

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК СССР

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)

МОСКВА • 1991

УДК 553.84:554.24 ©

1991 г.

ЦВЕТКОВ А.А., ВОЛЫНЕЦ О.Н., МОРРИС Дж.,
ТЕРА Ф., РАЙАН Дж.

ПРОБЛЕМА СУБДУКЦИИ ОСАДКОВ В СВЕТЕ ДАННЫХ
ПО ГЕОХИМИИ БЕРИЛЛИЯ И БОРА В МАГМАТИЧЕСКИХ
Породах ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОКЕАН-КОНТИНЕНТ

Установлено, что в современных лавах курильских вулканов присутствует $2,2-7,9 \cdot 10^6$ ат/г короткоживущего космогенного изотопа ^{10}Be , а в лавах камчатских вулканов, за исключением вулканов Опала и Крашенинникова, его значительно меньше — $0,0-1,2 \cdot 10^*$ ат/г. Таким образом, Курильская дуга вполне сопоставима с другой островной дугой Тихого океана — Алеутской, для которой ранее различными методами было доказано участие осадочного материала в процессе магмогенеза. Наличие отчетливых корреляционных трендов в системе $^{10}\text{Be}/\text{Be}-\text{B}/\text{Be}$ свидетельствует о значительной роли в этом процессе помимо осадочного компонента, также и В-содержащих флюидов, выделяющихся в ходе дегидратации субдуцируемой осадочной колонны и измененных базальтов слоя 2 океанической коры.

Изучение процессов, происходящих в зонах субдукции, чрезвычайно важно для понимания глобальных закономерностей эволюции континентальной коры и в силу своей специфики требует взаимодействия ученых разных специальностей, в первую очередь петрологов, геохимиков, тектонистов и геофизиков. Согласно достаточной общепринятой модели, в зонах субдукции происходит подвиг океанической плиты под край континента или другую океаническую плиту, сопровождаемый плавлением как самой плиты, так и вышележащего мантийного клина с образованием магматических расплавов, вызывающих извержения многочисленных вулканов островных дуг на активных окраинах Мирового океана.

Вопрос о том, субдуцируются ли пелагические осадки, покрывающие поверхность океанской плиты и участвуют ли они затем в островодужном магмогенезе, остается в фокусе исследований, начиная с работ Р. Коатса [13], впервые поставившего его в 1962 г. Получить ответ на этот вопрос крайне важно, ибо необходимо объяснить геохимические различия, существующие между изверженными породами островных дуг и других геодинамических обстановок, а также «разобраться» с ролью воды и флюидов в магматическом процессе. Кроме того, субдукция осадков, состоящих в основном из продуктов денудации континентальной коры, вызывает рециклирование корового компонента в мантии и связанную с этим ее «континентализацию» — проблема, еще ждущая своего решения.

В последнее время наметился новый перспективный путь в деле изучения поведения субдуцируемых осадков в зонах перехода океан—континент, связанный с использованием в качестве геохимических трассеров легких элементов — Be и B. Оба эти элемента в породах островных дуг и активных континентальных окраин присутствуют в значительно больших количествах, чем в породах других геодинамических обстановок океанской литосферы — срединных хребтов, островов, а также породах мантийного клина. Поскольку, как мы увидим в дальнейшем, содержание Be и B в островодужных магмах определяется исключительно осадочным компонентом субдуцируемой литосферной плиты, и, поскольку на их поведение не оказывают влияния мантийные процессы, эти элементы могут быть

использованы для идентификации и количественного моделирования субдуцируемого осадочного материала в областях конвергенции плит.

Подобные исследования на примере различных островных дуг Мирового океана (Курило-Камчатской, Алеутской, Ново-Британской, Марианской, Японской, Хальмахера и др.) проводятся в настоящее время в Институте Карнеги (США) совместно с ИГЕМ АН СССР и Институтом вулканологии ДВО АН СССР. В предлагаемой статье, являющейся по существу первым обзором по Ве-В-проблематике на русском языке, приводятся и обсуждаются также результаты таких работ по Курилам и Камчатке — единственной активной островной дуге на территории СССР.

¹⁰Ве как индикатор субдукции осадков

Исключительно важную информацию о процессе субдукции осадков в островных дугах можно получить на основе изучения особенностей содержания и распространения одного из изотопов бериллия — ¹⁰Ве. Изотоп ¹⁰Ве образуется в верхних слоях атмосферы под воздействием космического излучения на молекулы азота и кислорода. Эта — короткоживущий космогенный изотоп с периодом полураспада 1,5 млн. лет, что является одним из его главных достоинств, так как он может быть использован как трассер только сравнительно коротких геологических процессов, не превышающих 10 млн. лет. С атмосферными осадками ¹⁰Ве попадает на Землю, где в силу своей геохимической специфики концентрируется в поверхностном слое глинистых осадков как на суше, так и на дне океана, достигая значений 5000-10⁶ ат/г. Среднее содержание ¹⁰Ве в пелагических осадках более чем в 1000 раз выше, чем в базальтах срединно-океанических хребтов (MORB) и базальтах океанских островов (OIB) — других слагаемых субдуцируемой литосферной плиты, где оно обычно ниже предела чувствительности измерительной техники (<0,5·10⁶ ат/г). В случае вовлечения осадочной компоненты в процесс выплавления островодужных магм в соответствии с концепциями плейт-тектоники в современных лавах островных дуг, очевидно, должно фиксироваться повышенное количество ¹⁰Ве (>1·10⁶ ат/г) по сравнению с лавами вулканов, не связанных с зонами субдукции (острова, рифты и т.п.). Действительно, такие явления установлены для ряда областей конвергенции плит (Курильская, Алеутская, отчасти Ново-Британская и Японская дуги, Центральноамериканские Кордильеры, Перуанско-Чилийский сегмент Анд). В то же время имеются островные дуги (Зондская, Марианская, Хальмахера и др.), в лавах которых содержание изотопа ¹⁰Ве (<1·10⁶ ат/г) сопоставимо с его содержанием в базальтах срединно-океанических хребтов, океанских островов и молодых континентальных платобазальтах (рис. 1). Такие факты обычно интерпретируются как свидетельство преобладания аккреционных процессов, приводящих к «скупиванию» осадков у основания дуги, над их субдукцией [32].

Нередко высказываются сомнения в том, что измеренные высокие содержания ¹⁰Ве в лавах четвертичных вулканов островных дуг могут быть не следствием процесса субдукции океанских пелагических осадков, а результатом воздействия на эти лавы метеорных вод, либо контаминации островодужных магм осадочным веществом непосредственно под вулканами. Существует также возможность образования ¹⁰Ве на поверхности пород под воздействием прямой бомбардировки их космическими лучами. Результаты специально поставленных работ [32] с целью выявить роль указанных факторов сводятся к следующему. Было установлено, что высокие концентрации ¹⁰Ве в лавах островных дуг определенно не связаны с процессом их выветривания. Так, сравнивая между собой две группы пород соответственно островодужного и неостроводужного происхождения одинаковых по степени измененности, было установлено, что для первой из них содержание ¹⁰Ве варьирует от нуля до 20·10⁶ ат/г, тогда как для второй не превышает 1·10⁶ ат/г. Кроме того, оказалось, что отсутствует корреляция

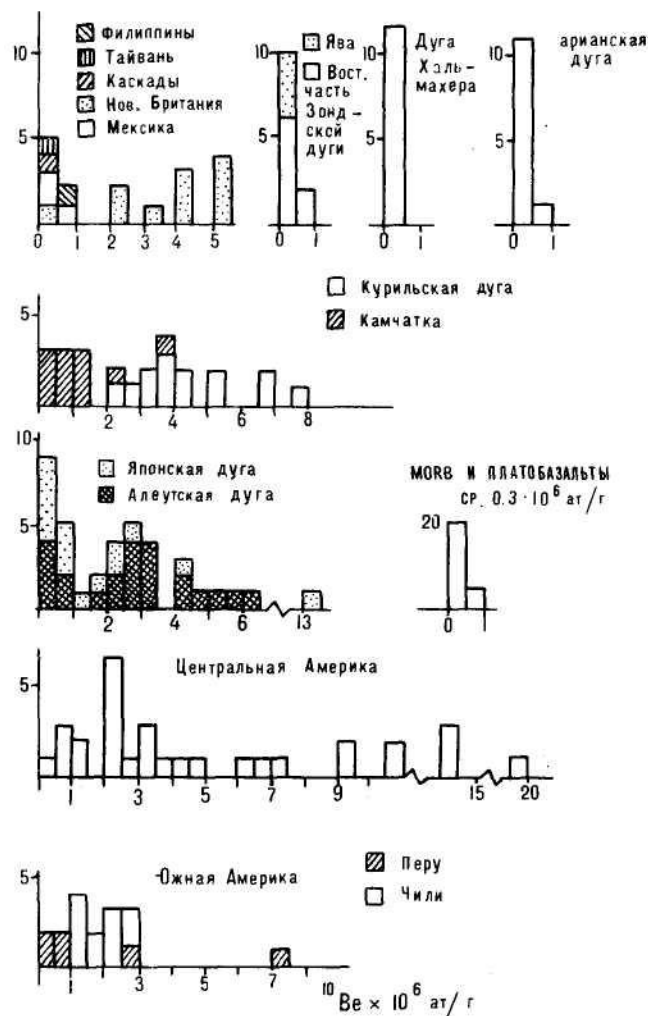


Рис. 1. Гистограммы распределения ^{10}Be в породах различных геодинамических обстановок [10, 32]

между количеством ^{10}Be в лаве и степенью ее измененности как в масштабе всех островных дуг, так и для каждой отдельно взятой дуги и каждого конкретного вулкана. Эта закономерность выдерживается даже для таких дуг, как Яванская, где степень измененности пород очень сильно варьирует.

Эти результаты, свидетельствующие против существенного влияния процессов изменения на количество ^{10}Be в островодужных лавах, подкрепляются еще и расчетами, исходящими из априорного предположения о 100%-ной метеорной природе всего ^{10}Be в них. Так, принимая содержание ^{10}Be в метеорной воде $1,4 \cdot 10^4$ ат/г [20, 28], оказалось, что для достижения величины $3 \cdot 10^6$ ат/г ^{10}Be — среднего содержания ^{10}Be в лавах алеутских вулканов — через единицу объема должно пройти 200 объемов воды. Эта величина слишком велика, поскольку неизбежно привела бы к столь значительному изменению породы, с каким мы никогда не встречаемся на практике. Кроме того, в силу своих высоких адсорбционных свойств ^{10}Be не может проникать с водой на сколько-нибудь значительные глубины, обуславливающие возможность его непосредственного взаимодействия с магматическим расплавом; расчеты показывают, что он адсорбируется уже в нескольких метрах от поверхности. Как было показано Ф. Тера [32], выпиливание

из образцов центральной, удаленной на 2—3 см от поверхности, части позволяет надежно исключить эффект заражения метеорным и космогенным ^{10}Be . Что же касается аргументов в пользу контаминации островодужных магм ^{10}Be в близ-поверхностных условиях за счет осадочных пород, на которых нередко бывают расположены вулканы, особенно подводные в тыловых частях островных дуг, то, хотя они и представляются наиболее весомыми, однако также получают отрицательное объяснение, детали которого будут изложены ниже.

В качестве примера рассмотрим особенности распределения ^{10}Be в лавах Курило-Камчатской островной дуги — продуктах исторически датированных извержений. В отделе земного магнетизма Института Карнеги, США в 23 образцах было выполнено 25 определений количества ^{10}Be . Это первые определения ^{10}Be для данного региона, представляющего собой, как уже отмечалось, единственную

Be и B в магматических породах- островных дуг [23]

Регион, вулкан	Год извержения вулкана	Порода	$^{10}\text{Be}10^6$, ат/г	Be, г/т	B, г/т	$^{10}\text{Be}/\text{Bex}$ $\times 10^{11}$	B/Be
Камчатка							
Шивелуч	1980	Андезит	0,6	0,69	28	1,3	40,6
Ключевской	1983	Андезито-базальт	0,4	0,67	13	0,9	19,4
Толбачик	1975	Базальт	1,0	0,41	31	3,7	75,6
Карымский	1976	Дацит	1,2	0,70	19	2,6	27,1
Авачинский	1938	Андезитодацит	0,7	0,35	35	3,0	100
Курилы							
Алаид	1972	Базальт	3,6	0,69	9,7	7,8	14,1
»	1981	»	4,2	0,69	13	9,1	18,8
Чиринкотан	1980	Андезит	6,7	0,83	12	12,1	14,5
Сарычева	1976	Андезито-базальт	3,4	0,46	22	11,1	47,8
Черного	1857	Андезит	5,2	0,44	28	17,7	63,6
Медвежий	1883	»	7,9	0,26	29	45,5	112
Тятя	1973	Базальт	2,2	0,40	Не опр	8,2	Не опр.
Алеуты							
Канага	1900	»	5,8	0,63	32	13,8	50,8
Богослов	1796	Андезит	15,3	2,3	15	9,9	6,5
»	1927	Базальт	5,2	1,0	3,7	7,8	3,7
Умнак	1946(?)	»	2,7	0,43	17	9,4	39,5
Акутан	1978	Андезит	3,0	0,57	14	7,9	24,6
Аляска							
Августин	1976	»	0,3	0,53	9,6	0,8	18,1
Хоккайдо							
Эсан	(?)	Андезит	13,5	0,22	Не опр	91,9	
Комагатаке	(?)	»	4,4	0,37	»	17,8	
Осима-Осима	1741(?)	Дацит	1,5	0,57	»	3,9	
Новая Британия							
Улаван	1973	Базальт	Не опр.	0,21	39	Не опр.	186
»	1973	»	5,2	0,18	31	43,2	172
»	1970	»	4,1	0,19	35	32,3	184
Бамус	1878-94	Андезит	4,6	0,27	32	25,5	119
Паго	1911-23	Дацит	5,1	0,53	21	14,4	39,6
Макапиа	1900	Андезит	3,7	0,61	11	9,1	18,0

(^{14}C)

(окончание таблицы 1)

Регион, вулкан	Год извержения вулкана	Порода	$^{10}\text{Be}10^6$, ат/г	Ве, г/т	В, г/г	$^{10}\text{Be}/\text{BeX} \times 10$	В/Ве
Гарове	Q ₄ (¹⁴ C)	Базальт	2,0	0,44	5,5	6,6	12,5
Лангила	1973	Андезито-базальт	5,4	0,44	18	18,4	40,9
»	1975	»	5,2	0,45	19	17,1	26,2
О-в Лонг	1973	Базальт	4,8	0,42	11	17,1	26,2
Каркар	1974	Андезито-базальт	2,6	0,34	Не опр.	11,4	Не опр.
Манам	1958	Базальт	0,6	0,18	21	5,0	117
»	1964	»	0,6	0,30	23	3,0	76,7
Каскады							
Сент Хелен	(?)	»	0,4	1,1	4	0,5	3,6
»	(?)	»	0,1	1,2	5,7	0,1	4,7
»	(?)	»	0,3	Не опр.	2,9	Не опр.	Не опр.
»	(?)	»	0,1	0,5	2,2	0,3	4,4
Центральная Америка							
Эль Чичон	1983	»	0,9	1,3	17	1,0	13,1
Пасайя	1961	»	3,5	0,62	8,2	8,5	13,2
Изалько	1966	»	6,9	0,46	Не опр.	22,5	Не опр.
Бокерон	1917	Андезит	14,4	1,11	37	19,6	33,6
Сан Мигель	1855	Базальт	7,5	0,43	20	26,1	46,5
Косигина	1835	Андезит	14,5	0,57	46	38,1	80,7
Тилика	(?)	Базальт	10,7	0,38	37	42,1	97,4
Момотомбо	1905	Андезито-базальт	10,8	0,36	25	44,9	69,4
Масайя	1772	Базальт	24,0	0,60	25	59,9	41,7
Иразу	1964	Андезито-базальт	1,3	1,06	15	1,8	14,2
Ареналь	1982	»	0,6	0,47	12	1,9	25,5
Южная Америка							
Сан Хозе	1900 (¹⁴ C)	Андезит	1,4	1,8	20	1,2	11,1
Чиллан	1930	Дацит	1,8	1,6	94	1,7	58,8
Антуко	1853	Базальт	1,0	0,67	12	2,2	17,9
Виларика	(?)	»	2,1	0,56	23	5,6	41,1
»	1948	»	2,9	0,63	26	6,9	41,3
»	1971	»	2,1	0,63	25	5,0	39,7
»	1984-85	»	2,5	0,66	27	5,7	40,9
»	1985	»	2,3	0,67	28	5,1	41,8
Мочо	1863	Андезит	1,3	0,88	23	2,2	26,1
Осорно	1835	Базальт	1,4	0,54	15	3,9	27,8

активную островную дугу Советского Союза. Измерения проводились по методике, описанной в работе [32], включающей предварительную подготовку проб (выпиливание центральной части образцов), химическую обработку с целью выделения Ве и масс-спектрометрию после разгона ионов Ве на ускорителе (Tandem Accelerator mass spectrometry). Анализировался достаточно широкий петрографический спектр пород — от базальтов до риолитов (табл. 1).

Установлено, что в образцах курильских лав ^{10}Be присутствует в количестве $2,6\text{—}7,9 \cdot 10^6$ ат/г, тогда как в лавах камчатских вулканов его содержание значительно ниже и колеблется от 0 до $3,7 \cdot 10^6$ ат/г, причем лишь для двух вулканов — Опала и Крашенинникова — количество определенного ^{10}Be превышает $1,2 \cdot 10^6$ ат/г.

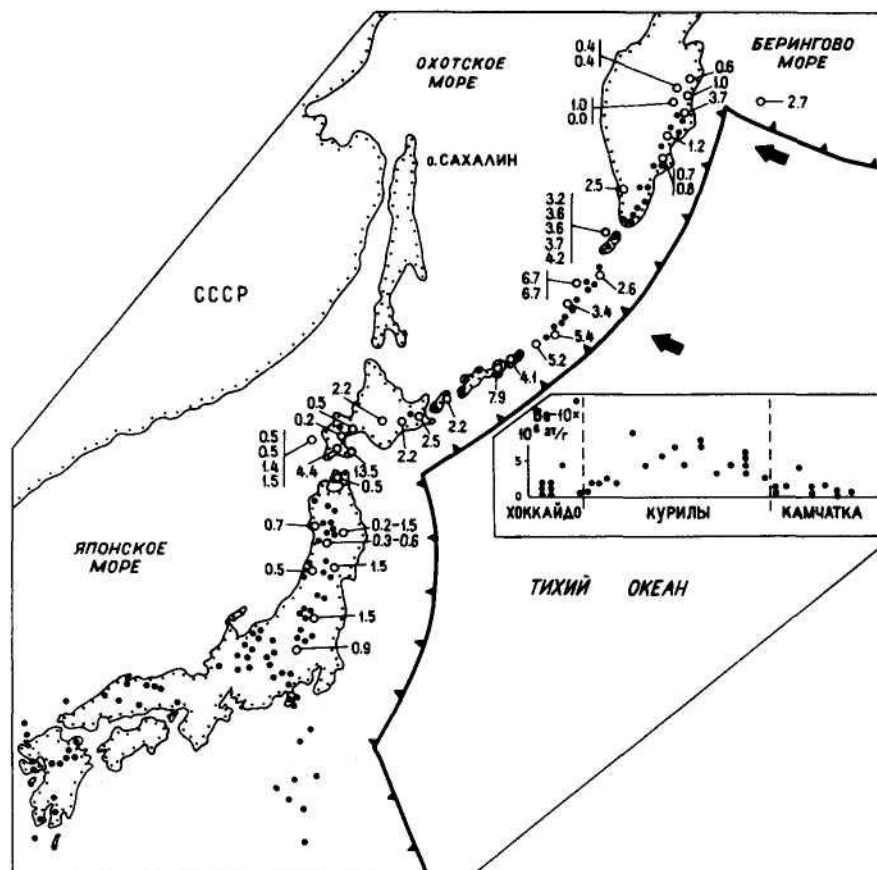


Рис. 2. Распределение ^{10}Be в современных лавах Курильских, Камчатских и Японских вулканов
 На врезке — изменение содержаний ^{10}Be в направлении простирания Курило-Камчатской островодужной системы. Содержание ^{10}Be дано в 10^6 ат/г. Стрелки — направление перемещения субдицируемой Тихоокеанской плиты; сплошная линия — положение осей Курило-Камчатского, Японского и Алеутского глубоководных желобов. Полые кружки — вулканы, в лавах которых был обнаружен ^{10}Be , заливные — прочие активные вулканы

Заметим, что согласно многим исследователям, Курильский сегмент Курило-Камчатской островодужной системы заканчивается не на широте Северных Курил, а продолжается на территории Камчатского полуострова, захватывая южную его часть, вплоть до Начикинской складчато-глыбовой поперечной зоны, аналогично тому, как на юге Курильский сегмент продолжается на территорию о-ва Хоккайдо. Таким образом, одна из «высоких» цифр (вулкан Опала) относится скорее всего еще к Курильскому сегменту Курило-Камчатской островодужной системы, хотя сам вулкан располагается на п-ове Камчатка.

При анализе полученных результатов наблюдается тенденция к уменьшению содержания ^{10}Be в лавах на северном и южном флангах Курильского сегмента, там, где островная дуга переходит на более консолидированные структуры (рис. 2). При этом на юго-западе о-ва Хоккайдо наблюдается последовательное уменьшение концентраций ^{10}Be от фронта к тылу дуги: $13,5 \cdot 10^6$ ат/г для вулкана Эсан, $4,4 \cdot 10^6$ ат/г для вулкана Камагатаки и $1,5 \cdot 10^6$ ат/г для вулкана Осима-Осима, т.е. имеет место отчетливая поперечная зональность. Интересно отметить, что дальше на юг, по данным японских исследователей [30], содержания ^{10}Be опять уменьшаются и на о-ве Хонсю для большинства изучаемых вулканов составляют менее $1 \cdot 10^6$ ат/г, т.е. лежат в тех же пределах, что и для большинства вулканов

Камчатки. Можно предположить, что подобный характер распределения ^{10}Be обусловлен каким-то масштабным планетарным явлением, на которое локально наложены отдельные более мелкие процессы. Так, в частности, наличие двух противоположных по направленности и длительно существующих океанских течений, с юга и севера сходящихся у о-ва Хоккайдо, вполне могло привести к значительно более быстрому накоплению там осадочного материала, обогащенного ^{10}Be , субдукция которого, возможно, и вызвало появление отмеченного тренда. При этом, несомненно, очень важную роль играла и региональная специфика основных геодинамических параметров процесса субдукции на разных участках Курило-Камчатской дуги — угла наклона и скорости конвергенции литосферных плит, наличие продольных и поперечных тектонических нарушений в районе глубоководного желоба, а также вещественный состав и мощность осадков, покрывающих Тихоокеанскую плиту.

Отметим также относительно повышенные содержания ^{10}Be ($6,710^6$ ат/г — по определениям в двух образцах) в лавах вулкана Чиринокотан, излившихся в 1980 г. в тыловой зоне Северных Курил. Лавы вулкана Креницына на о-ве Онекотан и Сарычева на о-ве Матуа, расположенных в 70—100 км от него, соответственно к северу и югу и во фронтальной зоне содержат лишь $2,6—3,4 \cdot 10^6$ ат/ ^{10}Be . Вряд ли следует искать объяснение этим фактам, исходя из предпосылки о большей доли осадочной компоненты в магматическом источнике тыловой зоны по сравнению с магматическим источником фронтальной зоны. Как известно, вулкан Чиринокотан расположен примерно в 250 км от оси глубоководного желоба, а расстояние по сейсмофокальной зоне под ним составляет ~190 км. Исходя из теоретических представлений тектоники плит, мало вероятно, что степень контаминации островодужного источника осадочным материалом будет возрастать по мере увеличения расстояния от фронта конвергирующих плит и заглублини зоны Заварицкого—Беньофа. Поэтому мы считаем, что наличие относительно обогащенных ^{10}Be пород в тылу Курило-Камчатской островной дуги, как и любых других островных дуг Мирового океана, в частности лав о-ва Богослов в Алеутской дуге ($15,3 \cdot 10^6$ ат/ ^{10}Be), скорее всего является не закономерным, а случайным событием, например за счет существования грабенов или «карманов» на поверхности субдуцируемой плиты в области ее перегиба, где мощность молодых осадков, а следовательно, и суммарное количество ^{10}Be в них резко повышены. Подобные явления задокументированы, в частности, в районе Японского и Центрально-американского глубоководных желобов и обусловлены тектоническими причинами [10, 32]. Так, в частности, до 10% поверхности Тихоокеанской плиты в районе Курило-Камчатского желоба покрыто грабенами, величина сброса при этом достигает нескольких сотен метров [5]. В пользу подобной интерпретации свидетельствуют особенности распределения ^{10}Be в лавах вулканов северо-восточного Хонсю, где, как уже отмечалось, на фоне низких концентраций этого изотопа, во фронтальной зоне к северу и к югу от юго-западной оконечности о-ва Хоккайдо, в пределах сравнительно узкой поперечной зоны, наблюдаются значительно более высокие содержания ^{10}Be , последовательно убывающие от фронтальной к тыловой зоне дуги.

Установленный для Курило-Камчатской островодужной системы характер продольной зональности по ^{10}Be определенным образом повторяет тенденцию к изменению изотопных параметров стронция. Так, согласно имеющимся данным [3], отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на центральном участке Курильского сегмента составляет 0,70316 для лав фронтального и 0,70298 для лав тылового участка, тогда как в области его перехода на Камчатку и о-ва Хоккайдо оно несколько повышается соответственно до 0,70338 (фронт) — 0,70315 (тыл) и 0,70350 (фронт) 0,70330 (тыл). В целом курильский сегмент Курило-Камчатской островной дуги вполне сопоставим с такими дугами, как, например, Алеутская, а также Центральноамериканскими Кордильерами (Гватемала, Никарагуа), для которых ранее было установлено участие осадочной компоненты в процессе магмогенеза. В то же

Таблица 2

Максимально возможные количества ^{10}Be в лавах некоторых островных дуг Тихого океана при различных параметрах процесса субдукции и различных степенях вхождения осадочной компоненты в магматический источник [10, 32]

Курильские острова	Камчатка	Алеутские острова	Японские острова	Марианские острова	Центральная Америка	
Количество ^{10}Be в лавах, 10^6 ат/г						
Доля осадков в источнике, %						
1	0,2	0,1	0,6	0,3	0,1	2,8
2	4,7	0,2	1,2	0,6	0,2	5,5
3	7,1	3,3	1,8	0,9	0,2	8,3
4	9,4	4,4	2,4	1,2	0,3	11,2
5	11,7	5,5	3,0	1,5	0,4	13,9
10	23,5	11,1	6,1	3,0	0,8	27,7
100	235	111	61	30	8	277
Параметры субдукции						
S м/ 10^6 лет	20	22	18	23	1,4	29
h , м	300	400	505	600	500	428
l , км	230	345	260	320	215	180
v , см/год	9,5	9,5	6,5	5,6	7,4	8,5

время количество ^{10}Be в камчатских лавах, за указанными исключениями, соизмеримо с количеством ^{10}Be в породах Зондской и Марианской островных дуг, дуги Хальмахера, а также абиссальных толеитов и молодых платобазальтах (траппах), не превышающим $1,0 \cdot 10^6$ ат/г. Причины подобного распределения ^{10}Be , по-видимому, могут быть следующие: 1) большая степень распада ^{10}Be в осадках камчатского сегмента дуги, вызываемая более длительной их транспортировкой до уровней магмогенерации (Камчатка $\sim 2,4$; Курилы $\sim 2,1$ млн. лет). Простейшие расчеты показывают, что камчатские лавы за счет этого должны быть в среднем на 15% беднее ^{10}Be , чем курильские; 2) разубоживание в районе Камчатки наиболее молодых, обогащенных ^{10}Be пелагических осадков, составляющих верхнюю часть субдуцируемой осадочной колонны, терригенным материалом с низкими содержаниями ^{10}Be переносимым турбидитовыми потоками (скв. 192 DSDP); 3) преимущественная аккреция верхнего слоя осадочной колонны вблизи Камчатки и его субдукция в районе Курил, в связи с чем осадочный компонент преимущественно входит в источник курильских магм; 4) значительная контаминация камчатских лав веществом древней континентальной коры п-ова Камчатка; 5) более длительным «отстоем» камчатских магм в коровых магматических резервуарах-камерах под вулканами и соответственно более продолжительной их контаминацией в соответствии с п. 4. Есть данные [4], что дифференциация магматического расплава на вулкане Крашенинникова происходила непосредственно в теле вулканической постройки и поэтому повышенные содержания ^{10}Be в его дацитовых лавах ($3,7 \cdot 10^6$ ат/г), что отмечалось выше, возможно, являются следствием процессов ассимиляции магмой молодых осадков, входящих в состав кальдерных отложений.

Используя формулу, предложенную Ф. Тера с соавторами [32], $f = \eta \lambda h / \eta_0 s \exp(-\lambda l / v)^{-1}$, можно рассчитать количество осадочного материала, участвующего в образовании островодужных магм. В этой формуле f — доля осадочной компоненты в магме (лаве), η — содержание ^{10}Be в ат/г в лаве, η_0 — средняя концентрация ^{10}Be в пелагических осадках Тихого океана ($5 \cdot 10^9$ ат/г); s — скорость осадконакопления (см/год) на поверхности Тихоокеанской плиты вблизи глубоководного желоба; λ — скорость распада ^{10}Be ($4,62 \cdot 10^{-7}$ год $^{-1}$), h — мощность

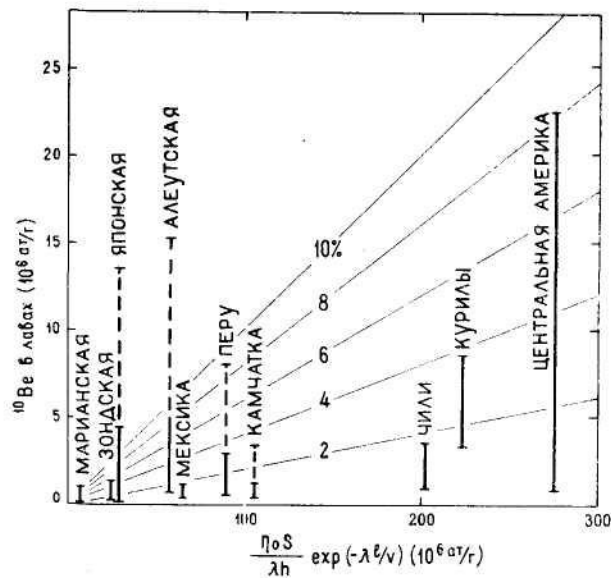


Рис. 3. Диаграмма для определения доли осадочной компоненты в магматическом источнике островных дуг (по [10, 32])
 Цифровые данные приведены табл. 2. Пунктиром показаны «отскоки» содержания ^{10}Be

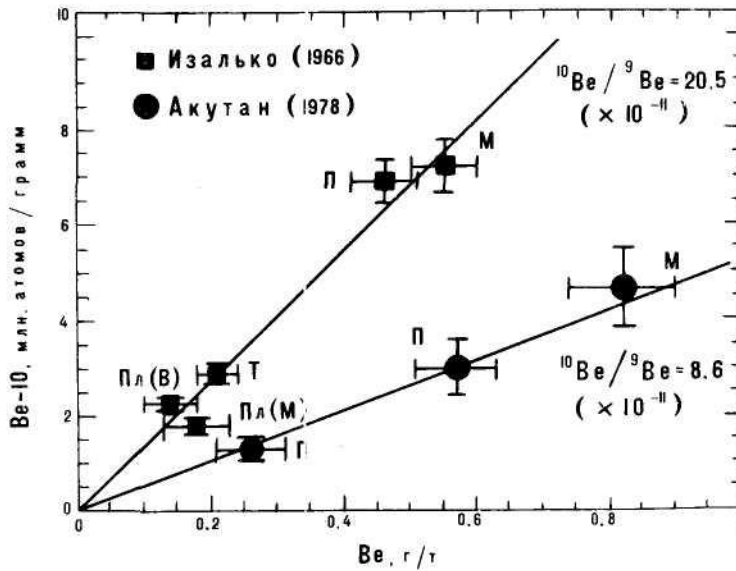


Рис. 4. Положение составов монофракций, выделенных из лав вулканов Изалько (Центральная Америка) и Акутан (Алеутская дуга) на диаграмме ^{10}Be - ^{9}Be [22]
 Пл — плагиоклаз (В — вкрапленник, М — основная масса), Т — тяжелая фракция (оливин + пироксены), М — основная масса, П — валовая проба

осадочной колонны (см); v — скорость конвергенции литосферных плит; l — длина траектории (см) по зоне Бенъофа от оси глубоководного желоба до корней вулканов. Количественные величины, использованные в расчетах, приведены в табл. 2. Для Курильских островов и Камчатки были взяты данные из работ [5, 6]. Полученные результаты (рис. 3) свидетельствуют, что для большинства островных дуг Миро-

вого океана, в лавах которых ^{10}Be присутствует в значительных количествах (от 3 до $20 \cdot 10^6$ ат/г), средний процент вхождения осадочной компоненты в магматический источник составляет 3% и практически никогда не выходит за пределы 10%. Максимальную долю осадочной составляющей в источнике современных Курильских лав можно оценить менее чем в 4, Камчатки, если не учитывать вулкан Крашенинникова, — менее чем в 1,5%. Эти результаты подтверждают сделанный ранее на основании изучения изотопного состава Nd, Sr и распределения РЗЭ вывод [1, 9, 34] о сравнительно незначительном, но реально происходящем вовлечении осадочного материала в процесс магмогенеза в области Курильской островной дуги.

Отношение $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ в мономинеральных фракциях и породах островных дуг — индикатор роли процессов плавления и смещения в образовании островодужных магм

Выше уже отмечалось, что одним из главных аргументов противников идеи о глубинном источнике ^{10}Be в островодужных лавах было наличие в структуре многих вулканов молодых ^{10}Be -содержащих осадочных пород, которые теоретически могли контаминировать мантийные магмы, приводя к обогащению их ^{10}Be . В этой связи большой интерес представляют данные о величинах отношений ^{10}Be к стабильному изотопу ^9Be ($^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ или $^{10}\text{Be}/\text{Be}$, поскольку ^{10}Be в количественном отношении составляет ничтожную часть всего бериллия) в мономинеральных фракциях, выделенных из конкретных островодужных пород. Публикации на этот счет появились в самое последнее время [21, 22]. Отношение $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ информативно в том смысле, что позволяет избежать эффектов, вызываемых процессами частичного плавления и кристаллизационной дифференциации, а также помогает подойти к количественной оценке роли различных компонентов в островодужном магмогенезе.

На рис. 4 приведены данные по монофракциям плагиоклаза, темноцветных минералов и основной массы, выделенным из лав извержения 1978 г. вулкана Акутан в Алеутской дуге и извержения 1966 г. вулкана Изалько в Центральной Америке. Отношение $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ в этих монофракциях было измерено для того, чтобы по возможности наиболее точно оценить роль поверхностных процессов в геохимии ^{10}Be в островодужных магмах. Как можно видеть, в пределах аналитических погрешностей как породы в целом, так и выделенные из них монофракции, характеризуются постоянной величиной отношения $^{10}\text{Be}/\text{Be}$. Это, несомненно, исключает возможность сложной многостадийной эволюции вкрапленников после их кристаллизации, близповерхностной ассимиляции магмой осадков, воздействия фактора измененности пород, а для лав с возрастом > 100 тыс. лет возможность образования ^{10}Be *in situ* в результате их прямой бомбардировки космическими лучами. Постоянство этого отношения во всех минеральных фазах лав вулканов Акутан и Изалько, включая крупные гломеропорфировые сростки вкрапленников плагиоклаза и плагиоклаз основной массы, свидетельствуют против предположения о значительных количествах ксеногенных кристаллов в этих лавах. Данные, приводимые на рис.4, однозначно свидетельствуют, что весь ^{10}Be попал в расплав еще до начала его кристаллизации.

Экспериментальные данные по фазовым равновесиям в алеутских лавах [12] показывают, что островодужные магмы начинают кристаллизоваться в камерах на глубинах 7—17 (?) км под вулканами, отвечающих нижней коре. Наличие таких камер достаточно надежно задокументировано геофизиками [7, 8]. Вещество коры на этих глубинах имеет слишком большой возраст, чтобы содержать ^{10}Be . К аргументам против ассимиляции близповерхностных осадков как возможного источника ^{10}Be добавляются еще и недавно полученные результаты по о-ву Богослов в Алеутской дуге [24]. Оказалось, что отношение $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ для двух образцов базальтов и андезитов, значительно отличающихся геохимически (соответственно 46,0% SiO_2 , 6,4% MgO и 61,0% SiO_2 ; 1,1% Mg) идентично и состав-

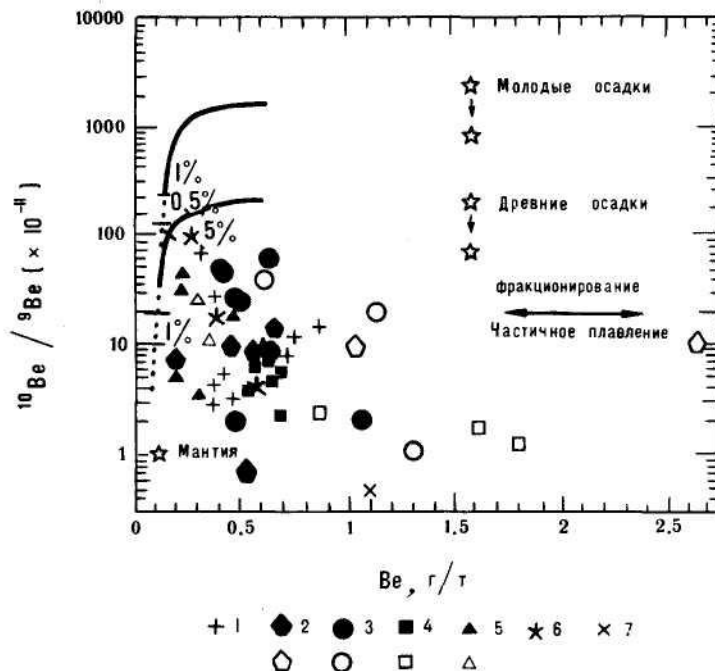


Рис. 5. Положение составов лав вулканов различных островных дуг и активных континентальных окраин и линии смещения мантия—осадок на диаграмме $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ - Be [22]
 Цифры справа от кривых — процент осадка в «смеси». 1 — Курильские острова и Камчатка; 2 — Алеутские острова; 3 — Центральная Америка; 4 — Южное Чили; 5 — Новая Британия; 6 — юг Хоккайдо; 7 — Каскадные горы. Символы, обозначенные контуром — андезиты и дациты, незалитым — базальты и андезитобазальты

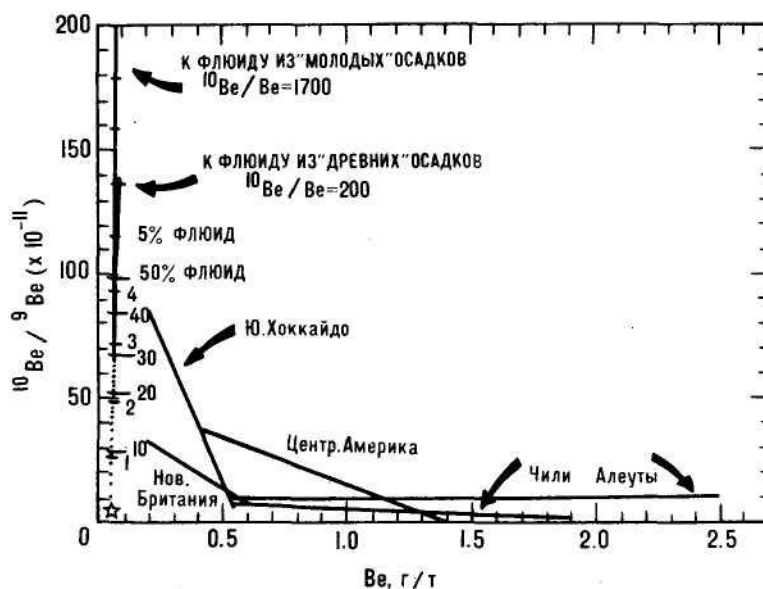


Рис. 6. Положение эволюционных трендов составов лав островных дуг и активных континентальных окраин на диаграмме $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ - Be и линии смещения «мантия — флюид» [22]
 Цифры 1—5% справа от кривых — процент флюида из «молодых» осадков (короткие штрихи), цифры 10—50% — процент флюида из «древних» осадков (более длинные штрихи). Расчет концентрации Be во флюиде осуществлялся по методике И. Тацуми и Х. Исоямы [30] исходящей из предпосылки, что 95% Be остается в осадке

ляет $8 \cdot 10^{-11}$, несмотря на то, что содержание ^{10}Be в них отличается на три порядка ($15,3$ и $5,2 \cdot 10^6$ ат/г). Даже в тех случаях, когда эффект близповерхностной коровой контаминации должен был, казалось бы, определенно сказаться, его не обнаруживается. Так, в лавах небольшого подводного вулкана Лоихи в Тихом океане, расположенного поверх мощной толщи пелагических осадков, присутствует всего лишь $0,3 \cdot 10^6$ ат/г ^{10}Be [22]. В то же время, несмотря на полное отсутствие молодых осадочных пород в разрезе южного сегмента Чилийских Анд, лавы расположенных там вулканов содержат ^{10}Be в количестве до $2,9 \cdot 10^6$ ат/г. Таким образом, «ассимиляционная» группа гипотез, по-видимому, не выдерживает критики.

На основе концентраций ^{10}Be и Be в породах современных вулканических дуг можно подойти и к вопросу источников островодужных магм. На диаграмме $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ - Be (рис. 5) в логарифмическом масштабе приведены данные по Центральной Америке, Новой Британии, Японии, Южному Чили, Алеутам — Аляске и Курилам — Камчатке. Алеутские лавы характеризуются очень незначительной вариативностью отношения $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ при, напротив, большом разбросе концентраций Be , связанном скорее всего с явлением фракционирования расплава. Для всех остальных лав выявляется широкий отрицательный корреляционный тренд. Более отчетливо он заметен на диаграмме рис. 6, где фигуративные точки, отвечающие составам отдельных образцов, заменены линиями регрессии с коэффициентом корреляции $>0,9$. Можно видеть, что каждая дуга образует свой собственный отрицательный тренд в пределах общего широкого отрицательного пояса корреляции.

Направленность трендов, фиксируемая на рис. 5 и 6, чрезвычайно интересна по нескольким причинам. Во-первых, все линии смещения между мантией и осадками, а также флюидами или выплавками из осадков представляют собой изогнутые направо гиперболические кривые с практически вертикальной нижней частью. Во-вторых, смещение магм, содержащих Be на уровне MORB, с осадками дает менее изогнутые по форме, но тем не менее тоже отчетливо положительные гиперболические кривые (рис. 7). К сожалению, надо признать, что достоверная информация о величинах отношений $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ и концентраций Be по всему разрезу осадочного чехла вблизи глубоководных желобов в настоящее время отсутствует, поскольку всего в нескольких скважинах толща осадков пробурена и опробована на всю их глубину. Имеющиеся ограниченные данные свидетельствуют, что количество ^{10}Be в осадочной колонне может отличаться в 20—30 раз от теоретически рассчитанного на основе предпосылки о его глобально-равномерном распределении и очень сильно зависит от скорости осадконакопления [29]. Кроме того, чрезвычайно трудно установить, какая часть осадочной колонны непосредственно субдуцируется, участвуя затем в процессе выплавления островодужных магм и соответственно чрезвычайно сложно оценить возраст этих осадков, а значит и величину отношения $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ в них. Отметим, что подобные затруднения существуют и при анализе других изотопных систем, поскольку, например, содержания Sr и Nd в осадках сильно зависят от соотношения карбонатных, глинистых и вулканомиктовых составляющих той части седиментационной колонны, которая вовлекается в процессе магмообразования. Для того чтобы ввести количественные ограничения, на рис. 5—7 показаны линии смещения с поверхностными осадками ($\sim 5000 \cdot 10^6$ ат/г ^{10}Be) и осадками с некоторой глубины ($600 \cdot 10^6$ ат/г ^{10}Be). В обоих случаях в отношении $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ внесена поправка на распад ^{10}Be за время субдукции. Величина отношения $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ в «глубинных» пелагических осадках, как например, в осадках внешнего склона Центральноамериканского желоба, отвечает таковому в осадках с возрастом 4,5—5 млн. лет и располагающихся на глубине 50—100 м от поверхности осадочной колонны. В физическом смысле участие «глубинных» или «древних» пелагических осадков означает, что вслед за поверхностными «молодыми» осадками в процесс магмообразования включаются и последующие 50—100 м седиментационной колонны. Отношение $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ в «глубинных» пелагических осадках можно оценить и по-другому, представив его как среднее для всей

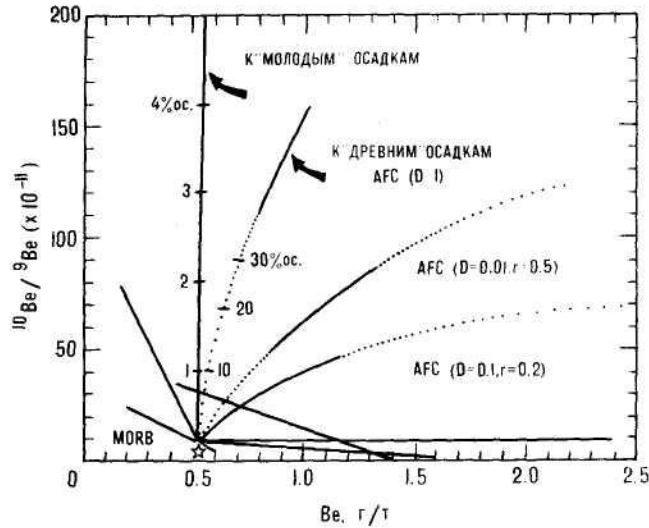


Рис. 7. Линии смешения «MORB — осадки» на диаграмме $^{10}\text{Be}/\text{Be}-\text{Be}$ и AFC тренды [22] для случаев ассимиляции расплавом близповерхностных осадков с отношением $^{10}\text{Be}/\text{Be}$, равным 200

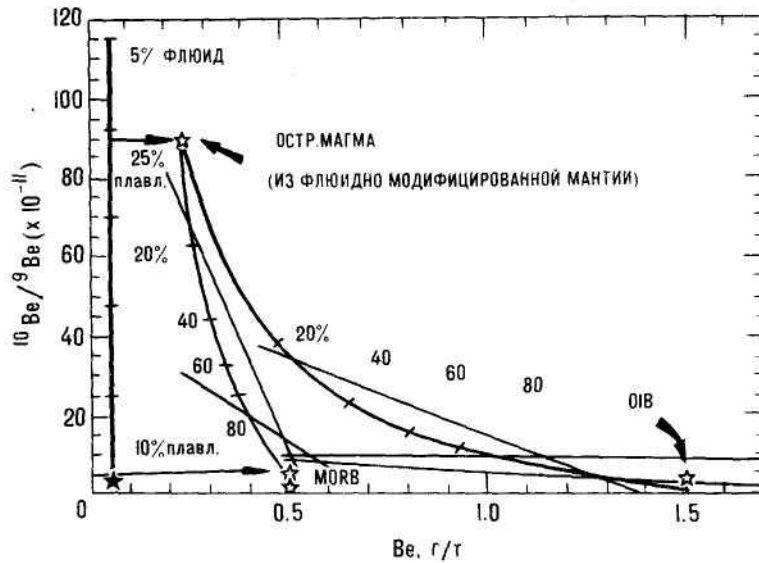


Рис. 8. Положение линий смешения между островодужной магмой, полученной на основе флюидно измененной мантии и MORB или OIB на диаграмме $^{10}\text{Be}/\text{Be}-\text{Be}$ [22]. Цифры справа от кривых — процент участия вещества MORB или OIB в островодужных выплавках

осадочной колонны, в которой самые древние осадки имеют возраст 40—50 млн. лет (Алеуты, Центральная Америка).

Таким образом, суммируя данные, приводимые на рис. 5—7, можно констатировать, что ни одна из моделей простого смешения мантийного вещества с осадками не в состоянии объяснить наблюдаемую в островодужных лавах картину распределения ^{10}Be и Be. Так, при любых параметрах такого процесса линии трендов всегда положительны, тогда как эмпирически полученные линии трендов — всегда отрицательны. Эти различия в направленности трендов выдер-

живаются и для ассимиляционно-кристаллизационных моделей (например, [14]); серия кривых, показанных на рис. 7 для разных значений D_{Be} и отношения r (ассимиляция/ кристаллизация), во всех случаях положительна.

Попытаемся найти возможное объяснение указанной закономерности. Если исходить из того, что модели, предложенные на рис. 5—7, корректны, то тогда область составов мантии, в различной степени контаминированной осадками, будет располагаться на них примерно вдоль вертикальных участков линией смещения. Очевидно, для образования отрицательных трендов необходим какой-то механизм, постоянно сдвигающий эти вертикальные отрезки вправо. Теоретически можно допустить два варианта. Первый — согласно которому отрицательный тренд есть результат процесса плавления. В этом случае тот участок мантии, который содержит большую долю осадков (или флюидов, или расплавов, полученных из этих осадков), должен был плавиться сильнее и давать расплавы с относительно более высоким содержанием ^{10}Be и низким Be . Согласно подобному «сценарию», выплавки из неконтаминированной осадками мантии обязательно должны быть более низкопроцентными, а соответствующие расплавы — обладать более низкими содержаниями ^{10}Be и более высокими, чем в первом случае, содержаниями Be (рис. 8). Второй вариант предусматривает образование отрицательных трендов в результате процесса смещения. Согласно ему, выплавки из контаминированной осадками мантии впоследствии взаимодействовали с каким-то веществом, обладающим низким содержанием ^{10}Be , и, напротив, высоким — Be . Таким веществом могут быть «древние» или «глубинные» осадки, низкопроцентные выплавки из неконтаминированной осадками мантии, выплавки из островодужной коры или ассимилируемая континентальная кора (рис. 9). Заметим, что итогом такого взаимодействия в двух последних случаях явилось бы скорее не повышение, а понижение содержания ^{10}Be в результирующем продукте. Отметим также, что если бы в район источника островодужных магм поступали «случайно перемешанные» осадки, характеризующиеся сильно варьирующими отношениями $^{10}\text{Be}/\text{Be}$, столь отчетливые линии трендов вряд ли могли бы быть получены. Это наводит на мысль об удивительной гомогенности того осадочного компонента, который субдуцируется в интервале всего вулканического фронта дуги, нередко имеющего весьма большую протяженность (1500—2000 км и более). Такой вывод, как мы увидим далее, подкрепляется и результатами работ по геохимии пары $\text{Be}-\text{B}$ в магматических системах островных дуг.

В общем виде условия возникновения на диаграммах $^{10}\text{Be}-\text{Be}-\text{Be}$ отрицательных корреляционных трендов иллюстрируются (рис. 10) и сводятся скорее всего к следующему: 1) формирование осадочного компонента с примерно постоянным отношением $^{10}\text{Be}/\text{Be}$, т.е. в физическом выражении это означает, что либо в пределах каждой конкретной островной дуги субдуцируется всегда один и тот же стратиграфический горизонт осадочной колонны, либо происходит механическая гомогенизация осадков в ходе процесса их деформации, субдукции, флюидного метасоматоза или плавления; 2) добавление этого осадочного компонента к веществу мантии, в результате чего на графиках возникают вертикальные тренды, если осадочный компонент — флюид и гиперболические — если это твердый осадок или его расплав; 3) частичное плавление модифицированной мантии; если при этом степень плавления остается постоянной, то возникает серия параллельных и близких к вертикальным трендам; 4) возникновение отрицательных трендов за счет: а) смещения с выплавками из «чистой» — неконтаминированной осадками мантии, б) контаминации коровым материалом.

В случае, когда отрицательные тренды обусловлены различными степенями частичного плавления, можно оценить степень контаминации осадками островодужных магм. Расчеты дают цифры 0,—0,3% для смеси между мантией и поверхностными пелагическими осадками и до 0—3% для глубинных осадков. Что касается смеси между расплавами типа MORB и осадками, то мы получаем 0—0,6% для поверхностных и 0—4% для глубинных осадков. Вне зависимости от выбранной

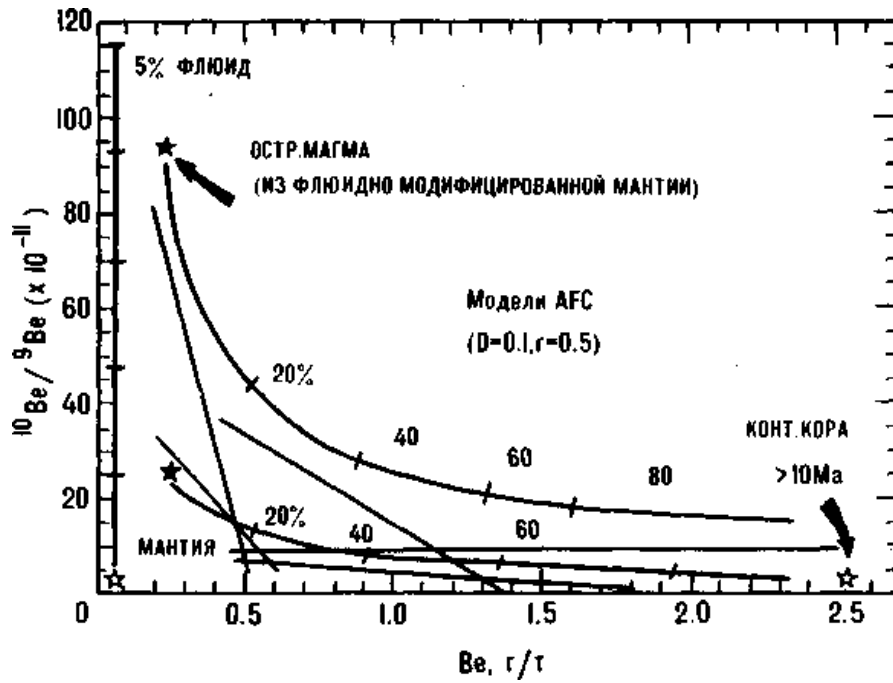


Рис. 9. Линии смешения между островодужной магмой, полученной на основе флюидно измененной мантии и веществом континентальной коры с учетом фракционной кристаллизации [22]
 Цифры справа от кривых — процент континентальной коры, участвующей в выплавке

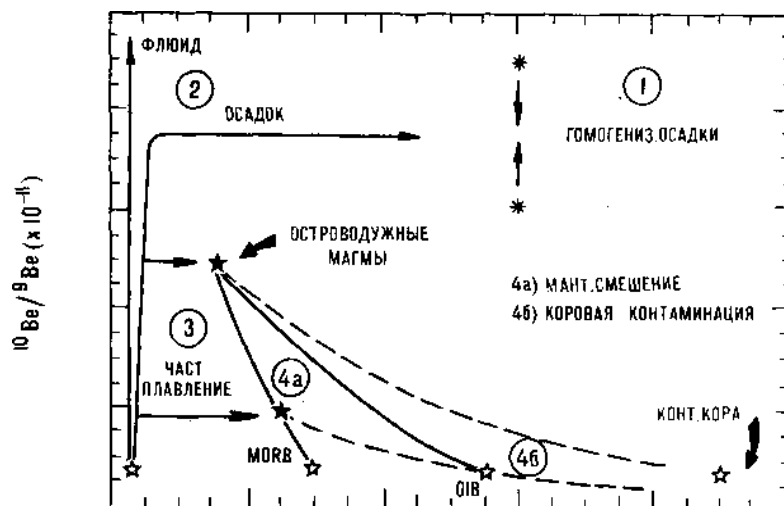


Рис. 10. Обобщенная диаграмма: последовательность петрологических процессов, приводящих к возникновению отрицательных корреляционных трендов на диаграмме $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -Be [22]
 Цифры в кружках: 1 — гомогенизация осадочного компонента, 2 — «добавление» осадочного компонента к островодужному источнику в виде низко-Be флюида или высоко-Be выплавки, 3 — частичное плавление источника с получением высоко-Be и низко-Be лав, 4 — а) — смешение полученных выплавов с веществом неизменной мантии или выплавов из нее; б) — смешение с веществом континентальной коры

модели островодужные лавы, как уже отмечалось на примере Курильского сегмента Курило-Камчатской островодужной системы, всегда содержат <4% осадочного материала.

К вопросу о рециклировании осадков в мантии

Для лучшего понимания процессов, протекающих в системе «островодужная кора-мантия», большое значение имеет моделирование явлений субдукции и рециклирования осадков, а также механизма их затягивания ниже областей магмогенерации на основе масс-балансовых расчетов. Несмотря на очевидные трудности и ограничения, такие оценки представляют тем не менее значительный интерес.

Количество осадков, поступающих в желоб, установить довольно легко по описаниям кернов скважин глубоководного бурения. Так, мощность осадков варьирует от ~200 м в желобах Тонга и Перу-Чилийском до ~1000 м в районе Камчатки и Восточной Аляски, причем она не связана напрямую с возрастом субдуцируемой плиты. Наиболее типичная мощность осадков составляет 500 м, как например, в районе Центральной Америки, Курильских, Алеутских и Марианских островов и Японии [5, 6, 22, 23]. Определить количество осадков, которые субдуцируются под аккреционную призму, значительно сложнее. В некоторых районах, как, например, вблизи Малых Антильских островов и о-ва Суматра, мощность аккреционных призм исключительно велика, что, очевидно, указывает на преобладание там аккреционных процессов над субдукционными. Напротив, в Марианской дуге и Гватемальском сегменте Центральной Америки в преддуговой зоне вообще нет осадков, что свидетельствует об их полной субдукции. В некоторых случаях картина более сложная: поверхностные осадки, выполняющие желоб, аккрецируются, а более глубинные — субдуцируются. Вопрос о максимальной глубине субдуцирования осадков также дискуссионен, тем не менее присутствие ^{10}Be в островодужных лавах указывает на то, что какая-то часть верхних 100 м осадочной колонны может попадать вместе с плитой на глубины 80—125 км, а в ряде случаев, например под вулканами Чиринкотан на Курилах, Богослов на Алеутах и Осима-Осима в Японии, даже на глубины свыше 250 км.

Субдукция грабенов, покрывающих поверхность океанской плиты, может способствовать попаданию на большие глубины слаболитифицированных, обогащенных ^{10}Be близповерхностных осадков. Этот механизм предохраняет их от сгущивания в аккреционные призмы как вблизи поверхности, так и на глубине. Известны как молодые, например, с возрастом ~10 млн. лет вблизи Мексики [11], так и древние грабены, например, с возрастом ~135 млн. лет у Марианских островов [16]. Мощность осадков в них варьирует от ~150 м (Мексика) до ~800 м (у островов Тонга), причем эти структуры, по-видимому, покрывают 30—50% дна океана [17]. Природа грабенов, как и горстов на дне океана, связана, как правило, с перегибами океанической плиты в районе глубоководных желобов.

Несмотря на то, что механизм субдукции осадков, скрытых в грабенах, представляет собой в настоящее время всего лишь гипотезу, он, по-видимому, вполне реалистичен, занимая как бы промежуточное положение между двумя крайними случаями — когда не субдуцируется никаких осадков и когда субдуцируется вся осадочная колонна. Если исходить из того, что грабены покрывают 40% дна океана и содержат осадки мощностью до 500 м, как, например, вблизи Курильских, Марианских, Японских, Алеутских островов и побережья Гватемалы, и сопоставляя скорости субдукции осадков со скоростями магмообразования в соответствующих дугах можно видеть, что даже 10% находящихся в грабенах осадков достаточно для того, чтобы компенсировать весь ^{10}Be , присутствующий сейчас в островодужных лавах. Остальная часть осадков, очевидно, может быть включена в аккреционную призму, как это и предполагали Д. Кариг и Р. Кэй [18], или же может модифицировать отдельные участки субостроводужной мантии, в которых не происходит плавление, или «проскакивать» ниже уровней островодужного магмо-

образования. В последних двух случаях осадки, попадая на «субостроводужные» глубины, могут существенно геохимически изменять там вещество мантии, плавление которой впоследствии может приводить к образованию «модифицированных магм»; присутствие ^{10}Be в лавах вулканов, расположенных в 200—250 км над зоной Беньофа, свидетельствует, что осадки могут сохраняться до глубин, превышающих обычные глубины магмогенерации в дугах (80—150 км).

Чтобы оценить значение механизма субдукции осадков в грабенах, полезно также сравнить массы осадков с массами других субдуцируемых компонентов. Известно, что осадки составляют ~3% от общей массы корового вещества, субдуцируемого в областях конвергенции плит, остальное приходится на базальтовую океаническую кору. Если идея о субдукции осадков в грабенах верна, то последние будут попадать в мантию в виде длинных узких полос (50—200X1—2X0,1—0,8 км), располагающихся параллельно границе плит. Отметим, что количество субдуцируемого материала в островных дугах превышает количество магматического материала, поставляемого вулканами островных дуг.

Можно попытаться распространить сделанные выводы в глубь геологической истории. Если предположить, что современные скорости субдукции сохранялись неизменными с конца архея, то масса субдуцированных в грабенах осадков за 2600 млн. лет составит $2 \cdot 10^{21}$ кг, т.е. ~10% от массы современной континентальной коры. Эта величина составляет ~0,1% массы мантии.

Ве-В-систематика островных дуг

Бор, так же, как и бериллий, концентрируется в океанских пелагических осадках (50—150 г/т), что является следствием его повышенных содержаний в морской воде (4,6 г/т). В свежих MORB и OIB он присутствует соответственно в количествах 0,3—1 и 2—5 г/т. Содержание В в островодужных лавах обычно выше, чем в лавах той же кремне кислотности, но изливавшихся в других геодинамических обстановках, и варьирует в довольно широких пределах (2—90 г/т) [19]. В результате низкотемпературных гидротермальных процессов, идущих в океанической коре, В накапливается в измененной ее части, где его содержания варьируют от 10 до 300 г/т и прямо коррелируются со степенью измененности пород. В отличие от Ве концентрации В в гидротермальных струях, известных в системе срединно-океанических хребтов, значительно выше и составляют 5—15 г/т [33], что свидетельствует о большой мобильности В во флюидах. Коэффициенты распределения В и Ве в магматических процессах одинаково низки ($D_B = 0,005—0,007$; $D_{Be} = 0,03—0,06$) [24]. В настоящее время данных о преимущественном вхождении В в водно-силикатные расплавы или флюиды, роль которых в зонах субдукции сейчас общепризнана, крайне мало. В частности, И. Тацуми и Ж. Исояма [30] экспериментально показали, что только 5% Ве, добавленного к серпентину, выходили из капсулы в ходе его дегидратации при $P = 12$ кбар и $T = 850^\circ$. При аналогичных условиях в отличие от Ве такие элементы, как Rb и Cs на 40—60% переходили во флюид. К сожалению, подобные данные для В пока отсутствуют. Тем не менее результаты работ А. Спивака и В. Сейфрида по изучению подвижности В в океанских гидротермальных системах позволяют утверждать, что при температурах до 350° в присутствии водного флюида этот элемент очень мобилен.

Значительная вариативность содержаний Ве и В в океанических базальтах (измененных и свежих) и поверхностном слое океанских пелагических осадков резко контрастирует со стабильностью концентраций в них Ве. В силикатных системах Ве ведет себя как типичный некогерентный элемент и по своим геохимическим особенностям близок к Nd [24]. Содержание Ве во всех указанных породах очень низко (0,2—1 г/т в MORB и островодужных базальтах и 1,5 г/т в OIB). В морских осадках Ве присутствует в количестве 0,2—3 г/т, обратно пропорциональном количеству их карбонатной составляющей. Морская вода и океанические гидротермы содержат ничтожные количества Ве (соответственно $\sim 10^{-12}$ и $\sim 10^{-9}$ моль Ве/кг), что в сочетании с экспериментальными данными И. Тацуми

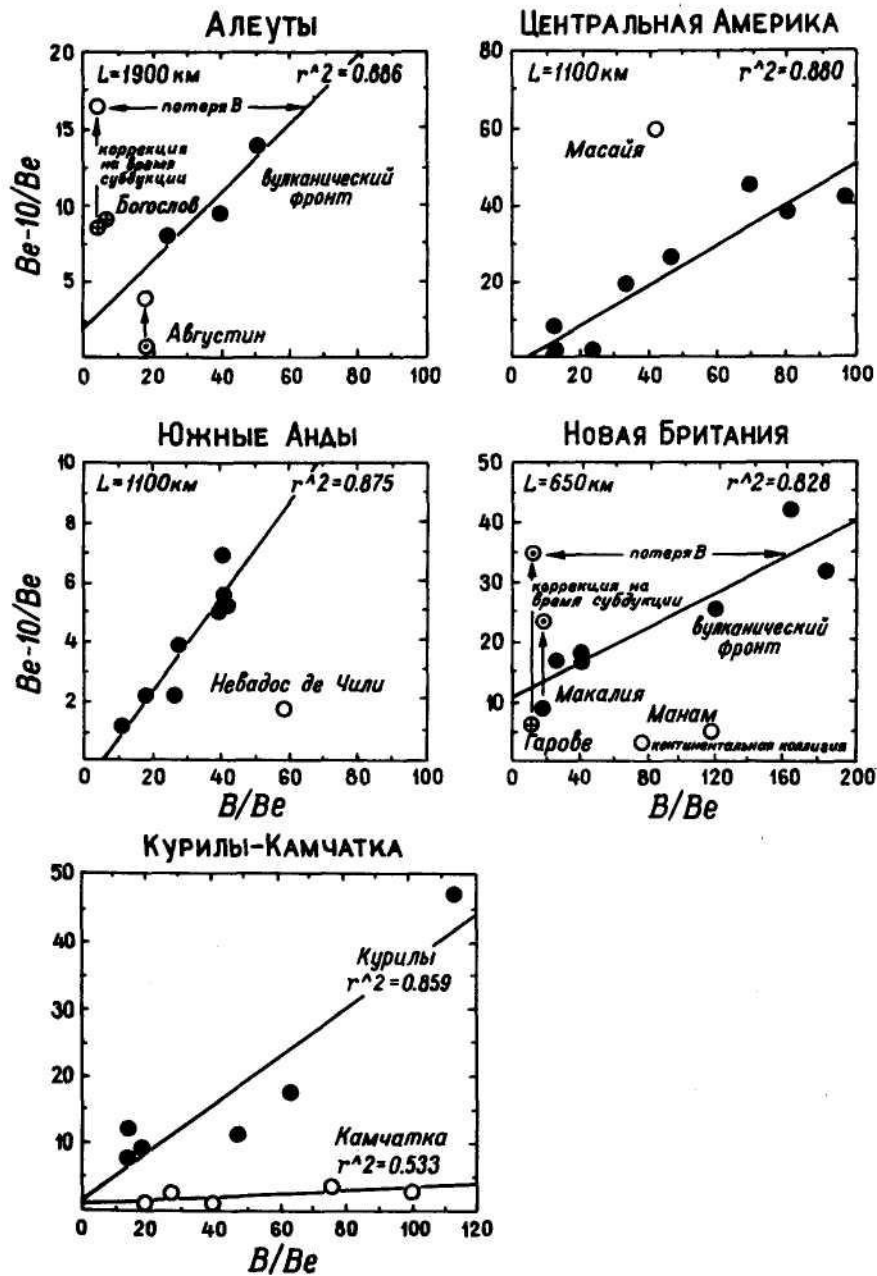


Рис. 11. Положение составов островодужных лав на диаграммах $^{10}\text{Be}/\text{Be}-\text{V}/\text{Be}$ [23]
 L — длина опробованного сегмента, r^2 — коэффициент линейной корреляции. Время субдукции рассчитывалось на основе опубликованных литературных данных

и Х. Исояма [30] свидетельствует о высокой стабильности Be в ходе процессов гидротермального изменения и метасоматоза. Поскольку источником стабильного Be в островодужных магмах является мантия, а его содержание в лавах обусловлено равновесием в системе кристалл—расплав, отношения типа $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ и V/Be являются очень чувствительными индикаторами участия осадочной компоненты, вещества измененной океанической коры или флюида в островодужном магмогенезе. Эти

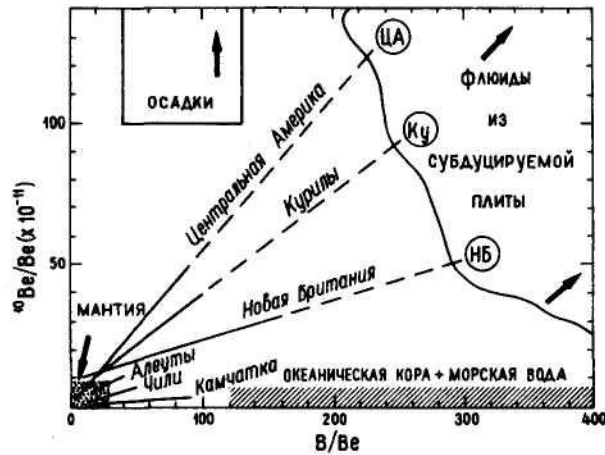


Рис. 12. Обобщенная диаграмма $^{10}\text{Be}/\text{Be}-\text{V}/\text{Be}$, суммирующая данные о содержании Be и V в островодужных породах [23]
 Ку — Курилы, НБ — Новая Британия, ЦА — Центральная Америка

соображения лежат в основе Be-V-систематики островных дуг. Суть ее иллюстрируется рис. 11 и в обобщенном виде, рис. 12.

Так, на диаграммах $^{10}\text{Be}/\text{Be}-\text{V}/\text{Be}$, построенных для Алеутской, Центрально-и Южно-Американской, Ново-Британской и Курило-Камчатской океанических и континентальных дуг, и позволяющих, как и в случае с диаграммами $^{10}\text{Be}/\text{Be}-\text{Be}$, избежать эффектов, связанных с явлениями частичного плавления и кристаллизационной дифференциации, отчетливо виден линейный характер корреляционной связи этих параметров ($r^2 = 0,828—0,886$). Для лав тыловых зон (вулканы Богослов, Масайя, Гарове) вертикальными стрелками показаны рассчитанные значения отношения $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ с учетом поправки на распад ^{10}Be в ходе более длительной транспортировки осадка от желоба до области магмогенерации. Эти рассчитанные составы значительно удалены от линий главной корреляции, возможно, вследствие уменьшения содержаний V в субдуцируемой плите по мере ее заглубления в зоне Беньофа. Вулкан Августин в Алеутской дуге, напротив, лежит на линии вулканического фронта в той ее части, где расстояние между дугой и желобом относительно велико и время субдукции в силу этого значительно увеличено: тем не менее соответствующая точка на диаграмме попадает практически на линию тренда, что свидетельствует об отсутствии потери V сравнительно с другими лавами вулканического фронта, даже несмотря на то, что субдуцируемая океаническая плита под вулканом Августин более длительное время находилась в условиях повышенных температур. Лавы вулкана Манам из района континентальной коллизии на западе Ново-Британской дуги также проектируются на диаграмме достаточно далеко от линии тренда для вулканов зоны активной субдукции. Причина этого — возможное разубоживание поддвигаемых под дугу осадков терригенным материалом с низким содержанием ^{10}Be . Составы лав вулканов Масайя в Центральной Америке и Невадос де Чили в Андах также располагаются вне корреляционных линий. В первом случае это связано скорее всего с потерей V в ходе дегазации магматического расплава из близповерхностной вулканической камеры, а во втором, напротив, с его накоплением. Большой интерес представляет получение подобных корреляционных зависимостей для Марианской и Зондской островных дуг, лавы которых не содержат ^{10}Be . Вполне вероятно, что они будут характеризоваться горизонтальными линиями трендов.

Обобщая полученные данные (см. рис. 12), можно видеть, что каждая островная дуга характеризуется своим индивидуальным наклоном тренда, представляющего

собой линию смещения. Один из членов – мантия – является общим для всех дуг. Расходящиеся концы трендов характеризуются высокими значениями V/Be и $^{10}Be/V$, что подразумевает участие в процессе смешения материала субдуцируемой плиты. Этот «субдукционный» конечный член располагается в правом верхнем углу диаграммы и несколько различается для изучавшихся островных дуг. Интересно отметить, что он обладает более высокими отношениями V/Be , чем океанические осадки. Этот момент весьма важен, ибо свидетельствует, что простое добавление осадков к мантии не может объяснить наблюдающиеся геохимические закономерности. Возможно, что перенос V и Be из океанической плиты, где оба они находятся в повышенных количествах, в мантийный клин происходит раздельно. Это разделение не может произойти при плавлении осадков. Если исходить из того, что осадки не плавятся, то температуру субдуцируемой плиты на глубинах 100 км можно оценить как не превышающую 750° . При такой относительно низкой температуре субдуцируемой материал не будет изменять своего физического состояния при прохождении участка сейсмофокальной зоны непосредственно под вулканом. Имеются данные [27], что субдуцируемая плита часто проникает в мантию до глубин 650 км, привнося в нее многие несвойственные ей химические элементы и способствуя возникновению явлений мантийной конвекции.

Можно высказать предположение, что вторым наиболее вероятным конечным членом на диаграмме рис.12 является не расплав или твердая фаза, а флюид, имеющий характер рассола и селективно обогащенный отдельными химическими элементами, в частности бором. Те элементы, которые не переходят во флюид и не уходят вверх, увлекаются на большие глубины и модифицируют мантию. Без преувеличения сейчас, по-видимому, можно утверждать, что проблема воды, ее переноса из субдуцируемой плиты в мантийный клин является ключевым звеном всей проблемы островодужного магматизма. Известно, что именно островодужные магмы в отличие от магм всех прочих геодинамических обстановок обогащены водой. Это, в частности, хорошо объясняет столь характерный для островных дуг эксплозивный характер вулканизма. Более того, «рассолоподобные» флюиды, идущие из области зоны Беньюфа, могут быть эффективными переносчиками таких элементов, как Ag , Ai , Si с образованием в ходе их концентрирования промышленных рудных месторождений. Пожалуй, все же наиболее важным здесь является то обстоятельство, что вода, выделяющаяся из океанической плиты, вызывает плавление мантийного клина. В областях конвергенции, где субдукция холодной литосферы ведет к охлаждению мантии, процесс плавления без привноса воды скорее всего вообще был бы невозможен.

В последнее время большой интерес вызывают результаты исследований явления затухания сейсмических волн в теле островных дуг. Сопоставление данных, полученных в лаборатории, с данными по природным объектам (С. Сакс, устное сообщение) свидетельствуют, что температуры в мантийном клине обычно ниже тех, которые необходимы для инициирования процесса плавления в отсутствие воды. В то же время эти температуры уже достаточно высоки, чтобы такой процесс мог начаться в ее присутствии. Полученные геофизиками факты свидетельствуют также, что в субостроводужной мантии отсутствуют большие объемы расплавленного вещества. Все это позволяет предполагать, что поступление воды снизу из плиты вызывает лишь локальное плавление сравнительно небольших участков мантии, после чего образовавшиеся расплавы очень быстро уходят из области магмогенерации. Эти выводы согласуются с оценками, полученными Дж. Гиллом [15] по геохимии относительно короткоживущих изотопов в системе $Th-U-Ra$. Этим исследователем было показано, что перенос флюида из океанической коры в мантийный клин, его плавление и подъем расплава к дневной поверхности часто занимает менее 200—300 тыс. лет, т.е. превосходит за очень короткие в геологическом понимании промежутки времени. Ключевая роль воды в островодужном

магматическом процессе дает основание связывать рост континентов с поступлением воды из глубины Земли по зонам субдукции.

Еще одним поразительным фактом является прямолинейный характер трендов с высоким коэффициентом корреляции, отчетливо фиксируемый на рис. 11—12. Такая картина применительно к островным дугам кажется достаточно необычной, так как последние всегда считались сложными петрологическими системами, магматический источник которых образован несколькими компонентами (плита, осадки, различные типы мантии и т.п.). Указанный характер трендов позволяет идентифицировать относительный геохимический вклад субдуцируемых компонентов в общий баланс островодужных магм, отделив его от вклада всех остальных компонентов, и сделать ряд интересных выводов. Одним из них является вывод, что для каждой дуги состав выделяющегося флюида, по-видимому, практически идентичен. Это по меньшей мере удивительно, так как известно, что как осадки, так и сама океаническая кора в геохимическом плане могут значительно варьировать, особенно сильно в смысле содержания в них ^{10}Be . Объяснений этому может быть несколько. Весьма возможно, что осадки в ходе субдукции механически перемешиваются, в результате чего происходит их изотопно-геохимическое «усреднение» и «минимизация» геохимических отличий. Согласно другой идее, при переходе элементов во флюид как сами они, так и их изотопы могут смешиваться с образованием сравнительно постоянных составов. Независимо от того, какова истинная природа указанной закономерности, вполне возможно, что геохимическая сложность островодужных магм на самом деле не есть следствие многокомпонентности их источника. По-видимому, основной объем усилий следует направить сейчас на выявление химических различий в самой субостроводужной мантии и специфики взаимодействия расплавов с островодужной корой при их отстаивании в коровых резервуарах.

Выводы

1. Соотношение ^{10}Be и Be в мономинеральных фракциях и молодых лавах современных островных дуг и активных континентальных окраин Мирового океана позволяет отрицать поверхностную контаминацию как ведущий процесс — ответственный за обогащение островодужных магм ^{10}Be . Имеющиеся данные свидетельствуют, что последние приобретают ^{10}Be на уровне магматического источника.

2. Точки составов лав семи вулканических дуг на диаграмме $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ - Be образуют широкий пояс отрицательной корреляции. Известно, что в соответствии с моделями смешения «мантия—осадок» или «MORB-осадок», включая модели, учитывающие процессы ассимиляции и фракционной кристаллизации, линии трендов всегда положительны. Наличие отрицательных трендов, особенно если их правомерность подкрепится впоследствии большим количеством эмпирических данных, включая отношения Be/B и Be/Nd , позволяющие оценивать роль процесса кристаллизационной дифференциации, по-видимому, будет свидетельствовать, что островодужные породы закономерно связаны между собой процессами плавления/смешения. Она будет свидетельствовать также, что в каждой конкретной дуге состав субдуцируемых осадков относительно гомогенен.

3. Согласно модели плавления, ее степень должна возрастать по мере увеличения гибридизации мантийного источника осадками и в этом случае признаки участия осадочной компоненты (высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, Ba/La , низкие — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, K/Rb) будут наиболее отчетливыми в лавах с низкими содержаниями некогерентных элементов. По этой модели отношение $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ в лавах отражает степень контаминации осадками областей источника. Детали процесса зависят от выбранной конкретной ситуации, однако смешение происходит скорее всего между мантией и 0,1—3% осадка. Прделанные расчеты основаны на предположении о взаимодействии с «валовым» осадком; при наличии частичных расплавов и флюидов (из осадков) с высоким содержанием Be , коли-

чество участвующих осадков должно быть меньшим. Альтернативным объяснением может быть предположение, что отрицательный тренд отражает смешение между расплавами, происходящими из контаминированных осадками мантии и каким-то материалом с низким содержанием ^{10}Be и высоким Be , например, веществом фундамента дуги или расплавами, близкими к базальтам океанских островов. Согласно этой модели, количество осадочного компонента в магматическом источнике определяется пересечением линии тренда с соответствующей кривой эволюции расплава. В этой группе моделей степень контаминации осадками расплавов, берущих начало из мантии, оценивается менее чем в 3%.

4. Вне зависимости от выбранной модели результаты исследований свидетельствуют, что степень участия осадков в генерации островодужных магм не превышает 4%. Эти цифры совпадают с ранее полученными данными по изотопии Pb , Sr и Nd . Исходя из того, что лавы контаминированы осадками на 4% и скорости магмогенерации в $9\text{-}10^5 \text{ км}^3/\text{млн. лет}$, можно сравнить количество рециркулируемого в островных дугах осадочного материала с объемом осадков, поступающих в зоны субдукции. Считая, что осадки располагаются в грабенах на поверхности океанической плиты (—40% от общей площади осадочного покрова), проделанные расчеты свидетельствуют, что ~10% массы субдуцируемых осадков рециклируются посредством вулканизма островных дуг. Остальная их часть, по-видимому, модифицирует субостроводужную мантию и еще более глубокие горизонты мантии. Предполагая, что такие процессы шли с конца архея, можно считать, что было рециклировано ~10% массы современной континентальной коры.

5. Главным результатом исследований в системе Be - V является вывод о большей, чем считалось ранее, стабильности процессов, протекающих в зонах субдукции, в связи с чем есть надежда на возможность их адекватного отображения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волюнец О.Н. и др.* Вариации вещественного состава и изотопных отношений стронция и неодима в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение // Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1987. 270 с.
2. *Богатиков О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 312 с.
3. *Волюнец О.Н., Авдейко Г.П., Виноградов В.И., Григорьев В.С.* Стронциевая изотопная зональность в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 1988. N 1. С. 19—27.
4. *Волюнец О.Н., Пономарева В.В., Цурюпа А.А.* Петрологические и тефрохронологические исследования вулкана Крашенинникова на Камчатке. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. N 7. С. 15—31.
5. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
6. Тихий океан. Осадкообразование в Тихом Океане. Кн. 1, 2. М.: Наука, 1986. 270 с.
7. *Федотов С.А.* Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил вызывающих подъем магм к вулканам. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. N 4. С. 5—16.
8. *Федотов С.А., Фарберов А.И.* Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов // Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966. С. 43—48.
9. *Цветков А.А.* Магматизм Алеутской островной дуги и проблема островодужных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. N 4. С. 3—19.
10. *Цветков А.А., Гладков Н.Г., Волюнец О.Н.* Проблема субдукции осадков и изотоп ^{10}Be в лавах Курильских островов и Камчатки // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. N 5. С. 1220—1225.
11. *Auboin J., Bourgois J., Azema J.* A new type of active margin: the convergent-extensional margin as exemplified by the Middle America Trench off Guatemala // Earth. Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. N 1. P. 211—218.
12. *Baker D.R.* Depths and water content of magma chambers in the Aleutian and Mariana Island arcs // Geology. 1987. V. 15. N 1. P. 496—499.
13. *Coats R.R.* Magma type and crustal structure in the Aleutian arc // The crust of the Pacific Basin / Eds G. A. Macdonald and H. Kuno. AGU. Washington D.C., 1962. P. 92—109.
14. *DePaolo D.J.* Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization // Earth. Planet. Sci. Lett. 1981. V. 53. N 2. P. 189—202.
15. *Gill J.B., Williams R. W.* The isotope and U-series studies II: subduction-related volcanic rocks // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. N 3. P. 1427—1442.
16. *Hilde T. W.C.* Sediment subduction versus accretion around the Pacific // Tectonophysics. 1983. V. 99. N 2. P. 381—397.

17. Homa E. Pre-site survey of the Japan Trench, Deep Sea Drilling Project // *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, Washington D.C.: US Government Printing Office, 1980. Pt. 1. P. 56—57.*
18. Karig D., Kay R. W. Fate of sediments on the descending plate of convergent margins // *Phylos. Trans. Roy. Soc. L., 1981. V. A.-301. N 3. P. 233—251.*
19. Leeman W.P. Boron geochemistry of oceanic arc magmas: evidence for recycling of subducted oceanic lithosphere. (Abstr.). *EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 1987. V. 68. N 4. P. 462.*
20. Monaghan M.C., Turekian K.K. ^{10}Be global-average production rate and delivery pattern — the final word? (Abstr.). *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union. 1985. V. 66. P. 239.*
21. Monaghan M.C., Klein J., Measures C.I. The origin of ^{10}Be in island arc volcanic rocks // *Earth. Planet. Sci. Lett. 1988. V. 89. N 2. P. 288—298.*
22. Morris J.D., Tera F. ^{10}Be and ^7Be in mineral separates and whole rocks from volcanic arcs: implications for sediment subduction *Geochim. et Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. N 4. P. 3197—3206.*
23. Morris J.D., Leeman W.P., Tera F. The subducted component in island arc lavas: constraints from Be isotopes and B-Be systematics // *Nature. 1990. V. 344. N 6261. P. 31—36.*
24. Ryan J.G., Langmuir C.H. Berillium systematics in young volcanic rocks: implications for ^{10}Be // *Geochim. et Cosmochim. Acta. 1988. V. 62. N 3. P. 237—244.*
25. Sato H., Sacks I.S., Murase T. The use of laboratory velocity data for estimating temperature and partial melt fraction in the low-velocity zone: comparison with heat flow and electrical conductivity studies // *J. Geophys. Res. 1989. V. 94. N 3. P. 5689—5704.*
26. Savoslin L.A., Zonenshain L.P., Baranov B. V. Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk // *Geodynamics of the Western Pacific — Indonesian Region // Geodynam. Ser. V. 11. Amer. Geophys. Union, Washington D.C., Geol. Soc. America, Boulder, Colorado, 1983. P. 189—221.*
27. Silver E. Physical and chemical properties of the mantle in the subduction zones // *J. Geophys. Res. 1989. V. 94. N 4. P. 2610—2632.*
28. Stensland G.J., Brown L., Klein J., Middleton R. Berillium-10 in rain (Abstr.) // *EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 1985. V. 66. P. 239.*
29. Tanaka S., Inoue G., Huang Y.-Z. ^{10}Be and $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ in near Antarctica sediment cores // *Geochem. J. 1982. V. 16. N 1. P. 321—325.*
30. Tatsumi Y., Ioyama H. Transportation of berillium with H_2O at high pressures and implications for magma genesis in subduction zones // *Geochemical J. 1989. Geophysical Research Lett., V. 15, N 2, p. 180—183.*
31. Tatsumi Y. Migration of fluid phases and genesis of magmas in subduction zones // *J. Geophys. Res. 1989. V. 94. N 4. P. 4697—4707.*
32. Tera F., Brown L., Morris J., Sacks I.S., Klein J., Middleton R. Sediment incorporation in island arc magmas: inferences from ^{10}Be // *Geochim. et Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. N 2. P. 535—550.*
33. Von Damm K.L., Edmond J.M., Grant B., Measures C.I., Walden G., Weiss R.F. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21°N East Pacific Rise. // *Geochim. et Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. N 2. P. 2197—2220.*
34. Zhuravlev D.Z., Tsvetkov A.A., Zhuravlev A.Z., Gladkov N.G., Chernyshev I.V. Nd and Sr isotope ratios in recent magmatic rocks of the Kurile Island Arc. // *Chem. Geol. 1987. V. 66. N 1. P. 227—243.*

ИГЕМ АН СССР, Москва,

Ин-т вулканической геологии и геохимии ДВО АН СССР,
Петропавловск-Камчатский,

Ин-т Карнеги, Вашингтон, США

Поступила в редакцию

21.12.89