 ± 0,13	2,39		3,0	1,70	0,44
790–850	20,1	0,23	0,14 ± 0,08	2,43	2,43	15,0	1,56	0,37
850–905	18,6	0,23	0,34 ± 0,06	2,53		5,5	1,59	0,53
905–968	18,5	0,23	0,86 ± 0,16	2,84		2,0	1,53	0,46

для КН-25). Расхождение, безусловно, не определяется широтной зависимостью выпадения ^{10}Be , а отражает, по-видимому, особенности циркуляции океанических вод. На рис. 105 приведены графики изменения концентрации ^{10}Be во времени для этих двух колонок, а в табл. 81 — экспериментальные результаты, полученные для колонки КН-18. Как видно из таблицы, получено прекрасное совпадение значений возрастов по палеомагнитному и бериллиевому методам. Для колонки КН-25 возрастные определения по ^{10}Be (0,61, 1,61, 1,89 и 2,43 млн. лет) также хорошо согласуются с соответствующими значениями возраста, полученными палеомагнитным методом (0,69, 1,65, 1,85, 2,43 млн. лет соответственно). Детальные палеомагнитные исследования не только повысили надежность проведения определений, но и с высокой степенью надежности обосновали для датированных колонок справедливость основного положения метода — постоянство потока ^{10}Be в донные отложения.

В 1980 г. Танака и Иное [330] определили скорости накопления осадков в двух колонках, отобранных в восточной части поднятия Хесса, получены значения $2,1 \pm 0,2$ мм/тыс. лет и $2,7 \pm 0,4$ мм/тыс. лет. В обеих колонках около 3 млн. лет назад резко изменился режим накопления осадков. В одной из датированных колонок возрастные определения палеомагнитным методом не проводились, и значение средней скорости седиментации было определено по модели постоянной концентрации.

Если поток ^{10}Be в осадки и скорость их накопления меняются во времени, для получения возраста необходимо использовать отношение ^{10}Be к какому-либо изотопу или элементу. Величина этого отношения должна быть постоянной для океанических вод, и в донные отложения оба эти элемента должны поступать с этим значением величины отношения, т.е. форма нахождения этих элементов в океанических водах должна быть одинаковой, в биогеохимических процессах осаждения величина этого отношения не должна меняться.

Первоначально большие надежды связывались с использованием отношения $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$. ^9Be является единственным первозданным изотопом бериллия. Оба изотопа поступают в океан из различных источников, и для их равномерного перемешивания требуется, чтобы время их пребывания в океане превышало время перемешивания океанических вод. Однако, как было показано выше, полное перемешивание не достигается, к тому же, по-видимому и форма нахождения в водах этих изотопов различна.

Использование пары изотопов ^{10}Be — ^{26}Al было предложено индийским ученым Лалом в 1962 г. При этом предполагалось, что оба изотопа образуются по единому механизму, в единой форме поступают в природные воды и по единому механизму поступают в донные осадки. Тогда возраст любого горизонта колонки донных осадков можно рассчитать по соотношению

$$^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}(x) = ^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}(0) e^{-(\lambda_{\text{Al}} - \lambda_{\text{Be}})t},$$

где $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}(0)$ — отношение скоростей образования ^{10}Be и ^{26}Al при взаимодействии космических лучей с веществом атмосферы.

Время пребывания ^{26}Al в глубинных водах океана составляет 1400 лет, близкое по времени пребывания ^{10}Be (1600 лет) [355], но скорость образования ^{26}Al в 300 раз меньше скорости образования ^{10}Be , поэтому при измерении ^{26}Al возникают значительные трудности. Уже первые определения величины отношения $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ в донных отложениях показали [91], что, видимо, основная часть ^{26}Al поступает в донные отложения в составе космической пыли, так как зарегистрированное содержание ^{26}Al на порядок превышает его количество, образующееся в атмосфере.

Алдером и др. [87] была произведена проверка этого предположения. Алюминий, образовавшийся в верхней атмосфере и поступающий на земную поверхность с атмосферными выпадениями, при обменных реакциях связывается с частичками глинистых минералов пелитовой размерности. Алюминий же, поступающий с космической пылью по условиям образования, связан с такими минералами, как оливин и пироксен, тяготеющим к минеральной фракции с плотностью $2,9 \text{ г/см}^3$. И действительно, для колонки красных глубоководных глин (14°S , 155°W) значительная часть активности ^{26}Al тяготела к этой фракции.

При последующих определениях величины отношения $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ для осадков колонки, отобранной в северной части Тихого океана, было получено значение (скорректированное на распад), равное $0,019 \pm 0,012$, соответствующее отношению скоростей образования этих изотопов в атмосфере ($0,013 \pm 0,006$). В гренландском льде величина этого отношения

($0,017 \pm 0,008$) также оказалась близкой к атмосферной. По-видимому, вклад космической пыли в этих образцах невелик [281]. Закономерности количественного распределения космической пыли на поверхности Земли надежно не установлены. Методика измерения ^{26}Al не допускает проведения широких исследований по изучению его генезиса и распределения в различных геосферах. По мере совершенствования аналитических методов, видимо, удастся разделять ^{26}Al различного генезиса, учитывая различную форму его вхождения в состав осадка.

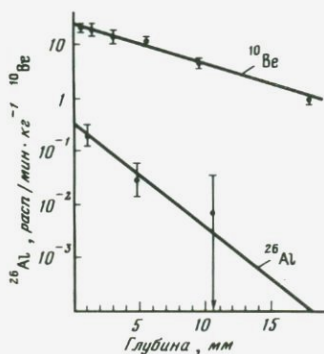
ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ РОСТА ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ ПО ^{10}Be И ^{26}Al

Большой период полураспада ^{10}Be и ^{26}Al и низкие скорости накопления железо-марганцевых конкреций ($\sim n$ мм/млн. лет) обуславливают высокую ценность использования этих двух изотопов. Еще в 1967 г. Сомаюлу и в 1972 г. Кришнасами [203] определили скорости роста трех железо-марганцевых конкреций, получив значения: 0,8, 3,8, 1,8 мм/млн. лет. Для двух конкреций имелись определения скорости накопления, выполненные по неравновесному ^{230}Th , и хотя эти определения были выполнены для внешнего двух-трехмиллиметрового прослоя, тем не менее полученные величины обнаружили хорошую сопоставимость с данными, полученными ^{10}Be методом для 10–20 мм слоя конкреций.

Однако совпадение значений скоростей накопления обнаруживается не всегда. Шарма и Сомаюлу [297] определяли возраст 10 больших конкреций из различных частей Мирового океана и получили значения скоростей их роста в интервале 1–8 мм/млн. лет. Для 5 конкреций имелись определения, выполненные методом неравновесного ^{230}Th ; в двух случаях скорости роста, полученные методом неравновесного ^{230}Th , оказались в 2 раза выше.

В 1982 г. Кришнасами и др. [201] определили скорости роста трех конкреций различными методами: ^{10}Be , по неравновесному ^{230}Th , неравновесному ^{231}Pa , $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$. Лишь в одном случае получено совпадение значений скоростей накопления, полученных методом неравновесного ^{230}Th для интервала 0–0,5 мм и ^{10}Be методом для интервала 0,5–17 мм. По мнению авторов, отличие значений скоростей накопления носит реальный характер и не носит методического характера.

В работе [280] показано, что ^{26}Al поступает в конкреции с окислами, гидроокислами или аутигенными алюмосиликатами, но не с детритным материалом. Это обстоятельство позволяет надеяться, что оба изотопа поступают в конкреции в единой форме из морской воды с соотношением, соответствующим скорости их образования в атмосфере. И действительно, определения, выполненные в работе [166], показали, что скорости роста,



Р и с. 106. Изменение концентрации ^{10}Be и ^{26}Al в зависимости от глубины для железо-марганцевой конкреции

полученные по изотопам ^{10}Be и ^{26}Al , хорошо совпадают ($2,8 \pm 0,6$ и $2,3 \pm 1,0$ мм/млн. лет соответственно, (рис. 106). Величина отношения $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ экстраполированная на поверхность конкреции, составляет $0,014 \pm 0,008$, что соответствует отношению скоростей образования этих изотопов в атмосфере.

К настоящему времени методы датирования с использованием ^{10}Be и ^{26}Al не нашли еще широкого применения в геохронологии осадочных пород. В возрастном интервале до нескольких млн. лет, к сожалению, нет других радиоактивных изотопов, и дальнейший прогресс в их использовании связан с широким внедрением метода ускорительной масс-спектрометрии, имеющего высокую чувствительность их определения.

КРЕМНИЕВЫЙ МЕТОД

Как уже указывалось выше, радиоактивный изотоп кремния ^{32}Si образуется в атмосфере при взаимодействии ее вещества с космическими лучами. На поверхность Земли ^{32}Si поступает с атмосферными осадками, поэтому интенсивность его выпадения носит сезонный характер. Скорость образования ^{32}Si крайне низка ($1,6 \cdot 10^{-4}$ ат/см 2 · с $^{-1}$, малы его концентрации в атмосферных выпадениях, еще ниже они в гидросфере Земли и донных отложениях. Измерять низкие концентрации ^{32}Si трудно, и это мешает практическому использованию этого изотопа.

Химическая форма, в которой ^{32}Si находится в дождевых водах, неизвестна, но предполагается, что он быстро окисляется до SiO_2 , находясь в них в растворимой форме. Следовательно, он эффективно вводится в гидросферу и может быть использован для изучения динамики переноса океанических вод. В донные отложения ^{32}Si поставляется в составе скелетов кремневых организмов и диатомовых водорослей, а так как большая их часть растворяется в придонном слое, основным резервуаром ^{32}Si являются придонные воды. Результаты экспериментальных исследований по определению содержания ^{32}Si в природных водах обобщены в работе [206] и представлены в табл. 82.

Практическое использование ^{32}Si для целей геохронологии донных отложений сильно сдерживалось и отсутствием надежно определенного значения периода полураспада. Первые определения по величине сечения взаимодействия сильно различались. В 1964 г. Хонда и Лал оценили период полураспада ^{32}Si в 500 лет с погрешностью 25 %.

Таблица 82. Концентрация ^{32}Si в природных водах

Тип вод	Абсолютная концентрация ^{32}Si , расп/мин · 10 $^{-3}$ л	Удельная активность, расп/мин · кг $^{-1}$ SiO $_2$
Атмосферные осадки	0,1–1,0	5–15
Реки	0,08–0,15	1–7
Воды океана		
Поверхностные	0,01	25–99
Промежуточные		
Глубинные	0,01–0,2	5–20

Таблица 83. Содержание ^{32}Si в донных осадках

Станция №	Координаты	Глубина, м	Интервал, см	Вес SiO_2 , г	Активность, расп/час	^{32}Si , расп/мин·кг $^{-1}$ SiO_2
E11-5	58° 56,6' S 114° 43,2' W	4980	0–25	16,2	1,73 ± 0,14	9,45 ± 0,76
			25–50	23,0	1,26 ± 0,11	4,56 ± 0,40
			60–75	26,1	0,03 ± 0,21	0,12 ± 0,94
E11-11	64° 50,6' S 114° 20,3' W	4870	0–10	9,19	1,82 ± 0,20	14,45 ± 1,56
			10–25	7,42	0,76 ± 0,11	9,07 ± 1,30
			25–45	11,30	0,11 ± 0,08	0,98 ± 0,98

В 1965 г. Дансгаард, изучая скорость накопления полярных льдов по ^{32}Si и ^{14}C , получил значение периода полураспада 700 лет. Сомайюлу и др. [300] использовали значение периода полураспада 720 лет. В 1973 г. Клаузен [123], изучая распределение ^{18}O и ^{32}Si в колонке льда, получил значение 295 ± 25 лет, а оценка периода полураспада по вековым вариациям потока космических лучей дала значение 330 ± 40 лет. В 1980 г. Демастер [138], изучая распределение ^{32}Si по длине колонки, отобранной в Калифорнийском заливе и датированной методом варвохронологии, получил значение периода полураспада 276 ± 32 лет. По-видимому, наиболее надежные определения периода полураспада были выполнены методом ускорительной масс-спектрометрии. Двумя независимо работающими группами исследователей было получено значение, совпадающее в пределах погрешности определения — 101 ± 18 и 108 ± 18 лет, что значительно отличается от значений, определенных ранее.

Наиболее перспективно использовать ^{32}Si для определения скоростей седиментации донных осадков и скорости накопления льда в гляциологии во временном интервале до 1000 лет, однако практических результатов к настоящему времени не получено. Еще в 1969 г. Чаркар и др. [194] пытались применить ^{32}Si для определения скорости накопления антарктических кремнистых илов. Результаты, полученные этими авторами для двух колонок приведены в табл. 83. Концентрация ^{32}Si закономерно уменьшается по длине колонок, однако значения скоростей седиментации, соответствующие этому изменению, чрезвычайно велики. По определению авторов, они достигают 470 мм/тыс. лет, однако это значение было получено по значению периода полураспада 500 лет; при меньшем его значении скорости седиментации еще более увеличатся. Скорость накопления этих же осадков, определенная по неравновесному ^{230}Th , составляет 6 мм/тыс. лет, она соответствует временному интервалу 100 тыс. лет. Различие велико, и причина расхождения неясна.

Прогресс в использовании ^{32}Si в ближайшее время будет связан с развитием техники его определения методами ускорительной масс-спектрометрии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В различных разделах монографии по возможности мы рассмотрели все применяемые в настоящее время методы изотопной геохронологии. Основные трудности их применения связаны с тем, что при получении каждой конкретной датировки требуется обосновать выполнимость основных предпосылок, положенных в основу метода.

В некоторых случаях сами экспериментальные результаты указывают на степень надежности полученных датировок. Таковы изохронные методы при датировании по K-Ar и Rb-Sr, метод ступенчатого отжига при датировании $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ вариантом K-Ar геохронологии, возможность получения четырех независимых датировок по стабильным изотомам свинца, определение возраста карбонатов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методами одновременно, аппроксимация экспериментальных результатов уравнением прямой линии при датировании методом неравновесного ^{230}Th и т.д.

В случае, когда надежность датировок может быть поставлена под сомнение, следует использовать комплекс методов, взаимно контролирующих друг друга. Детальность описания методов сильно различается, главное внимание уделялось описанию тех конкретных проблем, с которыми сталкивается экспериментатор при попытках применения метода, описывались и случаи неудачного применения методов. Небольшой объем книги не позволил рассмотреть детально метод неравновесного ^{230}Th , в разработку которого основной вклад внесен Ю.В. Кузнецовым [41]. Метод хорошо обоснован, сравнительно прост в исполнении и является основным при изучении океанического седиментогенеза во временном интервале до 300–400 тыс. лет. По этой же причине коротко рассмотрены основные аспекты практического применения радиоуглеродного метода датирования, больше обосновываются основные предпосылки метода, являющегося в настоящее время одним из наиболее надежных и широко используемых.

Геолого-геофизические исследования Мирового океана проводятся в Институте океанологии АН СССР им. П.П. Ширшова на научно-исследовательских судах с большой автономностью плавания (обычно 4 месяца). В комплекс литолого-геохимических исследований донных отложений включены и геохронологические исследования, которые проводятся непосредственно на борту судна методами неравновесных ^{210}Pb и ^{230}Th и радиоуглеродными методами. Вместе с традиционными методами биостратиграфии (фораминиферовый, кокколитовый, диатомовый, радиоляриевый анализы) используется и палеомагнитный метод. Комплекс методов позволяет проводить геохронологические исследования с большой детальностью, надежностью, в широком практически неограниченном временном

интервале и применительно ко всем встречающимся в океане типам осадков.

Широкое использование автоматизированных измерительных систем, разработка судовых методов химического выделения, обработка экспериментальных результатов в бортовом вычислительном центре позволили проводить массовые определения изотопными методами в полном требуемом задачами рейса объеме.

В целом, несмотря на отдельные недостатки, изотопные методы являются наиболее надежными, чувствительными и достаточно производительными методами геохронологии. Они нашли применение при решении всех основных проблем морской геологии, включающих изучение современного процесса накопления осадков, палеоокеанологические реконструкции, металлогению океана и тектонические процессы.

Современный процесс накопления осадков. Изучение этого процесса включает рассмотрение всех основных источников поставки осадочного материала в океан и его распределение на дне. Важнейшим параметром этих исследований является скорость накопления верхнего слоя осадков; она необходима при балансных расчетах по методу абсолютных масс и определения средних времен пребывания химических элементов в океане. Для шельфа и морей наиболее эффективно скорость современного накопления осадков определяется методом неравновесного ^{210}Pb , для карбонатных осадков пелагиали океана — радиоуглеродным методом, для красных глубоководных глин — методом неравновесного ^{230}Th .

Важность этих исследований определяется еще и тем, что на современный сток в океан сильное влияние оказывает антропогенный фактор, активное проявление которого начало фиксироваться в осадках около тысячи лет назад в связи с переходом кочевых племен на оседлый образ жизни. Этот процесс сопровождался интенсивной вырубкой лесов и распашкой полей, и в осадки начало поступать значительно большее количество взвешенного и органического вещества.

С другой стороны, активная хозяйственная деятельность привела к значительному изменению параметров речного стока (строительство плотин, электростанций, использование воды для орошения и т.д.). Сильно снизилась поставка взвешенного вещества, особенно в моря аридных зон. В ряде случаев это привело к нарушению баланса перемещения твердого стока, размыву берегов, уничтожению пляжей.

Промышленная революция привела к загрязнению донных отложений рядом токсичных металлов, концентрация которых в некоторых случаях превышает допустимые уровни. Донные отложения явились и основным резервуаром накопления продуктов ядерных взрывов. Решение всех перечисленных выше проблем в настоящее время невозможно без привлечения надежных и массовых методов изотопной геохронологии.

Палеоокеанологические реконструкции. Знание основных закономерностей формирования осадочных формирований лежит в основе палеоокеанологических реконструкций. По составу донных осадков в настоящее время можно реконструировать условия седиментогенеза, климат, глубины океана и химический состав вод океанов прошлого. Важность геохронологических исследований при решении этих проблем не вызывает сомнений. Наиболее интенсивно изучаются условия накопления осадков в четвер-

тичное время; эти осадки сравнительно легко отбираются ударными трубками. Палеоклиматические реконструкции проводятся по отношению стабильных изотопов кислорода $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в карбонатных скелетах планктонных фораминифер, колебания этого отношения характеризуют изменения климатических условий.

За последние 800 тыс. лет в глубоководных отложениях выявлено 22 стадии, отражающие глобальные смены климата. При установлении границ стадий эффективно использовались радиоуглеродный метод и метод неравновесного ^{230}Th совместно с палеомагнитным методом. Возрастные границы стадий хорошо коррелируют с временами высокого и низкого стояния уровня вод океана, определяемых $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ и радиоуглеродными методами датирования по кораллам и раковинам береговых террас.

Составной частью палеоклиматических исследований является определение уровня океанов и морей в прошлые эпохи, эффективно проводимые $\text{U}-\text{He}$, ^{14}C , $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методами.

Палеоклиматические реконструкции проводятся и по осадкам, отобраным при бурении с научно-исследовательского судна "Гломар Челенджер"; бурение часто вскрывает всю осадочную толщу до базального горизонта. Возможности геохронологических исследований этих осадков изотопными методами ограничены; обычно определяется возраст базальтов K-Ar методом; встречаемые в некоторых осадках пепловые прослойки также могут быть датированы K-Ar и трековым методами. Доминирующими при геохронологических и палеотемпературных исследованиях этих осадков являются методы биостратиграфии.

Металлогения океана. Постоянно возрастающие потребности промышленности истощили запасы многих полезных ископаемых на континентах. В настоящее время повышенное внимание уделяется изучению возможности разработки рудных концентраций металлов, обнаруженных на дне океана. Потенциальными источниками рудного вещества являются железо-марганцевые конкреции дна океана, рудные корки подводных гор, сульфидные проявления и металлоносные осадки срединно-океанических хребтов.

Изотопные методы геохронологии используются при определении скорости роста железо-марганцевых конкреций (^{10}Be метод и метод неравновесного ^{230}Th) и скоростей накопления металлоносных осадков.

Поиск активных гидротермальных систем в условиях нормального осадочного процесса требует проведения массовых определений скоростей седиментации с целью оконтуривания районов максимальной поставки рудного вещества, и эти исследования эффективно проводятся радиоуглеродным методом и методом неравновесного ^{230}Th .

Тектонические процессы. Особенно эффективно, как это было показано в начальных разделах монографии, изотопные методы используются при изучении протекания глобальных процессов в мантии и выявлении закономерностей формирования химического и изотопного состава пород океанического дна и континентальной коры.

В рифтовых зонах мощность осадков невелика, и ударные трубки нередко достигают базального горизонта. Определение возраста прибазального горизонта радиоуглеродным методом и методом неравновесного

^{230}Th явилось эффективным инструментом реконструкции положения основных тектонических структур рифтовых долин.

Тектонические перестройки фиксируются в рифтовых долинах и по изменению скоростей накопления осадков в отобранных колонках. Возраст молодых базальтов, излившихся на свежееотложенные осадки, эффективно определяется радиоуглеродным методом по литифицированным карбонатным коркам, отобранных с поверхности этих базальтов.

Скорости вертикальных движений различных тектонических структур в широком временном интервале определяются методом треков осколков деления, а скорости вертикальных перемещений береговых структур — радиоуглеродным и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ методами.

В настоящее время намечаются подходы к решению глобальных проблем океанов прошлого; трудности здесь очевидны; лишь в последние годы получены тектонические реконструкции положения плит и проведены отдельные геохронологические исследования изотопными методами (K-Ar и Rb-Sr датирование базальтов офиолитовых поясов и глауконитов из осадков древних морских бассейнов).

Прогресс еще более широкого использования методов изотопной геохронологии в ближайшие годы связан с развитием новых направлений экспериментального определения ультранизких концентраций элементов методами ускорительной масс-спектрометрии, применением лазерных методов и усовершенствованием действующей аппаратуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Апруб С.В., Левский Л.К.* Исследование сохранности радиогенного аргона в глауконитах. — *Геохимия*, 1976, № 1, с. 103–108.
2. *Арсланов Х.А.* О поправках к радиоуглеродному возрасту. — *Геохимия*, 1978, № 8, с. 1157–1164.
3. *Арсланов Х.А., Громова Л.И., Полевая Н.И.* и др. Определение абсолютного возраста по радиоуглероду сцинтилляционным методом. — *Геохимия*, 1968, № 2, с. 198–206.
4. *Арсланов Х.А., Тертычный Н.И., Герасимова С.А.* и др. Применение урано-иониевого метода для определения абсолютного возраста морских карбонатных отложений. — В кн.: *Тр. пятого Всесоюз. совещ. по пробл. "Астрофизические явления и радиоуглерод"*. Тбилиси: Изд-во Тибл. ун-та, 1974, с. 335–350.
5. *Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Локшин Н.В.* и др. К вопросу о возрасте голоценовых и верхнеплейстоценовых морских отложений Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманского района. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. М.: Наука, 1975, № 44, с. 107–110.
6. *Арсланов Х.А., Тертычный Н.И., Герасимова С.А.* и др. О датировании плейстоценовых карбонатных формаций уран-иониевым методом. — В кн.: *Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии*. М.: Наука, 1975, с. 144–152.
7. *Арсланов Х.А., Тертычный Н.И., Герасимова С.А.* и др. К вопросу о датировании морских раковин моллюсков по отношению $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. — *Геохимия*, 1976, № 11, с. 1724–1734.
8. *Арсланов Х.А., Измайлов Я.А., Островский А.Б.* и др. Об абсолютном возрасте "карангатских" террас Западного Кавказа и Керченского пролива. — Докл. АН СССР, 1976, 226, № 1, с. 159–182.
9. *Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Леонтьев О.К.* и др. О возрасте плейстоценовых и голоценовых отложений Каспийского моря (по данным радиоуглеродного и уран-иониевого методов датирования). — Бюл. Комис. по изучению четвертич. периода. М.: Наука, 1978, № 48, с. 39–48.
10. *Ашкинадзе А.Ш., Шуколюков Ю.А., Гороховский Б.М.* К-Аг датирование по отношению $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. — В кн.: *Проблемы датирования докембрийских образований*. Л.: Наука, 1977, с. 50–76.
11. *Балашов Ю.А.* *Геохимия редкоземельных элементов*. М.: Наука, 1976. 226 с.
12. *Батурин Г.Н.* Уран в современном морском осадкообразовании. М.: Атомиздат, 1975. 152 с.
13. *Биогеохимия океана*. М.: Наука, 1983. 368 с.
14. *Бурчуладзе А.А., Пагава С.В., Тогоидзе Т.И.* К вопросу изменения концентрации ^{14}C в углеродообменном резервуаре. — В кн.: *Тр. шестого Всесоюз. совещ. по пробл. "Астрофизические явления и радиоуглерод"*. Тбилиси: Изд-во Тбил. ун-та, 1978, с. 173–176.
15. *Виленский В.Д., Аникеев В.В.* Свинец-210 и радий-226 в донных отложениях пресных водоемов. — *Геохимия*, 1974, № 8, с. 1259–1263.
16. *Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И.* Концентрация ^{14}C в тропосфере в 1953–1971 гг. — *Геохимия*, 1972, № 2, с. 131–136.
17. *Вороновский С.Н., Овчинников Л.В.* Термические модели занижения К-Аг датировок. — В кн.: *Методы измерения возраста в геологии*. М.: Наука, 1979, с. 103–119.
18. *Галимов Э.М.* *Геохимия стабильных изотопов углерода*. М.: Недра, 1968. 224 с.
19. *Гамильтон Е.И.* *Прикладная гео-*

хронология. Л.: Недра, 1968. 256 с.

20. Ганзей С.С. Методические основы определения абсолютного возраста по трекам деления урана. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 1981. 40 с.

21. Герлинг Э.К., Искандерова А.Д. К вопросу об эволюции изотопного состава свинца в древних морских бассейнах. — Геохимия, 1973, № 1, с. 116–120.

22. Горбунова З.Н., Лисицын А.П. Глинистые минералы. — В кн.: Осадкообразование и магнетизм океана. М.: Наука, 1979, с. 214–230.

23. Девири А.Л., Добкина Э.И., Френкель М.Я. К вопросу о времени пребывания радиоуглерода в поверхностном слое океана. — В кн.: Тр. шестого Всесоюз. совещ. по пробл. "Астрофизические явления и радиоуглерод". Тбилиси: Изд-во Тбил. ун-та, 1978, с. 163–171.

24. Девири А.Л., Френкель М.Я., Лагутина Е.П. Радиоуглерод в тропосфере и поверхностном слое океана. — Геохимия, 1982, № 2, с. 1539–1546.

25. Журавлев Д.З., Чернышев И.В., Цветков А.А. Изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магматических породах Алеутской (Командорские острова) и Курильской островных дуг. — В кн.: Тез. докл. 27-го МГК. М., 1984, т. V, секц. 10, 11, с. 454–455.

26. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли. — Геотектоника, 1983, № 1, с. 28–45.

27. Изотопная геология. М.: Недра, 1984. 256 с.

28. Каплин П.А. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене по данным определения абсолютного возраста древних береговых линий. — В кн.: Проблемы палеогеографии. М.: Наука, 1976, с. 95–101.

29. Карпенко С.В. Обзор исследований по геохимии изотопов самария и неодима. — Геохимия, 1980, № 4, с. 595–604.

30. Кац М.Я., Шутов В.Д., Дриц В.А. и др. Факторы, определяющие "аномальные" значения абсолютного возраста глауконита. — Докл. АН СССР, 1974, 219, № 1, с. 208–211.

31. Кашкаров Л.Л., Кошкин В.Л., Ушко К.А. Определение возраста вулканических туфов неогена острова Ку-

нашир Большой Курильской гряды треквым методом. — В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев: Наук. думка, 1982, с. 57–58.

32. Кинд Н.В., Алексеев В.А. Применение различных углеродсодержащих ископаемых материалов для определения абсолютного возраста по радиоуглероду. — В кн.: Абсолютная геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1964, с. 70–87.

33. Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. 224 с.

34. Комаров А.Н. Современное состояние метода определения возраста по трекам деления урана. — В кн.: Изотопные методы измерения возраста в геологии. М.: Наука, 1979, с. 80–87.

35. Комаров А.Н., Крылов А.Я. Определение абсолютного возраста океанических базальтов методом треков. — В кн.: Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976, с. 151–156.

36. Кочаров Г.Е., Алексеев В.А., Арсланов Х.А. и др. Временные вариации содержания радиоуглерода в атмосфере Земли и различные астрофизические и геологические явления. — В кн.: Дендроклиматохронология и радиоуглерод. Вильнюс: ИБ Литов. АН ССР, 1972, с. 213–311.

37. Кошкин В.Л., Кашкаров Л.Л. Датирование вулканических пеплов по трекам деления урана. — В кн.: Изотопные методы измерения возраста в геологии. М.: Наука, 1979, с. 263–267.

38. Крылов А.Я. Вопросы определения абсолютного возраста пород для морей и океанов. — В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1974, с. 367–379.

39. Крылов А.Я., Шимкус К.М., Емельянов Е.М. и др. О терригенной седиментации в Средиземном море в позднечетвертичное время. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 264–271.

40. Крылов А.Я., Логвиненко Н.В. К вопросу об абсолютном возрасте глауконита в современных осадках океана. — Докл. АН СССР, 1979, 249, № 4, с. 965–968.

41. Кузнецов Ю.В. Радиохронология океана. М.: Атомиздат, 1976. 279 с.

42. Кузнецов Ю.В., Лисицын А.П. Естественные радиоактивные элемен-

- ты. — В кн.: Океанология: Химия океана. М.: Наука, 1979, с. 376—394.
43. *Купцов В.М.* Постседиментационное перемешивание донных осадков бентическими организмами. — В кн.: Биоседиментация в морях и океанах. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1983, с. 77—78.
44. *Купцов В.М., Чердынцев В.В.* Протактиниевый метод определения возраста молодых вулканических пород. — Атом. энергия, 1968, 25, вып. 3, с. 241—242.
45. *Купцов В.М., Чердынцев В.В.* Продукты распада урана и тория в активном вулканизме СССР. — Геохимия, 1969, № 6, с. 643—658.
46. *Купцов В.М., Чердынцев В.В., Кузьмина Е.А.* и др. Иониевый возраст и условия образования эффузивных пород. — Геохимия, 1969, № 7, с. 829—834.
47. *Купцов В.М., Зельдина Б.Б.* Радиоуглеродное датирование осадочных образований берегового шельфа. — Бюл. Комис. по изучению четвертич. периода, 1979, № 49, с. 175—177.
48. *Купцов В.М., Назарова С.В.* Отношение четных изотопов урана в металлоносных осадках юго-восточной части Тихого океана. — Геохимия, 1980, № 1, с. 93—98.
49. *Купцов В.М., Чешко А.Л.* Уран в поверхностных водах Северной Атлантики. — Океанология, 1981, 21, вып. 6, с. 1001—1005.
50. *Купцов В.М., Лисицын А.П., Иванова Т.Р.* Современные скорости седиментации донных осадков Рижского залива, определенные по методу радиоактивного свинца. — Докл. АН СССР, 1982, 262, № 1, с. 218—221.
51. *Купцов В.М., Лисицын А.П., Зельдина Б.Б.* Скорости седиментации донных осадков Рижского залива по данным радиоуглеродного метода датирования. — Океанология, 1982, 22, вып. 4, с. 616—619.
52. *Лаврухина А.К.* Эффекты ядерных реакций, вызванных быстрыми протонами в метеоритах. М.: Наука, 1972. 254 с.
53. *Лебедев Ю.Н.* Отбор и подготовка проб глауконита для калий-аргонового датирования. — В кн.: Физико-химические методы исследования в геологии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 146—153.
54. *Левитан М.А.* Кремнезем как объект диагенеза в океанических условиях. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980, с. 351—358.
55. *Левский Л.К., Рублев А.Г.* Применение метода $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ для датирования молодых пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 1, с. 5—11.
56. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в осадках. М.: Наука, 1974. 438 с.
57. *Лисицын А.П.* Процессы океанической седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
58. *Логвиненко Н.В.* Абсолютный возраст некоторых глауконитов в современных осадках Тихого океана. — Докл. АН СССР, 1975, 225, № 3, с. 673—675.
59. *Лутц Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
60. *Магомедов Ш.А., Магомедов А.М., Батырмурзаев А.С.* и др. Исследование миграции Rb и Sr из минералов и ее влияние на вычисляемый возраст. — Геохимия, 1978, № 2, с. 259—265.
61. *Монин А.С.* История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
62. *Морозов И.М., Ашкинадзе Г.Ш.* Миграция атомов редких газов в минералах. Л.: Наука, 1971. 120 с.
63. *Мурдома И.О., Лисицына Н.А., Бутузова Г.Б.* и др. Аутигенные минералы. — В кн.: Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 236—257.
64. *Николаева И.В.* Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 320 с.
65. *Парунин О.Б., Свиточ А.А.* Радиоуглеродный анализ по карбонату раковин моллюсков. — В кн.: Комплексное изучение моллюсков для целей стратиграфии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 104—121.
66. *Попов Н.И., Греков А.С.* Гамма-спектральный метод датирования морских осадков. — Океанология, 1971, 11, вып. 3, с. 517—524.
67. *Рублевский В.П., Голенецкий С.П., Кирдин Г.С.* Радиоактивный углерод в биосфере. М.: Атомиздат, 1979. 150 с.
68. *Соботович Э.В.* Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М.: Атомиздат, 1970. 349 с.
69. *Соботович Э.В.* Космическое вещество в земной коре. М.: Атомиздат, 1976. 158 с.
70. *Соботович Э.В., Бондаренко Г.Н., Коромысличенко Т.Н.* Космическое ве-

щество в океанических осадках и ледниковых покровах. Киев: Наук. думка, 1978. 119 с.

71. Современное гидротермальное рудообразование. М.: Мир, 1974. 243 с.

72. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 182 с.

73. Старик И.Е. Ядерная геохронология. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 630 с.

74. Сулержицкий Л.Д., Форова В.С. Радиоуглерод в древесине из областей современного вулканизма. – Докл. АН СССР, 1966, 171, № 6, с. 1421–1423.

75. Титаева Н.А. Изотопный состав тория в качестве индикаторов происхождения вулканических пород. – В кн.: Тез. докл. 27-го МГК. М., 1984, т. V, секц. 10, 11, с. 417.

76. Ферронский В.И., Дубинчук В.Т., Поляков В.А. и др. Природные изотопы гидросферы. М.: Наука, 1975. 277 с.

77. Фор Г., Пауэлл Д. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 213 с.

78. Хоситашвили Г.Р., Купцов В.М., Толстых Т.Н. Этапы формирования Пизундского полуострова. – Геоморфология, 1976, № 3, с. 100–105.

79. Чалов П.И. Датирование по неравновесному урану. Фрунзе: Илим, 1968. 132 с.

80. Чалов П.И. Изотопное фракционирование изотопов урана. Фрунзе: Илим, 1975. 236 с.

81. Чердынцев В.В. Уран-234. М.: Атомиздат, 1968. 308 с.

82. Чердынцев В.В. Ядерная вулканология. М.: Наука, 1973. 208 с.

83. Шанин Л.Л., Волков В.Н., Лицарев М.А. и др. Критерии надежности методов радиологического датирования. М.: Наука, 1979. 208 с.

84. Шиятов С.Г. Тысячелетние остистые сосны как объект дендрохронологических исследований. – В кн.: Радиоуглерод. Вильнюс: ИБ Литов. АН ССР, 1971, с. 22–24.

85. Шуколюков Ю.А. Деление ядер урана в природе. М.: Атомиздат, 1970. 270 с.

86. Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченко О.А. Графические методы изотопной геологии. М.: Недра, 1974. 207 с.

87. Alder B., Oeschger H., Wasson J.T. Aluminium-26 in deep-sea sediments. – In: Radioactive dating and methods of low-level counting. Vienna–IAEA, 1967, p. 189–195.

88. Allegre C.J., Hart S.R., Minster J.F. Chemical structure and evolution of the mantle and continents determined of Nd and Sr isotopic data. I. Theoretical methods. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 66, p. 177–190.

89. Allegre C.J., Hart S.R., Minster J.F. Chemical structure and evolution of the mantle and continents determined by inversion of Nd and Sr isotopic data. II. Numerical experiments and discussion. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 66, p. 191–213.

90. Aller R., Benninger L.K., Cochran J.K. Tracking particle – associated processes in nearshore environments by use of $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 47, p. 161–175.

91. Amin B.S., Kharkar D.P., Lal D. Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al in marine sediments. – Deep-Sea Res., 1966, vol. 13, p. 805–824.

92. Amin B.S., Lal D., Somayajulu B.L.K. Chronology of marine sediments using the ^{10}Be method: intercomparison with other methods. – Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, p. 1187–1192.

93. Babubron J.C., Stieltjes L. Age du volcanisme lie a l'ouverture du rift oceanique d'Asal (T.F.A.I.) – methode K/Ar. – In: 5^e reun. annu. sci. terre, Rennes, 1977, p. 48.

94. Bach W. The potential consequences of increasing CO_2 levels in the atmosphere. – In: Carbon dioxide, climate and society. Oxford: Pergamon press, 1978, p. 141–168.

95. Bach W. Impact of increasing atmospheric CO_2 concentrations on global climate: Potential consequences and corrective measures. – Environ. Intern., 1979, vol. 2, p. 215–228.

96. Bacon M.P. Radioactive disequilibrium in altered mid-oceanic basalts. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 39, p. 250–254.

97. Bacon M.P., Spencer D.W., Brewer P.G. $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ and $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ disequilibria in seawater and suspended particulate matter. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 32, p. 277–296.

98. Barnes R.S., Birch P.B., Spyridakis D.E., Schell W.R. Changes in the sedimentation histories of lakes using lead-210 as a tracer of sinking particulate matter. – Isotope Hydrol., 1978, vol. 2, p. 875–898.

99. Barrett T.J., Friedrichsen H. Strontium and oxygen isotopic composition of

some basalts from Hole 504 B, Costa Rica Rift, DSDP Legs 69 and 70. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 60, p. 27–38.

100. *Bender M.L.* Helium-uranium dating of corals. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, vol. 37, p. 1229–1247.

101. *Bender M.L., Taylor F.T., Mathews R.K.* Helium-uranium dating of coral from Middle Pleistocene Barbados reef tracts. — *Quatern. Res.*, 1973, vol. 3, p. 142–146.

102. *Bender M.L., Fairbanks R.G., Taylor F.W.* et al. Uranium-series dating of the pleistocene reef-tracks of Barbados, West Indies. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1979, vol. 90, p. 577–594.

103. *Benninger L.K.* ^{210}Pb balance in Long Island Sound. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 42, p. 1165–1174.

104. *Benninger L.K., Lewis D.M., Turekian K.K.* The use of natural ^{210}Pb as a heavy metal tracer in the river–estuarine system. — In: *Marine Chemistry in the Coastal Environment*. Vienna: IAEA, 1975, p. 202–210.

105. *Bickford M.E., Schmus W.R.* Geochronology and radiogenic isotope research. — *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 1979, vol. 17, p. 824–839.

106. *Bonhomme M.* The use of Rb–Sr and K–Ar dating methods as a stratigraphic tool applied to sedimentary rocks and minerals. — *Precambrian Res.*, 1982, vol. 18, p. 5–25.

107. *Brass G.W.* The variation of the marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio during Phanerozoic time: interpretation using a flux model. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, vol. 40, p. 721–729.

108. *Brass G.W., Turekian K.K.* Comment on "The strontium isotopic composition of seawater and seawater–oceanic crust interaction" by E.T.C. Spooner. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 34, p. 165–166.

109. *Broecker W.S.* A revised estimate for the radiocarbon age of north Atlantic deep water. — *J. Geophys. Res.*, 1979, vol. 84, p. 3218–3226.

110. *Broecker W.S., Takahashi T.* Neutralization of fossil fuel CO_2 by marine calcium carbonate. — In: *The fate of fossil fuel CO_2 in the oceans*. N.Y.; L.: Plenum press, 1976, p. 213–241.

111. *Brooks C., Hart S.R., Hofmann A., James D.E.* Rb–Sr mantle isochrons from oceanic regions. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 32, p. 51–61.

112. *Brooks C., Hart S.R.* Rb–Sr mantle isochrons and variations in the chemistry of

Gondwanalands lithosphere. — *Nature*, 1978, vol. 271, p. 220–223.

113. *Burton J.D.* Radioactive nuclides in the marine environment. — *Chem. Oceanogr.*, 1975, vol. 3, p. 91–191.

114. *Cairn W.F., Suess H.E.* Carbon-14 in the tree ring. — *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, p. 3688–3694.

115. *Carpenter R., Peterson M.L., Bennett J.T.* ^{210}Pb — derived sediment accumulation and mixing rates for the Washington continental slope. — *Mar. Geol.*, 1982, vol. 48, p. 135–164.

116. *Chambers E.M., Dresser P.Q., Smith A.G.* Radiocarbon dating evidence on the impact of atmospheric pollution on upland peats. — *Nature*, 1979, vol. 282, p. 829–831.

117. *Chappell J.M.A.* Geology of coral terraces Huon Peninsula New Guinea: A study of the Quaternary tectonic movements and sea level changes. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, p. 553–570.

118. *Chappell J., Polach H. A.* Holocene sea level change and coral-reef growth at Huon Peninsula, Papua, New Guinea. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, vol. 87, p. 235–240.

119. *Chappell J., Veeh H.H.* Late quaternary tectonic movements and sea level changes at Timor and Atauro Island. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1978, vol. 89, p. 356–368.

120. *Church S.E., Tatsumoto M.* Lead isotope relations in oceanic ridge basalts from the Juan de Fuca Gorda Ridge area N.E. Pacific Ocean. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1975, vol. 53, p. 253–279.

121. *Clauer N.* Strontium isotopes of tertiary philipsites from the southern Pacific timing of geochemical evolution. — *J. Sediment. Petrol.*, 1982, vol. 52, p. 1003–1010.

122. *Clauer N., Hoffert M., Karpoff A.M.* The Rb–Sr isotope system as an index of origin and diagenetic evolution of southern Pacific. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1982, vol. 46, p. 2659–2644.

123. *Clausen H.B.* Dating of polar ice by ^{32}Si . — *J. Glaciol.*, 1973, vol. 12, p. 411–416.

124. *Cohen R.S., Evensen P.J., Hamilton P.J., O'Nions R.K.* U–Pb, Sm–Nd and Rb–Sr systematics of mid-ocean ridge basalts glasses. — *Nature*, 1980, vol. 283, p. 547–565.

125. *Cohen R.S., O'Nions R.K.* Identification of recycled continental material in the mantle from Sr, Nd and Pb isotope

- investigations. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 61, p. 73–84.
126. *Cohran J.K.* The flux of ^{226}Ra from deep-sea sediments. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 49, p. 381–392.
127. *Condomines M., Morand P., Allegre C.J.* $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ radioactive disequilibria in tholeiites from the FAMOUS zone (Mid-Atlantic Ridge, $36^{\circ}50'\text{N}$). Th and Sr isotopic geochemistry. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 55, p. 247–256.
128. *Condomines M., Morand P., Allegre C.J.* $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibria in historical lavas from Iceland. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 55, p. 393–406.
129. *Condomines M., Grönvold K., Hooker P.J.* et al. Helium, oxygen, strontium and neodymium isotopic relationships in Icelandic volcanics. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1983, vol. 66, p. 125–136.
130. *Cumming G.L.* Lead isotope ratios in DSDP Leg 37 basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 31, p. 179–183.
131. *Dalrymple G.B., Moore I.G.* Argon-40: excess in submarine pillow basalts from Kilauea volcano, Hawaii. — *Science*, 1968, vol. 161, p. 347–351.
132. *De Paolo D.J.* Implications of correlated Nd and Sr isotopic variations for the chemical evolution of the crust and mantle. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 43, p. 201–211.
133. *De Paolo D.J.* Neodymium isotopes in the Colorado Front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. — *Nature*, 1981, vol. 291, p. 193–196.
134. *De Paolo D.J.* Nd isotopic studies: some new perspectives on Earth structure and evolution. — *EOS*, 1981, vol. 62, p. 137–140.
135. *De Paolo D.J., Wasserburg G.J.* Nd isotopic variations and petrogenetic models. — *Geophys. Res. Lett.*, 1976, vol. 3, p. 253–256.
136. *De Paolo D.J., Wasserburg G.J.* The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. — *Geophys. Res. Lett.*, 1977, vol. 4, p. 465–468.
137. *De Paolo D.J., Kyte F.T., Mars-hall B.D.* et al. Rb–Sr, Sm–Nd, K–Ca, O and H isotopic study of Cretaceous-Tertiary boundary sediments, Caravaca, Spain: evidence for an oceanic impact site. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1983, vol. 64, p. 356–373.
138. *Demaster D.J.* The half-life of ^{32}Si determined from a varved gulf of California sediment core. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 48, p. 209–217.
139. *Dickin A.P., Whyte F.* Hydrothermal Sr exchange at the contact of the Dumbarton rock basalt. — *Scott. J. Geol.*, 1982, vol. 19, p. 81–86.
140. *Dosso L., Murthy V.R.* Nd isotopic study of the Kergelen islands: inference on enriched oceanic mantle sources. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 48, p. 268–276.
141. *Druffel E.M.* Radiocarbon in annual coral rings from the eastern tropical Pacific ocean. — *Geophys. Res. Lett.*, 1981, vol. 8, p. 59–62.
142. *Druffel E.M., Linick T.W.* Radiocarbon in annual coral rings of Florida. — *Geophys. Res. Lett.*, 1978, vol. 5, p. 913–916.
143. *Dupre B., Allegre C.J.* Pb–Sr–Nd isotopic correlation and the chemistry of the North Atlantic mantle. — *Nature*, 1980, vol. 286, p. 17–22.
144. *Dupre B., Lambret B., Rousseau D., Allegre C.J.* Limitations on the scale of mantle heterogeneities under oceanic ridge. — *Nature*, 1981, vol. 294, p. 552–554.
145. *Dupre B., Echeverria L.M.* Pb isotopes of Gorgona island (Colombia): isotopic variations correlated with magma type. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, vol. 67, p. 186–190.
146. *Easton W.H., Ku T.L.* $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates of Pleistocene deposits of Oahu. — *Bull. Mar. Sci.*, 1981, vol. 31, p. 552–557.
147. *Edmund D.G.* Carbon-14 and uranium-thorium check on suggested interstadial high sealevel around 30 000 B.P. — *Search*, 1974, vol. 5, p. 211–218.
148. *El-Daoushy F., Tolonen F., Rosenberg R.* Lead-210 and moss-increment dating of two Finnish Sphagnum hummocks. — *Nature*, 1982, vol. 296, p. 429–431.
149. *Evans J.E., Johnson T.C., Alexander E.C.* et al. Sedimentation rates and depositional processes in lake Superior from ^{210}Pb geochronology. — *J. Great Lakes Res.*, 1981, vol. 7, p. 299–309.
150. *Fairhall A.W., Buddemeier R.W., Yang I.C., Yong A.W.* Radiocarbon in the sea. — *USAEC Rep. HASL-242*, Apr. 1, 1971, pt 1, p. 35–78.
151. *Farmer J.G.* The determination of sedimentation rates in lake Ontario using the ^{210}Pb dating methods. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1978, vol. 15, p. 431–437.
152. *Farmer J.G.* Metal pollution in marine sediment cores from the west coast

of Scotland. — Mar. Environ. Res., 1983, vol. 8, p. 1–28.

153. *Ferguson C.W.* Dendrochronology of Bristlecone Pine, *Pinus longaeva*. — Environ. Intern., 1979, vol. 2, p. 209–214.

154. *Ferreira M.P., Macedo R., Costa V., Reynolds J.H.* Rare-gas dating. II. Attempted uranium-helium dating of young volcanic rocks from the Madeira archipelago. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 25, p. 142–150.

155. *Fitch F.J., Hooker P.Y., Miller J.A., Brereton N.R.* Glauconite dating of Palaeocene–Eocene rocks from East Kent and the thime-scale of Palaeogene volcanism in the North Atlantic region. — J. Geol. Soc. London, 1978, vol. 135, p. 499–512.

156. *Fleischer R.L., Viertl J.R.M., Price P.B.* Mid-Atlantic ridge: age and spreading rates. — Science, 1968, vol. 161, p. 1339–1342.

157. *Gansei S.S., Gorbarenko S.A., Komarov A.N.* Fission-track age of volcanic glasses from ash layers at Deep-Sea Drilling Project — Site 436. — Initial Rep. DSDP, 1980, vol. LVI/LVII, p. 1277–1279.

158. *Gascoyne M., Benjamin G.J., Schwarcz H.P., Ford D.C.* Sea-level lowering during the Illinoian Glaciation: Evidence from Bahama "Blue Hole". — Science, 1979, vol. 205, p. 806–808.

159. *Gentner W., Glass B.P., Storzer D., Wagner G.A.* Fission track ages of deposition of deep-sea microtektites. — Science, 1970, vol. 168, p. 359–361.

160. *Geyh M.A., Krumbein W.E., Kudrass H.R.* Unreliable ^{14}C dating of long-stored deep-sea sediments due to bacterial activity. — Mar. Geol., 1974, vol. 17, p. M45–M50.

161. *Geyh M.A., Hohndorf A.* The contribution of complementary ^{14}C and Th/U analyses to the stratigraphy of the Red sea sediments. — Geol. Jb., 1976, vol. D17, p. 79–91.

162. *Glass B.P., Baker R.N., Storzer D., Wagner G.A.* North American microtektites from the Caribbean sea and their fission track age. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 19, p. 184–192.

163. *Goldberg E., Bruland K.* Radioactive geochronologies. — Sea, 1974, vol. 5, p. 451–489.

164. *Goldberg E.D., Gamble E., Griffin J.J., Koide M.* Pollution history of Naragansett bay as recorded in its sediments. — Estuar. and Coastal Mar. Sci., 1977, vol. 5, p. 549–561.

165. *Goldstein S.L., O'Nions R.K.* Nd and Sr isotopic relationships in pelagic clays and ferromanganese deposits. — Nature, 1981, vol. 292, p. 324–327.

166. *Guichard F., Reyss J.L., Yokoyama Y.* Growth rate of manganese nodule measured with ^{10}Be and ^{26}Al . — Nature, 1978, vol. 272, p. 155–156.

167. *Gunten H.R., Wyttenbach A., Dulakas H.* Half-life of ^{210}Pb (RaD). — J. Inorg. and Nucl. Chem., 1967, vol. 29, p. 2826–2829.

168. *Gupta S.K., Amin B.S.* $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ages of corals from Saurashtra coast. — Mar. Geol., 1974, vol. 16, p. M79–M83.

169. *Hamelin B., Dupre B., Allegre C.J.* Lead-strontium isotopic variations along the east Pacific rise and the Mid-Atlantic ridge: a comparative study. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1984, vol. 67, p. 340–350.

170. *Hamelin B., Dupre B., Allegre C.J.* The lead isotope systematics of ophiolite complex. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1984, vol. 67, p. 351–366.

171. *Harmon R.S., Schwarcz H.P., Ford D.C.* Late pleistocene sea-level history of Bermuda. — Quatern. Res., 1978, vol. 9, p. 205–218.

172. *Harris C., Bell J.D., Atkins F.B.* Isotopic composition of lead and strontium in lavas and coarse-grained from Askensio Island, South Atlantic — an addendum. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 63, p. 139–141.

173. *Hart S.R.* LIL-element geochemistry, Leg 34 basalts. — Initial Rep. DSDP, 1976, vol. 34, p. 283–288.

174. *Hart R.* K–Ar studies of cherts from Deep-Sea Drilling Project site 464, Northern Hess rise. — Initial Rep. DSDP, 1981, vol. 62, p. 779–780.

175. *Hawkesworth C.J., O'Nions R.K., Pankhurst R.J.* et al. A geochemical study of island-arc and back arc tholeiites from the Scotia-sea. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 36, p. 253–262.

176. *Hawkesworth C.J., Norry M.J., Roddick J.C., Baker P.E.* $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 42, p. 45–57.

177. *Hawkesworth C.J., O'Nions R.K., Arculus R.J.* Nd and Sr isotope geochemistry of island arc volcanics, Grenada, Lesser Antilles. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 45, p. 237–248.

178. *Hendy C.H., Healy T.R., Rayner E.M.* et al. Late Pleistocene Glacial

chronology of the Taylor valley. — *Antarctica and global climate. — Quatern. Res.*, 1979, vol. 11, p. 172–184.

179. *Hille P.* A open system model uranium series dating. — *Earth and Planete. Sci. Lett.*, 1979, vol. 42, p. 138–142.

180. *Hogan L.G., Scheidegger K.F., Dymond J., Mikkelsen N.* Biostratigraphic and tectonic implications of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates of ash layers from the northeast Gulf of Alaska. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1978, vol. 89, p. 1259–1264.

181. *Holtzman R.B.* Lead-210 and polonium-210 in potable waters in Illinois. — In: *Natural radiation environment. Chicago: Univ. Chicago press*, 1964, p. 227–237.

182. *Houghton R.L., Thomas J.E., Diecchio R.J., Tagliacozzo A.* Radiometric ages of basalts from DSDP Leg 48: sites 382 and 385 (New England, Seamount), 384 (J-anomaly), 386 and 387 (Central and western Bermuda Rise). — *Initial Rep. DSDP*, 1979, vol. 43, p. 739–753.

183. *Imboden D.M., Stiller M.* The influence of radon diffusion of the ^{210}Pb distribution in sediments. — *J. Geophys. Res.*, 1982, vol. C87, p. 557–565.

184. *Inoe T., Tanaka S.* ^{10}Be in marine sediments. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 29, p. 155–160.

185. *Inoe T., Tanaka S.* ^{10}Be in marine sediments, Earth's environment and cosmic rays. — *Nature*, 1979, vol. 277, p. 209–210.

186. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites II. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, vol. 67, p. 137–150.

187. *Kadko D.* ^{230}Th , ^{226}Ra and ^{222}Rn in abyssal sediments. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 49, p. 360–380.

188. *Kaneoka I., Ozima M.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of a diabase sill and a basalt in the Central Pacific Basin. — *Nature*, 1977, vol. 268, p. 132–133.

189. *Kay R.W., Sun S.S., Leeth C.N.* Pb and Sr isotopes in volcanic rocks from the Aleutian Island and Pribilof Island, Alaska. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 42, p. 263–273.

190. *Kaufman A., Li Y.H., Turekian K.K.* The removal rates of ^{234}Th and ^{228}Th from waters of the New York Bight. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 54, p. 385–392.

191. *Keeling C.D.* The Suess effect: ^{13}C – ^{14}C interrelations. — *Environ. Intern.*, 1979, vol. 2, p. 229–230.

192. *Keens E., Pastels K.* Comment on the paper: "A test of the reliability of

the Rb–Sr dates for selected glauconite morphologies of the upper cretaceous (Navesink Formation) of New Jersey" by R.L. Montag and D.E. Seidemann. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 58, p. 439–441.

193. *Kern J.P.* Origin and history of upper Pleistocene marine terraces, San Diego, California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, p. 1553–1566.

194. *Kharkar D.P., Turekian K.K., Scott M.R.* Comparison of sedimentation rates obtained by ^{32}Si and uranium decay series determinations in some siliceous antarctic cores. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, vol. 6, p. 61–68.

195. *Klein J., Lerman J.C., Damon P.E.* et al. Calibration of radiocarbon dates. — *Radiocarbon*, 1982, vol. 24, p. 103–150.

196. *Kohn B.P., Eyal M.* History of uplift of the crystalline basement of Sinai and its relation to opening of the Red Sea as revealed by fission track dating of apatites. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 52, p. 129–141.

197. *Koide M., Bruland K., Goldberg E.D.* ^{226}Ra chronology of a coastal marine sediment. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 31, p. 31–36.

198. *Koul S.L., Chadderton L.T., Brooks C.K.* Fission track dating of zeolites. — *Nature*, 1981, vol. 294, p. 347–350.

199. *Kovach J., Faure G.* Sources and abundance of volcanogenic sediment in piston cores from the Ross Sea, Antarctica. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1977, vol. 20, p. 1017–1026.

200. *Kovach J., Faure G.* Use of strontium isotopes to study mixing of sediment derived from different sources: the Ross Sea, Antarctica. — *Geol. Surv. Open. File Rep.*, 1978, N 701, p. 230–232.

201. *Kreuser H., Mohr M., Wendt I.* Potassium-argon age determination of basalts samples from Leg 42A, Hole 373 A. Core 7. — *Initial Rep. DSDP*, 1978, vol. 42, pt. 1, p. 531–537.

202. *Krishnaswami S., Mangini A., Thomas J.H.* et al. ^{10}Be and Th isotopes in manganese nodules and adjacent sediments: nodule growth histories and nuclide behavior. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 59, p. 217–234.

203. *Ku T.L.* The uranium-series methods of age determination. — *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 4, p. 347–379.

204. *Lajoie K.R., Kern J.P., Wehmiller J.F.* et al. Quaternary marine shore lines and crustal deformation San Diego

- to Santa Barbara, California. — In: Geological excursion in the southern California area. Ed. P.L. Aboott. San Diego (Cal.): San Diego State Univ. Dep. Geol. Sci., 1979, p. 3–15.
205. *Lal D.* Radionuclides cosmic-ray produced. — *Encycl. Geochem. and Environ. Sci.*, 1972, vol. IV A, p. 996–1006.
206. *Lal D., Nijampurkar Y.N., Somayajulu B.L.K.* Silicon-32 specific activities in coastal waters of the world ocean. — *Limnol. and Oceanogr.*, 1976, vol. 21, p. 285–293.
207. *Lal D., Somayajulu B.K.L.* Particulate transport of radionuclides ^{14}C and ^{55}Fe to deep waters in the Pacific Ocean. — *Limnol. and Oceanogr.*, 1977, vol. 22, p. 55–59.
208. *Leventhal J.S.* An evaluation of the Uranium–Thorium–Helium method for dating young basalts. — *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, p. 1911–1914.
209. *Lewis D.M.* The use of ^{210}Pb as a heavy metal tracer in the Succhuhanna river system. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, vol. 41, p. 1557–1564.
210. *Li Y.H., Feely H.W., Santschi P.H.* ^{228}Th – ^{228}Ra radioactive disequilibrium in the New York bight and its implications for coastal pollution. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 42, p. 13–26.
211. *Linik T.W.* La Jolla measurements of radiocarbon in the oceans. — *Radiocarbon*, 1978, vol. 20, p. 333–359.
212. *Logvinenko N.V.* Origin of glauconite in the recent bottom sediment of the ocean. — *Sediment. Geol.*, 1982, vol. 31, p. 43–48.
213. *Macdougall D.* Fission track dating of oceanic basalts. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1973, vol. 54, p. 987–988.
214. *Mangerud J., Gulliksen S.* Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen and Arctic Canada. — *Quatern. Res.*, 1975, vol. 5, p. 263–273.
215. *Marshall J.F., Thom B.G.* The sea level in the fast interglacial. — *Nature*, 1976, vol. 263, p. 120–121.
216. *Marshall J.F., Launay J.* Uplift rates of the Loyalty islands as determined by $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dating of raised coral terraces. — *Quatern. Res.*, 1978, vol. 9, p. 186–192.
217. *Marche V.C., Harlan T.P.* Accuracy of tree-ring dating of bristlecone pine for calibration of radiocarbon time scale. — *J. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, p. 8849–8858.
218. *Martin E.A., Rice C.A.* ^{210}Pb geochronology and trace metal concentration of sediment from Upper Klimath Lake and lake Enwana, Oregon. — *Northwest Sci.*, 1981, vol. 55, p. 269–280.
219. *Matthews R.K.* Relative elevation of Late Pleistocene high sea level stand: Barbados uplift rates and their implications. — *Quatern. Res.*, 1973, vol. 3, p. 147–153.
220. *McCulloch M.T., Wasserburg G.J.* Sm–Nd and Rb–Sr chronology of continental crust formation. — *Science*, 1978, vol. 200, N 4345, p. 1003–1011.
221. *McCulloch M.T., Compston W., Chivas A.* et al. Neodymium, strontium, lead and oxygen isotopic and trace element constraints on magma genesis in the Banda island-arc, Wetar. — In: Докл. 27 Международ. геол. конгр. Москва: Наука, 1984, т. 5, секц. 10, 11, с. 344–345.
222. *Mc Fadgen B.G.* Radiocarbon in modern marine shells compared with the New Zealand standard. — *N.Z. J. Sci.*, 1978, vol. 21, p. 311–313.
223. *Mckee E.H., Klock P.R.* K–Ar ages of basalt-sells from Deep-Sea Drilling Project — sites 444 and 446, Shikoku basin and Daito basin, Phillipine sea. — Initial Rep. DSDP, 1980, vol. 58, p. 921–922.
224. *Meijer A.* Pb and Sr isotopic data bearing on the origin of volcanic rocks from the Mariana island-arc system. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, vol. 87, p. 1358–1369.
225. *Mitchell W.S., Aumento F.* Fission track chronology and uranium content of basalts from DSDP Leg 34. — Initial Rep. DSDP, 1976, vol. 34, p. 451–453.
226. *Mitchell W.S., Aumento F.* Fission track chronology and basaltic glasses from DSDP Leg 37. — Initial Rep. DSDP, 1977, vol. 37, p. 625–628.
227. *Montag R.L., Seidemann D.E.* A test of the reliability of Rb–Sr dates for selected glauconite morphologies of the upper cretaceous (Mavesink formation) of New Jersey. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 52, p. 285–290.
228. *Montag R.L., Seidemann D.E.* A test of reliability of the Rb–Sr dates for selected glauconite morphologies of the upper Cretaceous (Navesink Formation) of New Jersey — reply to the comment by E. Keppens and P. Pastells. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 58, p. 442.
229. *Montag R.L., Seidemann D.E.* A test of the reliability of Rb–Sr dates

for selected glauconite morphologies of the upper Cretaceous (Navesink Formation) of New Jersey - reply to the comment by G.S. Odin and N.H. Gale. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 58, p. 446-447.

230. Moore W.S., Dean W.E., Krishnaswami S. et al. Growth rates of manganese nodules in Oneida lake, New York. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 46, p. 191-200.

231. Muhs D.R., Szabo B.J. Uranium serves age of the Eel-Point terrace, San Clemente island, California. - Geology, 1982, vol. 10, p. 23-26.

232. Nambudiri M.V., Teller J.T., Last W.M. Pre-Quaternary microfossils - a guide to error in radiocarbon dating. - Geology, 1980, vol. 8, p. 123-126.

233. Neef G., Veeh H.H. Uranium series ages and late Quaternary uplift in the New Hebrides. - Nature, 1977, vol. 269, p. 682-683.

234. Nittrouer C.A., Sternberg R.W., Carpenter R. et al. The use of ^{210}Pb geochronology as a sedimentological tool: application to the Washington continental shelf. - Mar. Geol., 1979, vol. 31, p. 297-316.

235. Nozaki Y., Thomson J., Turekian K.K. The distribution of ^{210}Pb and ^{210}Po in the surface waters of the Pacific ocean. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 32, p. 304-312.

236. Nozaki Y., Tsunogai S. ^{226}Ra , ^{210}Pb and ^{210}Po disequilibria in the western north Pacific. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 32, p. 313-321.

237. Odin G.S. De glauconiarum, constitutione, origine, actateque: These Doct. Etat. P., 1975, p. 280.

238. Odin G.S., Velde B., Bonhomme M. Radiogenic argon in glauconites as a function of mineral recrystallization. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 3, p. 154-158.

239. Odin G.S., Curry D., Hunziker J.C. Radiometric dates from N.W. European glauconites and the Palaeogene time-scale. - J. Geol. Soc. London, 1978, vol. 135, p. 481-497.

240. Odin G.S., Gale N.H. Some fundamental consideration in the dating of glauconies: a comment on "A test of reliability of Rb-Sr dates for selected glauconite morphologies of the upper Cretaceous (Navesink Formation) of New Jersey" by R.L. Montag and D.E. Seidemann. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 58, p. 443-445.

241. Oldfield F., Appleby P.G., Bat-tarbee R.W. Alternative ^{210}Pb dating: results from the New Guinea Highlands and Lough Erne. - Nature, 1978, vol. 271, p. 339-342.

242. Olsson I.U. Modern aspects of radiocarbon dating. - Earth Sci. Rev., 1968, vol. 4, p. 203-218.

243. Omura A., Emerson W.K., Ku T.L. Uranium-series ages of echinoids and corals from the upper Pleistocene Magdalene terrace, Baja Kalifornia Sur, Mexico. - Nautilus, 1979, vol. 94, p. 184-189.

244. O'Nions R.K., Pankhrust R.J. Sr-isotope and rare earth element geochemistry of DSDP, Leg 37 basalts. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 31, p. 255-261.

245. O'Nions R.K., Hamilton P.J., Even-son N.M. Variation in $^{14}\text{Nd}/^{14}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in oceanic basalts. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 34, p. 13-22.

246. O'Nions R.K., Carter S.R., Cohen R.S. et al. Pb, Nd and Sr isotopes in oceanic ferromanganese deposits and ocean floor basalts. - Nature, 1978, vol. 273, p. 435-438.

247. Osmond J.K. Accumulation models of ^{230}Th and ^{231}Pa in deep-sea sediments. - Earth Sci. Rev., 1979, vol. 15, p. 95-150.

248. Östlund H.G., Stuiver M. GEOSECS' Pacific radiocarbon. - Radiocarbon, 1980, vol. 22, p. 25-53.

249. Oversby V.M. Lead in oceanic islands: Faial, Azores and Trinidad. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 11, p. 401-406.

250. Oversby V.M., Ewart A. Lead isotopic composition of Tonga-Kermades volcanics and their petrogenetic significance. - Contribs Miner. and Petrol., 1972, vol. 37, p. 181-210.

251. Ozima M., Kudo K. Excess argon in submarine basalts and an earth-atmosphere evolution model. - Nature, Phys. Sci., 1972, vol. 239, p. 23-24.

252. Ozima M., Saito K. K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and magnetic studies of Leg 7 and Leg 17, basalts samples. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, vol. 54, N 11, p. 989.

253. Ozima M., Saito K., Honda M. Sea water weathering effect on K-Ar age of submarine basalts. - Geochim. et cosmochim. acta, 1977, vol. 41, p. 453-461.

254. Ozima M., Kaneoka I., Yanagisawa M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological studies of drilled basalts from Leg 51 and Leg 52. -

- Initial Rep. DSDP, 1980, vol. 51/53, pt. 2, p. 1127–1128.
255. *Ozima M., Takigami Y.* Activation energy for thermal release of Ar from some DSDP submarine rocks. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1980, vol. 44, p. 141–144.
256. *Ozima M., Sato K., Takigami Y.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological studies on rocks drilled at holes 462 and 462A. — Initial Rep. DSDP. Leg 61, 1981, p. 701–703.
257. *Patchett P.J.* Importance of the Lu-Hf isotopic system in studies of planetary chronology and chemical evolution. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1983, vol. 47, p. 81–91.
258. *Patchett P.J., Tatsumoto M.* A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry chronology. — *Contribs. Miner. and Petrol.*, 1980, vol. 75, p. 263–267.
259. *Patchett P.J., Tatsumoto M.* Hafnium isotope variations in oceanic basalts. — *Geophys. Res. Lett.*, 1980, vol. 7, p. 1077–1080.
260. *Patchett P.J., Kouvo O., Hedge C.E., Tatsumoto M.* Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. — *Contribs. Miner. and Petrol.*, 1981, vol. 78, p. 279–297.
261. *Patchett P.J., Tatsumoto M.* Lu/Hf in chondrites and definition of a chondritic hafnium growth curve. — *Lunar and Planet. Sci.*, 1981, vol. 12, p. 822–824.
262. *Peng T.H., Coddard J.D., Broecker W.S.* A direct comparison of ^{14}C and ^{230}Th ages at Searles Lake, California. — *Quatern. Res.*, 1978, vol. 9, p. 319–329.
263. *Piergras D.J., Wasserburg G.J., Dasch E.J.* The isotopic composition of Nd in different ocean masses. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 45, p. 223–236.
264. *Piergras D.J., Wasserburg G.J.* Neodymium isotopic variations in seawater. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 50, p. 128–138.
265. *Poet S.E., Moore H.E., Martell E.A.* Lead-210, bismuth-210, and polonium-210 in the atmosphere: accurate ratio measurement and application to aerosol residence time determination. — *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 77, p. 6515–6527.
266. *Polach H.A., Chappel J., Lovring J.F.* An radiocarbon dates. List III. — *Radiocarbon*, 1969, vol. 11, p. 167–180.
267. Proceeding of 8th International Radiocarbon Dating Conference. Wellington: Lower Hutt, 1972. 324 p.
268. Radioactive dating and methods of low-level counting. Vienna: IAEA, 1967. 743 p.
269. *Radiocarbon*, 1980, vol. 22, N 2/3, p. 1020.
270. *Radiocarbon*, 1983, vol. 25, N 2/3, p. 1038.
271. Radiocarbon variations and absolute chronology. Stockholm: Almquist, 1970, p. 470.
272. *Raisbeck G.M., Yion F.* Deposition rate and seasonal variations in precipitation of cosmogenic ^{10}Be . — *Nature*, 1979, vol. 282, p. 279–280.
273. *Raisbeck G.M., Yion F.* ^{10}Be concentration and residence time in the ocean surface layer. — *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979, vol. 43, p. 237–240.
274. *Raisbeck G.M., Yion F., Fruneau et al.* ^{10}Be concentration and residence time in deep ocean. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 51, p. 275–278.
275. *Ralph E.K., Michael H.N.* University of Pennsylvania radiocarbon dates 12. — *Radiocarbon*, 1969, vol. 11, p. 469–481.
276. *Ralph E.K., Michael H.N., Han M.C.* Radiocarbon dates and reality. — *MASCA Newslett.*, 1973, vol. 9, p. 1–20.
277. *Ralph E.K., Michael H.N.* Twenty-five years of radiocarbon dating. — *Amer. Sci.*, 1974, vol. 62, p. 553–560.
278. *Reedy R.C., Arnold J.R.* Interaction of solar and galactic cosmic ray particles with the moon. — *J. Geophys. Res.*, 1972, vol. 77, p. 537–555.
279. *Reynolds P.H., Clay W.* Leg 37 basalts and gabbro: K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. — Initial Rep. DSDP, 1977, vol. 37, p. 629–630.
280. *Reyss J.L., Yokoyana Y.* ^{26}Al in manganese nodule. — *Nature*, 1976, vol. 262, p. 203–204.
281. *Reyss J.L., Yokoyama Y., Tanaka S.* ^{26}Al in deep-sea sediments. — *Science*, 1976, vol. 193, p. 1119–1121.
282. *Richard P., Shimizu N., Allegre C.J.* $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$ a natural tracer an application to oceanic basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 31, p. 269–278.
283. *Robbins J.A., Krezoski J.R., Mozley S.C.* Radioactivity in sediments of the great lakes: post-depositional redistribution by deposit-feeding organisms. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 36, p. 325–333.
284. *Rotty R.M.* Global carbon dioxide production from fossil fuel and cement, A.D. 1950–A.D. 2000. — In: The fate of fossil fuel CO_2 in the oceans. N.Y.; L.: Plenum press, 1976, p. 167–181.
285. *Rydell H., Kramer T., Bostrom K., Joensuu O.* Postdepositional injections of uranium-rich solution into East Pacific Rise

sediments. — *Mar. Geol.*, 1974, vol. 17, p. 151–164.

286. *Saini H.S., Nagpaul K.K.* Annealing characteristics of fission tracks in minerals and their applications to Earth science. — *Intern. J. Appl. Radiat. and Isotopes*, 1979, vol. 30, p. 213–231.

287. *Saito K., Ozima M.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of submarine rocks from the Line Islands: implications on the origin of the Line island. — In: *Geophys. Pacif. Ocean basin and margin. Wash. (D.C.)*, 1976, p. 369–374.

288. *Saure F., Strappa O., Coppens R.* et al. A possible source of error in ^{14}C dates: volcanic emanations Grosseto. — *Radiocarbon*, 1980, vol. 22, p. 525–531.

289. *Savelli C., Lippardini E.* K–Ar age determinations on basalt-rocks from hole 373 A. — *Initial Rep. DSDP*, 1978, vol. 42, p. 537–538.

290. *Schneider S.H.* On the carbon dioxide-climate confusion. — *J. Atmos. Sci.*, 1975, vol. 32, p. 2060–2066.

291. *Schwarz H.P., Debenath A.* Datation absolue des restes humains dela chaise de Vouthon (Charente) au moyen du déséquilibre des séries d'uranium. — *C. r. Acad. sci. D.*, 1979, vol. 288, p. 1155–1157.

292. *Segre E.* Spontaneous fission. — *Phys. Rev.*, 1952, vol. 86, p. 21–28.

293. *Seidemann D.* K–Ar dates of site 322 and site 323 basalts. — *Initial Rep. DSDP*, 1976, vol. 35, p. 339.

294. *Seidemann D.E.* Effects of submarine alteration on K–Ar dating of deep-sea igneous rocks. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, p. 1660–1666.

295. *Seward D.* Comparison of zircon and glass fission-track ages from tephra horizons. — *Geology*, 1979, vol. 7, p. 479–482.

296. *Shaffer N.R., Faure C.* Regional variation of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and mineral compositions of sediment from the Ross sea, Antarctica. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, vol. 87, p. 1491–1500.

297. *Sharma P., Somayajulu B.L.K.* ^{10}Be dating of large manganese nodules from world oceans. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 59, p. 235–244.

298. *Smith J.N., Walton A.* Sediment accumulation rates and geochronologies measured in the Saguenay fjord using the ^{210}Pb dating method. — *Cochim. et cosmochim. acta*, 1980, vol. 44, p. 225–240.

299. *Somayajulu B.L.K.* Analysis of causes for the beryllium-10 variations in deep-sea sediments. — *Cochim. et cosmochim. acta*, 1977, vol. 41, p. 909–913.

300. *Somayajulu B.L.K., Lal D., Craig H.* Silicon-32 profiles in the south Pacific. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 18, p. 181–188.

301. *Somayajulu B.L.K., Craig H.* Particulate and soluble ^{210}Pb activities in the deep-sea. — *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976, p. 268–276.

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

303. *Srivastava A.P., Saini H.S., Rajagopalan G.* Suitability of glauconite for fission track dating. — *Curr. Sci.* 1983, vol. 52, p. 866–869.

304. *Stearns C.E.* Estimates of the position of sea level between 140 000 and 75 000 years ago — *Quatern. Res.* 1976, vol. 6, p. 445–449.

305. *Steiger R.H., Jager E.* Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 36, p. 359–362.

306. *Storzer D., Wagner G.A.* Correction of thermally lowered fission track ages of tektites. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, vol. 5, p. 463–468.

307. *Storzer D., Horn P., Kleinmann B.* The age and the origin of Köfels structure Austria. — *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1971, vol. 12, p. 238–244.

308. *Storzer D., Selo M.* Fission track age of magnetic anomaly M-zero and some aspects of seawater weathering. — *Initial Rep. DSDP*, 1979, vol. 61–63, pt 2, p. 1129–1133.

309. *Stuiver M.* Yale natural radiocarbon measurements IX. — *Radiocarbon*, 1969, vol. 11, p. 545–658.

310. *Stuiver M.* Workshop on ^{14}C data reporting. — *Radiocarbon*, 1980, vol. 22, p. 964–966.

311. *Stuiver M.* A high-precision calibration of the AD radiocarbon time-scale. — *Radiocarbon*, 1982, vol. 24, p. 1–26.

312. *Stuiver M., Suess H.E.* On the relationship between radiocarbon dates and true sample ages. — *Radiocarbon*, 1966, vol. 8, p. 534–540.

313. *Stuiver M., Robinson S.W.* University of Washington GEOSECS North Atlantic carbon-14 results. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 23, p. 87–90.

314. *Stuiver M., Polach H.A.* Discussion reporting of ^{14}C data. — *Radiocarbon*, 1977, vol. 19, p. 355–363.

315. *Stuiver M., Östlund H.G.* GEOSECS

Atlantic radiocarbon. — Radiocarbon, 1980, vol. 22, p. 1–24.

316. *Stuiver M., Quay P.D.* Atmospheric ^{14}C changes resulting from fossil fuel CO_2 release and cosmic ray flux variability. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 53, p. 349–362.

317. *Sulerzhitzky L.D.* Radiocarbon dating of volcanoes. — Bull. volcanol., 1971, vol. 35, p. 85–94.

318. *Sun S.S., Tatsumoto M., Schilling J.G.* Mantle plume mixing along the Reykjanes ridge axis: lead isotopic evidence. — Science, 1975, vol. 19, p. 143–147.

319. *Sutter J.F., Snee L.W.* K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of basaltic rocks from Deep-Sea Drilling Project, Leg 59. — Initial Rep. DSDP, 1981, vol. 59, p. 729–734.

320. *Swan D.S., Baxter M.S., Kinley I.G., Jack W.* ^{137}Cs and ^{210}Pb in Clyde sea Loch sediments. — Estuar. Coast and Shelf Sci., 1982, vol. 15, p. 515–536.

321. *Szabo B.J.* Uranium-series age of coral reef growth in Rottneest island, Western Australia. — Mar. Geol., 1979, vol. 29, p. M12–M15.

322. *Szabo B.J.* ^{230}Th , ^{231}Pa and open system dating of fossil corals and shells. — J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, p. 4927–4930.

323. *Szabo B.J.* Dating fossil bone from Cornelia Orange Free State, South Africa. — J. Archeol. Sci., 1979, vol. 6, p. 201–203.

324. *Szabo B.J.* Results and assessment of uranium series dating of vertebrate fossils from quaternary alluvium in Colorado. — Act. and Apl. Res., 1980, vol. 12, p. 95–100.

325. *Szabo B.J., Ward W.S., Weidie A.E., Brady M.J.* Age and magnitude of the late pleistocene sea-level rise on the eastern Yucatan peninsula. — Geology, 1978, vol. 6, p. 713–715.

326. *Szabo B.J., Butzer K.W.* Uranium-series dating of lacustrine limestones from Pan Deposits with Final Achenlian Assemblage at Roodidam, Kimberley District, South Africa. — Quatern. Res., 1979, vol. 11, p. 257–260.

327. *Takigama Y., Ozima M.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of rocks drilled at sites 458 and 459 in the Mariana fore arc region during Leg 60. — Initial Rep. DSDP, 1982, vol. 60, p. 743–746.

328. *Tamers M.A.* Validity of radiocarbon dates on ground water. — Geophys. Surv., 1975, vol. 2, p. 217–239.

329. *Tanaka S., Inoe T., Imamura M.* The ^{10}Be -method dating marine sediments —

comparison with the paleomagnetic method. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 37, p. 55–60.

330. *Tanaka S., Inoe I.* ^{10}Be evidence for geochemical events in the north Pacific during the pliocene. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 49, p. 34–38.

331. *Tatsumoto M.* Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 38, p. 65–87.

332. *Thomson G.R., Hower J.* An explanation for low radiometric ages from glauconite. — Geochim. et cosmochim. acta, 1973, vol. 37, p. 1473–1491.

333. *Tolonen K.* ^{210}Pb dating of annually laminated lake sediments from Finland. — Nature, 1979, vol. 280, p. 53–55.

334. *Turekian K.K., Cochran J.K., Nozaki Y.* Growth rate of a clam from the Galapagos rise hot spring field using natural radionuclide ratios. — Nature, 1979, vol. 280, p. 385–387.

335. *Unryh D.M., Tatsumoto M.* Lead isotopic composition and uranium, thorium and lead concentration in sediments and basalts from the Nazca plate. — Initial Rep. DSDP, 1976, vol. 34, p. 341–347.

336. *Valastro S., Land L.S., Varela A.G.* An improved procedure for wet oxidation of the ^{14}C NBS oxalic acid standard. — Radiocarbon, 1977, vol. 19, p. 375–382.

337. *Walames A., Pazdur M.F.* Age reporting of very old samples. — Radiocarbon, 1980, vol. 22, p. 1021–1027.

338. *Walton A.M., Ergin M., Harkness D.D.* Carbon-14 concentrations in the atmosphere and carbon dioxide exchange rates. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, p. 3089–3098.

339. *Wardlaw N.C.* Carnallite-sylvite relationships in the middle devonian prairie evaporite formation, Saskatchewan. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1968, vol. 79, p. 1273–1294.

340. *Wasserburg C.J., De Paolo D.J.* Models of earth structure inferred from Nd and Sr isotopic abundances. — Proc. Nat. Acad. Sci., 1979, vol. 76, p. 3594–3598.

341. *Wehmiller J.F., Lajoie K.R., Kvenvolden K.A.* et al. Correlation and chronology of Pacific coast marine terrace deposits of continental United States by fossil amino acid stereochemistry: technique evaluation, relative ages, kinetic model ages and geological implications. — US Geol. Surv. Open-File Rep. 77-680, 1977. 106 p.

342. *Weis D.* Pb isotopes in Ascension

island rocks: oceanic origin for the gabbroic to granitic plutonic xenoliths. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1983, vol. 62, p. 273–282.

343. *Weis D., Demaiffe D., Honnorez J.* Nd–Sr isotope relationships in Ascension island lavas and plutonic xenoliths. — In: Докл. 27 Междунар. геол. конгр., М.: Наука, 1984, т. 5, секц. 10, 11, с. 436.

344. *Welke H., Moorbath S., Cumming G.L., Sigurdsson H.* Lead isotope studies on igneous rocks from Iseland. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1968, vol. 4, p. 221–231.

345. *Wend I.* Carbon and oxygen isotope exchange between HCO_3 in saline solution and solid CaCO_3 . — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 12, p. 439–442.

346. *Wendland W.M., Donley D.L.* Radiocarbon — calendar age relationship. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 11, p. 135–139.

347. *White W.M., Bryan W.B.* Sr isotope, K, Rb, Cs, Sr, Ba and rare-earth geochemistry of basalts from The FAMOUS area. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, p. 571–576.

348. *White W.M., Schilling J.G.* The nature and origin of geochemical variation in Mid-Atlantic ridge basalts from the central north atlantic. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 42, p. 1501–1516.

349. *White W.M., Patchett J.* Hf–Nd–Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolutions. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, vol. 67, p. 167–185.

350. *Wigley T.M.L., Muller A.B.* Fractionation corrections in radiocarbon dating. — *Radiocarbon*, 1981, vol. 23, p. 173–190.

351. *Yamaguchi M., Armstrong R.L., Russell R.D., Slawson W.F.* Strontium and lead isotopic investigation of igneous rocks from the mid-atlantic ridge, DSDP, Leg 37. — *Initial Rep. DSDP*, 1977, vol. 37, p. 613–616.

352. *Yanagisawa M., Takigami Y., Ozima M., Kaneoka I.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of boulders drilled at site 439, Leg 57. — *Initial Rep. DSDP*, 1980, vol. 56/57, pt 2, p. 1281–1283.

353. *Yion F., Raisbeck G.M.* Half-life of ^{10}Be . — *Phys. Rev. Lett.*, 1972, vol. 29, p. 372–375.

354. *Yokoyama Y., Reyss J.L., Guichard F.* Production of radionuclides by cosmic rays at mountain altitudes. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 36, p. 44–50.

355. *Yokoyama Y., Guichard F., Reyss J.L., Van N.H.* Oceanic residence time of dissolved berillium and aluminium deduced from cosmogenic tracers ^{10}Be and ^{26}Al . — *Science*, 1978, vol. 201, p. 1016–1017.

356. *Young J.A., Fairhall A.W.* Radiocarbon from nuclear weapons tests. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, p. 1185–1200.

357. *Zeitler P.K., Johnson N.M., Nae-ser C.W., Tahikheli A.K.* Fission-track evidence for quaternary uplift of the Nanga Parbat region, Pakistan. — *Nature*, 1982, vol. 298, p. 255–257.

358. *Zindler A., Hurt S.R., Frey F.A., Jakobsson S.P.* Nd and Sr isotope ratios and rare-earth element abundances in Reykjanes peninsula basalts: evidence for mantle heterogeneity beneath island. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 45, p. 249–262.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Глава I. Естественно-радиоактивные изотопы	7
Общие сведения	7
Калий-аргоновый метод определения возраста	11
Основы метода	11
Источники погрешности при датировании	12
Методика датирования по отношению $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	15
Датирование океанических базальтов	16
Датирование донных отложений	20
Гелиевый метод определения возраста	38
Основы метода	38
Определение возраста вулканических пород	40
Определение возраста осадочных образований	42
Свинцовый метод определения возраста и изотопы свинца	46
Общие сведения об изотопах свинца	46
Основы метода датирования	48
Изотопы свинца в океанических базальтах	52
Изотопы свинца в осадках океана	57
Определение возраста осадочных пород	58
Рубидий-стронциевый метод определения возраста и изотопы стронция	61
Основы метода	61
Источники ошибок при датировании	63
Рубидий и изотопы стронция в океанических базальтах	65
Определение возраста океанических базальтов	71
Рубидий и изотопы стронция в океанических осадках	72
Общий подход к датированию осадочных пород рубидий-стронциевым методом	80
Самарий-неодимовый метод определения возраста и изотопы неодима	81
Основы метода	81
Основы модельных представлений	84
Изотопы неодима в океанических базальтах	87
Изотопы неодима в водах и осадках океана	91
Лютеций-гафниевый метод определения возраста и изотопы гафния	92
Основы метода	92
Изотопы гафния в океанических базальтах	95
Модельные представления о строении коры и мантии по результатам изотопного анализа Sr, Pb, Nd, Hf	96
Метод треков осколков деления	99
Основы метода	99
Сохранность треков	100
Определение возраста океанических базальтов	104
Определение возраста осадочных образований	106
Модели закрытия. Скорости вертикальных движений	109

Уран-урановый метод	116
Изотопный состав урана вод Мирового океана. Основы метода	116
Кораллы и оолиты	117
Раковины моллюсков	119
Карбонатные осадки пелагических частей океанов	120
Датирование пелагических осадков	121
Датирование осадков внутренних водоемов	122
$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методы датирования	123
Кораллы и оолиты	125
Раковины моллюсков	126
Модели "открытой системы" для раковин моллюсков	130
Ископаемые кости	136
Уровень Мирового океана по данным $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{234}\text{U}$ методов датирования	136
Датирование хемогенных карбонатных озерных отложений	144
Датирование металлоносных осадков	147
Датирование соленосных горизонтов	155
Изучение динамики тектонических движений при датировании $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ методами	156
Определение возраста молодых эффузивных пород	161
Методы неравновесных ^{230}Th и ^{231}Pa	163
Основные положения метода	164
Осадки, накапливающиеся с постоянной скоростью	164
Осадки, накапливающиеся с переменной скоростью	166
Радиевый вариант метода	168
Метод неравновесного ^{231}Pa	168
Оценка скорости современного осадконакопления	169
Радиевый метод	169
Метод неравновесного ^{210}Pb	171
Основной геохимический цикл ^{210}Pb	171
Основные предпосылки метода датирования	174
Модель постоянной начальной концентрации ^{210}Pb	175
Учет уплотнения осадков	176
Учет бентического перемешивания верхнего слоя осадков	177
Модель постоянного потока ^{210}Pb	178
Датирование донных отложений озер	180
Датирование донных отложений шельфа и континентального склона	181
Изучение антропогенного воздействия на состав и скорость накопления осадков	183
Общие критерии пригодности донных осадков для датирования	186
Методы датирования с использованием короткоживущих изотопов	187
Метод $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	187
Метод $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$	190
Метод $^{228}\text{Th}/^{228}\text{Ra}$	190
Метод $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$	191
Глава II. Космогенные изотопы	191
Механизм образования и распределение в геосферах	191
Образование космогенных изотопов в атмосфере Земли	192
Метеориты. Космическая пыль	195
Вариации интенсивности космических лучей в прошлом	196
Радиоуглеродный метод датирования	197
Распределение радиоуглерода в земных геосферах и предпосылки метода датирования	198
Концентрация радиоуглерода в современном обменном резервуаре и природные процессы, приводящие к ее изменению	203
Техногенный ^{14}C и его распределение в резервуарах	211
Изменение начальной концентрации ^{14}C в прошлом и причины, вызывающие эти изменения	218

Постседиментационное изменение концентрации ^{14}C , не связанное с радиоактивным распадом	222
Основы радиоуглеродного метода датирования	226
Проблемы радиоуглеродного датирования при решении задач морской геологии	232
Бериллиевый метод	241
Модель постоянной концентрации	243
Модель постоянного потока ^{10}Be	244
$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ и $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ методы	247
Определение скорости роста железо-марганцевых конкреций по ^{10}Be и ^{26}Al	248
Кремниевый метод	249
Заключение	251
Литература	255

Владимир Матвеевич Купцов
**АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ
ДОННЫХ ОСАДКОВ МОРЕЙ
И ОКЕАНОВ**

*Утверждено к печати
Институтом океанологии
им. П.П. Ширшова*

Редактор *А.П. Лисицын*
Редактор издательства *Е.Д. Лебедева*
Художник *С.А. Резников*
Художественный редактор *М.Л. Храмов*
Технический редактор *Н.М. Бузова*
Корректор *Т.И. Шеповалова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31017

Подписано к печати 18.02.86. Т-03528
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 17,0. Усл.кр.-отт. 17,3
Уч.-изд.л. 20,0. Тираж 650 экз.
Тип. зак. 50. Цена 3 р. 10 к.

Ордена Трудового-Красного Знамени
издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

3 р. 10 к.

4610

