

УДК 552.3:551.71

АДАКИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ – СОСТАВ, ПЕТРОГЕНЕЗИС, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И АСПЕКТ ПРИМЕНЕНИЯ ТЕРМИНА “АДАКИТ”

© 2022 г. М. В. Лучицкая*

Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

*e-mail: luchitskaya@ginras.ru

Поступила в редакцию 19.08.2021 г.

После доработки 19.05.2022 г.

Принята к публикации 07.07.2022 г.

В статье автором проанализированы и обобщены данные об особенностях состава, петрогенезисе, источниках магм и геодинамических обстановках формирования адакитового магматизма и оценке его вклада в формирование континентальной коры Земли и взаимосвязи с началом действия плейт-тектонических процессов. За 30-летний период от введения термина адакит в 1990 г. и до наших дней был накоплен огромный объем фактического материала, выявляющий наличие адакитов как в многочисленных объектах кайнозойского магматизма на конвергентных окраинах Тихого океана, так и среди мезозойских, палеозойских магматических комплексов, формирование которых было связано с различными геодинамическими обстановками. Проведено разделение адакитов на различные подтипы, установлена их пространственная и временная ассоциация со специфическими базальтами, обогащенными ниобием, и Cu–Au минерализацией. Адакиты сопоставлены с тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми сериями докембрийских областей и выявлены черты их сходства и различия. Дан обзор различных петрогенетических моделей адакитового магматизма и разнообразных геодинамических обстановок, в которых они могут быть реализованы. Рассмотренный в статье материал показывает, что адакиты встречаются в очень широком диапазоне геодинамических обстановок и само обнаружение таких пород среди магматических серий еще не свидетельствует об их возникновении за счет плавления базальтов молодой субдуцирующей плиты.

Ключевые слова: адакиты, слэб, субдукция, молодая океаническая кора, частичное плавление, геодинамическая обстановка, петрогенезис, ТТГ, магматизм

DOI: 10.31857/S0016853X22040051

ВВЕДЕНИЕ

Адакитовый магматизм связан с конвергентными границами плит и частичным плавлением субдуцирующей океанической коры в отличие от плавления мантийного клина, продуцирующего известково-щелочную базальт-андезит-дацит-риолитовую серию островных дуг и континентальных окраин. Термин “адакит” был введен Defant, Drummond [36], которые показали, что в некоторых современных островных дугах, где погружается относительно молодая (<25 млн лет) и горячая океаническая литосфера, присутствуют породы с геохимическими характеристиками расплавов, полученных при частичном плавлении океанической коры. Эти породы, представленные андезитами, дацитами и плагиориолитами или их интрузивными эквивалентами (тоналитами и трондьемитами), были названы адакитами. Начиная с 1990 года термин “адакит” стал широко использоваться в геологической литературе [1, 4–7,

13, 16, 18, 23, 24, 29, 31–33, 37, 51, 53, 63, 75, 79, 80, 96, 104, 105, 111, 126, 136, 137, 141].

Defant, Drummond [36] отмечают, что впервые такие породы были выявлены на о-ве Адак Алеутской дуги и рассмотрены в работе Кау [64]. Однако Кау описывал породы как высокомагнезиальные андезиты и термин “адакит” в работе отсутствует. Defant, Drummond [36] использовали географическое название адакит как производное от названия острова Адак, придав ему генетический смысл, т.к. в работе Кау [64] было показано, что в формировании высокомагнезиальной андезитовой магмы участвуют водные расплавы, образующиеся при плавлении субдуцирующей океанической коры, которые, поступая в вышележащий мантийный клин, вступают в реакцию с перидотитом. Затем в 1990 году в следующей публикации Drummond, Defant [42] дается подробная характеристика высокоглиноземистых типов тоналитов, трондьемитов, дацитов (ТТД) широкого возрастного диапазона от архея до кайнозоя

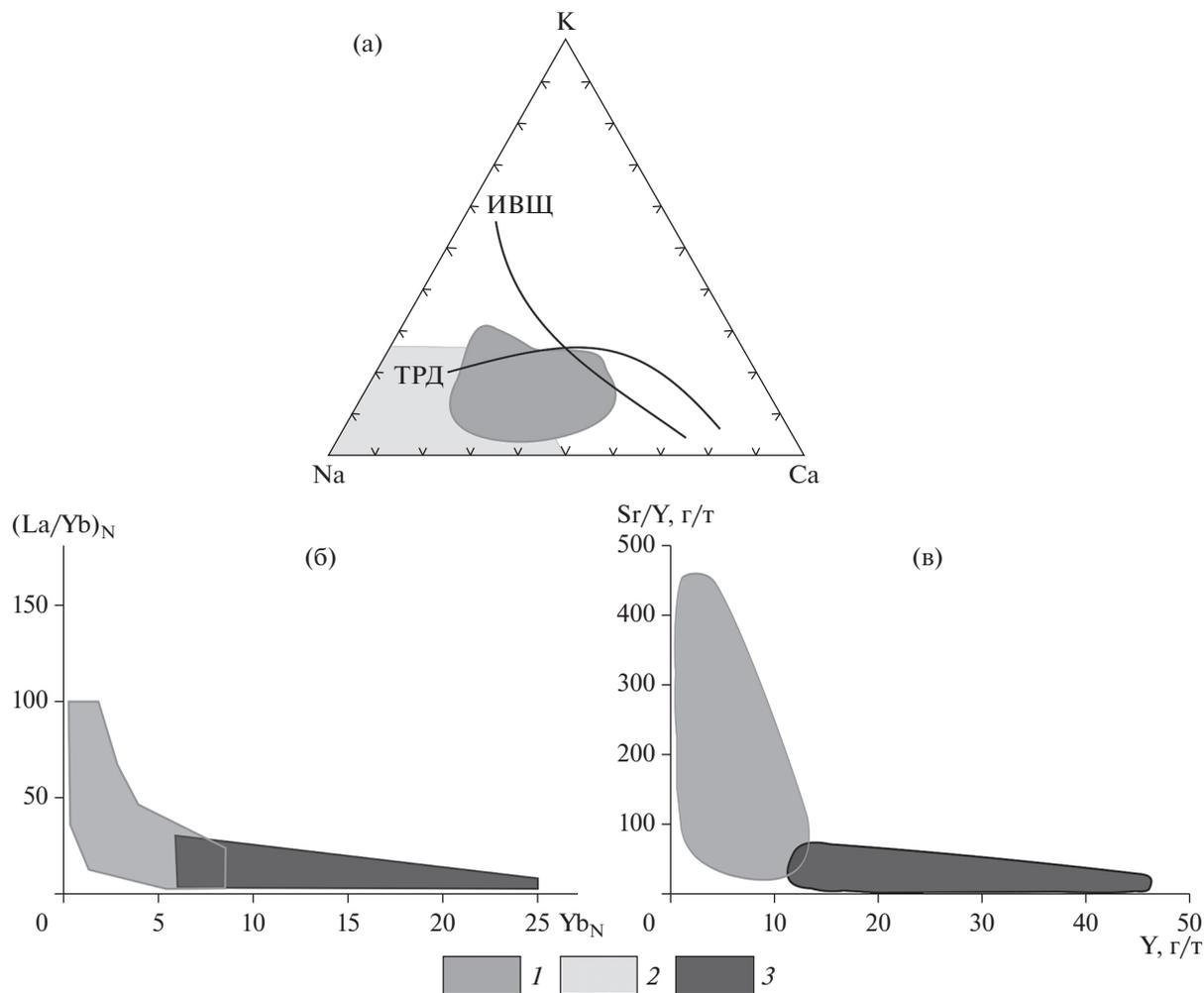


Рис. 1. Диаграммы Na–K–Ca (а), $(La/Yb)_N$ – Yb_N (б) и Sr/Y – Y (в), разделяющие адакиты и известково-щелочные магматиты.

1 – адакиты; 2 – известково-щелочные магматиты; 3 – поле тронджемитов

и предлагается ранее опубликованная [36] модель частичного плавления базальтового материала молодой и горячей океанической коры для происхождения такого типа пород.

Целью настоящей статьи является анализ и обобщение данных об особенностях состава, петрогенезисе, источниках магм и геодинамических обстановках формирования адакитового магматизма. Важным является выявление черт сходства и различия с тоналит-тронджемит-гранодитритовыми сериями докембрийских областей с точки зрения роли адакитового магматизма в процессе формирования континентальной коры Земли.

Особенности состава пород

В работах Defant, Drummond [36], Кержинских с соавт. [67] и Martin [79] приведены следующие данные, характеризующие особенности состава адакитов. Адакиты – это андезиты, даци-

ты и плагиориолиты (дациты преобладают) или их интрузивные аналоги (тоналиты и тронджемиты) с содержанием $SiO_2 \geq 56\%$, $Al_2O_3 > 15\%$, $3.5\% \leq Na_2O \leq 7.5\%$. Они имеют низкие отношения K_2O/Na_2O (~ 0.42), обычно $MgO < 3\%$ (редко $> 6\%$), низкие содержания Y и Yb (≤ 18 и 1.9 г/т соответственно), высокие содержания Sr (редко < 400 г/т до 2000 г/т) и следуют тронджемитовому тренду на диаграмме Na–K–Ca (рис. 1, а). Для минерального состава адакитов характерно сочетание плагиоклаза с магнезиальным амфиболом, клино- и ортопироксен, биотит и рудный минерал также могут присутствовать [36]. Акцессорные минералы включают апатит, магнетит и циркон. Наиболее яркими геохимическими чертами адакитов является сочетание высоких отношений Sr/Y (> 50) и La/Yb (> 10). Это позволило авторам [36, 78] предложить дискриминантные диаграммы $(La/Yb)_N$ – Yb_N и Sr/Y – Y , позволяющие разграничивать адакитовые породы и породы типич-

ной островодужной серии базальт-андезит-дацит-риолит (см. рис. 1, б, в). Отмечено, что высокое значение $Mg\#$ (≈ 0.51) и содержания Ni (24 г/т), Cr (36 г/т) в адакитах превышают эти величины в типичных известково-щелочных магматитах (8 и 5 г/т соответственно), однако адакиты имеют такие же отрицательные аномалии Na, Nb, Ti на мультиэлементных диаграммах [36, 79, 105].

Изотопные характеристики адакитов часто близки к таковым базальтов N-MORB и составляют: $^{87}Sr/^{86}Sr < 0.704-0.705$, $^{144}Nd/^{143}Nd > 0.5129$, что свидетельствует о связи источника адакитов с базальтовым материалом океанической коры, даже если возникает небольшая контаминация нижнекоровым материалом [68, 81, 121]. Кайнозойские адакиты также имеют сходные с базальтами срединно-океанических хребтов (СОХ) изотопные составы Hf, Li, Fe и Zn [62, 121, 126].

По данным Wang с соавт. [126] наиболее примитивный Sr-Nd-Hf изотопный состав – $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7028-0.7042$, $\epsilon Nd = +5-+12$ и $\epsilon Hf = +12-+14$, наблюдается в кайнозойских адакитах энсиматических дуг, отражая вклад базальтового материала субдуцирующей океанической коры в их генезис. В кайнозойских адакитах окраинно-континентальных и энсиалических дуг он имеет более широкие вариации:

$$^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7030-0.7064, \quad \epsilon Nd = -4-+8.5$$

$$\text{и } ^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7034-0.7068, \quad \epsilon Nd = -3-+9,$$

соответственно, свидетельствуя о многокомпонентном источнике, который включает базальтовый материал океанической коры, субдуцированные осадки и материал континентальной коры [126].

Defant, Drummond [36] подчеркивают, что адакитовый магматизм проявлен в тех местах конвергентных окраин, где в зону субдукции погружается молодая и еще горячая океаническая кора с возрастом ≤ 25 млн лет.

Реасок с соавт. [89], используя данные моделирования, считают, что только океаническая кора с возрастом ≤ 5 млн лет может плавиться с образованием адакитов.

РАЗНОВИДНОСТИ АДАКИТОВ

Martin с соавт. [80] выделили две разновидности адакитов: низкокремнеземистые (НКА) ($SiO_2 < 60\%$) и высококремнеземистые (ВКА) ($SiO_2 > 60\%$).

Низкокремнеземистые

Низкокремнеземистые адакиты большей частью по своим характеристикам соответствуют магнезиальным или высокомагнезиальным анде-

зитам, хотя в ряде случаев знак равенства между ними не ставится. В качестве примеров низкокремнеземистых разновидностей Martin с соавт. [80] приведены адакиты Аустралийской вулканической зоны и района Серро Пампа Южных Анд, вулканического комплекса Кайямбе Северных Анд, п-ова Байджа Калифорния, п-ова Замбоанга о-ва Минданао Филиппинского архипелага, вулкана Эль Бару Панамы и магнезиальные андезиты о-ва Адак, Алеутских и Командорских о-вов [27, 35, 64, 65, 98, 101, 103, 113, 136].

Низкокремнеземистые адакиты отличаются минералогически тем, что содержат фенокристы пироксена. Они имеют более высокие содержания MgO (4–9 вес. %); сумму оксидов $CaO + Na_2O > 10$ и содержания Sr > 1000 г/т в отличие от высококремнеземистых адакитов, в которых эти параметры составляют: MgO (0.5–4 вес. %), $CaO + Na_2O (< 11$ вес. %) и Sr (< 1100 г/т) (табл. 1).

Сравнение спайдерграмм редких элементов, нормированных на примитивную мантию, для высоко- и низкокремнеземистых адакитов показывает, что НКА отличаются от ВКА более высокими концентрациями легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ), положительной Sr аномалией и обеднением Rb (рис. 2, а).

Отмечено, что экстремально высокие содержания Sr встречаются только в низкокремнеземистых адакитах. Исходя из перечисленных выше параметров адакитов двух групп Martin с соавт. [80] предложили диаграммы $K/Rb-SiO_2/MgO$, $MgO-SiO_2$ и $Sr-K/Rb-(SiO_2/MgO)*100$ для их разграничения (см. рис. 2, б–г).

Wang с соавт. [126] выделяют среди кайнозойских высоко-магнезиальных андезитов следующие разновидности: Адак-типа и Пийп-типа, баджайиты, санукиты и бониниты. Высоко-магнезиальные андезиты Адак-типа соответствуют низкокремнеземистым адакитам Алеутской дуги и их происхождение связывают с взаимодействием расплава плиты с мантийным перидотитом [64, 136]. Высоко-магнезиальные андезиты Пийп-типа и санукиты наблюдаются на о-ве Пийпа Алеутской дуги и в вулканическом поясе юго-запада Японии и образуются при частичном плавлении мантийного клина, метасоматизированного субдуцированными осадками или флюидами [126].

Баджайиты – это высоко-магнезиальные андезиты п-ова Байджа Калифорния Мексики. Martin с соавт. [80] относит их к низкокремнеземистым адакитам, происхождение которых связано с частичным плавлением амфибол-содержащих мантийных перидотитов, метасоматизированных расплавами плиты [20, 28, 88].

Таблица 1. Средние составы высоко- и низкокременеистых адакитов, докембрийских ТТГ, санукиитоидов, гранитов Клосепет и материалов эксперимента [80].

	НКА N = 77	ВКА N = 267	ТТГ >3.5 млрд лет N = 108	ТТГ 3.5–3.3 млрд лет N = 320	ТТГ <3.0 млрд лет N = 666	Санукиитоиды SiO ₂ < 62%; N = 31	Граниты Клосепет SiO ₂ < 62%; N = 43	Экспериментальные расплавы N = 27
SiO ₂	56.25	64.8	69.59	69.65	68.36	58.76	56.39	68.94
Al ₂ O ₃	15.69	16.64	15.29	15.35	15.52	15.8	15.79	17.7
Fe ₂ O ₃ *	6.47	4.75	3.26	3.07	3.27	5.87	7.34	2.42
MnO	0.09	0.08	0.04	0.06	0.05	0.09	0.13	0.05
MgO	5.15	2.18	1	1.07	1.36	3.9	3.38	0.84
CaO	7.69	4.63	3.03	2.96	3.23	5.57	5.45	2.06
Na ₂ O	4.11	4.19	4.6	4.64	4.7	4.42	3.94	4.92
K ₂ O	2.37	1.97	2.04	1.74	2	2.78	3.17	2.53
TiO ₂	1.49	0.56	0.39	0.36	0.38	0.74	1.2	0.78
P ₂ O ₅	0.66	0.2	0.13	0.14	0.15	0.39	0.72	—
Rb	19	52	79	59	67	65	93	98
Ba	1087	721	449	523	847	1543	1441	651
Nb	11	6	8	6	7	10	18	11.4
Sr	2051	565	360	429	541	1170	978	333
Zr	188	108	166	155	154	184	323	196
Y	13	10	12	14	11	18	37	11.9
Ni	103	20	12	15	21	72	38	16
Cr	157	41	34	21	50	128	50	—
V	184	95	39	43	52	95	129	25
La	41.1	19.2	35.3	31.4	30.8	59.9	90.9	28.65
Ce	89.8	37.7	61.7	55.1	58.5	126	188	53.56
Nd	47.1	18.2	25.8	19.6	23.2	54.8	84.9	25.05
Sm	7.8	3.4	4.2	3.3	3.5	9.8	14.5	—
Eu	2	0.9	1	0.8	0.9	2.3	3.2	1.23
Gd	4.8	2.8	3.2	2.4	2.3	6	9.2	—
Dy	2.8	1.9	1.8	1.9	1.6	3.2	5.6	2.35
Er	1.21	0.96	0.77	0.77	0.75	1.41	2.68	1.21
Yb	0.93	0.88	0.78	0.63	0.63	1.32	2.05	0.94
Lu	0.08	0.17	0.2	0.13	0.12	0.26	0.34	—
K ₂ O/Na ₂ O	0.58	0.47	0.44	0.38	0.43	0.63	0.8	0.51
Mg#	0.61	0.48	0.38	0.41	0.45	0.57	0.48	0.4
Sr/Y	162.21	55.65	30.45	31.44	51.1	63.98	26.58	28.04
(La/Yb) _N	29.32	14.44	29.85	32.86	32.52	29.92	29.32	20.18

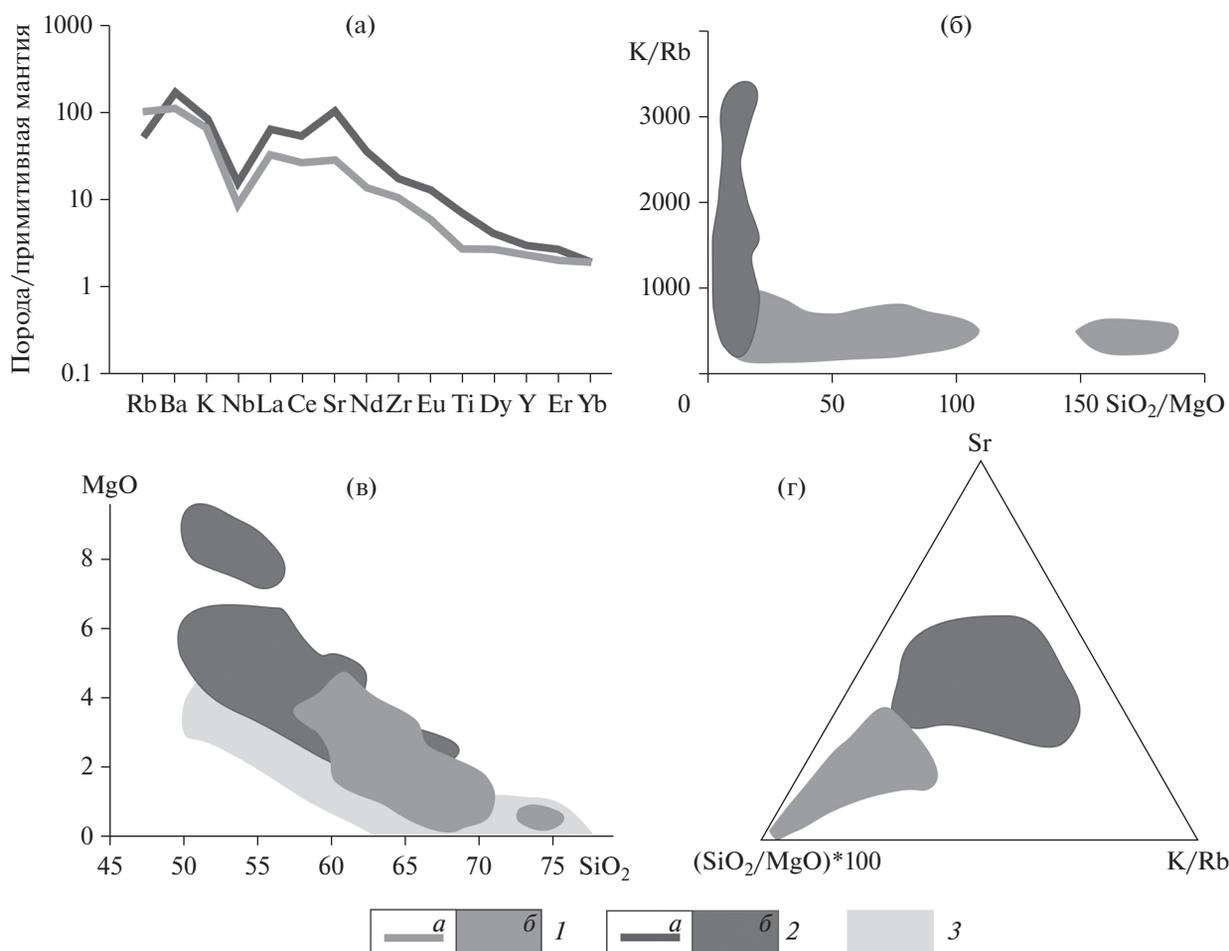


Рис. 2. Распределения редких элементов, нормированных на примитивную мантию (а); диаграммы K/Rb–MgO (б); MgO–SiO₂ (в); (SiO₂/MgO)*100–Sr–K/Rb (г) для высоко- и низкокремнеземистых адакитов (по данным [80]). 1–2 – адакиты: 1 – высококремнеземистые, 2 – низкокремнеземистые; 3 – экспериментальные расплавы

Высококремнеземистые

К высококремнеземистым адакитам Martin с соавт. [80] относят адакиты, которые представляют собой расплавы, образованные при частичном плавлении базальтового материала слэба и реагируют с вышележащим перидотитом мантийного клина при их подъеме к поверхности.

Zhang с соавт. [141] провели исследование опубликованных составов адакитов из базы данных GEOROCK и отмечают, что ВКА соответствуют первоначальному определению адакитов, по [36].

Нанесение всех составов адакитов на диаграммы Rb–K, (CaO + Na₂O)–Sr, SiO₂/MgO–K/Rb, и TiO₂–Cr/Ni показало, что они локализируются в основном в поле ВКА, включая адакиты, которые должны по содержанию SiO₂ относиться к НКА [141] (рис. 3). Zhang с соавт. [141] пришли к выводу, что собственно адакитами можно называть только высококремнеземистые разности, а низкокремнеземистые относить к адакитовым породам.

Проведенный М.Л.Толстых с соавт. [9] анализ значительного объема данных по породам и стеклам, состав которых соответствует адакитам (SiO₂ > 56 вес. %, Sr > 400 г/т, Sr/Y > 18), показал, что расплавы адакитового состава очень редки в сравнении с породами адакитового состава. По их мнению, тот факт, что породы по составу соответствуют адакитам, еще не подразумевает, что они образовались из адакитового расплава.

По мнению Moyen [84], термин адакит может быть использован для описания единственного типа пород – высококремнеземистых адакитов в определении Martin с соавт. [79], совпадающим с первичным определением Defant, Drummon [36].

В работе Grebennikov, Khanchuk [51] на основе обширного объема геохимических данных для магматических пород современных геодинамических обстановок тестируются новые диаграммы TiO₂ × 10–Fe₂O₃^{Tot}–MgO и Nb*5–Ba/La–Yb*10, которые позволяют различить породы, характер-

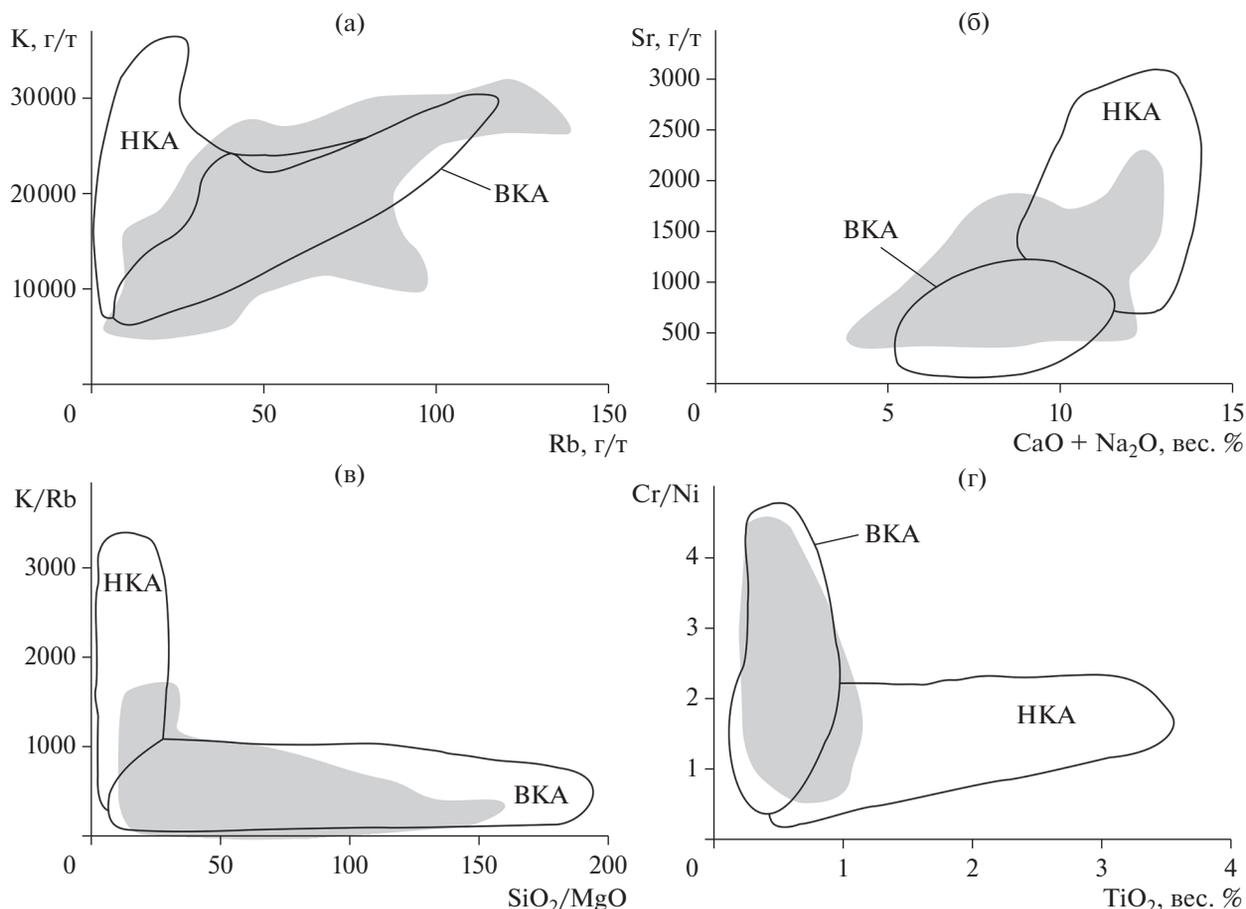


Рис. 3. Диаграммы K–Rb (а); Sr–(CaO + Na₂O) (б); K/Rb–(SiO₂/MgO) (в); Cr/Ni–TiO₂ (г), (по данным [141] с изменениями и дополнениями).

Адакиты: низкокремнеземистые (НКА) и высококремнеземистые (ВКА), по [80].

ные для конвергентных и трансформных окраин Тихоокеанского типа.

Нанесенные на эти диаграммы составы адакитов (по определению [36, 79]) показали, что они попадают равным образом в поля пород трансформных и конвергентных окраин на диаграмме $TiO_2 \times 10 - Fe_2O_3^{Tot} - MgO$ и только в поля пород трансформных окраин на диаграмме $Nb^*5 - Ba/La - Yb^*10$ (рис. 4, а–г).

Grebennikov, Khanchuk с соавт. [51] предположили, что данные диаграммы могут идентифицировать как адакиты, связанные с частичным плавлением океанической коры в краевых частях мантийного окна, вызванным поступлением астеносферной мантии, так и адакиты, связанные с частичным плавлением базальтового материала субдуцирующей океанической коры [27, 28, 65, 86, 113, 119].

ПЕТРОГЕНЕЗИС

Предложенная Defant, Drummond [36] первоначальная модель образования адакитов включала частичное плавление в зоне субдукции на конвергентных окраинах молодой (<25 млн лет) и, вследствие этого, – достаточно разогретой океанической коры. Низкие концентрации Y и Yb в адакитах объясняются присутствием граната и/или роговой обманки в рестиновой фазе, т.к. они имеют высокие коэффициенты распределения минерал-расплав для Y и TPЗЭ.

Эта модель поддерживалась многими исследователями, но возраст субдуцирующей океанической коры варьировал от <5 до <30 млн лет [8, 54, 79, 80, 85].

Моуен [84] с этой моделью связывает образование только высококремнеземистых адакитов. В настоящее время механизм плавления океанической коры при субдукции также широко применяется для петрогенезиса адакитов от архей-

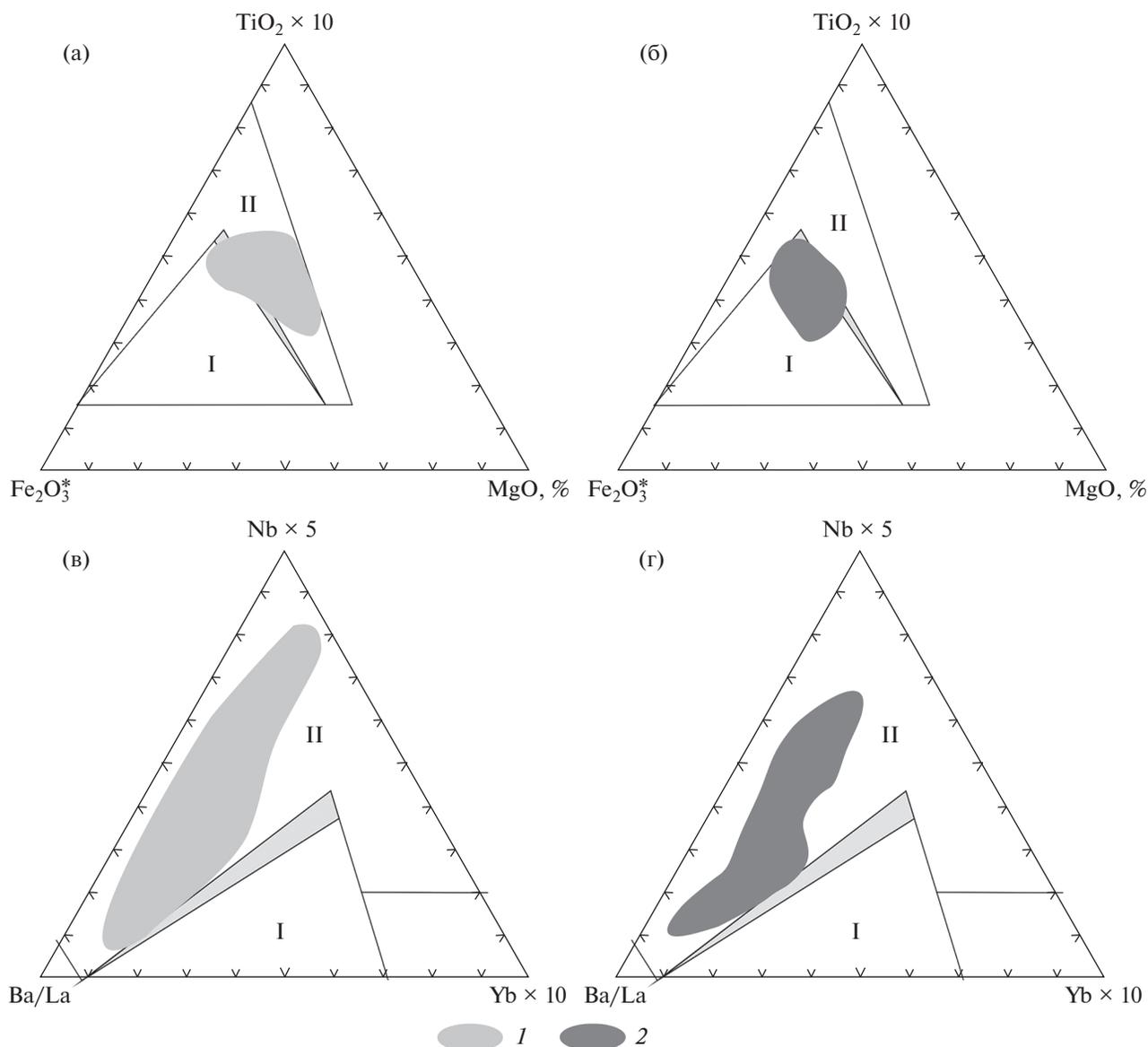


Рис. 4. Диаграммы $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}\text{-TiO}_2\text{-MgO}$ (а–б) и Ba/La-Nb*5-Yb*10 (в–г) для адakitов конвергентных и трансформных континентальных окраин (по данным [51]).
 1–2 – адakitы континентальных окраин: 1 – трансформных, 2 – конвергентных

ского до мезозойского возраста [4, 44, 124, 125, 128, 140].

Zhang с соавт. [141] отметили, что из 356 эталонных образцов адakitов, 252 имеют кайнозойский возраст, 44 – мезозойский, 12 – палеозойский и 39 – архейский, при этом большинство адakitов кайнозойского возраста ассоциируют с островодужной обстановкой и образовались по модели частичного плавления базальтового материала субдуцирующей океанической коры.

Экспериментальное моделирование

Результаты комбинированных моделей частичного плавления субдуцированной базальто-

вой коры и 2D термальных моделей субдукционных зон указывают на то, что молодая и все еще горячая литосфера может плавиться [29, 47, 89]. Образование адakitов вследствие плавления субдуцированной базальтовой коры подтверждено экспериментальными данными по плавлению базальтовых пород в условиях стабильности граната и водонасыщенного (или дегидратационного) плавления амфиболитов при степенях плавления от 10 до 40% [17, 87, 93, 100, 109, 130, 132]. Рестиновые ассоциации составляют плагиоклаз + амфибол ± ортопироксен ± ильменит при 16 кбар и гранат + клинопироксен ± рутил при более высоких давлениях. В зависимости от температуры гранат становится стабильным между 10 и 12 кбар.

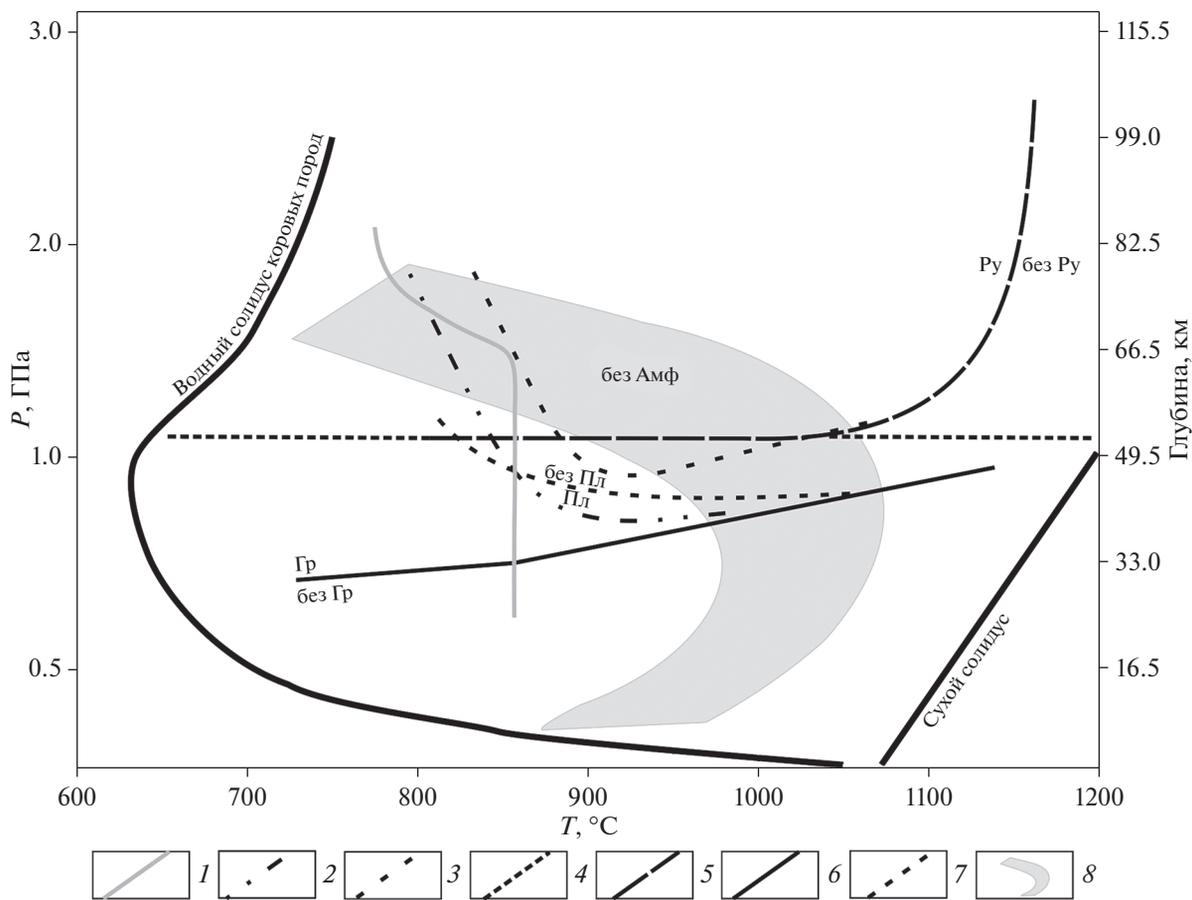


Рис. 5. *P–T*-условия генерации адакитовых расплавов, (по данным [126], с изменениями и дополнениями). Обозначено: Амф – амфибол, Пл – плагиоклаз, Ру – рутил, Гр – гранат. 1–3 – линии: 1 – дегидратационного солидуса метабазальта, 2 – 5% граната в рестите, 3 – 20% граната в рестите; 4–7 – разделяющие поля: 4 – гранат и гранат + рутил, 5 – рутил, 6 – гранат, 7 – плагиоклаз; 8 – без амфибола

Распределение РЗЭ в экспериментальных стеклах сильно фракционированное и соответствует таковому у адакитов. Наличие реститовой роговой обманки и окислов (рутила, ильменита) во всех продуктах экспериментов приводит к наличию отрицательных Ti–Nb–Ta аномалий, аналогичных наблюдаемым в адакитах.

Wang с соавт. [126] привели примеры ассоциации адакитовых пород с эклогитовыми или высокобарическими гранулитовыми ассоциациями:

- Жилы, интрузии, пегматиты в поле развития метаморфических пород данных фаций (пояс Северного Кэйдама Северо-Западного Китая, метаморфический комплекс Мюнчберг, Германия) [114].

- Многофазные твердые и расплавные включения в минералах эклогитовых и высокобарических гранулитовых комплексов (комплекс Саксонских Рудных гор, Германия), эклогиты орогена Даби, Китай, высокобарические гранулиты Богемского массива варисского орогена Центральной Европы [46, 50, 59].

- Ксенолиты эклогитов и гранатовых клинопироксенитов в раннемеловых высокомагнези-

альных адакитовых интрузиях района Ксужу-Хуайбей на юго-восточной окраине Северо-Китайского кратона [131, 134].

Данные примеры свидетельствуют о вероятной генерации адакитовых расплавов в результате частичного плавления пород эклогитовой и высокобарической гранулитовой фаций в условиях глубоко субдуцирующей океанической/континентальной коры [126].

Wang с соавт. [126] в результате обобщения экспериментальных данных пришли к выводу, что такие черты адакитов, как деплетирование TRЗЭ, Nb, Ta, Ti, позитивные незначительные отрицательные Eu аномалии, позитивные Sg аномалии, содержания щелочей, – могут быть объяснены в рамках частичного плавления метабазитов при $P = 1.2–3.0$ ГПа, $T = 800–1000^\circ\text{C}$ и 1.5–6.0 вес. % H_2O , при наличии граната, рутила и небольшого количества плагиоклаза в рестите (рис. 5).

Многие исследователи отмечают, что природные адакиты по ряду петро- и геохимических характеристик таких, как обогащение MgO, Ni, Cr, отличаются от экспериментальных материалов

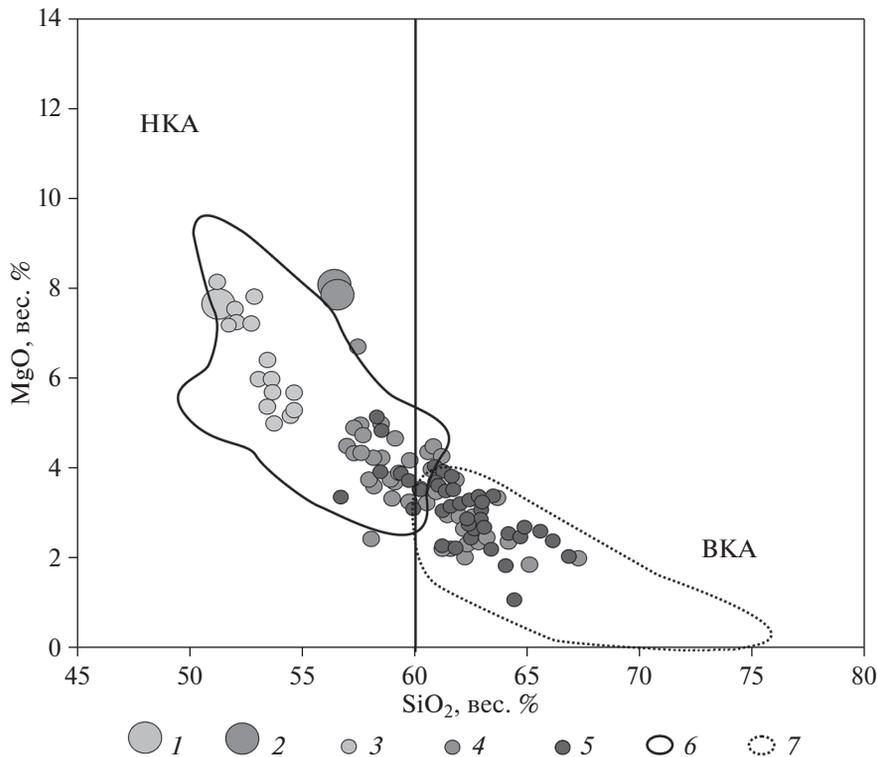


Рис. 6. Диаграмма MgO–SiO₂ для высокомагнезиальных адакитов о. Кадаву архипелага Фиджи в сравнении с высоко- и низкокремнеземистыми адакитами, (по данным [34], с изменениями и дополнениями).

1–2 – адакиты о. Кадаву (восточная часть): 1 – высокомагнезиальные, 2 – низкомагнезиальные; 3–4 – адакиты р-на Нгалоу о-ва Кадаву: 3 – высокомагнезиальные, 4 – низкомагнезиальные; 5 – адакиты о. Кадаву (западная часть); 6–7 – адакиты мира: 6 – высококремнеземистые, 7 – низкокремнеземистые

[29, 43, 79, 80, 82, 94, 105, 111, 113]. Предполагается, что изменение состава адакитов происходит в результате взаимодействия адакитового расплава, образовавшегося при плавлении океанической плиты, с вышележащим мантийным клином при подъеме расплава к поверхности [29, 79, 80, 94].

Рапп с соавт. [94] показали, что во время подъема через мантийный клин расплавы, образованные при частичном плавлении базальтового материала субдуцирующей плиты (в дальнейшем – расплавы плиты), вступают в метасоматические реакции с перидотитом, включающие ортопироксен и гранат. В этом процессе значительно меняются содержания SiO₂, MgO, Ni, и Cr без изменения редких элементов, таких как REE, Sr и Y. При соотношении расплав плиты/перидотит ниже ~1, расплав плиты полностью используется в метасоматических реакциях с перидотитом и метасоматизированная мантия становится источником примитивных магнезиальных андезитов. При более высоких величинах отношений расплав/порода расплавы плиты в различной степени гибридируются мантийным материалом и становятся высококремнеземистыми адакитовыми магмами.

Danyushevsky с соавт. [34] показали, что составы первичных расплавных включений в фено-

кристах оливина и клинопироксена в низкокремнеземистых адакитах о. Фиджи в Юго-Западной Пацифике образуют непрерывный ряд от соответствующих низкокремнеземистым магнезиальным адакитам до высококремнеземистых низкомагнезиальных, таким образом разделение адакитов на низко- и высококремнеземистые разности не связано с происхождением адакитов (рис. 6).

Адакиты образуют магматическую серию, имеющую мантийное происхождение, которая включает примитивный высокомагнезиальный член серии, соответствующий магнезиальным андезитам, и более дифференцированный низкомагнезиальный [34, 135]. При этом внутри серии типичные черты адакитов становятся менее заметными с уменьшением содержания MgO [34].

Ксенолиты и расплавные включения в адакитах

Геологическим свидетельством взаимодействия адакитовых расплавов с материалом мантийного клина является наличие стекол или расплавных включений адакитового состава в минералах мантийных ксенолитов надсубдукционных лав Камчатки, Алеутских островов, Филиппин, Анд и Малых Антильских островов [23, 36, 43, 52, 67, 68, 106, 137].

Включения в минералах мантийных ксенолитов в островодужных вулканических породах Филиппинского архипелага имеют фракционированные распределения РЗЭ ($La/Yb = 48$), низкие Yb_N и Y (5–9 г/т), высокие содержания Sr (552 г/т) и Sr/Y отношения (в среднем равное 93-м), аналогичные таковым в адакитах [106].

Мантийные ксенолиты из вулканических пород Валоваямского вулканического поля Северной Камчатки пересечены серией жил адакитового состава с повышенными содержаниями MgO и Sr. Во вмещающих метасоматизированных перидотитах содержатся гранат, Al-пироксен, паргаситовый амфибол и богатый Na плагиоклаз [67].

Yogodzinski с соавт. [136], показали, что расплавные включения в фенокристах клинопироксена в примитивных магнезиальных андезитах западной части Алеутской дуги, которые первоначально были описаны Кау в 1978 г. [64], имеют высокие содержания Sr и высокие отношения Nd/Yb по сравнению с таковыми в обычных островодужных базальтах других участков дуги. Содержания Sr и величины Nd/Yb отношения также положительно коррелируют с Mg# в противоположность обычным островодужным базальтам.

Yogodzinski, Kelemen с соавт. [136] предполагают, что примитивные магнезиальные андезиты и дациты (или их интрузивные эквиваленты) являются родоначальными для более дифференцированных адакитов, благодаря интенсивному взаимодействию расплава с мантией при низких давлениях в основании коры дуги.

Возможность образования адакитовых расплавов при плавлении базальтового материала океанической коры в зоне субдукции можно наблюдать на таком природном объекте как субдукционный комплекс Каталина Южной Калифорнии. Было показано, что гранатовые амфиболиты этого комплекса, являющиеся метаморфизованными океаническими базальтами, содержат мигматитовые жилы адакитового состава, образованные в условиях $T = 650–750$ и $P = 9–11$ кбар [19, 112].

По мнению Castillo [29] адакиты включают весь спектр составов островодужных пород. К ним относятся породы, соответствующие первичным кислым расплавам плиты, расплавам плиты, которые гибридизированы перидотитовым материалом мантийного клина и расплавам, полученным при плавлении перидотита, метасоматизированного расплавом плиты.

Martin с соавт. [80] считают, что расплавы плиты, которые реагируют с перидотитом при подъеме через мантийный клин соответствуют высококремнеземистым адакитам. Низкокремнеземистые адакиты интерпретируются как расплавы, образованные при плавлении перидотита мантийного клина, состав которого был модифици-

рован в результате реакции с кислыми расплавами плиты.

Nastie с соавт. [57] исследовали адакиты, которые были генерированы в результате частичного плавления аккрезированной или субдуцированной коры Карибского океанического плато под восточную Ямайку при $T = 850–900^\circ\text{C}$ и $P = 1–1.6$ ГПа. Эти адакиты имеют более низкие содержания Sr (<400 г/т), MgO ($\leq 2.0\%$), Ni (в основном ≤ 30 г/т) и Sr (в основном ≤ 40 г/т), чем современные адакиты, полученные при плавлении океанической коры нормальной мощности. Показано их сходство по составу с раннеархейскими (~3.5 млрд лет) породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) серий, которые предположительно образовались при поддвигании мощной и более плавучей архейской океанической коры под прилегающие плиты, поэтому авторы предлагают выделять данный тип адакитов как особый ямайский тип.

Частичное плавление нижней коры и К(С)-адакиты

Существует большое количество примеров вулканических и интрузивных серий, которые имеют многие геохимические черты адакитов, но их происхождение связывают с частичным плавлением нижней коры [14, 16, 25, 31, 61, 66, 99, 123, 139].

Castillo [29] назвал их адакитоподобными породами и отмечает, что среди данных пород, так же как и для адакитов, есть низкомагнезиальные, высококремнеземистые разности, соответствующие первичным расплавам нижней коры и высокомагнезиальные, низкокремнеземистые разности с высокими содержаниями совместимых элементов (например, Ni, Sr). Расплавы, родоначальные для высокомагнезиальных низкокремнеземистых пород, образовались при взаимодействии мантийного перидотита и расплавов, полученных при плавлении нижнекорового материала, деламинированного в мантию, или коры предостроводужной части дуги, погруженной на большую глубину в результате субдукционной эрозии [48, 65, 66, 123, 133, 141].

По мнению Castillo [29] для доказательства происхождения адакитоподобных пород в результате плавления нижней коры, а не базальтов субдуцированной коры, важен тот факт, что эти породы имеют наиболее обогащенные Sr–Nd изотопный состав ($\epsilon_{Nd} = -8$ до $+6$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7044–0.7094$, по [126]) (рис. 7).

Другими аргументами могут являться тектонические модели, исключаящие временную связь адакитоподобных пород с субдукцией, или геофизические данные об отсутствии протолита субдуцированной океанической литосферы [48, 123, 133].

Группа адакитоподобных пород Китая и Тибетского плато очень разнообразна и включает

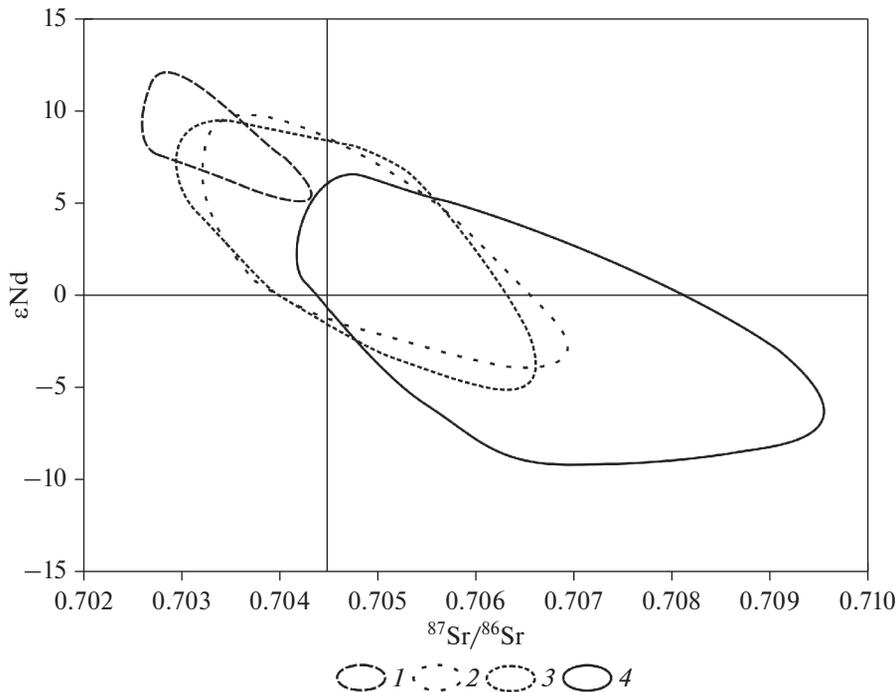


Рис. 7. Диаграмма $\varepsilon\text{Nd}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для кайнозойских адацитов конвергентных границ плит. 1–3 – дуги: 1 – интраокеанические, 2 – континентальных окраин; 3 – энсиалические; 4 – зоны коллизии континент–континент

вулканические и plutонические (граниты и гранодиориты) породы с содержанием SiO_2 от менее 56% до более 75% с высокими содержаниями K_2O и высокими K/Na отношениями (0.7–2), с низкими содержаниями Y и Yb , но не всегда повышенными Sr/Y и La/Yb отношениями. Граниты и гранодиориты по своим петрохимическим характеристикам сходны с богатыми калием известково-щелочными гранитоидами, поэтому для них предложен термин “К-адакиты” [129]. В связи с тем, что адакитоподобные породы этого типа могут быть связаны с обстановкой коллизии континент–континент, то для них также используется термин “континентальные” или С-типа адакиты [75].

Ling с соавт. [73] отмечают, что в отношении редкоэлементного состава адакиты С-типа имеют более низкие концентрации Sr, более широко варьирующие Sr/Y и La/Yb отношения, относительно более высокие Th/U и Nb/Ta отношения, чем адакиты, образованные при плавлении субдуцированной океанической коры. Изучая адакиты этого типа, исследователи дают еще более дробную классификацию адакитовых пород на низко-, средне-, высоко- и суперкалиевые разности [140].

Фракционная кристаллизация

Ряд исследователей считает, что для того, чтобы объяснить редкоэлементные геохимические

характеристики адакитов не нужно привлекать модель плавления субдуцирующей океанической плиты; они могут быть генерированы в результате фракционной кристаллизации родоначальной островодужной базальтовой магмы [30, 76, 96, 120, 135].

Richards, Kerrich [96] полагают, что такие черты как высокие Sr/Y и La/Yb отношения могут приобрести продукты кристаллизации известково-щелочных островодужных магм за счет фракционирования роговой обманки и аксессуарных минералов (например, сфена) в процессах ассимиляции-фракционной кристаллизации (AFC), которые могут иметь место в коре островных дуг.

Chiaradia [30] показал, что величина Sr/Y отношения в островодужных лавах положительно коррелирует с мощностью коры дуги и высокие Sr/Y отношения являются следствием высокобарической дифференциации в основании коры.

Поскольку гранат и роговая обманка имеют высокие коэффициенты распределения тяжелых РЗЭ и иттрия, то их фракционирование в высокобарических условиях сопровождается увеличением Sr/Y и La/Yb отношения, т.е. приводит к “адакитовым” чертам в продуктах кристаллизации [84, 120, 135].

Андезитовые и дацитовые породы из группы молодых (<2 млн лет) вулканов о. Камигуин в южной части Филиппин первоначально рассмат-

ривались как сформированные при частичном плавлении океанической плиты. Однако они образуют лавовые потоки, переслаивающиеся с более мощными потоками известково-щелочных базальтов, базальтовых андезитов и редко риолитов [29, 101]. Пространственная и временная ассоциация потоков различного состава, сходный химический и изотопный состав лав о-ва Камигунин предполагают, что они принадлежат к единой генетически связанной лавовой серии от базальтов до риолитов [29].

Проведенное геохимическое моделирование показало, что андезиты и дациты с адакитовыми характеристиками могут быть образованы в результате комбинированного процесса фракционирования первичных роговой обманки и клинопироксена (\pm апатит) в базальтовой магме, полученной при плавлении метасоматизированного мантийного клина, и смещения дифференцированных магм с примитивными магмами, периодически поступающими в магматическую камеру [29].

Mасpherson с соавт. [76] также предполагают, что адакитовые породы п-ова Суригао в южной части Филиппин сформировались за счет фракционной кристаллизации в магматической камере базальтовых магм, полученных из метасоматизированного мантийного клина в высокобарических условиях (в поле стабильности граната) в островодужной обстановке.

Модель фракционной кристаллизации применяется и для плагиогранитов офиолитовых комплексов, которые по геохимическим особенностям могут быть сходны с адакитами. Например, происхождение метаплагиогранитов офиолитового пояса Джангси северо-востока Южного Китая объясняется фракционной кристаллизацией родоначальной базальтовой магмы с фракционированием роговой обманки, апатита и ильменита [49]. Базальтовая магма возникла при плавлении мантийного клина под неопротерозойской (~970 млн лет) континентальной дугой вдоль южной окраины блока Янцзы.

СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ПОРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Для района субдукции относительно молодой (<25 млн лет) и горячей океанической литосферы плиты Наска под Центрально-Американскую островную дугу была отмечена пространственная ассоциация адакитовых лав с базальтами, которые отличаются от типичных островодужных [35, 95]. Они являются щелочными, обогащены высокозарядными элементами (ВЗЭ), особенно Nb (>20 г/т в сравнении с 4 г/т в обычных островодужных базальтах) и были соответственно названы высокониобиевыми базальтами [95].

Defant с соавт. [35] предположили следующие многоступенчатые генетические связи между адакитами и высокониобиевыми базальтами. Адакитовый расплав, полученный при плавлении субдуцированной базальтовой коры, поступает в мантийный клин, вызывая кристаллизацию амфибола, который затем испытывает распад и высвободившиеся ВЗЭ поступают во вмещающий перидотит. Далее частичное плавление такого метасоматизированного перидотита генерирует высоко-Nb базальты [35, 37].

Впоследствии также было установлено присутствие в ассоциации с адакитами базальтов, которые имеют меньшие концентрации ниобия (от 7 до 25 г/т) [11, 101]. В сравнении с высокониобиевыми базальтами, которые имеют положительную аномалию Nb на мультиэлементных диаграммах, базальты с более низкими содержаниями Nb, называемые обогащенными-Nb базальтами, показывают только слегка положительную или слабо отрицательную Nb аномалию и менее обогащены Zr (рис. 8). Наличие высокониобиевых и обогащенных-Nb базальтов отмечено для района Байджа Калифорния запада США и южных Филиппин косвенно свидетельствует о процессе плавления океанической коры в ходе эволюции островодужного магматизма [11, 29, 101].

Происхождение низкокремнеземистых высокомагнезиальных адакитов так же, как и высокониобиевых базальтов связывают с плавлением мантийного клина, метасоматизированного расплавами плиты, но они не являются породами, обогащенными ВЗЭ, и, в частности, ниобием. Поэтому возникает вопрос, почему один и тот же метасоматизированный (амфиболизированный) источник в мантийном клине продуцирует два различных по обогащению ВЗЭ типа пород как высокониобиевые базальты и низкокремнеземистые адакиты [29]. Отмечается, что редкоэлементный и Sr–Nd изотопный состав высокониобиевых базальтов сходен с таковым внутриплитных ОИВ лав, которые образуют вулканические постройки [28]. В связи с этим ряд исследователей считает, что высоко-Nb базальты могут быть продуктами плавления мантийного клина, который содержит ОИВ компонент, захваченный из океанической верхней мантии [77, 122].

Пространственное и временное сочетание проявлений внутриплитного и островодужного (адакитового, примитивного высокомагнезиального андезитового и высокониобиевого базальтового) вулканизма отмечается для кайнозойского магматизма Камчатской островодужной системы [1, 3, 5–7].

Миоцен–раннеплиоценовые вулканические, дайковые породы и мантийные ксенолиты в них Срединного хребта и Камчатского перешейка Камчатки были детально изучены [5]. Среди вул-

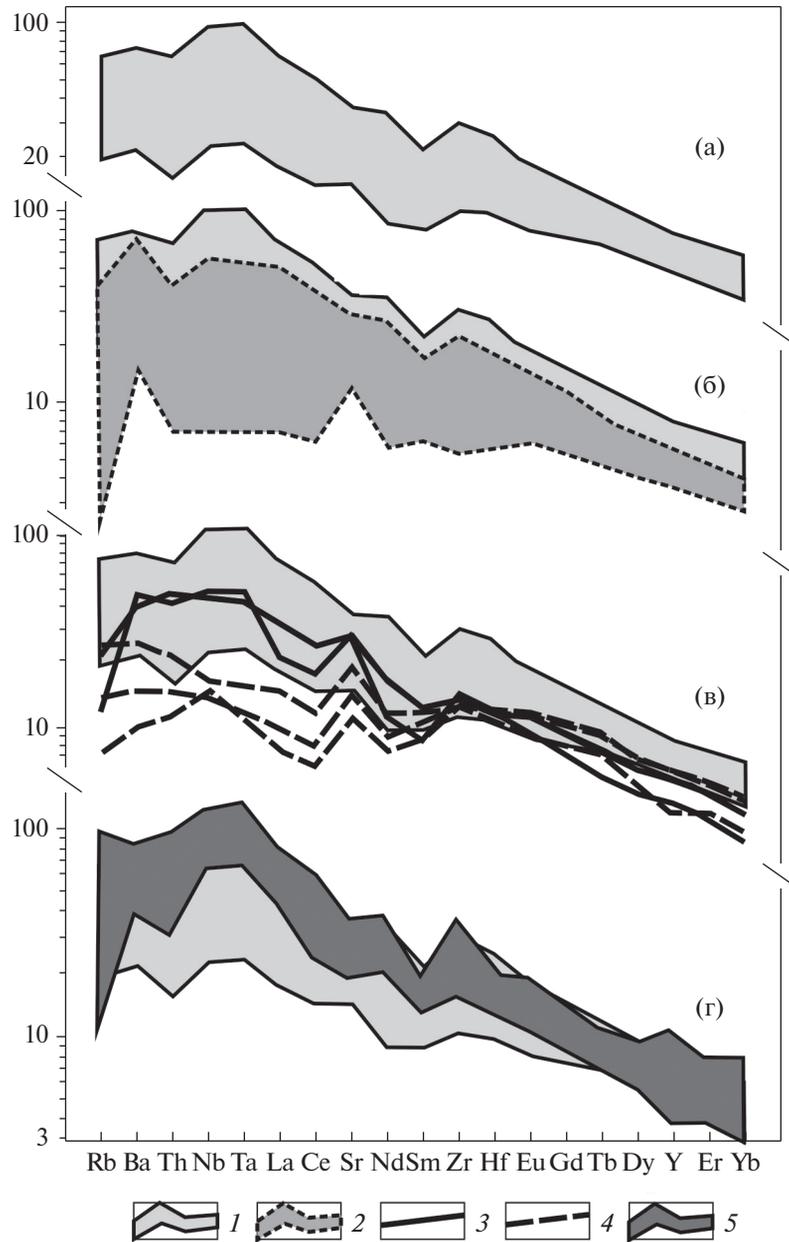


Рис. 8. Спайдерграммы микроэлементов, нормированных по примитивной мантии, для высоко-Nb базальтов и обогащенных Nb базальтов п-ова Байджа (шт. Калифорния, США) дуги Сулу (Западные Филиппины), ОИВ лав подводного вулканического хребта вдоль ископаемого спредингового центра Южной Байджа Калифорния (шт. Калифорния, США).

1–2 – поле: 1 – внутриплитных щелочных лав вулканического поля Сан Куэнтин п-ова Байджа, 2 – обогащенных Nb базальтов; 3–4 – базальты дуги Сулу: 3 – высоко-Nb, 4 – обогащенные Nb; 5 – поле ОИВ лав подводного вулканического хребта вдоль ископаемого спредингового центра Южной Байджа Калифорния

канических пород выделены как высококремнеземистые, так и низкокремнеземистые адакиты; в ксенолитах присутствуют пироксениты с гранатом и жилы адакитового состава [67]. Была предложена двухстадийная модель, позволяющая связать в единый процесс образование пород с различными геохимическими характеристиками. Она включает плавление мантийных лерцолитов с образованием пироксенитов, а затем плавление лерцолитового и пироксенитового источников с

формированием щелочных базальтов и вулканических адакитового состава. При этом генезис высококремнеземистых анакитов связан с фракционированием, плавлением и распадом амфибола, а низкокремнеземистых – с фракционированием и плавлением клинопироксена [5].

По данным А.Б. Перепелова [7] в строении вулканических массивов южной части Центрально-Камчатской депрессии участвуют магнезиаль-

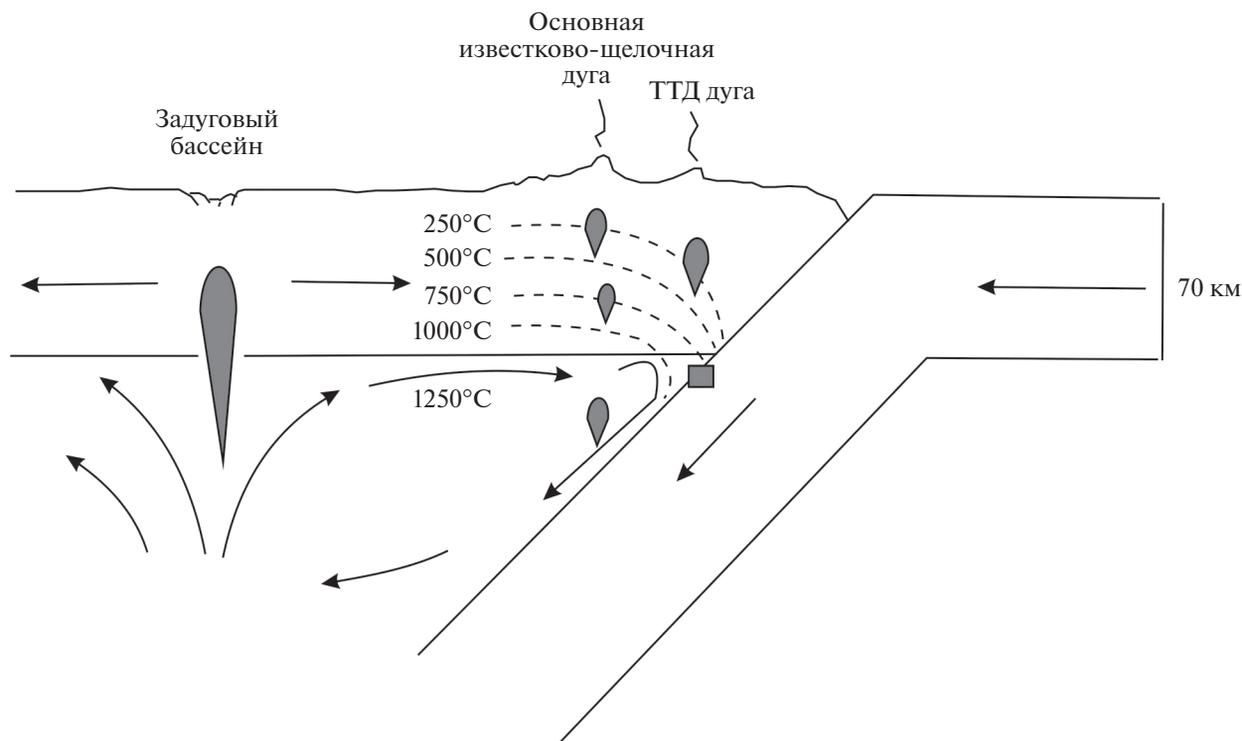


Рис. 9. Взаимоотношение известково-щелочного и тоналит-трондьемит-дацитового (ТТД) магматизма в системе окраинное море–островная дуга, (по данным [36]).

ные андезитобазальты и андезиты, высокониобиевые и обогащенные Nb базальты и андезитобазальты и различные типы адакитов. Для описания петрогенезиса всей совокупности пород предложена модель, которая связывает погружение фрагментов океанической литосферной плиты в область астеносферной мантии в районе Малко-Петропавловской зоны поперечных разломных дислокаций Камчатки и их последовательную амфиболитизацию и эклогитизацию [7].

На ранних стадиях преобразований происходит формирование магм магнезиальных андезитобазальтов, андезитов и высококремнеземистых адакитов, а на заключительных этапах – образование высокониобиевых базальтов, обогащенных Nb базальтов и низкокремнеземистых адакитов.

По мнению Авдейко с соавт. [1] ассоциация адакитов с высокониобиевыми базальтами в пределах Тихоокеанского кольца возникает в начальный период субдукции, когда наблюдается плавление переднего края слэба на контакте с горячей астеносферой.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ АДАКИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Первоначально все проявления кайнозойского адакитового магматизма на конвергентных окраинах связывались с моделью плавления мо-

лодой и горячей океанической коры, погружающейся в зону субдукции [36]. В работе Drummond, Defant [42] эта же модель была применена для объяснения генезиса высокоглиноземистым ТТД. При условии угла наклона зоны субдукции в 45°, фронт ТТД магматизма должна находиться примерно в 80 км от желоба, в то время как фронт нормального известково-щелочного вулканизма – в 100–120 км от него. Таким образом, фронт ТТД магматизма отодвинут на ~40 км в сторону океана относительно осевой части дуги, в которой проявляется известково-щелочной магматизм (рис. 9).

Однако в связи с дальнейшим накоплением данных о больших разновидностях адакитов акцент сместился с термальных условий субдуцирующей литосферы к уникальным тектоническим обстановкам, которые позволяют субдуцирующей плите аномально нагреваться и таким образом появляются условия для плавления даже древней и холодной океанической коры.

В настоящее время описано много вариантов геодинамических обстановок, в которых могут быть реализованы условия петрогенезиса адакитов и адакитовых пород и объяснены их специфические геохимические черты, такие как высокие Sr/Y и La/Yb отношения. К таким обстановкам относятся:

- косая [136] или пологая субдукция [18, 54];
- мантийное окно, возникшее в результате отрыва части океанической плиты или субдукции

Таблица 2. Районы пологой субдукции [54].

Регион	Протяженность, км	Ассоциирующие плато или блоки	Возраст, млн лет	Вулканизм	
				Q дуга	возраст адацитов, млн лет
Чили (28°–33° ю.ш.)	550	Хребет Хуан Фернандес	43	Нет	4–7
Перу (2°–15° ю.ш.)	1500	Хребет Наска, плато Инка	30–43	Нет	3–6
Эквадор (1° ю.ш.–2° с.ш.)	350	Хребет Карнеги	16–24	Да	0–3
Колумбия (6°–9° с.ш.)	350	Блок Чоко	20	Нет	Неизвестно
Коста-Рика	250	Хребет Кокос	14–20	Нет	1–3
Мехико	400	Хребет Техуантепек	13–20	Да	Неизвестно
Каскадия (46°–49° с.ш.)	350	Неизвестно	8	Да	0
Южная Аляска	500	Террейн Якутат	45	Нет	0
Юго-Западная Япония	600	Хребет Кюсю-Палау	15–20	Да	0
Новая Гвинея (135°–140° в.д.)	550	Хребет Эурипик	~20	Нет	2–4 (?)

океанического хребта (Коста-Рика, Центральная Америка [53, 63, 65], Чили, Южная Камчатка, Алеутская дуга [24, 53, 70]);

- начало субдукции (Филиппины) [1, 37, 82];
- косая или быстрая субдукция (Алеутские и Командорские о-ва, Филиппины) [37];
- плавление в нижней части утолщенной континентальной коры [31, 133];
- фракционирование островодужной водонасыщенной базальтовой магмы в поле стабильности граната или переплавление застывшего базитового материала, содержащего гранат в основании литосферы островных дуг (о-в Минданао, Филиппины) [76], центральная часть Чили [97]);
- океанические трансформные зоны [55, 56];
- коллизия островных дуг [71, 102, 107];
- нестационарная субдукция [1, 11].

Причины возникновения пологой субдукции (~10% от всех зон субдукции континентальных окраин Тихого океана) и результаты численного моделирования этого процесса приведены во многих работах [21, 45, 89]. Однако процесс, связывающий пологую субдукцию с адакитовым магматизмом, был описан Gutcher с соавт. [54] на примере континентальных окраин Чили, Эквадора, Коста-Рики, Каскадии, Южной Аляски, Юго-Западной Японии и Новой Гвинеи. Они отмечали, что большая часть плиоцен-четвертичных адацитов на этих окраинах связана с субдукцией относительно древней литосферы с возрастом 10–45 млн лет (табл. 2), которая не может плавиться при нормальном термальном градиенте в зоне субдукции и, соответственно, модель плавления океанической коры [36] не может быть применима. При этом молодой считается океаническая кора с возрастом ≤5 млн [54].

Gutcher с соавт. [54] предполагают многоэтапную эволюцию вулканизма, в том числе адакитового состава, на активной окраине Центрального Чили и Эквадора в интервале от 20 млн лет до настоящего времени, в которой действует механизм пологой субдукции. Они использовали численные модели [39, 89].

На первом этапе (центральная часть Чили (20–12 млн лет), Эквадор (6 млн лет)) зона субдукции была достаточно крутой (>30°), происходили дегидратация океанической плиты, плавление мантийного клина и формировалась узкая зона известково-щелочного вулканизма на расстоянии примерно 300 км от желоба (рис. 10, а). На следующем этапе (центральная часть Чили (10–7 млн лет), Эквадор (настоящее время)) зона субдукции выкладывается как результат изменения плавучести погружающейся коры, т.е. подхода к зоне субдукции утолщенной океанической коры, например, океанического плато. Плита пересекает геотерму 700°C примерно на 80 км глубины на расстоянии 300–400 км от желоба, вызывая развитие широкого адакитового фронта вулканизма (см. рис. 10, б). Так как лидирующий край пододвигающейся океанической плиты ~5 млн лет находится на почти постоянной глубине 70–80 км (при давлениях 2–2.5 ГПа), она имеет достаточно времени, чтобы разогреться до 700–800°C, приводя к частичному плавлению океанической коры. Астеносферный “язык” также частично затронут плавлением в своей краевой части.

На следующем этапе он остывает и отступает, и плавление океанической коры может реализовываться только на большем расстоянии от желоба (450–600 км) в виде последнего импульса адакитового вулканизма (см. рис. 10, в). Наконец, наступает стадия амагматичной пологой субдукции: океаническая плита остывает ниже 600°C, асте-

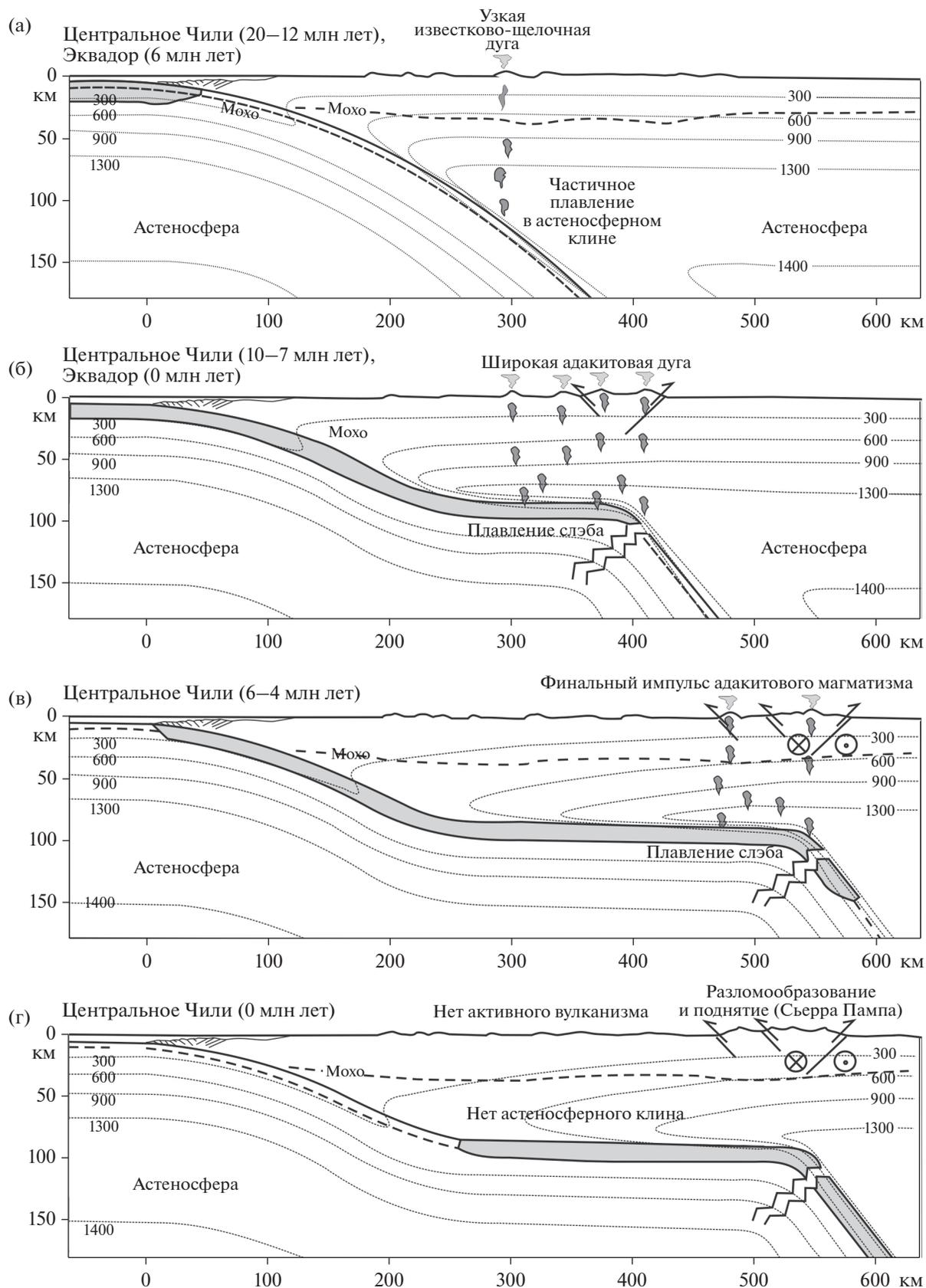


Рис. 10. Схема этапов эволюции зоны субдукции, иллюстрирующая переход от круглого залегания зоны Беньофа (а) до выполаживания зоны и связи с ней известково-щелочного и адакитового магматизма (б–г), (по данным [54]).

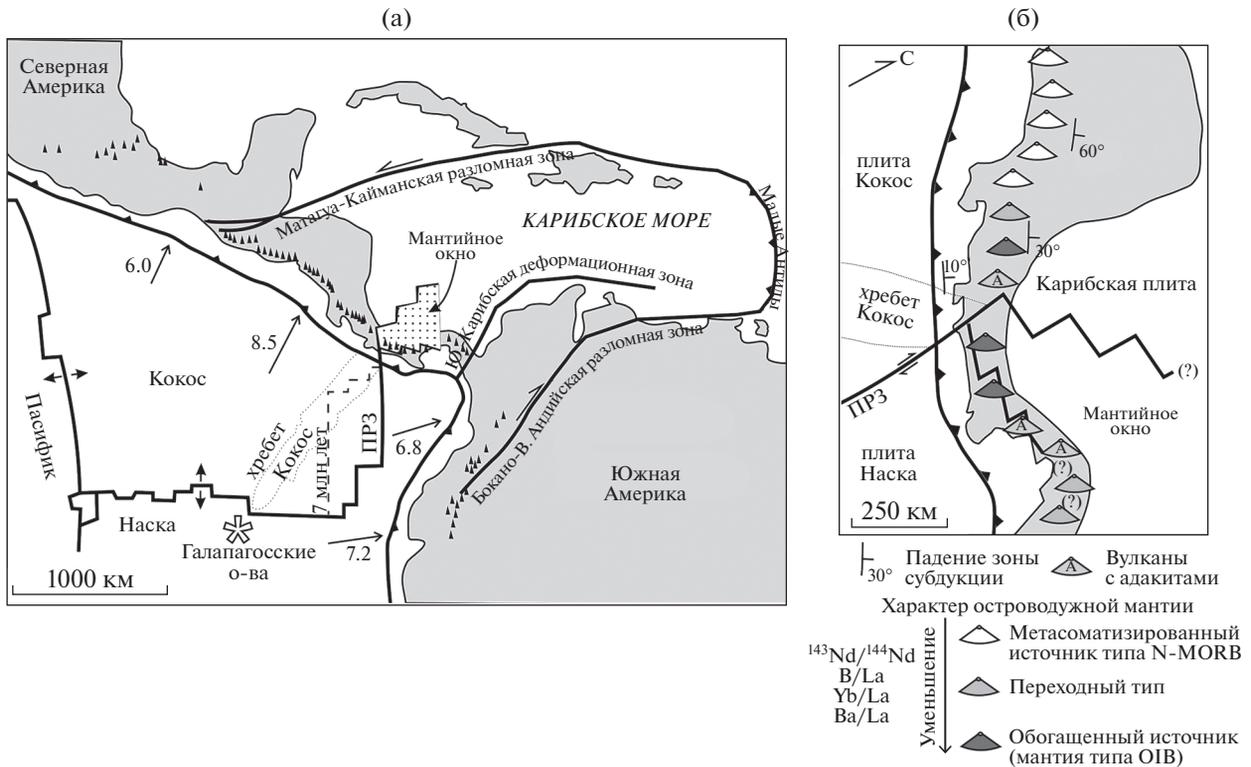


Рис. 11. Тектоническая схема Центральной Америки, (по данным [63], с изменениями и дополнениями). (а) — проекция на поверхность мантийного окна между плитами Кокос и Наска под юго-восточной частью Коста-Рики и северо-западной Панамой; (б) — изменение характера вулканизма вдоль цепи вулканов Панамы и Коста-Рики над мантийным окном.

носферный клин полностью исчезает, и вулканизм прекращается (см. рис. 10, г).

Yogodzinski с соавт. [136] связывают проявление адакитового магматизма в островодужных системах с теми участками субдукционных зон, где имеет место косая субдукция подвигающейся океанической плиты. Этот процесс подробно рассмотрен на примере западной части Алеутской дуги, где продукты миоцен-позднеплейстоценового вулканизма включают упомянутые выше высокомагнезиальные андезиты (низкокремнеземистые адакиты). Косая субдукция (45° – 57° по отношению к желобу, начиная со среднего миоцена), приводит к более медленной субдукции и продуцирует более теплый P – T – t тренд для погружающейся океанической литосферы [89, 136]. Все это приводит к появлению большой доли компонента, образующегося при плавлении базальтов океанической коры в адакитовых продуктах магматизма, несмотря на то, что возраст погружающейся океанической коры составляет 40 млн лет [136].

В районах погружения океанического хребта под континентальную окраину образуется мантийное окно, что сопровождается, в частности, проявлениями адакитового магматизма. При по-

гружении спредингового хребта Кокос–Наска под Карибскую плиту в районе Юго-Восточной Коста-Рики и Панамы (Центральная Америка), начиная с 8 млн лет, в продуктах вулканизма на окраине плиты отмечаются дациты и риолиты с адакитовыми характеристиками, которые образуются при анатексисе субдуцирующей базальтовой коры в краях плит, ограничивающих мантийное окно [63, 119] (рис. 11, а, б). При этом на удалении в обе стороны от зоны мантийного окна, проецируемой на поверхность, развиты типичные известково-щелочные вулканы.

Аналогично, в районе погружения Чилийского хребта в плиоценовое время под Южно-Американскую плиту наблюдаются не только вулканы с адакитовыми характеристиками в отличие от известково-щелочных вулканитов зоны Южных Анд [108], но и несколько тоналит-трондьемитовых и гранодиорит-гранитных плутонов на полуострове Тайтао [13, 24] (рис. 12, а, б).

Геохимическое моделирование показывает, что родоначальная магма ТГГ плутонов с адакитовыми чертами п-ова Тайтао сформировалась при 20% плавлении измененного базальта с реститовыми фазами в виде граната и роговой обманки [24].

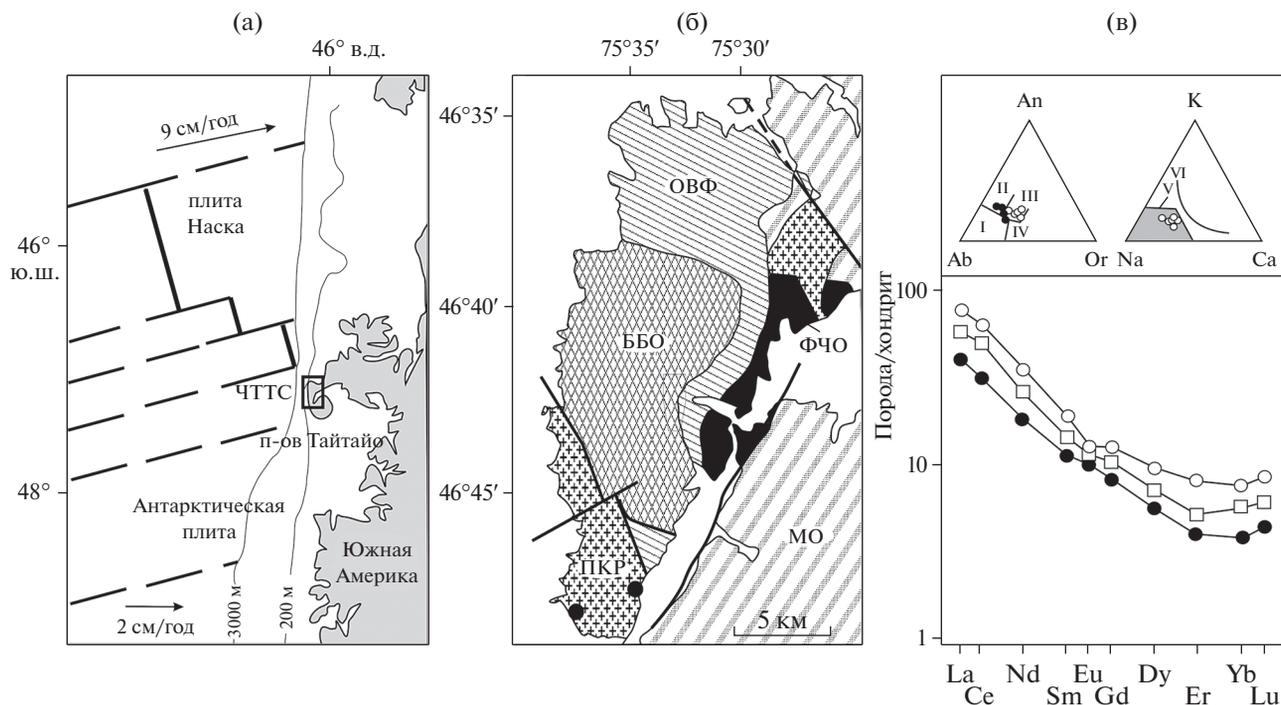


Рис. 12. Формирование мантийного окна под п-овом Тайтайо в Южном Чили, (по данным [24], с изменениями и дополнениями). (а) – местоположение п-ова Тайтайо в Южном Чили; (б) – геологическая карта п-ова Тайтайо (показана прямоугольником на (а)); (в) – петро-, геохимические характеристики пород плутона Капо Рэпер (п-ов Тайтайо, Южный Чили). Поля: I – трондземиты, II – тоналиты, III – гранодиориты, IV – граниты; тренды: V – трондземитовый, VI – известково-щелочной. Обозначено: ЧТТС – Чилийская точка тройного сочленения (ось Чилийского спредингового хребта (жирная линия)); ББО – офиолиты Байя Барентос; ФЧО – формации Чилийской окраины; ПКР – плутон Капо Рэпер; МО – метаморфическое основание; ОВФ – основная вулканическая формация; Гд – гранодиорит; Гр – гранит; Тд – трондземит; То – тоналит; ИЩ – известково-щелочной тренд.

По данным Апта с соавт. [13] генерация магм ТТГ плутонов связана по времени с моментами погружения отдельных сегментов Чилийского спредингового хребта под континентальную окраину. Образование расплавов происходило за счет частичного плавления офиолитов, обдущированных на континентальную окраину и прорванных ТТГ плутонами, и (или) океанической коры под действием тепла при апвеллинге мантийного вещества под субдуцирующим хребтом.

Различные примеры проявлений адакитового магматизма в позднекайнозойской геодинамической эволюции Камчатки приведены в работе Авдейко с соавт. [1]. Для района р. Валаюам северного сегмента Камчатской дуги происхождение адакитов связывается с плавлением базальтов молодой субдуцируемой океанической плиты Командорского бассейна. На Восточной Камчатке, где погружается океаническая кора с возрастом 93 млн лет [117] сочетание адакитов и вулканических пород с внутриплитными и островодужными характеристиками образуется в результате плавления базальтов переднего края субдуцируемой плиты на контакте с горячей астеносферой [1] (рис. 13).

Формирование адакитов южной части Центральной Камчатской депрессии, возможно, происходит в краевых частях мантийного окна [1].

Вулканизм адакитового состава зоны Камчатско-Алеутского сочленения, видимо, также связан с формированием мантийного окна и/или на контакте северо-восточного края Тихоокеанской плиты с астеносферой, и он продолжается и в настоящее время (вулкан Шивелуч).

Связь адакитового вулканизма плиоцен-плейстоценового возраста с начальным моментом субдукции океанической коры Филиппинского моря с возрастом 50–60 млн лет в восточной части о. Минданао Филиппинского архипелага отмечена [82, 102]. Кроме того, в западной части этого острова под островную дугу Замбоанга погружается молодая (25–5 млн лет) океаническая кора моря Сулу, которая испытывает частичное плавление на глубинах 75–85 км также с образованием адакитовых расплавов [102]. Только часть этих расплавов достигает поверхности, а большая часть метасоматизирует мантийный клин, из которого выплавляются обогащенные ниобием базальтовые магмы и образуются высоко-Nb ба-

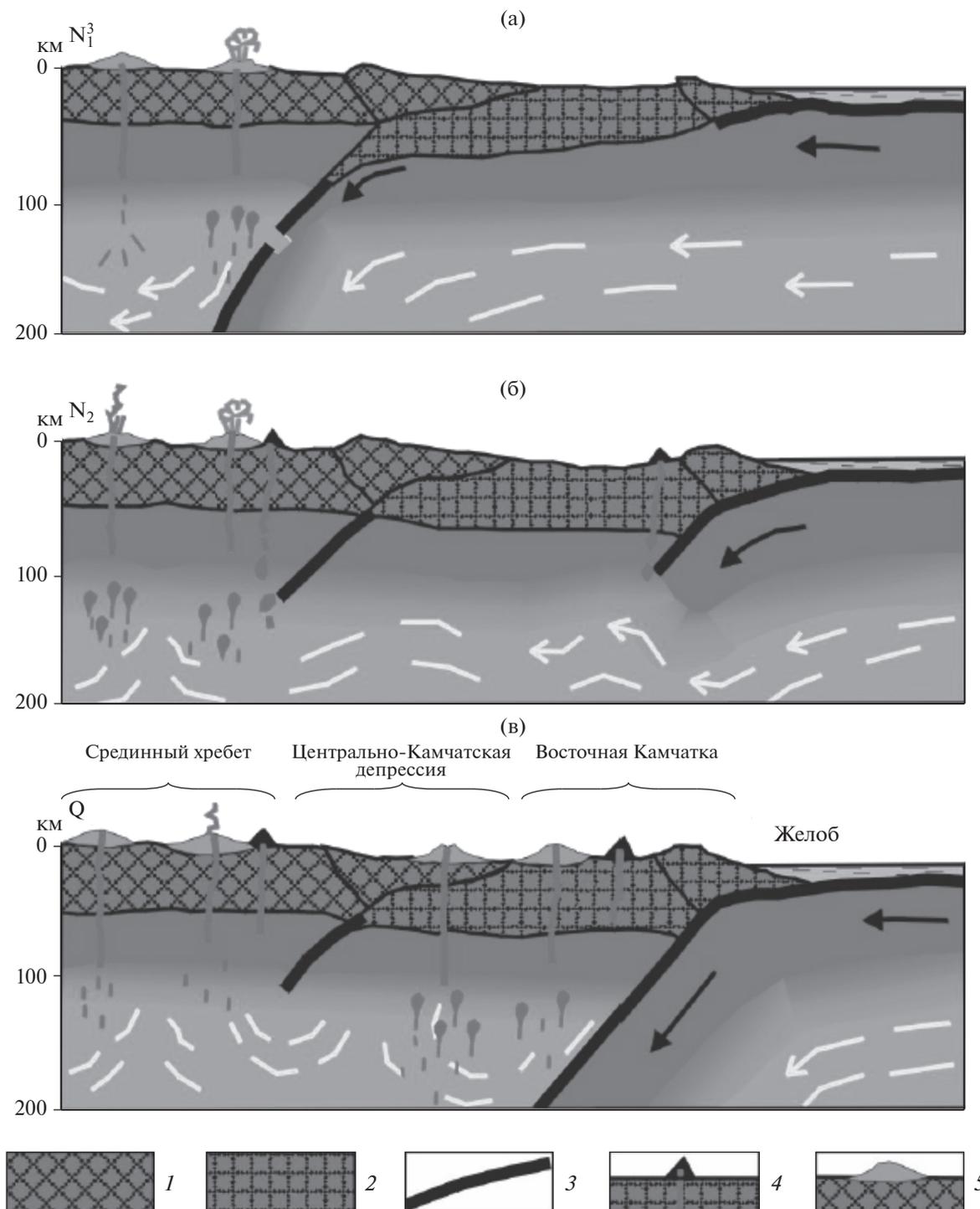


Рис. 13. Модель миоцен–четвертичной геодинамической эволюции и образования адакитов Камчатки, (по данным [1]).
 1–3 – кора: 1 – континентальная, 2 – Кроноцкой палеодуги (континентальная), 3 – океаническая; 4 – адакитовые постройки; 5 – вулканы

зальты, о которых шла речь выше. Наконец, формирование вулканитов адакитового состава в центральной части о. Минданао связывают с частичным плавлением фрагментов ранее субдци-

рованной океанической коры Молуккского моря, включенных в верхнюю мантию [102].

Macpherson с соавт. [76] для восточной части о. Минданао предлагает два альтернативных ва-

рианта формирования адакитовых расплавов, в основу которых заложено:

– фракционирование водонасыщенной базальтовой магмы, сформированной при частичном плавлении мантийного клина на значительных глубинах в поле стабильности граната;

– переплавление базальтового материала, содержащего гранат и кристаллизовавшегося в основании литосферы островной дуги.

Второй вариант также используется для объяснения генезиса миоценовых адакитов о-ва Борнео, Большие Зондские о-ва [76].

Schwartz с соавт. [107] показали, что генерация ТТГ пород адакитового состава может быть связана с процессом коллизии дуга–дуга на примере провинции Голубых гор северо-восточного Орегона Северо-Американской континентальной окраины. Здесь установлено две серии островодужных плутонов средне- и позднеюрского возраста. Геохимические и изотопные характеристики среднеюрских плутонов и лав основного состава предполагают, что они образовались из деплетированного мантийного источника при малоглубинном (<40 км) плавлении ранее сформированной островодужной коры. Посткинematические адакитовые плутоны позднеюрского возраста имеют геохимические и изотопные характеристики, свидетельствующие об их происхождении при частичном плавлении клинопироксен-роговообманково-гранатового источника на глубинах >35–40 км. Такие условия для выплавления адакитовых расплавов создаются вследствие утолщения коры в процессе коллизии островных дуг Олдс Ферри и Валлова в позднеюрское (159–154 млн лет) время (рис. 14).

С геодинамической обстановкой коллизии дуга–континент, сопровождающим ее отрывом части океанической коры и утолщением коры континентальной окраины могут быть связаны гранитоидные плутоны, в том числе с адакитовыми характеристиками, меловых батолитов Северо-Американских Кордильер [127].

Оригинальная геодинамическая модель плиоцен–плейстоценового адакитового магматизма в связи с океаническими трансформными разломами предложена Haschke, Ben-Avraham [56, 57] на примере островных дуг о-вов Папуа–Новая Гвинея (рис. 15).

Здесь вулканиты с адакитовыми характеристиками отмечаются в двух районах – дациты и трахиты о-вов Лусанкей и дациты Эйярд Хиллс, которые находятся на простирации рифтовой системы бассейна Вудларк, пересеченной в западной части трансформными разломами Моресбай и Норманбай (см. рис. 15).

Адакиты Эйярд Хиллс приурочены к коллизионной зоне центральной части островов Папуа–Новая Гвинея, сформированной в эоце-

новое время в результате столкновения дуги Даби с краем Индо-Австралийской плиты. Адакитовые вулканиты о-вов Лусанкей расположены в 600 км к западу от адакитов Эйярд Хиллс в сторону рифта бассейна Вудларк в пределах плиты Соломонова моря.

Опираясь на данные томографии и геохимического моделирования, Haschke, Ben-Avraham [57] связывают формирование адакитов Эйярд Хиллс и о-вов Лусанкей с частичным плавлением остатка океанической плиты под зоной эоценовой коллизии и “замороженных” в верхней мантии эклогитизированных фрагментов этой плиты соответственно (см. рис. 15).

Плавление происходит под воздействием обогашенного мантийного материала, поступающего в процессе рифтинга в бассейне Вудларк при его продвижении в сторону островов Папуа–Новая Гвинея. Подъему этого материала способствует и наличие трансформных разломов Моресбай и Норманбай. С рифтовыми зонами также связан позднекайнозойский щелочной базальт-риолитовый вулканизм.

Приведенные кайнозойские К-адакиты или С-адакиты характерны для обстановки коллизии континент–континент и описаны большей частью китайскими геологами для Гималайско-Тибетского региона [31, 61, 74, 123, 126, 129, 133, 141]. Проявления К-адакитового магматизма приурочены уже к постколлизионному этапу развития коллизионного орогена.

Коллизия между Индийской и Азиатской плитами началась в раннекайнозойское время и привела к созданию Тибетско-Гималайского орогена. До начала коллизии субдукция в северном направлении океанической коры Неотетиса вдоль южной окраины Азиатского континента приводила к магматизму андийской окраины и образованию батолита Гангдесе и вулканической серии Линзизонг, которые сейчас экспонируются в террейне Лхаса южного Тибета [31].

В пределах террейна Лхаса Южного Тибета выделяется пояс постколлизионного магматизма протяженностью около 1500 км, в котором присутствуют дайковые рои и небольшие штоки, сложенные разнообразными миоценовыми гранитоидами с адакитовыми характеристиками [31, 61, 74] (рис. 16).

Кроме того, в данном поясе присутствуют разновозрастные миоценовыми К-адакитам ультракалиевые вулканиты основного и калиевые вулканиты среднего-кислого состава. К-адакиты, слагают тела гранит-порфиров и интродуцируют породы батолита Гангдесе и вулканиты серии Линзизонг мелового возраста и подстилающие их метасадочные серии [31].

Постколлизионные миоценовые К-адакиты имеют высокие содержания Sr и La, низкие Yb и

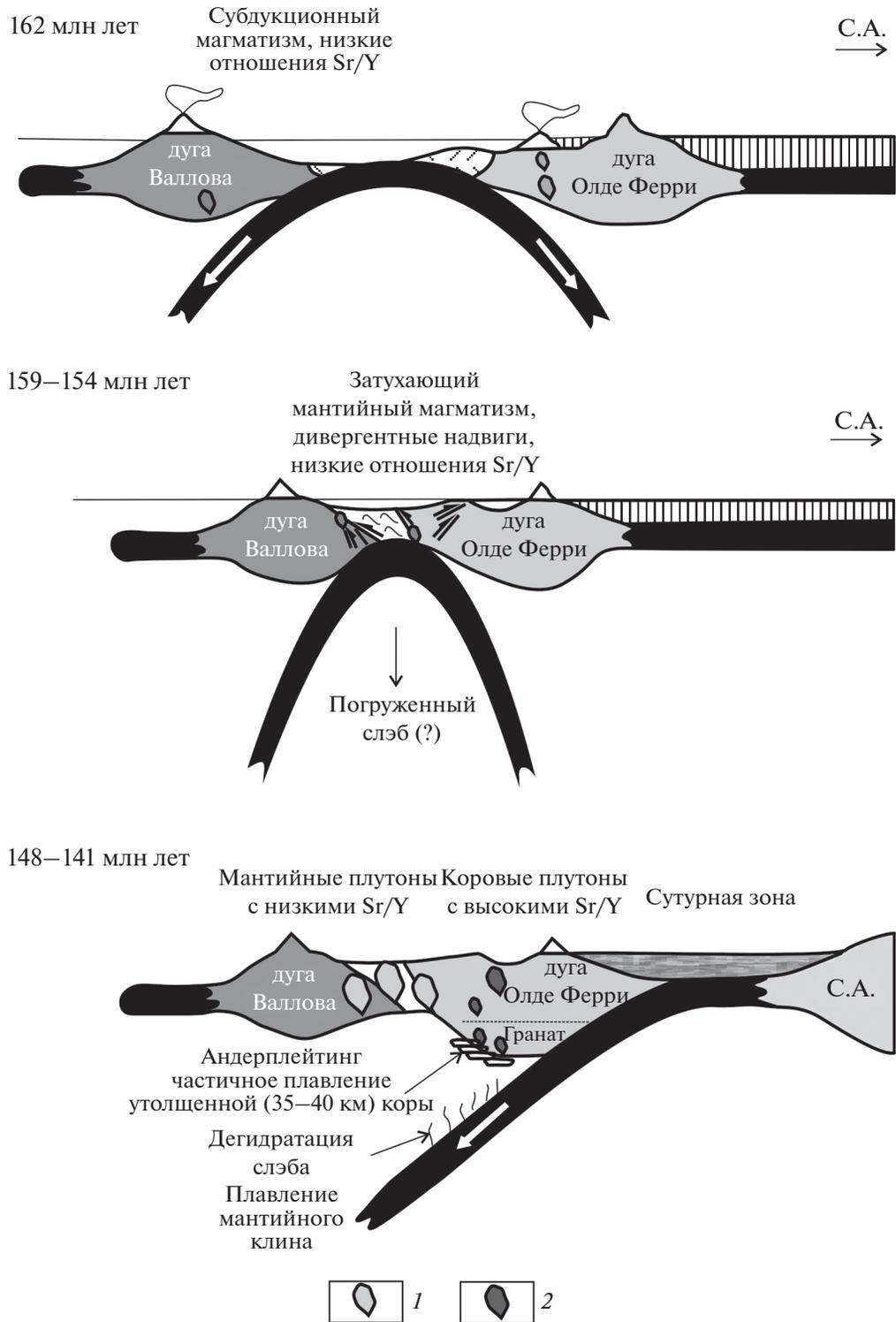


Рис. 14. Модельная схема до- (162 млн лет), син- (159–154 млн лет) и постколлизийного магматизма с генерацией низко- и высоко-Sr/Y плутонов провинции Голубых гор северо-восточного Орегона, (по данным [107]).
1 – андерплейтинг базитового материала; 2 – дегидратация слэба и плавление мантийного клина; 3 – сутурная зона; 4–5 – плутоны с Sr/Y отношением: 4 – низким, 5 – высоким

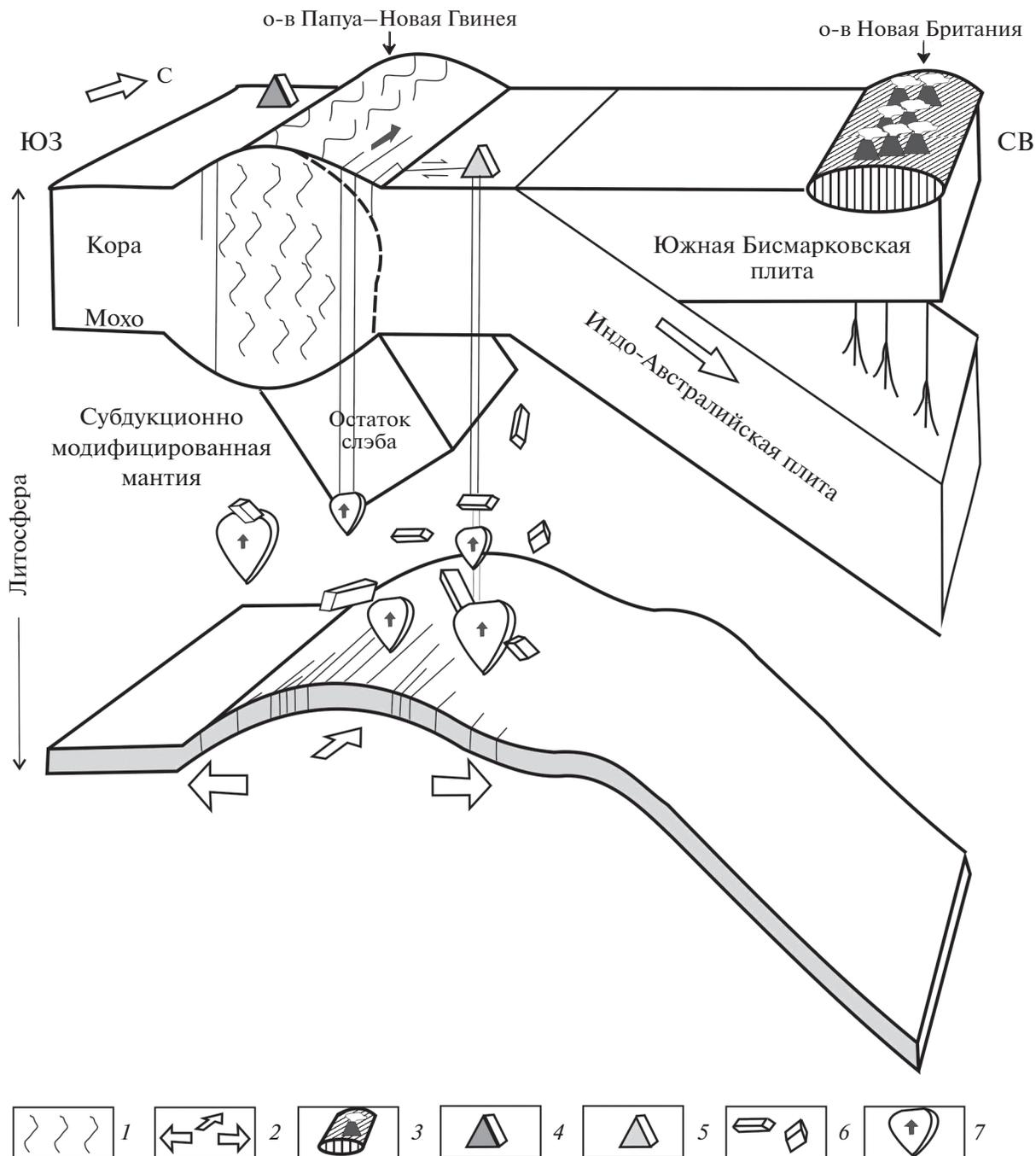


Рис. 15. Схема формирования адакитов о. Эйрд-Хиллс и о. Лукансей (о-ва Папуа–Новая Гвинея), (по данным [56]).
 1 – коллизонная сутурная зона; 2 – расширяющийся рифт; 3 – вулканическая дуга Бисмарка; 4 – о. Эйрд-Хиллс; 5 – о. Лукансей; 6 – “замороженные” фрагменты эклогитов; 7 – декомпрессионное плавление фрагментов эклогитов под действием водных мантийных расплавов

У, высокие отношения Sr/Y и La/Yb, сходные с таковыми адакитов, сформированных при частичном плавлении субдицирующей океанической коры. Однако они отличаются от последних высоким содержанием K₂O (до 8.7%), высокими первичными отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7049–0.7079), Th/U, также высокими отношениями Th/Ba, Rb/Ba; низкими величинами ε_{Nd} (–9.7 to +5.52),

что предполагает иной механизм их образования с вовлечением материала континентальной коры [31, 61, 123].

Генерацию адакитовых расплавов многие исследователи связывают с частичным плавлением нижней части утолщенной (>50 км) коры Тибета, превращенной в эклогиты и (или) гранатовые амфиболиты [31, 61, 123] (рис. 17).

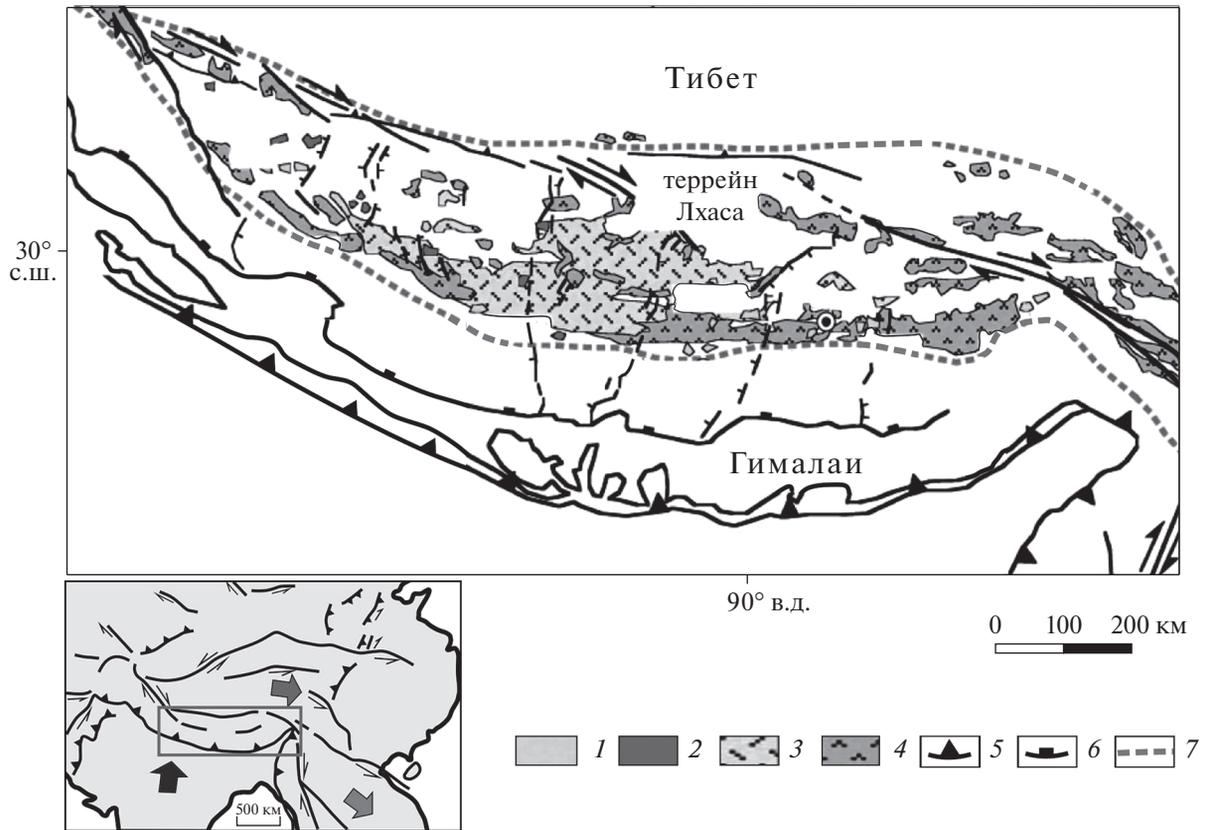


Рис. 16. Геологическая карта расположения магматических пород террейна Лхаса Южного Тибета.

На врезке – район коллизии Индостанской и Азиатской плит.

1 – Южно-Тибетские адакиты (26–10 млн лет); 2 – ультракалийевые магмы (25–13 млн лет); 3 – палеогеновые (60–40 млн лет) вулканты Линзизонг; 4 – меловой–эоценовый батолит Гангдесе; 5 – Главный Центральный надвиг; 6 – Южно-Тибетский детачмент; 7 – сутуры Бангонг-Нуджиланг (на севере), Индус-Цангпо (на юге)

Необходимое для подобного плавления повышение геотермического градиента является следствием деламинации и удаления тектонически утолщенной в результате коллизии литосферной мантии в позднеолигоценное время. Магмы, продуцирующие ультракалийевые вулканиты, образовались при частичном плавлении обогащенных флогопитом доменов субконтинентальной литосферной мантии. Одновременно в поверхностных условиях имело место постколлизийное растяжение в широтном направлении с образованием сбросовых (грабеновых) структур меридионального простирания, к которым приурочены тела К-адакитов и лавы высококалийевых базальтов [31].

Близкая обстановка формирования предполагается для раннемеловых (106–123 млн лет) К-адакитов орогенного пояса Циньлинь Восточного Китая, расположенного между Северо- и Южно-Китайскими кратонами [133]. В отличие от описанных выше миоценовых К-адакитов Гималайского орогена, адакиты района Нинджен пояса Циньлинь имеют более высокие содержания MgO и величины Mg#, т.е. адакитовые магмы

должны были реагировать с мантийными породами. Происхождение адакитовых магм, по мнению авторов [133] связано с частичным плавлением амфибол-содержащего эклогитового материала, образованного в нижних частях утолщенной коры (>40 км), который тонул в подкоревой мантии в результате деламинации. В процессе подъема адакитовых расплавов от деламинированных блоков коры они взаимодействовали с мантийными породами, что и привело к повышенным содержаниям MgO и величинам Mg# [133].

А.А. Щипанский [11] считает, что адакитовый магматизм может быть связан с режимом нестационарной субдукции в такие временные режимы ее развития, когда резко меняются характеристики основных кинематических, сейсмических и термальных процессов, протекающих как в погружающейся, так и в перекрывающей литосферных плитах. По его мнению, режим нестационарной субдукции связан с активным воздействием мантийно-плюмовых производных, таких как океанические плато, горячие точки, на зоны субдукции как в настоящее время, так и в архее.

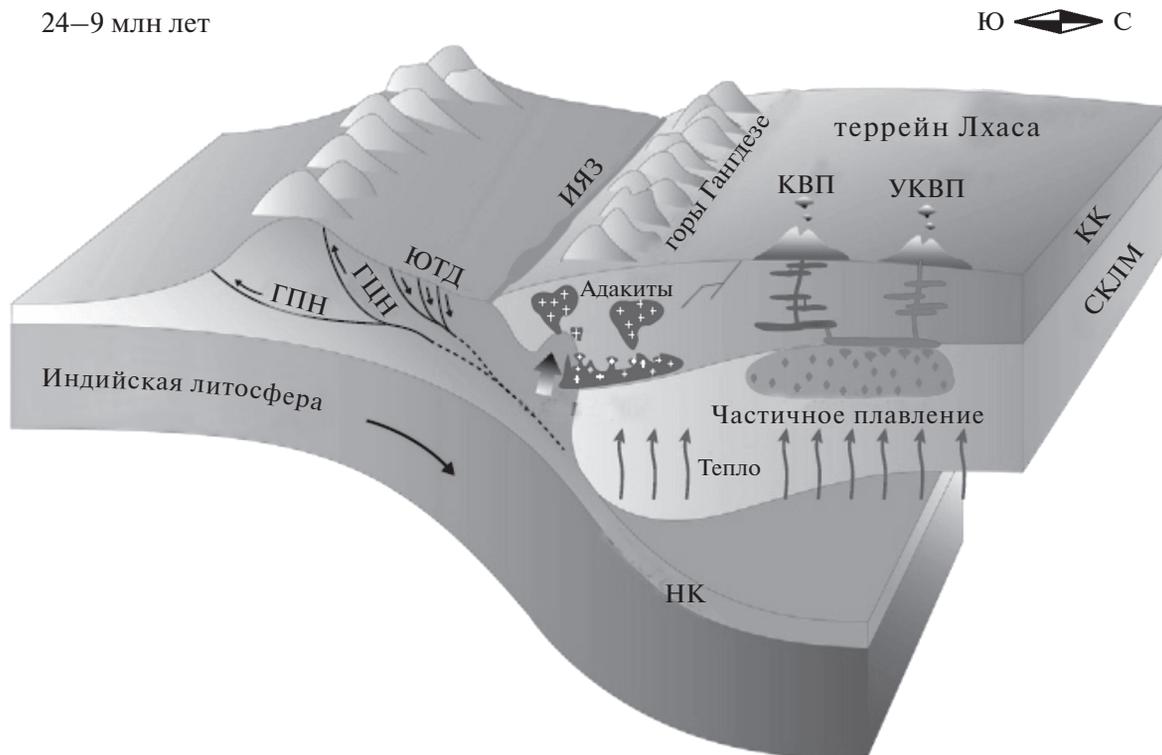


Рис. 17. Схема образования и эволюции постколлизийного магматизма Южного Тибета, (по данным [74]). Обозначено: КК – континентальная кора; НК – нижняя кора; СКЛМ – субконтинентальная литосферная мантия; ГПН – Главный пограничный надвиг; ГЦН – Главный Центральный надвиг; ЮТД – Южно-Тибетский детачмент; ИЯЗ – сутурная зона Индус–Ярлунг–Зангбо.

Г.П. Авдейко [1] также полагает, что при установившемся режиме субдукции в пределах Тихоокеанского кольца адакиты не формируются. Большая их часть образуется при плавлении головной части слэба на контакте с горячей астеносферой в начальный период субдукции. Кроме того, образование адакитов он связывает с дополнительным разогревом и плавлением слэба в мантийных окнах. Косая субдукция и трансформное взаимодействие плит могут обеспечить дополнительный разогрев, достаточный для плавления субдуцируемой плиты и проявления адакитового вулканизма.

СОПОСТАВЛЕНИЕ АДАКИТОВ С ДОКЕМБРИЙСКИМИ ТТГ

Отмечается, что адакиты имеют большое сходство с архейскими тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми сериями (ТТГ) [2, 10, 32, 32, 42, 79, 80, 84, 85, 104, 111]. Этот факт часто рассматривается как свидетельство действия механизмов тектоники плит в архее [11]. Кроме того, адакиты и адакитовые гранитоиды рассматриваются как ключ к пониманию механизмов формирования архейской континентальной коры.

Smities [111] подробно рассматривает определенные отличия, прежде всего в содержаниях SiO_2 и Mg\# (рис. 18), между адакитами и архей-

скими ТТГ, делает вывод, что они не являются полными аналогами и отмечает, что среди архейских ТТГ древнее 3.0 млрд лет и более чем половины моложе 3.0 млрд лет нет низкокремнеземистых высокомагнезиальных разновидностей, аналогичных НКА и предполагающих взаимодействие расплавов с мантийным клином. Единственным исключением являются позднеархейские ТТГ позднеархейской провинции Сьюпириор Канады. В итоге наиболее приемлемой моделью для генезиса архейских ТТГ предполагается модель плавления метабазальтового материала в основании утолщенной океанической коры в водных условиях при режиме особой пологой субдукции без развития мантийного клина [111].

Condie [32, 33] сопоставлял как высоко-Al ТТГ с адакитами, так и позднеархейские ТТГ с высококремнеземистыми адакитами. Он показал, что высоко-Al ТТГ, включая позднеархейские, имеют более низкие содержания Sr, Ni, Cr и более низкие величины Mg\# и Nb/Ta отношения, чем большая часть адакитов, в том числе высококремнеземистых, имея лишь близкие распределения РЗЭ и несовместимых элементов. Он делает вывод об отсутствии общности их происхождения в результате частичного плавления океанической коры в зоне субдукции и предполагает, что высоко-Al ТТГ могут быть продуцированы частичным

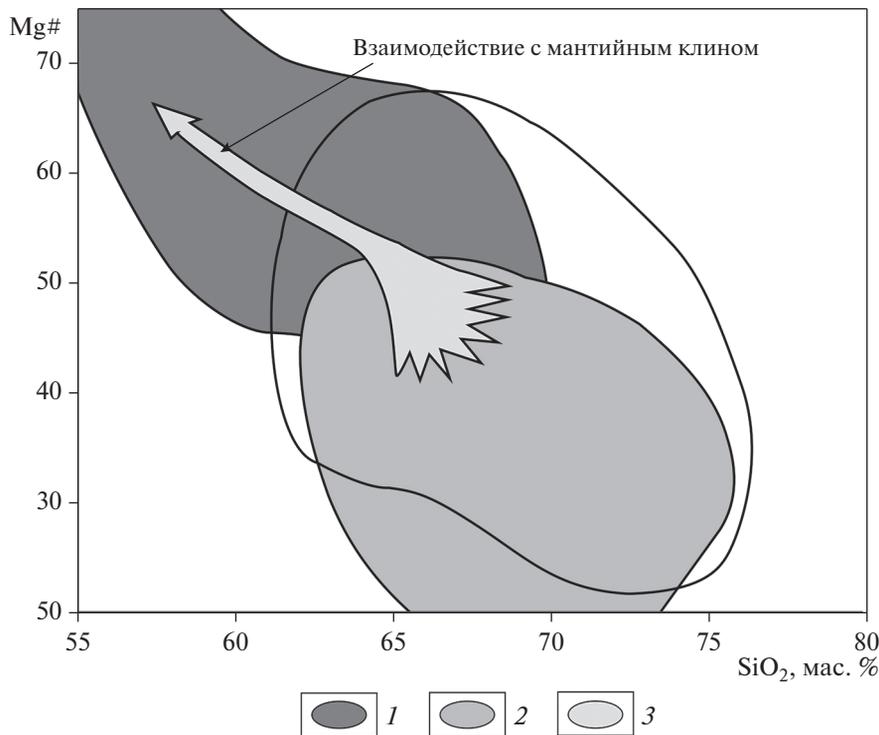


Рис. 18. Вариации величины Mg# и содержания SiO₂ в современных адакитах и архейских ТТГ, (по данным [111]).
1 – адакиты; 2–3 – ТТГ с возрастом: 2 – ≥3.0 млрд лет; 3 – ≤3.0 млрд лет

плавлением водосодержащих мафических пород в нижней коре островодужных систем. Позднеархейские ТТГ также образовались в результате частичного плавления в низах утолщенной коры в поле стабильности эклогитовых пород, содержащих роговую обманку на глубинах от 40 до 80 км при температурах от 700 до 800°C.

Утолщение коры Condie [32] связывает с образованием мощных океанических плато на рубежах в 2.7 и 1.9 млрд лет под действием большого количества плюмов, активно воздействующих на основание литосферы.

Однако существует мнение, что в основании такой мощной коры океанических плато не могло находиться достаточное количество воды, обеспечивающее большие объемы плавления [15].

О.М. Туркина [10] выделила высоко- и низкоглиноземистые типы надсубдукционных позднеархейских ТТГ юго-западной окраины Сибирской платформы, которые формировались в различных *P–T*-условиях. Высокоглиноземистые ТТГ являются продуктами плавления при высоком давлении метабазитов погружающейся океанической плиты, низкоглиноземистые ТТГ – продукт фракционной кристаллизации базальтового расплава или плавления метабазитов при низком давлении на ранней стадии развития островной дуги или при задуговом спрединге. При этом

сходство с адакитами и гранитоидами островных дуг имеют высокоглиноземистые разности ТТГ.

Martin с соавт. [80] выделили высококремнеземистые и низкокремнеземистые адакиты и также провели сопоставление этих разностей с архейскими ТТГ. Они показали, что высококремнеземистые адакиты имеют большое сходство с позднеархейскими ТТГ с возрастом <3.0 млрд лет, а низкокремнеземистые – с позднеархейскими санукитоидами (высокомагнезиальной диорит-гранодиорит-гранитной серией) и гранитами типа Closepet (калиевыми гранитоидами). Предполагается, что архейские ТТГ и высококремнеземистые адакиты представляют расплавы плиты, с разной степенью их реакции с перидотитом, тогда как санукитоиды, граниты типа Closepet и низкокремнеземистые адакиты соответствуют расплавам, образованным при плавлении перидотита, метасоматизированного расплавами плиты. Соответственно изменения, наблюдаемые от раннеархейских до позднеархейских ТТГ и санукитоидов – возрастание величины Mg# и содержаний Ni, Cr, (CaO + Na₂O) и Sr – интерпретируется в связи с изменением степени реакции ТТГ магм с мантийным перидотитом.

Condie [33] подчеркивает, что при смене архейского ТТГ магматизма на известково-щелочной после 2.5 млрд лет имел место кратковременный период в конце архея (2.6–2.5 млрд лет),

когда преимущественно формировались сануки-тоиды.

Для позднеархейских ТТГ гранит-зеленокаменных областей Карельской провинции Балтийского щита отмечается сходство с адакитами, которые представляют собой расплавы плиты, контаминированные материалом мантийного клина [104]. При этом для позднеархейской палеостроводужной структуры выявлена различная степень взаимодействия расплавов плиты и мантийного клина во фронтальной и осевой частях и в связи с этим формирование ТТГ с адакитовыми характеристиками и диорит-гранодиоритовой ассоциацией, связанной с вулканической базальт-андезит-дацит-риолитовой серией.

С.Д. Великославинский с соавт. [2] провели дискриминантный анализ представительных выборок магматических пород с геохимическими характеристиками адакитов, а именно архейских ТТГ, адакитов островных дуг, адакитов и адакитовых гранитоидов коллизионной и постколлизионной геодинамических обстановок. На примере анализа гистограмм дискриминантных функций, а также распределений РЗЭ и мультиэлементных диаграмм сделан вывод, что архейские ТТГ значительно отличаются от адакитов всех перечисленных групп и представляют собой самостоятельный геохимический тип магматических пород, полные фанерозойские аналоги которого в настоящее время не выявлены (рис. 19).

Сравнительный анализ архейских ТТГ и адакитов привел Martin [79] к следующей схеме эволюции процесса взаимодействия расплавов океанической плиты и мантийного вещества, начиная с архея и до настоящего времени. В архее геотермический градиент был очень высокий, субдуцирующий мафический материал мог плавиться на небольшой глубине и происходило формирование архейских ТТГ. Из-за небольшой мощности и невысокой температуры мантийного клина взаимодействие между расплавом и клином либо не возникало, либо было очень ограниченным (рис. 20, а).

В фанерозое геотермический градиент в зонах субдукции уже более низкий, плавление происходит на больших глубинах, где плагиоклаз не стабилен, мантийный клин более мощный и прогретый, поэтому имеет место активное взаимодействие мантийного вещества и расплавов, образованных при частичном плавлении океанической коры (см. рис. 20, а).

Однако само плавление океанической плиты реализуется только в случае, если она имеет молодой возраст. В случае низкого термического градиента в зоне субдукции, происходит дегидратация океанической плиты, отделяющиеся флюиды поступают в вышележащий мантийный клин, и происходит выплавление типичного острово-

дужного известково-щелочного расплава, фракционирование которой дает ряд базальт-андезит-дацит-риолит (см. рис. 20, в).

Для архейских комплексов разных кратонов также отмечено присутствие обогащенных ниобием базальтов, ассоциирующих как с адакитами, так и с островодужными базальтами [60, 69]. Однако высокониобиевых разностей ($Nb > 20$ г/т), аналогичных фанерозойским и синхронным адакитовому магматизму, не наблюдается.

В зеленокаменном поясе Пеналачерла кратона Дхарвар в Индии (2.7 млрд лет) наблюдается ассоциация обогащенных Nb базальтов, высокомагнезиальных андезитов и вулканических среднего состава с адакитовыми характеристиками, переслаивающихся с толеитовыми пиллоу-базальтами. Содержания Nb в обогащенных базальтах составляют 6.3–18 г/т. Вулканисты кислого состава разделяются на калиевые и натровые разности.

Натровые разности имеют $SiO_2 \geq 56$ вес. %, $MgO < 3$ вес. %, $Mg\# \sim 0.5$, $Na_2O \geq 3.5$ вес. %, $K_2O \leq 3$ вес. %, $Yb \leq 1.9$ г/т, $Cr \geq 30$ г/т, $Al_2O_3 \sim 15$ вес. % и $La/Yb 7.5-8.2$, т.е. они близки по составу к адакитам по определению [36]. Происхождение обогащенных Nb базальтов Kerrich, Manikyamba [69] связывают с плавлением мантийного клина, гибридного адакитовыми расплавами с гранатом в реститовой ассоциации. Натровые разности адакитов рассматриваются как расплавы, полученные при плавлении низкомагнезиальных базальтов океанической коры, преобразованных в условиях гранат-амфиболитовой фации, а калиевые – как расплавы мафической нижней коры, фрагменты которой могли быть дегидратированы в астеносферную часть мантийного клина. Наличие всей ассоциации перечисленных пород свидетельствует о механизме пологой субдукции при формировании аккреционного орогена восточной части кратона Дхарвар [69].

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПОРОД

Многими исследователями была отмечена пространственная и временная связь адакитового магматизма с формированием Cu (Mo)–Au порфировых систем, а также для кайнозойских адакитов и медно-порфировых месторождений [22, 115, 118, 126, 141] (рис. 21). Был сделан вывод, что адакиты являются важным источником металлов для Cu–Au рудных месторождений и, наоборот, наличие Cu–Au рудной минерализации в адакитовых породах может считаться индикатором процесса плавления субдуцирующей океанической коры [118].

Однако сторонники модели формирования адакитов в результате фракционной кристаллизации родоначальной островодужной базальтовой магмы, отрицают вклад расплавов океанической

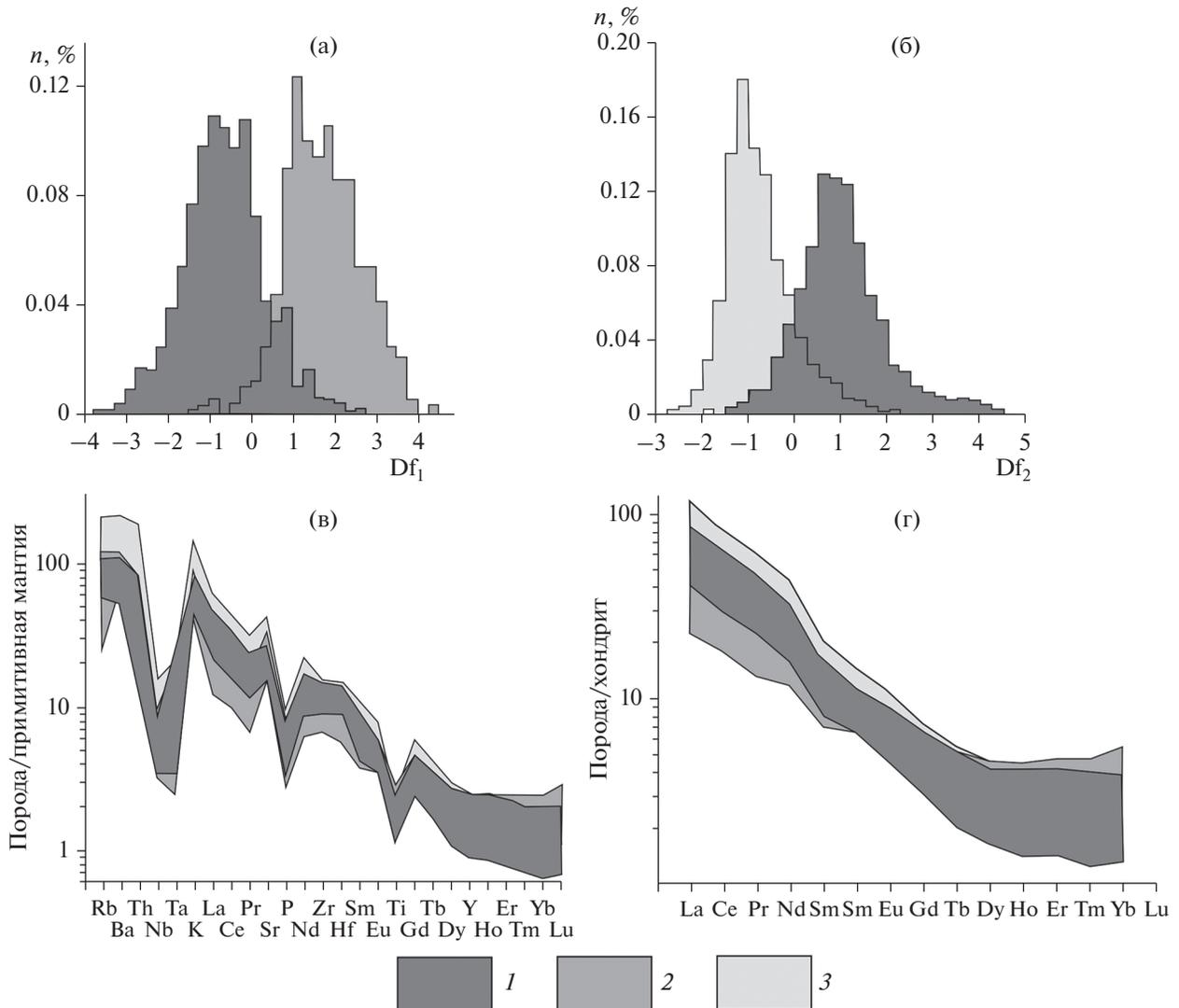


Рис. 19. Результаты дискриминантного анализа и распределения редких и редкоземельных элементов для архейских ТТГ, адакитов островных дуг, коллизионных и постколлизионных адакитов и адакитовых гранитоидов (по данным [2], с изменениями и дополнениями).

(а) – архейские ТТГ с адакитовыми геохимическими характеристиками и адакиты островных дуг;

(б) – архейские ТТГ и коллизионные, постколлизионные адакиты и адакитовые гранитоиды;

(в) – спайдерграммы редких элементов, нормированные по примитивной мантии, в адакитах и адакитовых гранитоидах эталонных выборок;

(г) – распределения РЗЭ, нормированные по хондриту, в адакитах и адакитовых гранитоидах эталонных выборок.

1 – архейские ТТГ адакитового состава ($n = 635-1370$); 2 – адакиты островных дуг ($n = 299-482$); 3 – коллизионные и постколлизионные адакиты и адакитовые гранитоиды ($n = 963$)

коры в Cu–Au рудную минерализацию, сопровождающую адакиты [96]. Этому противоречат и исследования Re–Os изотопной системы Cu–Au минерализации, ассоциирующей с адакитами восточной части о-ва Минданао Филиппинского архипелага [41]. Данные адакиты имеют $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ отношения, сходные с таковыми базальтов MORB и островодужных пород, что указывает на связь источника сидерофильных металлов, а не с базальтовой корой Филиппинского моря, субдуктирующей под о. Минданао.

Zhang с соавт. [141] считают, что с К-адакитами зон коллизии континент–континент, образованными при частичном плавлении утолщенной нижней коры, не ассоциируют меднопорфировые месторождения. Тем не менее, есть достаточно много работ по миоценовым К-адакитам террейна Лхаса Тибета, в которых такая ассоциация наблюдается [61, 141]. Предполагают также, что рудообразующие адакитовые магмы в коллизионных зонах могли быть получены при частичном плавлении богатых металлами кумулятов в нижней коре, сформированных на

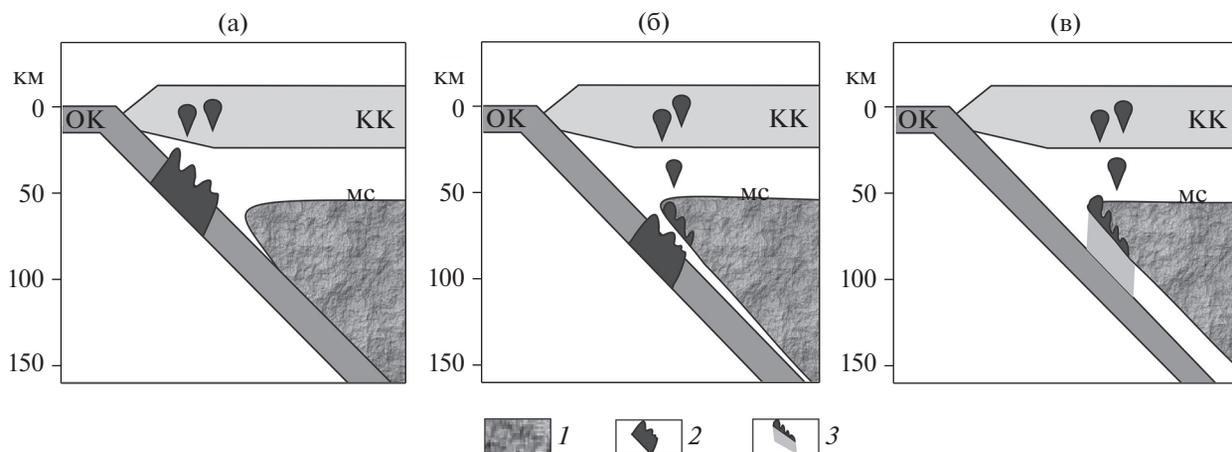


Рис. 20. Схематические разрезы зоны субдукции, (по данным [79]).

(а)–(в) – Условия формирования островодужных магм:

(а) – архей;

(б–в) – настоящее время: б – при повышенном геотермическом градиенте, в – при низком геотермическом градиенте.

Обозначено: КК – континентальная кора, ОК – океаническая кора, мс – мантийный солидус.

1 – мантийный клин; 2 – частичное плавление океанической коры; 3 – дегидратация океанической коры и взаимодействие с мантийным клином

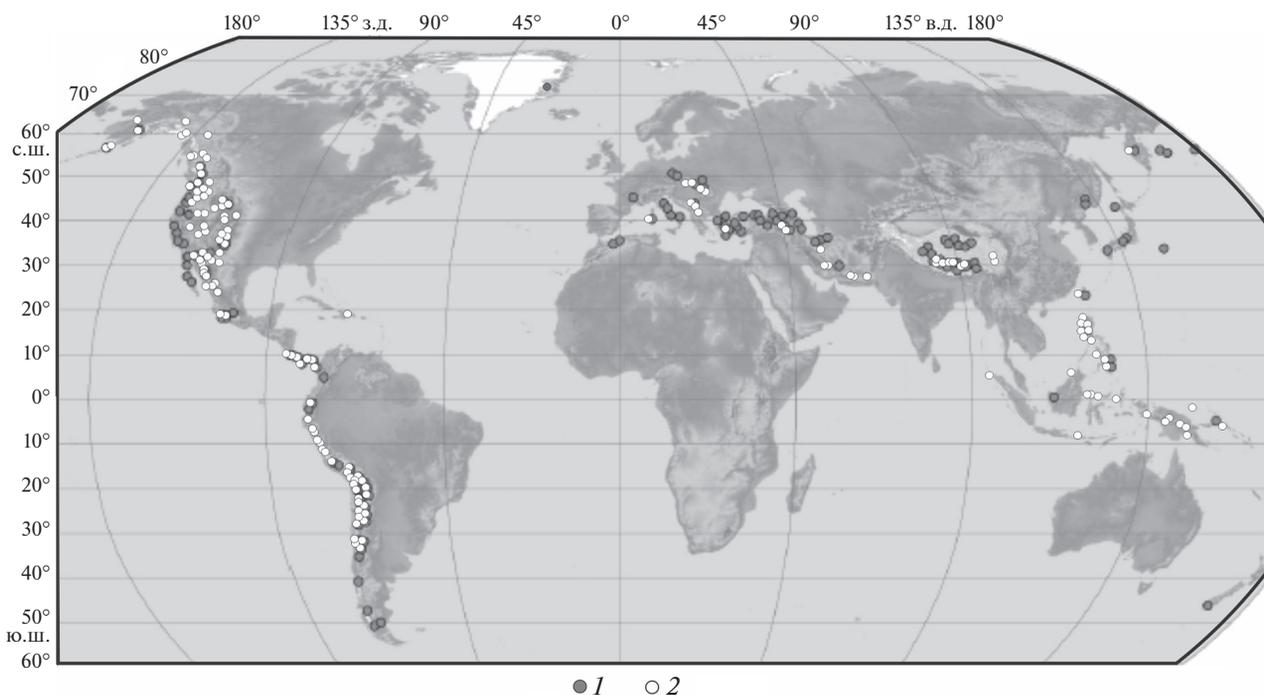


Рис. 21. Распространение кайнозойских адакитов и меднопорфировых месторождений, (по данным [126], с изменениями и дополнениями).

1 – кайнозойские адакиты; 2 – меднопорфировые месторождения

предыдущей надсубдукционной стадии развития [141].

Castillo [29], Sun с соавт. [116], Wang с соавт. [126] считают, что рудообразующий потенциал адакитов может быть увеличен, если включены:

– высокие величины фугитивности кислорода расплавов слэба ($>\Delta FMQ + 2$);

– богатые халькофильные элементы магматических источников, в том числе океанической коры;

– высокие содержания магматической воды в адакитовых магмах;

– кристаллизационное фракционирование при высоких давлениях;

– распад амфибола в нижней части утолщенной континентальной коры и взаимодействия между адакитовым расплавом и мантией.

При этом вопрос о том, какой из перечисленных факторов играет преобладающую роль, остается спорным.

Zhang с соавт. [141] выделяют три ступени обогащения металлами во время образования руд в зонах океанической субдукции, с которыми могут быть связаны адакиты:

– предварительное обогащение металлами мантийного клина в процессе метасоматоза флюидами, полученными из субдуцирующего слэба;

– вторичное обогащение металлами в мафических магмах во время частичного плавления метасоматизированных мантийных доменов и дифференциации магмы;

– обогащение при частичном плавлении мафических пород в нижней коре с образованием кислых магм, фракционная кристаллизация которых приводит к образованию магматических гидротермальных флюидов для окончательной минерализации.

Обогащение золотом адакитов, образованных при частичном плавлении океанической коры, по сравнению с известково-щелочными андезитами, дацитами показано в работах [22, 90] для разных районов Филиппинского архипелага и района Байджа Калифорния.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный обзор показывает, что, несмотря на значительные достижения в изучении различных аспектов адакитового магматизма, остается ряд неясных вопросов, касающихся классификации адакитовых пород, их петрогенезиса, взаимосвязи определенных типов адакитовых пород с геодинамической обстановкой формирования, парагенетической связи адакитового магматизма с Cu–Au минерализацией, соотношения адакитов и высоко-Al ТТГ докембрийской области и оценки роли адакитовых пород в формировании континентальной коры.

Авторы термина Defant, Drummond [36] постулировали, что адакит – это тип пород островодужных обстановок, обладающий специфическими геохимическими чертами (высокие отношения Sr/Y и La/Yb, низкие содержания Y и Yb), образованный именно в результате частичного плавления базальтовой части молодой и горячей субдуцирующей океанической коры. Последующие результаты экспериментов по частичному плавлению в высокотемпературных условиях, а также обнаружение включений стекла адакитового состава в островодужных перидотитах, лейкократовых жил адакитового состава в обдуцированных океанических пластинах и ксенолитах в пе-

ридититах подтверждают, что плавление слэба с образованием адакитовых расплавов действительно происходило [67, 106, 112].

Однако адакиты образуют большую группу пород с широкими вариациями минерального состава и главных элементов, по которым они не отличаются от других островодужных пород, и объединяются только по геохимическим признакам высокие Sr/Y, La/Yb отношения и низкие содержания Y и Yb. Дальнейшее выделение различных типов адакитов, прежде всего высококремнеземистых и низкокремнеземистых [80] привело к некоторому противоречию между широким диапазоном составов адакитов и “узким” пониманием их петрогенезиса как расплавов субдуцирующего слэба. С одной стороны, высококремнеземистые адакиты [80], соответствующие первоначальному определению адакитов Defant, Drummond [36], рассматриваются как расплавы, полученные при частичном плавлении субдуцированного океанического базальта. С другой стороны, магнезиальные андезиты (низкокремнеземистые адакиты) также определяют как расплавы слэба, которые находились в равновесии с мантийным перидотитом или образовались при прямом плавлении мантийного перидотита, который был метасоматизирован расплавом слэба [64, 80]. Кроме того, есть доказательство существования непрерывного ряда составов от НКА до ВКА, установленные при изучении первичных расплавных включений в фенокристах в низкокремнеземистых адакитах о-ва Фиджи на юго-западе Тихого океана [34].

Первоначально в качестве источника адакитовых расплавов рассматривали базальт N-MORB субдуцирующей океанической литосферы, однако данные по изотопному Sr–Nd–Pb составу адакитов указывают, что плавился не только базальт, но и перекрывающий осадок [29]. Сопоставление экспериментальных составов по плавлению перидотитов и составов природных адакитов энсиматических, энсиалических и окраинно-континентальных дуг показывает их различие [126] и исключает прямое плавление мантийных перидотитов как механизм образования адакитов.

Сопоставление, проведенное Wang с соавт. [126] для кайнозойских адакитов энсиматических дуг, энсиалических дуг и окраинно-континентальных дуг Тихоокеанского кольца, показало, что только адакиты энсиматических дуг, имеющие самый примитивный изотопный Sr–Nd состав, были генерированы частичным плавлением базальтового материала океанической коры с образованием гранат-содержащего рестила. Адакиты энсиалических и окраинно-континентальных дуг имеют сходство петро- и геохимических характеристик и широко варьирующий Sr–Nd изотопный состав, подразумевающий многокомпонентный источник. Генерация адакитов в энсиа-

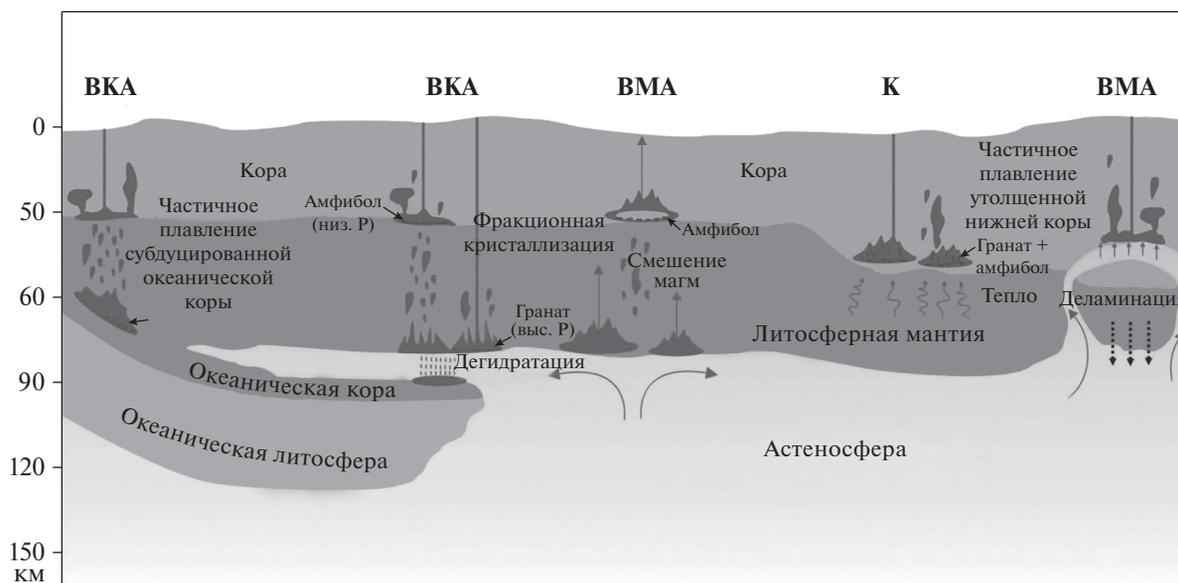


Рис. 22. Петрогенезис адакитов и адакитовых пород в различных геодинамических обстановках при различных петрологических процессах, (по данным [141]).
Обозначено: ВКА – высококремнеземистые адакиты; ВМА – высокомагнезиальные адакитовые породы; К – С-тип адакитовых пород.

лических дугах предполагает частичное плавление базальтовой океанической коры, включая субдуцированный осадок, а также нижней коры дуги с последующей фракционной кристаллизацией и ассимиляцией. Петрогенезис окраинно-континентальных адакитов наиболее сложный, их источники, по-видимому, включают субдуцирующий слэб, асейсмические хребты или океанические плато и перекрывающие их осадки, спрединговые хребты, края слэба при его отрыве, преддуговой коровой материал, полученный при субдукционной эрозии и утолщенную или деляминированную нижнюю кору [126].

По мнению Castillo [29], объем адакитов, продуцированных при плавлении слэба, скорее всего меньше, чем объем адакитовых пород, продуцированных другими петрогенетическими процессами.

Адакиты С(К)-типа зон коллизии континент–континент находятся преимущественно в Гималайско-Тибетском коллизионном поясе, а также в альпийском поясе в Карпатско-Паннонском регионе, Греции, Турции, Иране. Проявления кайнозойского адакитового магматизма в основном приурочены к постколлизионному этапу развития. Адакиты этого типа отличаются наиболее высокой общей щелочностью, высокими содержаниями K_2O , Th, высоким отношением K_2O/Na_2O и имеют наиболее обогащенный Sr–Nd изотопный состав, свидетельствующий о многокомпонентности их источника, включающего утолщенную нижнюю кору и субдуцированную континенталь-

ную кору. Образование адакитов связывают с континентальной субдукцией, отрывом слэба и литосферной деляминацией. Кайнозойские адакитовые породы в Гималайско-Тибетском коллизионном поясе рассматриваются преимущественно как генерированные частичным плавлением утолщенной нижней коры орогена (рис. 22).

Большое количество тектонических обстановок, в которых образуются адакиты, – коллизия островных дуг [102, 107], косая [136] или пологая субдукция [23, 54], океанические трансформные зоны [55, 56], погружение хребта с образованием мантийных окон [119, 138], коллизия континент–континент [31, 74, 126, 133, 141], подразумевает, что само наличие адакитов не может быть использовано как показатель обстановки субдукции молодой и горячей океанической коры, как это первоначально было постулировано Defant, Dumond [36].

Несмотря на то, что в целом доказано, что адакиты могут быть образованы при частичном плавлении мафических пород при высоких давлениях (>1.2 ГПа, глубина ~ 40 км), такие магматические процессы, как фракционная кристаллизация, смешение магм, ассимиляция, которым подвержены магмы во время миграции от источника к поверхности, еще недостаточно изучены в отношении генезиса адакитов. При этом ряд авторов считают, что характерные для адакитов высокие величины отношений La/Yb и Sr/Y достигаются в результате фракционирования роговой обманки и акцессорных минералов в условиях средних и

высоких давлений в коре островных дуг [30, 84, 96, 120, 135].

Неоднозначно трактуется ассоциация адакитов с высоконибоиевыми и обогащенными ниобием базальтами в островодужной обстановке. С одной стороны, используется модель плавления слэба и устанавливается генетическая связь между адакитами и обогащенными базальтами [101]. В процессе субдукции молодой и разогретой океанической коры происходит выплавление адакитового расплава, большая часть которого при подъеме просачивается через мантийный клин и расходится на метасоматизм перидотитов с формированием амфибола, ильменита и обогащение высокозарядными элементами. Последующее с различной степенью плавление метасоматизированной мантии клина приводит к образованию базальтов, обогащенных в различной степени ниобием, и формированию фронта Nb базальтового магматизма в задуговой области по отношению к фронту адакитового магматизма. С другой стороны, высоко-Nb базальты могут быть продуктами плавления мантийного клина, который содержит OIB компонент, захваченный из океанической верхней мантии [122] и тогда генетическая связь с адакитовым магматизмом может отсутствовать.

Отмечена пространственная ассоциация жил гранитного или ТТГ состава с адакитовыми характеристиками и пород эклогитовой и гранулитовой фации высоких давлений в ряде коллизионных орогенов северо-запада и юго-востока Китая, варисцид Центральной Европы, Беломорской провинции России [50, 72, 83]. Однако установлено, что большая часть гранитных пород, существующих с эклогитами, была образована после пиковых параметров эклогитового метаморфизма и не все они имеют адакитовые геохимические характеристики. Поэтому остаются актуальными новые полевые исследования и петрологические доказательства того, что адакитовые расплавы могут быть действительно продуцированы при пиковых условиях эклогитовой фации и высоких давлений гранулитовой фации, содержащий флюида, геохимических особенностей расплавов, составов реститового материала и $P-T$ условий.

Адакиты могут представлять собой современные аналоги архейских ТТГ, составляющих значительную часть континентальной коры, как продуктов плавления субдуцирующей горячей мафической коры [36]. Этот процесс, вероятно, был гораздо более характерен для архейского времени, когда температура мантии была значительно выше [26]. Это выразилось в более эффективной конвекции и меньшем размере плит [40], приводя к субдукции более молодых и горячих океанических плит. Однако составы архейских ТТГ варьируют во времени. ТТГ с возрастом

>3.5 млрд лет имеют низкие содержания Mg, Sr, Ni, и Sr, тогда как ТТГ с возрастом <3.0 млрд лет – высокие содержания этих элементов [32, 33, 80, 111]. Последние хорошо сопоставляются с высококремнеземистыми адакитами [80]. Происхождение раннеархейских ТТГ связывают с пологой субдукцией более плавучей океанической коры, когда практически не происходило формирования мантийного клина и ТТГ магмы не имели возможности реагировать с перидотитами клина. В среднем-позднем архее по мере остывания Земли плавление субдуцированного слэба происходило на большей глубине, океаническая кора становилась холоднее и тоньше, и субдукция происходила под более крутым углом с развитием мантийного клина, что привело к взаимодействию между расплавом слэба и мантийным перидотитом. При этом расплавы слэба не были полностью поглощены реакцией с мантийным перидотитом [94], и ТТГ магмы, аналогичные высококремнеземистым адакитам, внедрялись в кору. В конце позднего архея – начале протерозоя степень плавления слэба снижалась, расплавы слэба полностью расходовались в реакции с мантийным перидотитом и последующее плавление этого метасоматизированного мантийного перидотита продуцировало позднеархейские санукитоиды и граниты Клошпет, сопоставимые с низкокремнеземистыми адакитами [80].

Сопоставление высокоглиноземистых ТТГ и адакитов различного возраста, проведенное Condie [32, 33], показало, что ТТГ в целом отличаются более низкими содержаниями Sr, Mg, Ni, Sr и более низким отношением Nb/Ta, чем большая часть адакитов, и не могут рассматриваться как расплавы субдуцирующего слэба, а образовались при частичном плавлении нижней коры островодужных систем в фанерозое или в корневых зонах океанических плато в архее.

Оценка экономического потенциала адакитов в связи с Cu-Au минерализацией пока неоднозначна. Показано, что максимальная минерализация связана с адакитовыми магмами, богатыми флюидами с высокой фугитивностью кислорода [126, 141].

Однако является ли источником рудного вещества субдуцирующая океаническая кора или породы мантийного клина и влияет ли процесс фракционной кристаллизации адакитовых магм, первоначально полученных при плавлении слэба, на формирование порфирировых Cu-Au месторождений, остается неясным. Таким образом, нерешенные вопросы в этой области связаны со свойствами адакитовых расплавов (соотношение расплав/флюид, $P-T$ -условия, содержание воды и фугитивность кислорода); с установлением парагенезиса адакитовых магм и Cu-Au руд в различных тектонических обстановках и различиями

между генезисом богатых и бедных оруденением адакитовых пород.

В итоге представляется, что термин адакит можно вывести из употребления, так как в группу адакитов включают слишком широкий спектр пород, а наличие адакитов не определяет однозначно ни геодинамическую обстановку формирования, ни петрогенезис пород, как это предполагалось в первоначальной модели авторов этого термина Defant, Drummond [36].

Благодарности. Автор признателен анонимным рецензентам и рецензенту чл.-корр., проф. В.Н. Пучкову (ИГиГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия) за полезные комментарии.

Финансирование. Работа выполнена за счет гранта РФФИ “Экспансия” № 20-15-50067.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 45–60.
2. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Крылов Д.П., Ларин А.М. Геодинамическая типизация адакитовых гранитоидов по геохимическим данным // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 255–264.
3. Вольнец О.Н., Овчаренко А.Н., Бояринова М.Е., Кэй Р.У., Аношин Г.Н., Агапова А.А., Гольцман Ю.В. Первая находка магнезиальных андезитов А (Адак)-типа на Камчатке // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1553–1564.
4. Ефремов С.В. Раннепалеозойские адакиты Восточного Саяна, геохимические особенности и источники вещества // Геохимия. 2010. № 11. С. 1185–1201.
5. Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В. Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Часть 1. Адакиты верховьев р. Валоваям – новые возрастные и вещественные характеристики, петрологическая модель // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 3–27.
6. Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В. Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Часть 2. Адакиты в составе пород Охотоморского, Камчатского и Берингово-морского регионов: типизация и петрогенезис // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 5. С. 25–44.
7. Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок. – Автореф. дис. ... д.г.-м.н. – (ИГХ СО РАН, Иркутск, 2014), 41 с.
8. Розен О.М., Щипанский А.А. Геодинамика раннего докембрия. Статья 2. Формирование континентальной коры и осадочных бассейнов, особенности литосферы // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 6. С. 3–27.
9. Толстых М.Л., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В. Адакиты и адакитовые расплавы: составы пород, закалочных стекол и включений в минералах // Петрология. 2017. Т. 25. № 3. С. 299–212.
10. Туркина О.М. Тоналит-трондьемитовые комплексы надсубдукционных обстановок // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 5. С. 420–433.
11. Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. – М.: ЛКИ, 2008. 560 с.
12. Aguillon-Robles A., Calmus T., Benoit M., Bellon H., Maury R.C., Cotten J., Bourgois J., Michaud F. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise Subduction below Southern Baja California? // Geology. 2001. Vol. 29. No. 6. P. 531–534.
13. Anma R., Armstrong R., Orihashi Y., Ike S., Shin K.-C., Kon Y., Komiya T., Ota T., Kagashima S., Shibuya T., Yamamoto S., Veloso E.E., Fanning M., Herve F. Are the Taitao granites formed due to subduction of the Chile ridge? // Lithos. 2009. Vol. 113. P. 246–258.
14. Arculus R.J., Lapiere H., Jaillard Q. Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador // Geology. 1999. Vol. 27. No. 6. P. 547–550.
15. Arndt N.T. Formation and evolution of the continental crust // Geochemical perspectives. 2013. Vol. 2. No. 3. P. 405–533.
16. Atherton P., Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust // Nature. 1993. Vol. 362. No. 3. P. 144–146.
17. Beard J., Lofgren G. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kb // J. Petrol. 1991. Vol. 32. P. 365–402.
18. Beate B., Monzier M., Spikings R., Cotten J., Silva J., Bourdon E., Eissen J.-P. MioPliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: The Quimsacocha volcanic center // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 192. P. 561–570.
19. Bebout G.E., Barton M.D. Metasomatism during subduction: products and possible paths in the Catalina schist, California // Chemical Geology. 1993. Vol. 108. P. 61–92.
20. Benoit M., Aguillon-Robles A., Calmus T., Maury R.C., Bellon H., Cotten J., Bourgois J., Michaud F. Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico: Implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window // J. Geol. 2002. Vol. 110. No. 6. P. 627–648.
21. Bishop B., Beck S.L., Zandt G., Wagner L., Long M., Antonijevic S.K., Kumar A., Tavera H. Causes and consequences of flat-slab subduction in southern Peru // Geosphere. Vol. 13. No. 5. P. 1109–1129.
22. Borisova A. Yu., Pichavant M., Polve M., Wiedenbeck M., Freyrier R., Candaudap F. Trace element geochemistry of the 1991 Mt. Pinatubo silicic melts, Philippines: Implications for ore-forming potential of adakitic magmatism // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. Vol. 70. P. 3702–3716.
23. Bourdon E., Eissen J.-P., Monzier M., Robin C., Martin H. Adakite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador):

- Evidence from slab melt metasomatism beneath the Andean Northern volcanic zone // *J. Petrol.* 2002. Vol. 43. P. 99–217.
24. *Bourgeois J., Martin H., Lagabrielle Y., Le Moigne J., Frutos Jara J.* Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao peninsula (Chile margin triple junction area) // *Geology.* 1996. Vol. 24. No. 8. P. 723–726.
 25. *Breirfeld H.T., Macpherson C., Hall R., Thirlwall M., Ottley C.J., Hennig-Breitfeld J.* Adakites without a slab: remelting of hydrous basalt in the crust and shallow mantle of Borneo to produce the Miocene Sintang Suite and Bau Suite magmatism of West Sarawak // *Lithos.* 2019. Vol. 344–345. P. 100–121.
 26. *Brown G.C.* Processes and problems in the continental lithosphere: geological history and physical implications. – in *Geochronology and Geological Record*, – Ed. by N. Snelling, (Spec. Publ. Geol. Soc. London. 1985. Vol. 10), P. 326–334.
 27. *Calmus T., Pallares C., Maury R.C., Bellon H., Perez-Segura E., Aguilón-Robles A., Carreno A.-L., Bourgeois J., Cotten J., Benoit M.* Petrologic diversity of Plio-Quaternary post-subduction volcanism in Northwestern Mexico: An example from Isla San Esteban, Gulf of California // *Bull. De La Soc. Geologic. De France.* 2008. Vol. 179. No. 3–4. P. 465–481.
 28. *Castillo P.R.* Origin of the adakite–high-Nb basalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico // *GSA Bull.* 2008. Vol. 120. No. 3–4. P. 451–462.
 29. *Castillo P.R.* Adakite petrogenesis // *Lithos.* 2012. Vol. 134–135. P. 304–316.
 30. *Chiaradia M.* Crustal thickness control on Sr/Y signatures of recent arc magmas: an Earth scale perspective // *Sci. Reports.* 2015. Vol. 5. P. 1–5.
 31. *Chung S.L., Liu D., Ji J., Chu M.F., Lee H.Y., Wen D.J., Lo C.H., Lee T.Y., Qian Q., Zhang Q.* Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet // *Geology.* 2003. Vol. 31. P. 1021–1024.
 32. *Condie K.C.* TTGs and adakites: are they both slab melts? // *Lithos.* 2005. Vol. 80. P. 33–44.
 33. *Condie K.C.* Did character of subduction change at the end of the Archaean? Constraints from convergent-margin granitoids // *Geology.* 2008. Vol. 36. No. 8. P. 611–614.
 34. *Danyushevsky L.V., Falloon T.J., Crawford A.J., Tetrova S.A., Leslie R.L., Verbeeten A.* High-Mg adakites from Kadavu Island Group, Fiji, southwest Pacific: Evidence for the mantle origin of adakite parental melts // *Geology.* 2008. Vol. 36. P. 499–502.
 35. *Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., de Boer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H.* The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: An overview // *J. Geol. Soc.* 1992. Vol. 149. P. 569–579.
 36. *Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature.* 1990. Vol. 347. P. 662–665.
 37. *Defant M., Kepezhinskas P.* Evidence suggests slab melting in arc magmas // *EOS. Transact. AGU.* 2001. Vol. 82. No. 6. P. 65–69.
 38. *Defant M.J., Sherman S., Maury R.C., Bellon H., Boer J.D., Davidson J., Kepezhinskas P.* The geology, petrology, and petrogenesis of Saba Island, Lesser Antilles // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2001. Vol. 107. No. 1–3. P. 87–111.
 39. *Davies J.H.* The role of hydraulic fractures and intermediate-depth earthquakes in generating subduction-zone magmatism // *Nature.* 1999. Vol. 398. P. 142–145.
 40. *de Wit M.J., Hart R.A.* Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling // *Lithos.* 1993. Vol. 30. P. 309–335.
 41. *Dreher S.T., Macpherson C.G., Pearson G.D., Davidson J.P.* Re-Os isotope studies of Mindanao adakites: Implications for sources of metals and melts // *Geology.* 2005. Vol. 33. No. 12. P. 957–960.
 42. *Drummond M.S., Defant M.J.* A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // *J. Geophys. Res.* Vol. 95. №. B13. 1990. P. 21 503–21 521.
 43. *Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K.* Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // *Trans. Royal Soc. Edinburgh. Earth Sci.* 1996. Vol. 87. P. 205–215.
 44. *Duan F.H., Li Y.J., Wang R., Ji Z.B., Cheng W.L., Guo X., Amp E.S.* Characteristics and geological significance of adakitic rocks of the dulunhe granite in the Toli area, Western Junggar // *J. Miner. Petrol.* 2015. Vol. 35. No. 4. P. 8–16.
 45. *Espurt N., Funicello F., Martinod J., Guillaume B., Regard V., Faccenna C., Brusset S.* Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling // *Tectonics.* 2008. Vol. 27. TC3011. <https://doi.org/10.1029/2007TC002175>
 46. *Ferrero S., Wunder B., Walczak K., O'Brien P.J., Ziemann M.A.* Preserved near ultrahigh-pressure melt from continental crust subducted to mantle depths // *Geology.* 2015. Vol. 43. P. 447–450.
 47. *Furukawa Y., Tatsumi Y.* Melting of a subducting slab and production of high-Mg andesite magmas: unusual magmatism in SW Japan at 13–15 Ma // *Geophys. Res. Lett.* 1999. Vol. 26. P. 2271–2274.
 48. *Gao S., Rudnick R.L., Yuan H.L., Liu X.M., Liu Y.S., Xu W.L., Lin W.L., Ayers J., Wang X.C., Wang Q.H.* Recycling lower continental crust in the North China craton // *Nature.* 2004. Vol. 432. P. 892–897.
 49. *Gao J., Klemd R., Long L., Xiong X., Qian Q.* Adakitic signature formed by fractional crystallization: an interpretation for the Neo-Proterozoic meta-plagiogranites of the NE Jiangxi ophiolitic mélange belt, South China // *Lithos.* 2009. Vol. 110. P. 277–293.
 50. *Gao X.Y., Zheng Y.F., Chen Y.X., Hu Z.* Trace element composition of continentally subducted slab-derived melt: Insight from multiphase solid inclusions in ultrahigh-pressure eclogite in the Dabie orogen // *J. Metamorph. Geol.* 2013. Vol. 31. P. 453–468.
 51. *Grebennikov A.V., Khanchuk A.I.* Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // *Int.*

- Geol. Rev. 2020.
https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1848646
52. *Gregoire M., Jago S., Maury R.C., Polve M., Payot B., Tamayo Jr. R.A., Yumul Jr. G.P.* Metasomatic interactions between slab-derived melts and depleted mantle: Insights from xenoliths within Monglo adakite (Luzon arc, Philippines) // *Lithos*. 2008. Vol. 103. P. 415–430.
 53. *Guivel C., Lagabrielle Y., Bourgois J., Martin H., Arnaud N., Fourcade S., Cotten J., Maury R.C.* Very shallow melting of oceanic crust during spreading ridge subduction: Origin of near-trench Quaternary volcanism at the Chile Triple Junction // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108. No. B7. P. 2345.
https://doi.org/10.1029/2002JB002119
 54. *Gutcher M.-A., Maury R., Eissen J.-P., Bourdon E.* Can slab melting be caused by flat subduction? // *Geology*. 2000. Vol. 28. No. 6. P. 535–538.
 55. *Haschke M.R., Ben-Avraham Z.* Adakites along oceanic transform faults? // *Geophys. Res. Abstracts*. 2003. Vol. 5. No. 06789.
 56. *Haschke M.R., Ben-Avraham Z.* Adakites from collision-modified lithosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2005. Vol. 32. L15302.
 57. *Hastie A.R., Kerr A.C., Mitchell S.F., Pearce J.A., McDonald I., Millar I., Barfod D., Mark D.F.* Geochemistry and petrogenesis of rhyodacite lavas in eastern Jamaica: A new adakite subgroup analogous to early Archaean continental crust? // *Chem. Geol.* 2010. Vol. 276. P. 344–359.
 58. *He Y.S., Wu H., Ke S., Liu S.A., Wang Q.* Iron isotopic compositions of adakitic and non-adakitic granitic magmas: magma compositional control and subtle residual garnet effect // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2017. Vol. 203. P. 89–102.
 59. *Hermann J., Zheng Y.F., Rubatto D.* Deep fluids in subducted continental crust // *Elements*. 2013. Vol. 9. P. 281–287.
 60. *Hollings P.R.* Archean Nb-enriched basalts in the northern Superior Province // *Lithos*. 2002. Vol. 64. P. 1–14.
 61. *Hou Z.Q., Gao Y.F., Qu X.M., Rui Z.Y., Mo X.X.* Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east–west extension in southern Tibet // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. Vol. 220. P. 139–155.
 62. *Huang J., Zhang X.C., Chen S., Tang L., Wörner G., Yu H., Huang F.* Zinc isotopic systematics of Kamchatka–Aleutian arc magmas controlled by mantle melting // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2018. Vol. 238. P. 85–101.
 63. *Johnston S.T., Thorkelson D.J.* Cocos–Nazca slab window beneath Central America // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 146. P. 465–474.
 64. *Kay R.W.* Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific ocean crust // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1978. Vol. 4. No. 1–2. P. 117–132.
 65. *Kay S.M., Ramos V.A., Marquez M.* Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in Southern South America // *J. Geol.* 1993. Vol. 101. No. 6. P. 703–714.
 66. *Kay S.M., Godoy E., Kurtz A.* Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes // *GSA Bull.* 2005. Vol. 117. P. 67–88.
 67. *Kepezhinskas P., Defant M.J., Drummond M.S.* Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. Vol. 60. No. 7. P. 1217–1229.
 68. *Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A., Maury R.C., Bellon H.* Trace element and Sr–Nd–Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka arc petrogenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. Vol. 61. No. 5. P. 577–600.
 69. *Kerrick R., Manikyamba C.* Contemporaneous eruption of Nb-enriched basalts – K-adakites – Na-adakites from the 2.7 Ga Penakacherla terrane: implications for subduction zone processes and crustal growth in the eastern Dharwar craton, India // *Canad. J. Earth Sci.* 2012. Vol. 48. No. 4. P. 211–231.
 70. *Khanchuk A.I., Kepezhinskas P., Defant M.J.* Ridge subduction, slab melt-mantle interaction and origin of adakites and high-Nb basalts in Southern Kamchatka: geologic and geochemical constraints // *EOS Transact. AGU*. 2000. Vol. 81. No. 48. P. F1315.
 71. *König S., Schuth S., Münker C., Qopoto C.* The role of slab melting in the petrogenesis of high-Mg andesites: Evidence from Simbo Volcano, Solomon Islands // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2007. Vol. 153. P. 85–103.
 72. *Liebscher A., Franz G., Frei D., Dulski P.* High-pressure melting of eclogite and the *P–T–X* history of tonalitic to trondhjemitic zoisite pegmatites, Munchberg Massif, Germany // *J. Petrol.* 2007. Vol. 48. P. 1001–1019.
 73. *Ling M.X., Wang F.Y., Ding X., Zhou J.B., Sun W.D.* Different origins of adakites from the Dabie Mountains and the Lower Yangtze River Belt, eastern China: Geochemical constraints // *Int. Geol. Rev.* 2011. Vol. 53. P. 727–740.
 74. *Liu D., Zhao Z., DePaolo D.J., Zhu D.-C., Meng F.-Y., Shi Q., Wang Q.* Potassic volcanic rocks and adakitic intrusions in southern Tibet: insights into mantle-crust interaction and mass transfer from Indian plate // *Lithos*. 2017. Vol. 268–271. P. 48–64.
 75. *Ma Q., Zheng J.P., Xu Y.G., Griffin W.L., Zhang R.S.* Are continental “adakites” derived from thickened or foundered lower crust? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. Vol. 419. P. 125–133.
 76. *Macpherson C.G., Dreher S.T., Thirlwall M.F.* Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 243. P. 581–593.
 77. *Márquez A., Oyarzun R., Doblás M., Verma S.P.* Alkalic (ocean–island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? // *Geology*. 1999. Vol. 27. P. 51–54.
 78. *Martin H.* Effects of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas // *Geology*. 1986. Vol. 14. P. 753–756.
 79. *Martin H.* Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos*. 1999. Vol. 46. P. 411–429.

80. *Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D.* An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*. 2005. Vol. 79. No. 1–2. P. 1–24.
81. *Martinez-Serrano R.G., Schaaf P., Solis-Pichardo G., Hernandez-Bernal M., Hernandez-Trevino T., Morales-Contreras J.J., Luis Macias J. Sr.* Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango volcanic field, Mexico // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2004. Vol. 138. P. 77–110.
82. *Maury R.C., Sajona F.G., Pubellier M., Bellon H., Defant M.J.* Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines) // *Bull. Soc. Geol. France*. 1996. Vol. 167. No. 5. P. 579–595.
83. *Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A., Kaulina T.V.* Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // *Geology*. 2010. Vol. 38. P. 739–742.
84. *Moyen J.-F.* High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the “adakitic signature” // *Lithos*. 2009. Vol. 112. P. 556–574.
85. *Moyen J.-F., Stevens G.* Experimental constraints on TTG petrogenesis: Implications for Archean geodynamics // *Archean Geodynam. Environ., Geophys. Monogr. Ser.* 2006. Vol. 164. P. 1–28.
86. *Nakamura H., Iwamori H.* Generation of adakites in a cold subduction zone due to double subducting plates // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2013. Vol. 165. P. 1107–1134.
87. *Qian Q., Hermann J.* Partial melting of lower crust at 10–15 kbar: Constraints on adakite and TTG formation // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2013. Vol. 165. P. 1195–1224.
88. *Pallares C., Maury R.C., Bellon H., Royer J.-Y., Calmus T., Aguillon-Robles A., Cotten J., Benoit M., Michaud F., Bourgeois J.* Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, Mexico // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2007. Vol. 161. No. 1–2. P. 95–117.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.11.002>
89. *Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B.* Partial melting of subducting oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. Vol. 121. P. 224–227.
90. *Polve M., Maury R.C., Joron J.L.* Slab melting and the origin of gold in Au and Au-Cu deposits: geochemical clues from recent adakites // *Geophysical Research Abstracts*. 2003. Vol. 5. No. 12068.
91. *Ramos V.A., Kay S.M.* Southern Patagonian plateau basalts and deformation: Back arc testimony of ridge collisions // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 205. No. 1–3. P. 261–282.
92. *Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F.* Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities // *Precambrian Research*. 1991. Vol. 51. P. 1–27.
93. *Rapp R.P., Watson E.B.* Dehydration melting of metabasalt at 8–32 rbar: Implications for continental growth and crustal-melting recycling // *J. Petrol.* 1995. Vol. 32. P. 891–931.
94. *Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S.* Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa // *Chem. Geol.* 1999. Vol. 160. P. 335–356.
95. *Reagan M.K., Gill J.B.* Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implications for residual titanites in arc magma sources // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. P. 4619–4633.
96. *Richards J., Kerrich R.* Special paper: Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis // *Economic Geology*. 2007. Vol. 102. P. 1–40.
97. *Rodriguez C., Selles D., Dungan M., Langmuir C., Lee-man W.* Adakitic dacites formed by intracrustal crystal fractionation of water-rich parent magmas at Nevado de Longav volcano (36.2 degrees S; Andean Southern Volcanic Zone, central Chile) // *J. Petrol.* 2007. Vol. 48. P. 2033–2061.
98. *Rogers G., Saunders A.* Magnesian andesites from Mexico, Chile and the Aleutian Islands: Implications for magmatism associated with ridge-trench collision. — in *Boninites*. — Ed. by A.J. Crawford, (Unwin Hyman, London, UK. 1989), P. 416–445.
99. *Rudnick R.L.* Making continental crust // *Nature*. 1995. Vol. 378. P. 571–578.
100. *Rushmer T.* Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. Vol. 107. P. 41–59.
101. *Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotten J., Defant M.* High field strength element enrichment of Pliocene–Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines) // *J. Petrol.* 1996. Vol. 37. P. 693–726.
102. *Sajona F.G., Maury R.C., Pubellier M., Leterrier J., Bellon H., Cotton J.* Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines) // *Lithos*. 2000. Vol. 54. P. 173–206.
103. *Samaniego P., Martin H., Robin C., Monzier M.* Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: Insights into slab melts and mantle wedge interactions // *Geology*. 2002. Vol. 30. P. 967–970.
104. *Samsonov A.V., Bogina M.M., Bibikova E.V., Petrova A.Yu., Shchipansky A.A.* The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: Implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield // *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 83–106.
105. *Scaillet B., Prouteau G.* Oceanic slab melting and mantle metasomatism // *Science Progress*. 2001. Vol. 84. No. 4. P. 335–354.
106. *Schiano P., Clochiatti R., Shimizu N., Maury R., Jochum K.P., Hofmann A.W.* Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationships with erupted arc lavas // *Nature*. 1995. Vol. 377. P. 595–600.
107. *Schwartz J., Johnson K., Miranda E.A., Wooden J.L.* The generation of high Sr/Y plutons following Late Jurassic arc–arc collision, Blue Mountains province, NE Oregon // *Lithos*. 2011. Vol. 126. P. 22–41.

108. *Sigmarsson O., Martin H., Knowles J.* Melting of a subducting oceanic crust from U–Th disequilibria // *Nature*. 1998. Vol. 394. No. 6. P. 566–569.
109. *Sisson T.W., Kelemen P.B.* Near-solidus melts of MORB + 4 wt % H₂O at 0.8–2.8 GPa applied to issues of subduction magmatism and continent formation // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2018. Vol. 173. P. 70–?. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1494-x>
110. *Smith D.R., Leeman W.P.* Petrogenesis of Mount St. Helens Dacitic Magmas // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 1987. Vol. 92. No. B10. P. 10313–10334.
111. *Smithies R.H.* The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 182. P. 115–125.
112. *Sorensen S.S., Barton M.D.* Metasomatism and partial melting in a subduction complex: Catalina Schist, southern California // *Geology*. 1987. Vol. 15. P. 115–118.
113. *Stern C.R., Kilian R.* Role of the subducted slab, Mantle Wedge and Continental Crust in the Generation of Adakites from the Andean Austral Volcanic Zone // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. Vol. 123. P. 263–281.
114. *Stöckhert B., Duyster J., Trepmann C., Massonne H.J.* Microdiamond daughter crystals precipitated from supercritical COH + silicate fluids included in garnet, Erzgebirge, Germany // *Geology*. 2001. Vol. 29. P. 391–394.
115. *Sun W., Zhang H., Ling M.-X., Ding X., Chung S.-L., Zhou J., Yang X.-Y., Fan W.* The genetic association of adakites and Cu–Au ore deposits // *Int. Geol. Rev.* 2011. Vol. 53. P. 691–703.
116. *Sun W., Ding X., Ling M., Zartman R., Yang X.Y.* Subduction and ore deposits // *Int. Geol. Rev.* 2015. Vol. 57. No. 9–10. P. 475–484.
117. *Syracuse E.M., van Keken P.E., Abers G.A.* The global range of subduction zone thermal models // *Phys. Earth Planet. Interiors*. 2010. Vol. 183. P. 73–79.
118. *Thiéblemont D., Stein G., Lescuyer J.L.* Epithermal and porphyry deposits: The adakite connection // *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. 1997. Vol. 325. P. 103–109.
119. *Thorkelson D.J., Breitsprecher K.* Partial melting of slab window margins: Genesis of adakitic and non-adakitic magmas // *Lithos*. 2005. Vol. 79. No. 1–2. P. 25–41.
120. *Tiepolo M., Oberti R., Zanetti A., Vannucci R., Foly S.F.* Trace-element partitioning between amphibole and silicate melt // *Rev. Mineral. Geochem.* 2007. Vol. 67. No. 1. P. 417–452.
121. *Tomascak P., Ryan J.G., Defant J.* Lithium isotopes and light elements depict incremental slab contributions to the subarc mantle in Panama // *Geology*. 2000. Vol. 28. P. 507–510.
122. *Wallace P.J., Carmichael I.S.E.* Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: Implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. Vol. 135. P. 291–314.
123. *Wang Q., McDermott F., Xu J.F., Bellon H., Zhu Y.T.* Cenozoic K-rich adakitic Volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intra-continental setting // *Geology*. 2005. Vol. 33. P. 465–468.
124. *Wang Q., Wyman D.A., Xu J.F., Zhao Z.H., Jian P., Xiong X.L., Bao Z.W., Li C.F., Bai Z.H.* Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu–Au mineralization // *Lithos*. 2006. Vol. 89. P. 424–446.
125. *Wang C., Song S.G., Niu Y.L., Allen M.B., Su L., Wei C.J., Zhang G.B., Fu B.* Long-lived melting of ancient lower crust of the North China Craton in response to paleo-Pacific plate subduction, recorded by adakitic rhyolite // *Lithos*. 2017. Vol. 92–93. P. 437–451.
126. *Wang Q., Hao L., Zhang X., Zhou J., Wang J., Li Q., Ma L., Zhang L., Qi Y., Tang G., Dan W., Fan J.* Adakitic rocks at convergent plate boundaries: compositions and petrogenesis // *Sci. China Earth Sciences*. 2020. Vol. 63. No. 12. P. 1992–2016.
127. *Whalen J.B., Hildebrand R.S.* Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // *Lithos*. 2019. Vol. 348–349. P. 105179. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105179>
128. *Wu H., Li X., Li C.* Early Cretaceous (100–105 Ma) adakitic magmatism in the Dachagou area, northern Lhasa terrane, Tibet: Implications for the Bangong-Nujiang ocean subduction and slab break-off // *Int. Geol. Rev.* 2015. Vol. 57. No. 9–10. P. 1172–1188.
129. *Xiao L., Clemens J.D.* Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints // *Lithos*. 2007. Vol. 95. P. 399–414.
130. *Xiong X.L., Adam J., Green T.H.* Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis // *Chem. Geol.* 2005. Vol. 218. P. 339–359.
131. *Xiong B.Q., Xu W.L., Li Q.L., Yang D.B., Zhou Q.J.* SIMS U–Pb dating of rutile within eclogitic xenoliths in the Early Cretaceous adakitic rocks of the Xuzhou-Huaibei area, China: Constraints on the timing of crustal thickening of the eastern North China Craton // *Sci. China Earth Sciences*. 2015. Vol. 58. P. 1100–1106.
132. *Xiong X.L., Xia B., Xu J.F., Niu H.C., Xiao W.S.* Na depletion in modern adakites via melt/rock reaction within the sub-arc mantle // *Chem. Geol.* 2006. Vol. 229. P. 273–292.
133. *Xu J.-F., Shinjo R., Defant M.J., Wang Q., Rapp R.P.* Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust // *Geology*. 2002. Vol. 30. No. 12. P. 1111–1114.
134. *Xu W.L., Gao S., Yang D.B., Pei F.P., Wang Q.H.* Geochemistry of eclogite xenoliths in Mesozoic adakitic rocks from Xuzhou-Suzhou area in central China and their tectonic implications // *Lithos*. 2009. Vol. 107. P. 269–280.
135. *Xu W.C., Zhang H.F., Luo B.J., Guo L., Yang H.* Adakite-like geochemical signature produced by amphibole-dominated fractionation of arc magmas: An example from the late cretaceous magmatism in Gangdese belt, south Tibet // *Lithos*. 2015. Vol. 232. P. 197–210.

136. *Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Kay S.M.* Magnesian andesite in the Western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge // *GSA Bull.* 1995. Vol. 107. No. 5. P. 505–519.
137. *Yogodzinski G.M., Kelemen P.B.* Slab melting in the Aleutians: implication of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 158. P. 53–65.
138. *Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G., Dorendorf F., Woerner G., Volynets O.N.* Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plates edges // *Nature.* 2001. Vol. 409. P. 500–504.
139. *Yumul Jr. G.P., Dimalanta C.B., Bellon H., Faustino D.V., de Jesus J.V., Tamayo Jr. R., Jumawan F.T.* Adakitic lavas in the Central Luzon Back-arc region, Philippines: lower crust partial melting products? // *Island Arc.* 2000. Vol. 9. P. 499–512.
140. *Zhang Q.* Adakite research: Retrospect and prospect // *Geology in China.* 2008. Vol. 35. No. 1. P. 32–39.
141. *Zhang L., Li S., Zhao Q.* A review of research on adakites // *Int. Geol. Rev.* 2019. Vol. 63. No. 1. P. 47–64.

Adakite Magmatism – Composition, Petrogenesis, Geodynamic Setting: An Overview

M. V. Luchitskaya*

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevskii per., 119017 Moscow, Russia

**e-mail: luchitskaya@ginras.ru*

The author analyzed and generalized data on the composition peculiarities, petrogenesis, magma sources and geodynamic setting of adakite magmatism and its input in the formation of the Earth's continental crust and interrelation with the beginning of plate tectonic processes. During 30-year period from the introduction of the term in 1990 to the present day a huge amount of factual material has been accumulated, revealing the existence of adakites in numerous objects of both Cenozoic magmatism at the convergent margins of the Pacific ocean and Mesozoic and Paleozoic magmatic complexes, which formation was related to different geodynamic settings. The division of adakites into different subtypes was carried out, the spatial and temporal association with specific Nb-enriched basalts and Cu-Au mineralization was established. The adakites are compared with tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series of Precambrian areas and their similarities and differences are revealed. A review of different petrogenetic models of adakite magmatism and geodynamic setting where they are may be realized is done. The material discussed in the paper shows that adakite occur in very wide spectrum of geodynamic settings and the very discovery of such rocks does not testify their origin as a result of partial melting of the basalts, of young subducting plate.

Keywords: adakites, slab, subduction, young oceanic crust, partial melting, geodynamic setting, petrogenesis, TTG, magmatism