

УДК 551.21:551.24

АДАКИТЫ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА: ОБЗОР И АНАЛИЗ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2011 Г.П. Авдейко^{1,2}, А.А. Палуева¹, О.В. Кувикас¹

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006;
e-mail: gavdeiko@kscnet.ru

²Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский, 683031

Проведенный обзор и анализ условий образования адакитов и магнезиальных андезитов с адакитовыми характеристиками показал, что в пределах зон субдукции Тихоокеанского кольца наблюдается большое разнообразие тектонических и геодинамических обстановок, обеспечивающих дополнительный разогрев, достаточный для плавления слэба в зонах субдукции. В большинстве случаев наблюдается плавление головной части слэба на контакте с горячей астеносферой в начальный период субдукции. В этом случае наблюдается их ассоциация с базальтами NEB типа. Большое число проявлений адакитов связано с дополнительным разогревом и плавлением слэба в субдукционных окнах независимо от условий их образования. Кроме того образование адакитов может быть связано с субдукцией еще горячих центров спрединга. Косая субдукция и трансформное взаимодействие плит могут обеспечить дополнительный разогрев, достаточный для проявления адакитового вулканизма.

Ключевые слова: адакиты, субдукция, плавление слэба, Тихоокеанское кольцо, геодинамические условия.

ВВЕДЕНИЕ

Адакиты – сравнительно новый петрологический термин, предложенный (Defant, Drummond, 1990) для определения средних и кислых пород, образовавшихся путем непосредственного плавления базальтов молодой, относительно горячей субдуцируемой плиты (слэба). Возможность плавления базальтов и осадков океанической коры обсуждалась со времени появления модели субдукции (Marsh, Carmichel, 1974; Nichols, Ringwood, 1973). В последующие годы было установлено, что основные геохимические характеристики лав островных дуг и активных окраин континентов образованы путем плавления перидотита мантийного клина, метаморфизованного флюидами из поддвигаемой океанической плиты (Gill, 1981; Hawkenhworth et al., 1993; Tatsumi et al., 1986). Это подтверждено не только петрогеохимическими, но и экспериментальными данными по плавлению перидотитов и базальтов (эклогитов) в определенных P-T условиях, а также температурными моделями зон субдукции (Eggler, 1989; Honda, Uyeda, 1993; Tatsumi et al., 1986 и др.).

Начиная с работы Р.У. Кея (Kay, 1978) по условиям образования магнезиальных андезитов на о. Адак (Алеутская дуга), стали появляться геохимические и минералогические данные из разных зон субдукции о том, что в некоторых случаях возможно плавление океанической коры. Появились данные о плавлении океанической коры не только молодой, но и достаточно древней плиты в геодинамических условиях, обеспечивающих разогрев ее верхней части. В большинстве случаев появления адакитов, показанных на рис. 1, возраст субдуцируемых плит моложе 25 млн. лет, что соответствует представлениям (Defant, Drummond, 1990), но по математической модели (Peacock et al., 1994) их температуры недостаточны для плавления. Да и в районе о. Адак, где получены достоверные данные о плавлении океанической коры (Kay, 1978; Yagodzinski, Keleman, 1998) возраст Тихоокеанской плиты около 52 млн. лет, а возраст этой же плиты, поддвигаемой под Восточную Камчатку еще больше, около 93 млн. лет (Sygacuse et al., 2010). Совершенно очевидно, что для образования адакитов и магнезиальных андезитов, образованных в результате плавления субдуцируемой океанической коры, требуется дополнительный источник тепла.

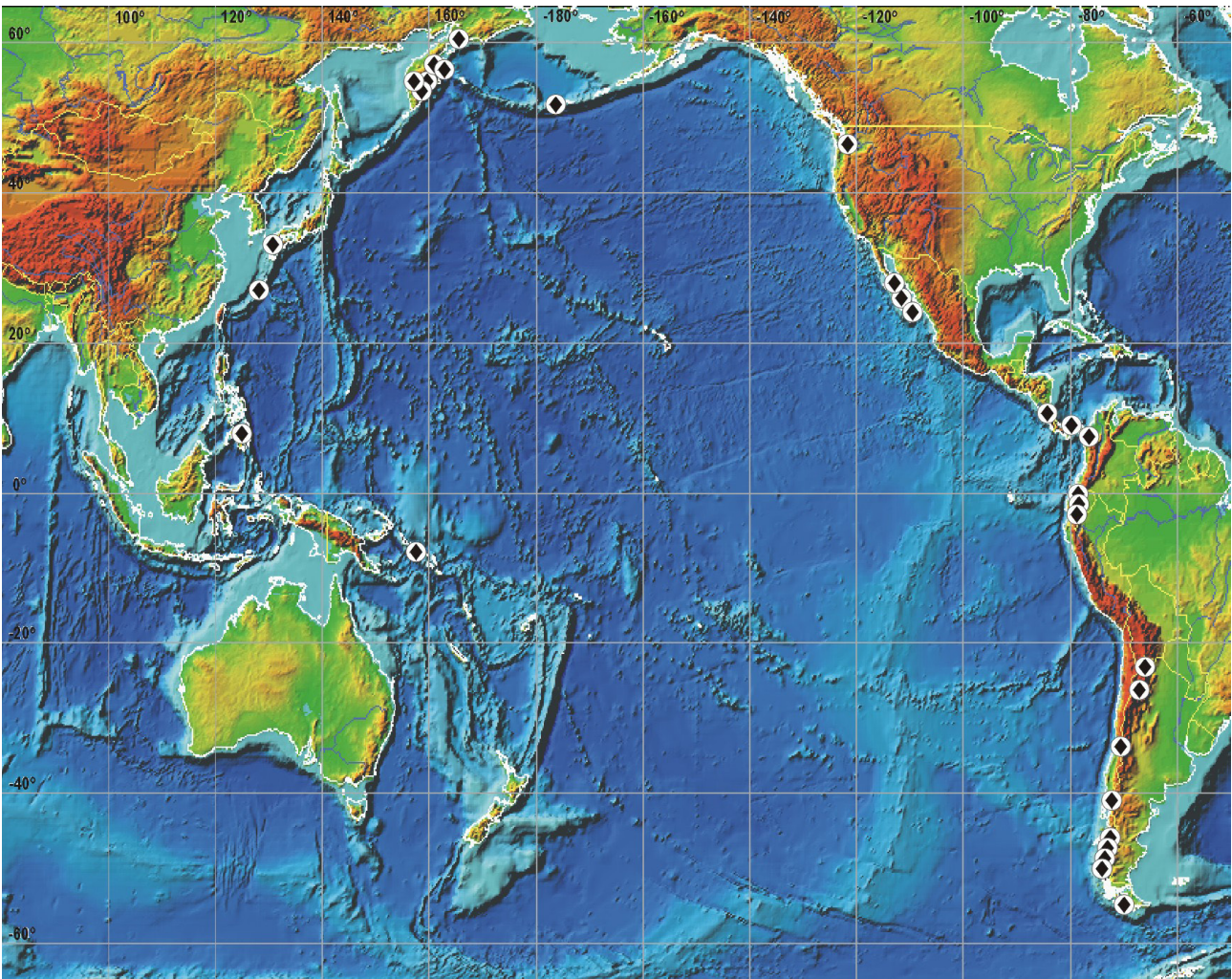


Рис. 1. Местоположение адакитов в субдукционных системах Тихоокеанского кольца.

В работах (Castillo, 2006; Defant, Drummond, 1990; Peacock et al., 1994) обобщены геохимические характеристики адакитов (табл.). В настоящей статье даны названия пород, употребляемые авторами цитируемых публикаций. Термин адакиты употребляется только для пород, образованных в результате плавления базальтов и осадков океанической коры и имеющих геохимические характеристики в соответствии с определением (Defant, Drummond, 1990). В породах с адакитовыми характеристиками возможен дополнительный вклад метаморфизованного расплавом слэба вещества мантийного клина.

Условия, при которых происходит частичное плавление субдуцируемой океанической коры с образованием адакитов, рассмотрены в работе (Peacock et al., 1994) на основе экспериментальных данных по плавлению базальтовых систем и с учетом температурных моделей зон субдукции. Результаты, проведенного численного моделирования, показали, что плавление подвигаемой океанической коры может происходить в очень ограниченных условиях: 1 – при

высокой степени разогрева за счет сдвигового напряжения более 1 кбар при $T \geq 750^\circ\text{C}$ в реакциях бесфлюидного частичного плавления (за счет разложения амфибола) и 2 – при субдукции молодой океанической литосферы (менее 5 млн. лет) и низкой скорости конвергенции. Не все проявления адакитового вулканизма, показанные на рис. 1, соответствуют этим условиям.

В обзоре петрогенезиса адакитов (Castillo, 2006) приведены данные об образовании адакитов в начальный период субдукции. Эксперименты по плавлению базальтовых систем в водонасыщенных (Beard, Lofgren, 1991) и в водоненасыщенных условиях при дегидратации амфибола (Sen, Dunn, 1994) показали принципиальную возможность получения адакитов из базальтов. Также в результате экспериментов установлено (Liu et al., 1996), что при субдукции горячего слэба с геотермальным градиентом более $7^\circ\text{C}/\text{км}$ возможно плавление слэба даже на глубинах менее 60 км. Обогащение Mg, по экспериментальным данным (Rapp et al., 1999), происходит при реакции адакитового расплава

Геохимические характеристики адакитов по данным (Castillo, 2006; Defant, Drummond, 1990; Peacock et al., 1994).

| Характеристики | | Причина |
|---------------------|---------------------|---|
| Высокое содержание: | $SiO_2 \geq 56\%$ | Плавление эклогита/гранатового амфиболита при $P=2.5-3$ ГПа (глубина 70-100 км) |
| | $Al_2O_3 \geq 15\%$ | |
| Низкое содержание: | Y | Наличие граната, амфибола и клинопироксена в источнике |
| | Yb | Наличие граната в остаточной фазе |
| | HFSE(Nb,Ta) | Наличие титаномагнетита и амфибола в источнике |
| | HREE | Наличие граната в источнике |
| Высокое содержание: | Sr | Плавление плагиоклаза/отсутствие плагиоклаза в остатке |
| | LILE | Низкая степень плавления N MORB |
| Высокое отношение: | Sr/Y | Наиболее характерная черта, резко отличная от типичных ОД андезитов и дацитов, отражает высокое содержание Sr при низком содержании Y |
| | La/Yb | Наличие титаномагнетита и амфибола в источнике иллюстрирует обогащение LREE по сравнению с HREE |
| Низкое отношение: | K/La | Унаследование меток N MORB |
| | Rb/La | |
| | Ba/La | |

с перидотитом мантийного клина, образуя магнезиальные андезиты с адакитовыми характеристиками. Состав конечного расплава зависит от соотношения адакитовый расплав/ перидотит мантийного клина. При этом отношении 2/1 и давлении 3.8 ГПа конечный расплав будет высококремнистым обогащенным Mg. Необходимо отметить, что имеются данные о возможности образования пород с адакитовыми характеристиками не только при плавлении субдуцируемой океанической коры, но и при плавлении водонасыщенных базальтов континентальной коры, например, (Arculus et al., 1999; Castillo, 2006).

В статье рассмотрены геодинамические условия образования адакитов в пределах зон субдукции Тихоокеанского кольца, приводящие к дополнительному разогреву. Наиболее подробно рассмотрены условия образования адакитов и магнезиальных андезитов Камчатки, где поддвигается наиболее древняя Тихоокеанская плита.

АДАКИТЫ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Дациты вулкана Сент Хеленс, расположенного в пределах Каскадной дуги (рис. 2), имеют типичные для адакитов геохимические характеристики. Плавление базальтов субдуцируемой плиты обусловлено молодым возрастом еще горячей океанической плиты, образованной в центре спрединга Хуан де Фука (Defant, Drummond, 1993). Глубина до поверхности слэба

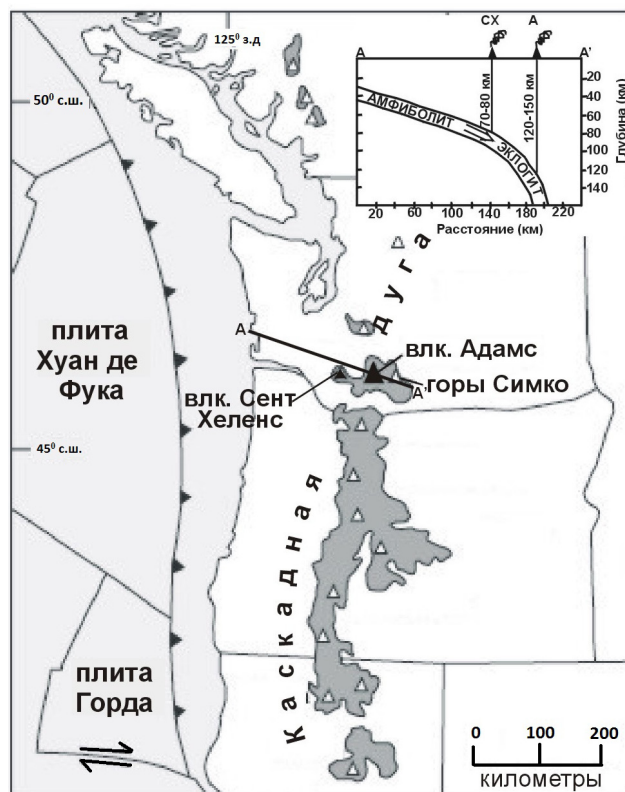


Рис. 2. Тектоническое положение адакитов и «внутриплитных» базальтов в Каскадной дуге (Северная Америка) (Jicha et al., 2009) с упрощениями и дополнениями. На врезке – разрез А – А' по (Defant, Drummond 1993). СХ – вулкан Сент Хеленс, А – вулкан Адамс. Треугольниками обозначены вулканы.

под вулканом Сент Хеленс составляет 80 км (рис. 2, врезка). По расчетам (Syracuse et al., 2010) температура слэба на этой глубине составляет 749°C. По (Defant, Drummond, 1993) присутствие граната и амфибола в остаточной фазе ведет к уменьшению содержаний иттрия, иттербия, увеличению содержаний стронция и легких лантаноидов и, соответственно, к высоким Sr/Y и La/Yb отношениям, что согласуется с экспериментами по плавлению базальтов (Helz, 1976; Stern, Willie, 1978).

Лавы вулкана Сент Хеленс, извергавшиеся в период 2.2-1.7 тыс. лет назад, имеют отчетливые низкие концентрации редких элементов с крупными ионными радиусами (LILE) и высокие концентрации ниобия, что сближает их с внутриплитными породами. В отличие от лав вулкана Сент Хеленс, лавы вулкана Адамс, расположенного в 135 км над зоной субдукции (рис. 2, врезка), имеют типичные известково-щелочные (островодужные) характеристики (Defant, Drummond, 1993). По последним данным лавы вулкана Адамс проявляют и внутриплитные геохимические характеристики. Так, изотопные составы Sr, Nd, Pb, Hf, Os и O тридцати четвертичных лавовых потоков стратовулкана

Адамс и близлежащих базальтов Каскадной дуги свидетельствуют о том, что основной вклад в их состав вносят внутриплитные мантийные источники при небольшой роли субдукционных компонентов (Jicha et al., 2009).

Итак, в поперечной зоне Сент Хеленс – Адамс встречаются как адакиты, обусловленные плавлением молодой океанической коры на уровне перехода амфиболит-эклогит, так и базальты с внутриплитными геохимическими и изотопными характеристиками. Образование последних, по-видимому, можно связать с вызванным субдукцией мантийным плюмом или мантийным диапиром по модели (Faccenna et al., 2010).

В пределах п-ова Калифорния имеются также данные о плавлении субдуцируемой океанической коры с образованием магнетиальных андезитов, которые были названы баяитами (Saunders et al., 1987), хотя в настоящее время зона субдукции здесь отсутствует. Образование баяитов указанные авторы рассмотрели на фоне геодинамической эволюции. До 12.5 млн. лет назад изливались типичные известково-щелочные лавы вулканической провинции Сьерра Мадре, связанные с субдукцией плиты Гвадалупе под Калифорнию (рис. 3а, 3б).

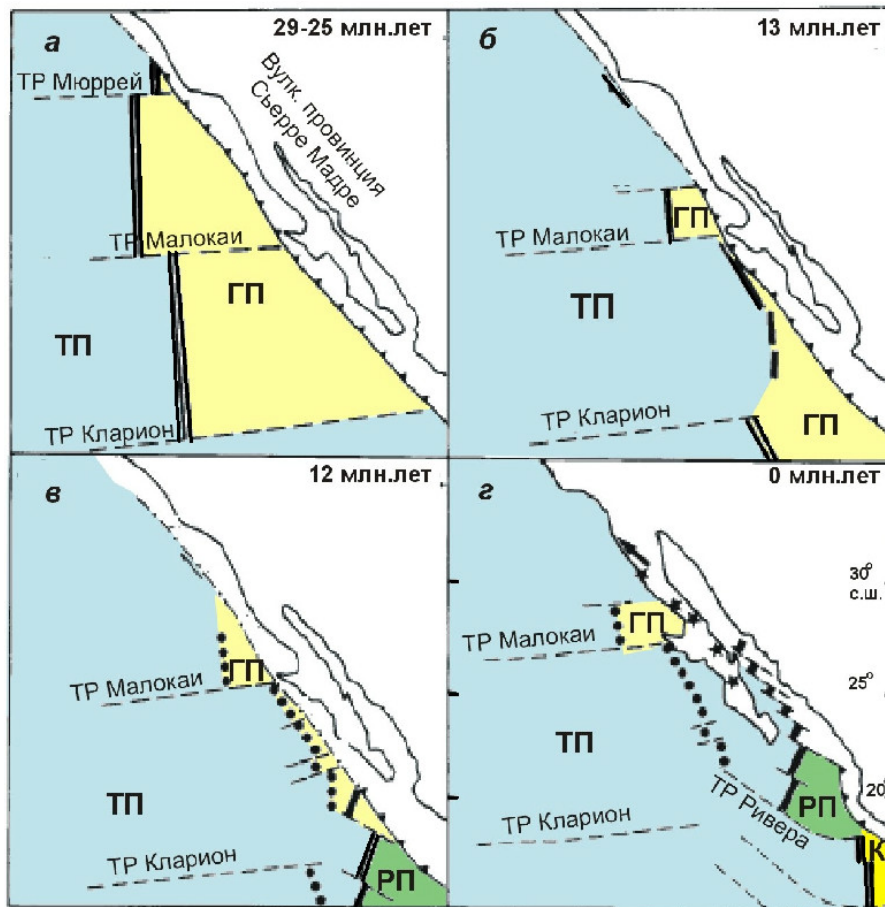


Рис. 3. Тектоническая эволюция Тихоокеанско-Гвадалупского центра спрединга и связанной с ним зоной субдукции по (Saunders et al., 1987): ТП – Тихоокеанская плита, ГП – плита Гвадалупе, РП – плита Ривера, К – часть плиты Кокос.

После 12.5 млн. лет состав магматических продуктов резко изменился, что, по-видимому, было связано с субдукцией более молодой и, соответственно, более горячей части плиты Гвадалупе, а затем и субдукцией рифтовой зоны (центра спрединга между плитами Тихоокеанской и Гвадалупе) с погружением под Калифорнию (рис. 3в, 3з). Доминирующими стали магнезиальные андезиты (баяиты) с 8% MgO при 57% SiO₂. Редкоэлементный состав характеризуется высокими концентрациями Sr, низкими концентрациями Rb, высокими La/Yb отношениями и другими параметрами, сближающими их с аналогичными породами о. Адак и южной части Чили. Авторы (Saunders et al., 1987) предположили, что баяиты образовались путем плавления слэба в необычных физико-химических условиях в результате субдукции молодой океанической литосферы и/или субдукции центра спрединга (рис. 3з), которые явились источником дополнительного тепла в условиях стабильности эклогита.

Последующими работами (Aguillon-Robles et al., 2001; Calmus et al., 2003) выявлено шесть полей магнезиальных андезитов (баяитов) в ассоциации с магнезиальными базальтами и андезибазальтами. Эти поля протягиваются на 600 км в центральной части п-ова Калифорния, параллельно заливу Калифорния. Породы с возрастом от позднего миоцена до плейстоцена имеют специфические геохимические характеристики: SiO₂ = 50-58%, высокое содержание MgO, очень низкое FeO*/MgO, высокое фракционирование P3Э с низким содержанием Y и тяжелых P3Э и очень высокое содержание Sr (обычно 2000-3000 г/т и Ba (до 2300 г/т). Концентрации большинства некогерентных элементов варьируют в широких пределах и, по мнению указанных авторов, отражают скорее гетерогенность источника, чем парциальное плавление, фракционную кристаллизацию и контаминацию. Вклад расплава слэба возрастает от северо-запада до юго-востока полуострова и в этом же направлении уменьшается возраст пород.

Рассмотренные особенности приводят авторов работы (Calmus et al., 2003) к модели образования баяитов путем плавления мантийных перидотитов, ранее метаморфизованных расплавом слэба, и открытия субдукционного окна в раннем-среднем миоцене на севере и в позднем миоцене на юге полуострова. Высокий термальный режим обусловлен субдукцией центра спрединга или разрыва слэба, а затем в плио-плейстоцене – раскрытием Калифорнийского залива. Специфические геохимические черты рассмотренных пород обусловлены инконгруэнтным плавлением паргаситового амфибола при

температуре около 1000°C на глубине 70-110 км с гранатом в остаточной фазе.

Кроме баяитов на п-ове Калифорния в вулканическом поле Санта Клара встречаются типичные адакитовые купола с возрастом от 11 до 8 млн. лет в ассоциации с обогащенными ниобием (внутриплитными) базальтами (Aguillon-Robles et al., 2001). Вулканическое поле Санта Клара располагается сравнительно близко к палеожелобу (около 100 км), что свидетельствует об образовании адакитов и Nb-базальтов при высоком термальном режиме при субдукции центра спрединга и образовании мантийного окна.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ АМЕРИКА

В пределах Центрально-Американской дуги наблюдается большое разнообразие тектонических и геодинамических условий, ответственных за образование адакитов и базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками (рис. 4). Площадное распространение адакитов показано на рис. 5. Адакиты слагают вулканический купол вулкана Эль-Валле (El Valle) (Панама) и его пирокластические потоки с возрастом 0.9-0.2 млн. лет (Defant et al., 1991a). На вулкане Ла Йегвада (La Yeguada) (Панама) отмечается смена известково-щелочного вулканизма первой фазы (13-7.5 млн. лет) адакитовым вулканизмом (<2.5 млн. лет), что свидетельствует о том, что субдуцируемая плита становится горячее (Defant et al., 1991b). Адакиты также отмечены в пределах хребта Таламанка.

В центральной Америке наблюдается тройное сочленение плит Кокос, Наска и Карибской, осложненное субдукцией хребта Кокос. По представлениям (Johnston, Thorkelson, 1997), основанном на современном движении плит, под юго-восточной частью Коста-Рики и западной частью Панама образуется субдукционное окно за счет растягивающих усилий, обусловленных Галапагосским центром спрединга. По их данным, в интервале 6-10 млн. лет назад началась субдукция хребта Кокос под Карибскую плиту. Когда в интервале 1-3 млн. лет началась субдукция разломной зоны Панама – то есть трансформного разлома типа хребет-дуга, субдукция хребта Кокос завершилась. Наличие субдукционного окна подтверждается отсутствием сейсмофокальной зоны под Карибской плитой, а также наличием адакитов и пород, отделенных от источника типа ОИВ. На рис. 5 показано, что вулканические породы с адакитовыми риодацитами вулканов Эль-Валле и Ла Йегвада приурочены к головной части плиты Наска, непосредственно на контакте с субдукционным окном, и в хребте Таламанка вблизи контакта плиты Кокос с тем же

субдукционным окном. Между этими выходами адакитов, располагающимися к востоку и западу от тройного сочленения, отмечен выход пород связанных с мантийным источником типа ОИВ.

Несколько иную точку зрения на образование субдукционного окна и связанных с ним адакитов и пород ОИВ-типа обосновывают (Abratis, Wörner, 2001), основываясь на своих определениях абсолютного возраста пород. По их данным, в связи с субдукцией асейсмичного хребта Кокос субдукционный вулканизм Центрально-Американской дуги, связанный с плавлением мантийного клина, прекратился около 8 млн. лет назад с последующим формированием субдукционного окна (slab window). Геохимический и изотопный составы небольшого объема адакитов и щелочных лав задугового типа в интервале 2-5.8 млн. лет свидетельствуют о том, что источником этих лав является Галапагосский плюм. Присутствие этого источника объясняется внедрением Тихоокеанской (?) мантии в Карибский мантийный клин через субдукционное окно, где щелочные породы образуются путем плавления поднимающейся мантии, а адакиты являются результатом плавления головной части субдуцируемого хребта Кокос. Используя геохимические и изотопные метки, авторы (Abratis, Wörner, 2001) проследили верхнемантийный поток под Центральной Америкой от южной части Коста-Рики со скоростью 40 мм/год.

Для объяснения наблюдающихся характеристик авторы (Abratis, Wörner, 2001) построили модель эволюции субдукционного окна предложенного (Johnston, Thorkelson, 1997):

1. Столкновение хребта Кокос с желобом, последующая пологая субдукция и формирование субдукционного окна обусловили прекращение типичного известково-щелочного магматизма. Пологая субдукция и формирование субдукционного окна обусловили подъем горного хребта (Таламанка) за счет комбинации тектонических и термальных процессов.

2. Эволюция субдукционного окна объясняет быстрое появление щелочного магматизма, который связан с совершенно другим источником, отличным от источника известково-щелочных магм. Источник связан с Галапагосским плюмом на Тихоокеанской плите. Поэтому авторы предположили, что Тихоокеанская мантия внедряется через субдукционное окно в Карибское пространство. Первое свидетельство внедрения Тихоокеанского мантийного источника в лавы Коста-Рики появилось 5.8 млн. лет назад. Это внедрение, зафиксированное в щелочных ОИВ магмах, происходит с ЮВ на СЗ со скоростью 40 мм/год.

3. Адакитовый магматизм начался после формирования субдукционного окна. По мнению авторов (Abratis, Wörner, 2001) субдуцируемая океаническая кора Галапагосского центра



Рис. 4. Схема геодинамического взаимодействия литосферных плит в районе проявления вулканизма Центрально-Американской дуги по (Johnston, Thorkelson, 1997) с упрощениями: М – Мексика, Г – Гватемала, Гн – Гондурас, Н – Никарагуа, К-Р – Коста-Рика, П – Панама, РЗП – разломная зона Панамы (трансформный разлом).



Условные обозначения



Рис. 5. Тектоническое положение адакитов и базальтов OIB-типа в Центрально-Американской вулканической дуге относительно субдукционного окна в Карибской плите по (Johnston, Thorkelson, 1997): РЗП – разломная зона Панамы (трансформный разлом). Цифрами обозначены: 1 – вулкан Эль-Валлье, 2 – вулкан Ла Йегвада, 3 – массив Таламанка.

спрединга, имея молодой возраст, тем не менее, не может быть источником адакитов, как предположили (Johnston, Thorkelson, 1997), так как их изотопный состав свинца отличен от Галапагосского центра спрединга. Поэтому адакитовый расплав может образоваться путем плавления головной части субдуцируемого хребта Кокос, который отделен от Галапагосской горячей точки. Субдуцируемый хребет Кокос слишком старый (15 млн. лет) и слишком быстрый (7-9 см/год) для плавления

(Reacock et al., 1994). Дополнительное тепло поставляется поднимающаяся Тихоокеанская мантия в субдукционное окно, разогревая край слэба. Дополнительное тепло может быть и за счет косо́й субдукции в результате уменьшения ее скорости.

ЭКВАДОРСКИЕ АНДЫ

В пределах Эквадорских Анд, где вулканическая дуга расположена в 250-400 км от желоба, наблюдается поперечная вулканическая зональность (Bourdon et al., 2002; Gutcher et al., 1999; Monizier et al., 1999). Во фронтальной части дуги породы вулканов Атаказы (Atakaza) и Пичинча (Pichincha) имеют отчетливые адакитовые характеристики, свидетельствующие о плавлении слэба (рис. 6а). Кроме того, встречаются и магнезиальные андезиты, которые говорят о взаимодействии адакитового расплава с астеносферой мантийного клина (Bourdon et al., 2003). В тыловой части дуги вулкан Сумако производит высоко-Nb (внутриплитные) базальты, а лавы расположенного между ними вулкана Антизана имеют промежуточные геохимические характеристики. Детальное изучение вулкана Антизана (Bourdon et al., 2002) показало, что вулкан сложен породами близкими к адакитам, но не идентичными им. Изотопные характеристики лав всех трех вулканов почти одинаковы и свидетельствуют о незначительной ассимиляции континентальной коры.

Бордон с соавторами (Bourdon et al., 2003) предлагают следующую модель генерации магм (рис. 6б). Во фронтальной части дуги под вулканом Пичинча океаническая кора плавится, производя адакиты. На пути к поверхности часть этой магмы метаморфизует мантийный клин, что приводит к кристаллизации паргасита, флогопита и граната. В свою очередь, магма обогащается магнием и поднимается на поверхность в виде магнезиальных андезитов. Плавление модифицированной мантии, перемещенной вниз в результате наведенной конвекции, приводит к образованию адакитоподобных лав вулкана Антизана. При дальнейшем перемещении вниз происходит частичное плавление мантии в условиях разрушения флогопита, в результате чего образуются высокониобиевые (NEB) базальты вулкана Сумако в тыловой части дуги.

Очевидные вариации пространственного распределения вулканов и их геохимических характеристик в северной вулканической зоне между Колумбией и Эквадором ясно указывает на то, что субдукция хребта Карнеги под Эквадор сильно влияет на связанный с субдукцией вулканизм. Предполагается, что выполаживание слэба вызвано субдукцией хребта Карнеги

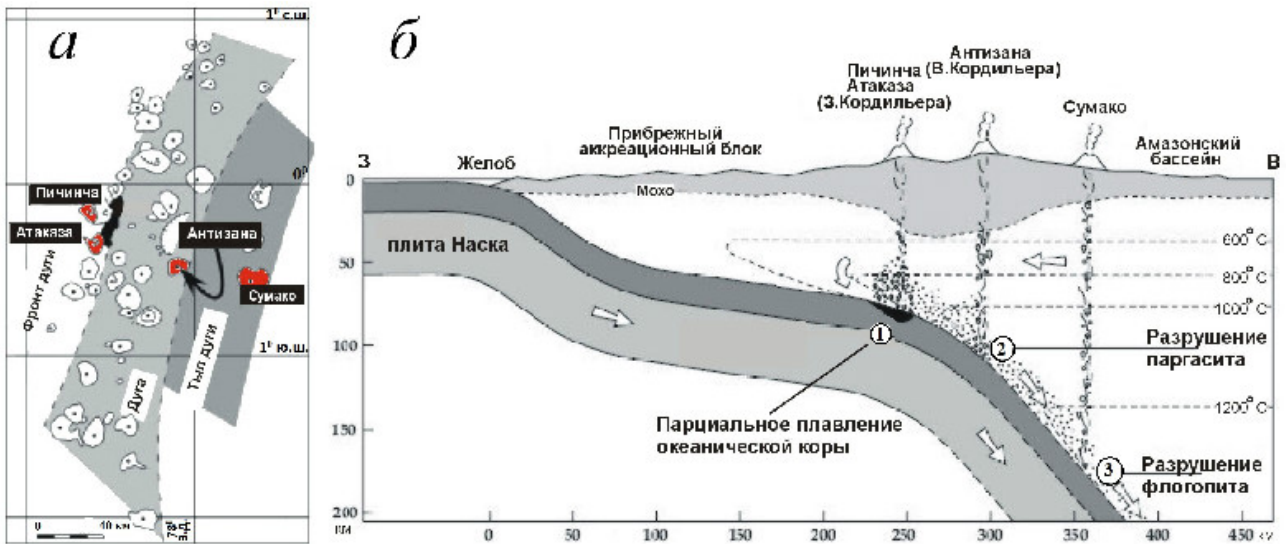


Рис. 6. Положение адакитов и высоко Nb базальтов в Северной вулканической дуге Анд (NVZ) в пределах Эквадора (а) и модельный разрез вкрест простирания NVZ (б) по (Bourdon et al., 2002) с дополнением положения вулкана Атаказа.

(<5 млн. лет?), производящего прогрессивный разогрев океанической коры и ее плавление 1.5 млн. лет назад. Впоследствии произошло плавление океанической коры, образование адакитов и трансформация типичного известково-щелочного вулканизма, связанного с метаморфизацией мантийного клина. Это привело к образованию в пространстве и времени ряда адакитов – высокомагнезиальные андезиты – адакитоподобные андезиты – высокониобиевые базальты (Bourdon et al., 2003).

Проанализировав данные о пространственно-структурных особенностях в Чилийских и Эквадорских Андах и в Коста-Рике (Gutcher et al., 2000) предложили гипотезу, объясняющую плавление океанической коры слэба на субгоризонтальном участке субдукции за счет ее разогрева (рис. 7). Они выделили три стадии эволюции: 1 – крутая субдукция с образованием узкой известково-щелочной дуги над астеносферным клином примерно в 300 км от желоба; 2 – однажды начавшись, субгоризонтальная субдукция продолжается на несколько сотен км примерно на одной и той же глубине, выделяя Р-Т окно, где происходит плавление слэба, образуя широкую вулканическую дугу; 3 – затем, через несколько млн. лет астеносферный клин исчезает (закрывается) и вулканизм завершается, как в Центральном Чили или Перу. В этой модели дополнительное тепло получается за счет нагревания верхней части слэба горячей астеносферой мантийного клина.

ЮЖНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

По данным (Stern, Kilian, 1996) все шесть голоценовых вулканических центра Андо-

Австралийской вулканической зоны сложены андезитами и дацитами с отчетливыми адакитовыми характеристиками ($MgO = 1.5-2.8$, а на острове Кука $5.5-4.4$; $Sr > 3000$; $Yb = 0.8-1.5$; $Sr/Y = 100-400$), свидетельствующими о том, что в рестите адакитового расплава остается гранат, амфибол и пироксен, но отсутствуют или имеются в небольшом количестве оливин или плагиоклаз. Эти авторы полагают, что наиболее вероятным источником этих адакитов являются субдуцированные океанические базальты, перекристаллизованные в гранатовые амфиболиты или эклогиты. Кроме того, по модели авторов, плавится до 15% субдуцируемых осадков. Дополнительный разогрев для плавления коры с возрастом менее 24 млн. лет происходит при небольшой скорости субдукции (около 2 см/год). Состав адакитов зависит от угла взаимодействия плит. Адакиты андезитового состава вулкана на о. Кука (около 54° ю.ш.) образовались в условиях косо́й субдукции при небольшой степени частичного плавления (2-4%) и ограниченном взаимодействии с вышележащей мантией ($\geq 90\%$ расплав базальтов, $\leq 10\%$ расплав мантийного клина). В северном направлении, вплоть до 49° ю.ш., при более ортогональном угле субдукции модель магматической эволюции требует плавления смеси базальтов и осадков и взаимодействия не только с вышележащей мантией, но и с корой (Stern, Kilian, 1996).

ФИЛИППИНЫ

В пределах плиоцен-плейстоценовой дуги Замбоанга (Zamboanga) встречаются как базальты (реже андезибазальты) с высоким содержанием ниобия (NEB), пользующиеся довольно широким

распространением, так и значительно более редкие адакиты (Sajona et al., 1996). В пространственном отношении NEB-лавы распространены в тыловой части дуги относительно адакитов. Возраст адакитов варьирует в интервале 0.7-3.8 млн. лет, возраст NEB – в интервале 1-2 млн. лет, а возраст единственного калиевого андезибазальта – 0.4 млн. лет. Авторы (Sajona et al., 1996) различают три группы NEB-лав: почти примитивные высокомагнезиальные базальты с отсутствующим Nb-минимум на спайдерграммах,

более распространенные низкокальциевые и известково-щелочные, но обогащенные Nb лавы. Ими рассмотрены пространственно-временные отношения в объемной модели, состоящей из трех стадий эволюции (рис. 8):

Стадия 1 (около 5 млн. лет назад). Вслед за завершением коллизии в Центральном Минданао начала субдуцироваться в истощенную мантию и дегидратироваться молодая кора моря Сулу, возможно, вместе с центром спрединга.

Стадия 2 (3-4 млн. лет назад). На глубине

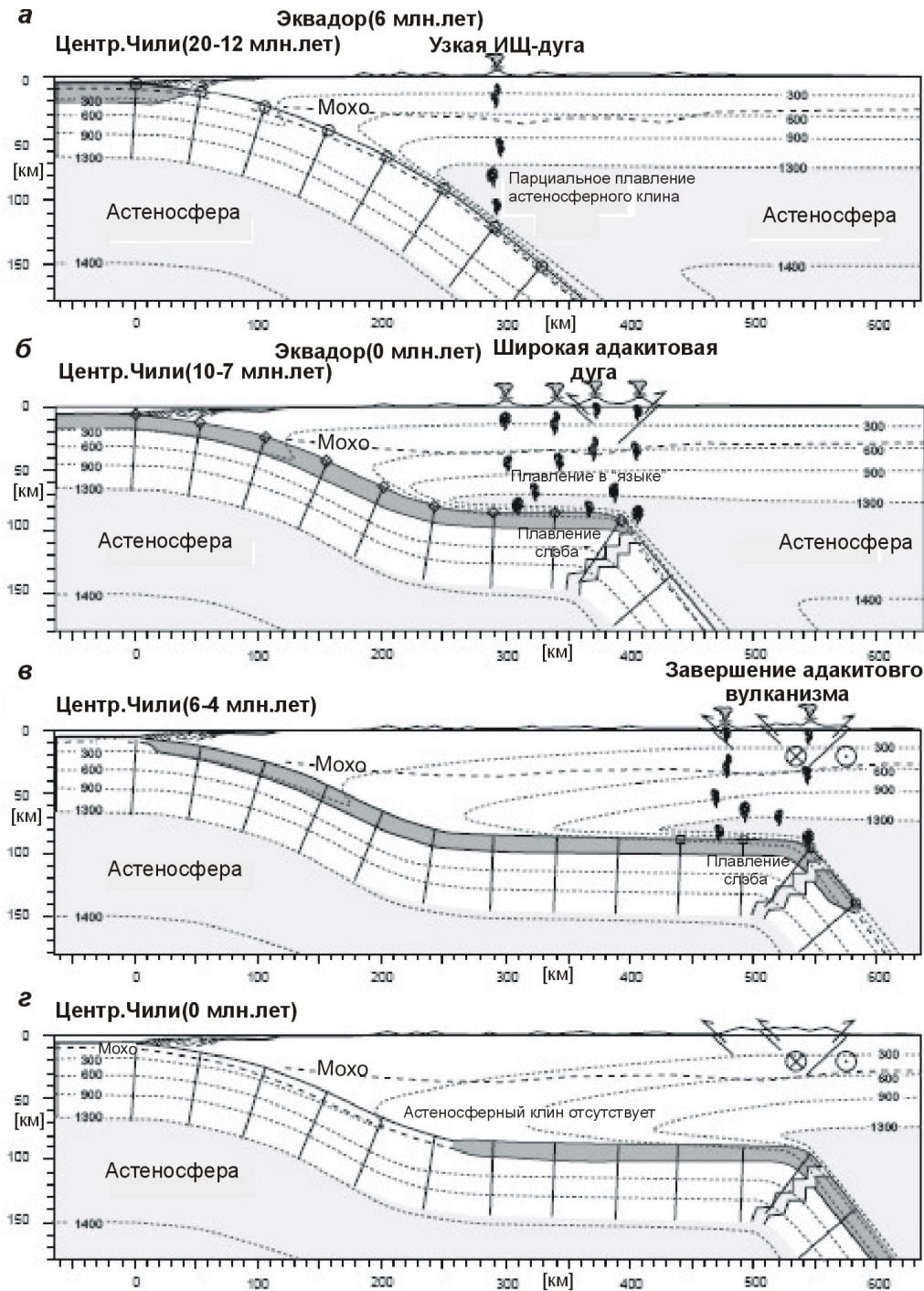


Рис. 7. Модель геодинамической эволюции вулканизма с образованием адакитов в результате выполаживания слэба на примере Центрального Чили и Эквадора по (Gutscher et al., 2000).

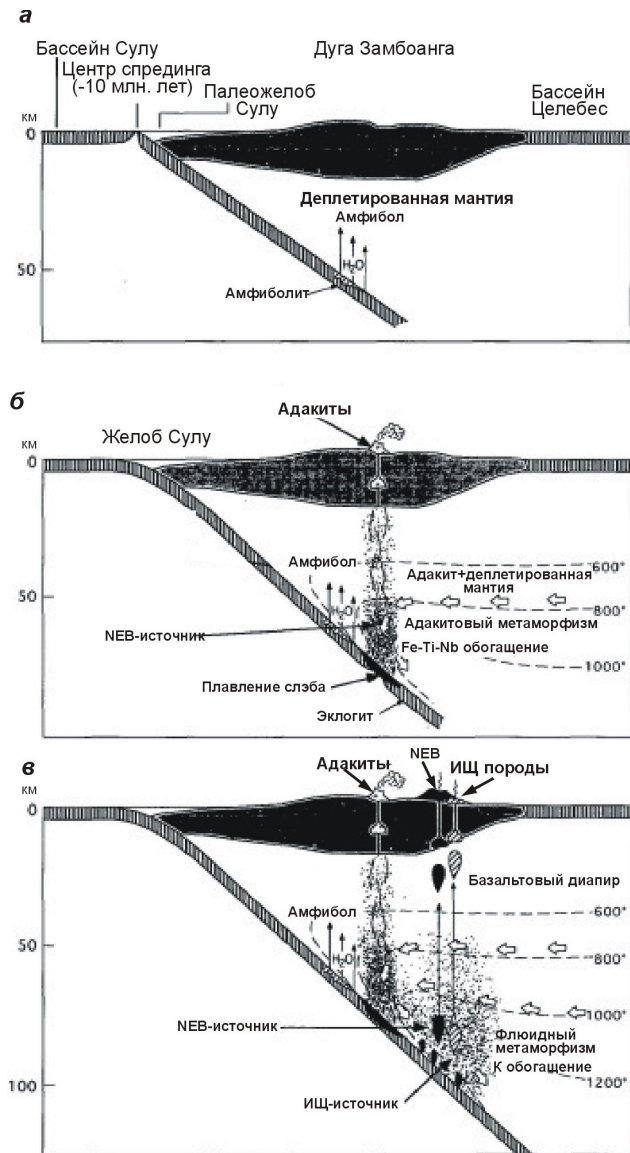


Рис. 8. Модель геодинамической эволюции вулканизма дуги Замбоанга с образованием адакитов и обогащенных Nb базальтов по (Sajona et al., 1996) с упрощениями.

75-85 км, в области перехода амфиболит-эклогит под воздействием высокого теплового потока субдуцируемая кора подвергается плавлению, производя адакитовый расплав. Только небольшая часть адакитового расплава достигает поверхности, а основная его часть метаморфизует перидотит мантийного клина с формированием амфибола и ильменита. При этом происходит обогащение мантийного клина высокозарядными элементами (HFSE), включенными во вновь образованные минералы.

Стадия 3 (<2 млн. лет назад). В результате наведенной субдукцией конвекции обогащенная мантия погружается на большие глубины, где происходит разрушение метаморфической фазы, преимущественно амфиболов. В результате различной степени плавления образуется

несколько типов обогащенных ниобием магм. Тем временем субдуцируемый слэб продолжает дегидратироваться, производя флюиды, обогащенные элементами с большим радиусом (LILE) и легкими редкоземельными элементами и обедненные Nb. Около 0.4 млн. лет назад плавление этой, обогащенной флюидами, мантии приводит к образованию известково-щелочных пород с отрицательной Nb-аномалией.

ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЯПОНИЯ

В отличие от других вулканов Японии, где извергаются типичные субдукционные лавы, вулканы Дайсен (Daisen), Самбе (Sambe) и Эйнояма (Aonoyama) Юго-Западной Японии в неоплейстоцене и голоцене извергали среднекалиевые андезиты и дациты, по химизму соответствующие адакитам (высокое содержание Al_2O_3 , Sr, низкие содержание Y, низкие Sr/Y-отношения, крутой график распределения редкоземельных элементов без Eu-минимума). Образование адакитов объясняется (Morriss, 1995) плавлением переднего края Филиппинской плиты на глубине 75-100 км (рис. 9). Плавление на этой глубине должно давать в остатке гранатовый эклогит, приводя к уменьшению содержаний иттрия и тяжелых редкоземельных элементов. Отсутствие сейсмичности под вулканами также подтверждает представление о плавлении переднего края субдуцируемой плиты.

АДАКИТЫ КАМЧАТКИ

Первые сведения о возможности образования адакитов на Камчатке (в районе р. Валовая) содержатся в работе (Kerezhinskas et al., 1996). В этом районе (рис. 10, поз. 1) в обогащенных ниобием базальтах содержатся многочисленные ксенолиты шпинельных перидотитов и пироксенитов с прожилками дацитов, имеющих адакитовые характеристики. По мнению указанных авторов, адакитовый расплав, отделяющийся от молодой субдуцируемой плиты, поступает в мантийный клин и взаимодействует с расплавом мантийного клина, производя обогащенные Nb базальты. Адакиты на поверхности не обнаружены. Обогащенные Nb базальты и включенные в них ксенолиты подробно описаны А.В. Колосковым (Колосков, 2003).

Первые данные о находках магнезиальных андезитов адакитового типа на полуострове Камчатский мыс (рис. 10, поз. 3) содержатся в работе (Волынец и др., 1998). Авторами подробно описаны верхнемиоцен-нижнеплейстоценовые дайки спессартитов и вогезитов мощностью 0.1-1.5 м и протяженностью до нескольких сот

метров, имеющих адакитовые характеристики, аналогичные характеристикам адакитов о. Адак. На Восточной Камчатке в составе верхнемиоцен-плиоценового шапинского комплекса (рис. 10, поз. 4) выявлены андезиты и дациты с близкими к адакитам геохимическими характеристиками (Hoernle et al., 2009). Эти породы встречаются в ассоциации со щелочными базальтами NEB типа, которые являются более древними (7-12 млн. лет) по сравнению с адакитами (3-8 млн. лет).

Адакиты и ассоциирующие с ними магнезиальные андезиты и NEB базальтоиды выявлены (Перепелов и др., 2009, 2010) в южной части Центральной Камчатской депрессии (рис. 10, поз. 5) в пределах эродированной вулканической постройки, возраст которой 3.13 – 2.72 млн. лет. Интересно, что в окрестностях расположенного вблизи позднеплейстоцен-голоценового вулкана Бакенинг (рис. 10, поз. 6) имеются небольшие вулканические постройки андезитов и дацитов, которые, судя по геохимическим характеристикам, также могут быть отнесены к адакитам. Из двадцати приведенных в работе (Dorendorf et al., 2000) анализов дацитов и андезитов десять имеют отчетливые адакитовые характеристики ($Sr/Y=40-283$, $La/Yb=8-16$, $Nb/La=0.2-0.3$) и три – переходные к известково-щелочным лавам. Породы лавового купола активного вулкана Шивелуч (рис. 10, поз. 2) также имеют адакитовые характеристики (Ferlito, 2010), хотя Н.В. Горбач и М.В. Портнягин (2011) не связывают их образование с плавлением океанической коры.

Условия образования пород с адакитовыми характеристиками рассмотрим на фоне позднекайнозойской геодинамической эволюции Камчатки. За исключением адакитов района р. Валоваям (рис. 10, поз. 1), образование которых связано с плавлением базальтов молодой субдуцируемой океанической плиты Командорского бассейна, все остальные местонахождения адакитов, где возраст субдуцируемой Тихоокеанской плиты более 93 млн. лет (Syracuse et al., 2010) приурочены к зоне перескока субдукции на современное положение (Авдейко и др., 2003). Эволюция геодинамического режима зоны перескока и образования адакитов показана на разрезах рис. 11. На Восточной Камчатке (рис. 10, поз. 4), где наблюдается последовательное образование «внутриплитных лав», адакитов и затем типичных островодужных лав (Hoernle et al., 2010), по-видимому, происходит плавление базальтов переднего края субдуцируемой плиты на контакте с горячей астеносферой (рис. 11б), причем разогрев ее, возможно, связан с флексурным вулканизмом Тихоокеанской плиты (Авдейко и др., 2010) по модели (Hirano et al., 2006).

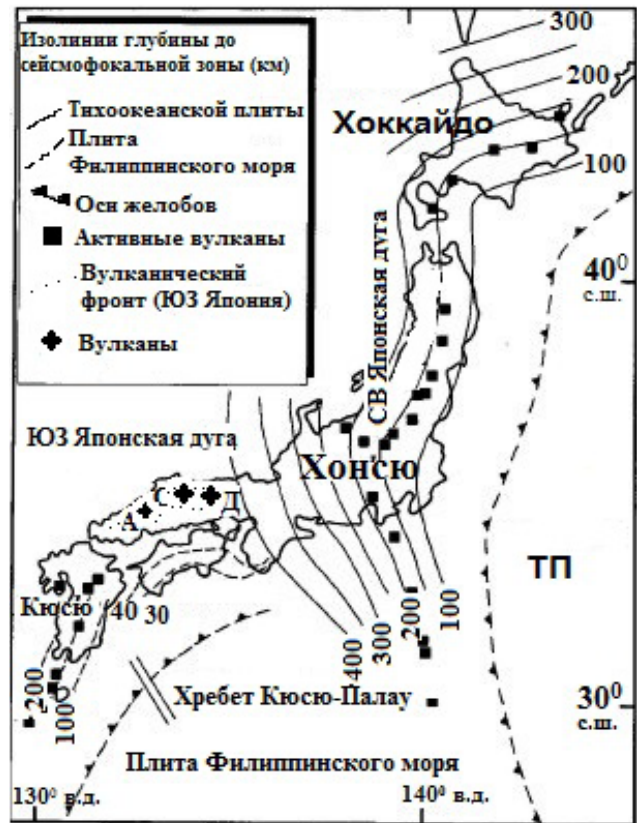


Рис. 9. Местоположение и тектоническая позиция адакитов в Юго-Западной Японской вулканической дуге по (Morris, 1995): ТП – Тихоокеанская плита. Вулканы: А – Эйонама, С – Самбе, Д – Дайсен.

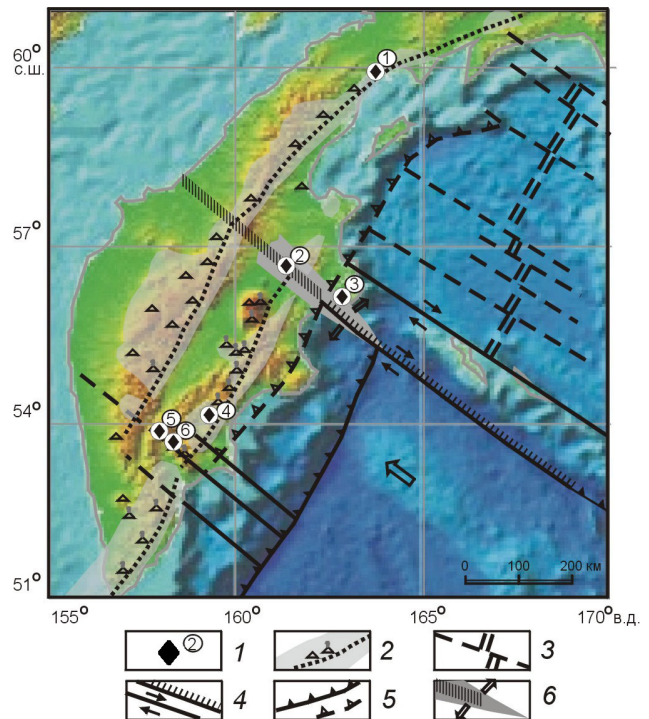


Рис. 10. Тектоническое положение адакитовых построек Камчатки: 1 – местоположение позиций адакитов, упомянутых в тексте; 2 – вулканические пояса, вулканы, и вулканический фронт; 3 – палеорифты и трансформные разломы; 4 – желоба и палеожелоба; 5 – разрывные нарушения; 6 – субдукционное окно.

Адакиты южной части Центральной Камчатской депрессии (рис. 10, позиции 5 и 6), возможно, образовались также на контакте с горячей астеносферой, но не на переднем крае слэба, а в субдукционном окне, образованном на южной границе зоны перескока субдукции. Кратковременность проявления адакитового вулканизма объясняется кратковременностью перескока субдукции.

Адакитовый вулканизм зоны Камчатско-Алеутского сочленения (рис. 10, поз. 2 и 3), видимо, также связан с формированием субдукционного окна и/или на контакте северо-восточного края Тихоокеанской плиты с астеносферой (Ferlito, 2011). Так как субдукционное окно и, соответственно, контакт с горячей астеносферой сохраняется (Avdeiko et al., 2007), адакитовый вулканизм продолжается и в настоящее время (вулкан Шивелуч).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенный обзор адакитов показывает, что в пределах зон субдукции Тихоокеанского кольца наблюдается большое разнообразие тектонических обстановок и геодинамических условий, обеспечивающих повышенные температуры или разогрев субдуцируемой плиты и

плавление ее океанической коры. Несмотря на то, что в большинстве районов возраст субдуцируемой плиты моложе 25 млн. лет, образование адакитов, по-видимому, обусловлено контактом океанической коры с горячей астеносферой либо в головной части слэба в начальный период субдукции (Sajona et al., 1996), либо по краям субдукционных окон (Abratis, Wörner, 2001), либо при выполаживании. Для оценки геодинамических условий образования адакитов проведем анализ некоторых особенностей их проявления.

Прежде всего следует отметить, что почти во всех рассмотренных зонах субдукции наблюдается ассоциация адакитов и магнезиальных андезитов с адакитовыми геохимическими характеристиками с обогащенными Nb базальтами (NEB), то есть с базальтами, имеющими внутриплитные геохимические характеристики. Наблюдается три типа таких ассоциаций. В одних случаях наблюдается совместное нахождение адакитов и NEB в пределах одной вулканической постройки, например, вулк. Сент Хеленс, вулк. массив Санта Клара (п-ов Калифорния), район р. Валоваям (Северная Камчатка). В других случаях отмечается поперечная зональность: адакиты приурочены к фронтальным частям дуг, а породы NEB типа – к их тыловым частям (система вулканы Сент Хеленс – Адамс в Каскадной дуге, северная вулканическая зона Южной Америки, Филиппинская дуга и др.). В третьих случаях, как, например, в Центрально-Американской дуге, намечается продольная зональность с породами NEB типа посередине и адакитами по краям.

Адакитовый вулканизм, как правило, проявляется в течение короткого интервала времени и предшествует или проявляется одновременно с NEB вулканизмом. Объемы извергнутых адакитов и базальтов NEB типа обычно незначительные. Исключение составляют вулканические постройки Австралийской вулканической зоны (AB3) Южной Америки, сложенные адакитами (Stern, Kilian 1996). Рассмотренные особенности позволяют уточнить некоторые модели образования адакитов в зонах субдукции Тихоокеанского кольца. Образование адакитов вулканов Сент Хеленс (Северная Америка) и района р. Валоваям (Северная Камчатка) связано не только с субдукцией молодых плит, но и с плавлением головных частей субдуцируемых плит, так же как и по модели (Sajona et al., 1996) образования адакитов дуги Замбоанга (Филиппины). По-видимому, такая же модель применима и для Восточной Камчатки. На вулкане Сент Хеленс и в районе р. Валоваям образуются базальты NEB типа как за счет внедрения адакитового расплава в мантийный клин, так и в результате апвеллинга мантийного материала

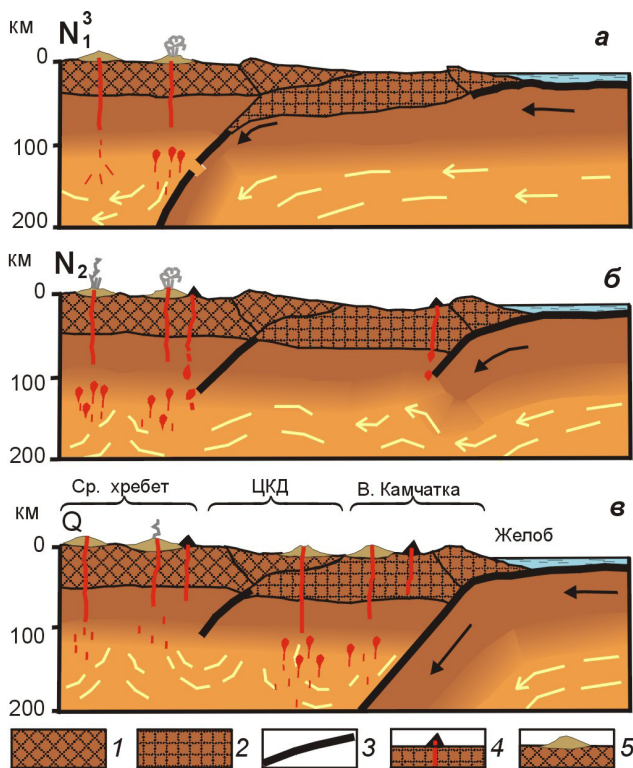


Рис. 11. Модель миоцен-четвертичной геодинамической эволюции и образования адакитов: 1 – континентальная кора; 2 – континентальная кора Кроноцкой палеодуги; 3 – океаническая кора; 4 – адакитовые постройки; 5 – вулканы.

в головной части слэба по модели (Faccenna et al., 2010). Такой же сценарий образования адацитов в головной части молодой плиты наблюдается и в Юго-западной Японской вулканической дуге, но базальты NEB типа в ассоциации с адакитами здесь не обнаружены.

На Восточной Камчатке, где возраст субдуцируемой плиты более 93 млн. лет, предварительный разогрев плиты и нижележащей астеносферы мог быть обусловлен проявлением вулканизма флексурного типа по модели (Nigano et al., 2006), а формирование адацитов произошло на контакте головной части слэба с горячей астеносферой (Авдейко и др., 2010).

Еще один тип сценариев образования адацитов связан с субдукцией центра спрединга. На п-ове Калифорния наблюдается обратная последовательность проявления магнезиальных андезитов (баяитов), обусловленная, по-видимому, субдукцией Тихоокеанско-Гваделупского центра спрединга (рис. 3). Сначала, после 12.5 млн. лет субдуцируется и подвергается частичному плавлению все более горячая Гваделупская плита. При этом и меняется состав баяитов, отмеченный (Aguillon-Robles et al., 2001). Вклад расплава слэба возрастает с северо-запада на юго-восток полуострова. При наиболее горячей части слэба образуются типичные адакиты, а образование базальтов NEB типа, вероятно, связано с мантийным диапиром еще активного центра спрединга, который поддвигается под п-ов Калифорния. Такие условия наблюдаются в вулканическом поле Санта-Клара на юго-западе п-ова Калифорния, расположенном наиболее близко к палеожелобу.

Третий тип сценариев проявления адацитового вулканизма связан с плавлением слэба на контакте с горячей астеносферой в субдукционных окнах независимо от условий их образования. Наиболее типичное достоверно установленное субдукционное окно наблюдается в Центрально-Американской дуге. Его образование, видимо, связано как с кинематикой движения плит (Johnston, Thorkelson, 1997), так и с выполаживанием слэба при субдукции асейсмического хребта, в данном случае хребта Кокос (Abratis, Wörner, 2001). Отмеченную выше продольную зональность мы связываем с тем, что адакиты хребта Таламанка связаны с плавлением плиты Кокос на контакте с горячей астеносферой северной части субдукционного окна. Далее на север наблюдаются породы NEB типа и переходные породы (Коста-Рика), а в пределах гондурасского сегмента дуги — типичные известково-щелочные породы. Адакиты вулканов Эль-Валье и Ла Йегвада (Панама) связаны с плавлением плиты Наска на контакте с асте-

носферой южной части субдукционного окна, а образование базальтов на контакте центральной части субдукционного окна (Abratis, Wörner, 2001) обосновывают внедрением Тихоокеанской мантии из под плиты Наска в субдукционное окно. При этом конфигурация мантийного окна будет несколько иной, чем показано на рис. 5 по модели (Johnston, Thorkelson, 1997), что связано с субдукцией асейсмического хребта Кокос.

Генезис проявления адацитового вулканизма в Эквадорских Андах, где наблюдается отчетливая поперечная зональность, может быть обусловлен двумя моделями, обе из которых связаны с субдукцией асейсмического хребта Карнеги. По модели (Gutscher et al., 2000) происходит выполаживание сегмента субдуцируемой плиты за счет положительной плавучести асейсмического хребта. В этой модели дополнительное тепло получается за счет нагревания верхней части слэба горячей астеносферой мантийного клина. Модель имеет одно ограничение. Сценарий образования адацитов по этой модели может реализовываться в случае, когда сегмент с асейсмическим хребтом погружается достаточно глубоко, ниже границы литосферы, для образования мантийного клина. По нашему мнению, более вероятен сценарий по второй модели с образованием субдукционного окна, которое образуется по разрыву на контакте двух участков слэба с разной плавучестью (Gutscher et al., 1999). В этом случае во фронтальной части дуги на контакте с астеносферой образуются адакиты вулканов Атаказа и Пичинча, в тыловой части дуги — базальты NEB типа вулкана Сумако, а в основной части дуги — промежуточные лавы вулкана Антизана.

Кроме того возможны сценарии образования адацитов при косо́й субдукции в результате дополнительного разогрева слэба. Таким путем образуются адакиты в пределах АВЗ Южной Америки (Stern, Kilian, 1996) и на о. Адак (Kay, 1980; Yogodzinski, Kelemen, 1998). Дополнительный разогрев может происходить при медленной скорости субдукции (около 2 см/год в АВЗ) в результате высокого напряжения сдвига (Peacock et al., 1994) и за счет формирования субдукционных окон при разных скоростях взаимодействующих плит. Возможность формирования субдукционных окон при переходе от косо́й субдукции к трансформному разлому в Алеутско-Камчатском сочленении рассмотрена нами ранее (Avdeiko et al., 2007). С формированием этого субдукционного окна мы связываем формирование магнезиальных андезитов на п-ове Камчатский мыс и, возможно, на вулкане Шивелуч, хотя Н.В. Горбач и М.В. Портнягин (2011) обосновывают образование здесь этих пород процессом дифференциации.

Несколько необычная позиция адакитов и базальтов NEB типа на юге Центральной Камчатской депрессии, описанных в работах (Перепелов и др., 2009, 2010). Они приурочены к системе трансформных разломов, по которым в конце миоцена произошел перескок зоны субдукции на современное положение (Avdeiko et al., 2007), и мы связываем образование адакитов с формированием субдукционного окна во время перескока. Необычность положения определяется тем, что глубина до слэба в настоящее время составляет около 210 км. По-видимому, здесь возможно плавление слэба предыдущей зоны субдукции под Срединный хребет, глубина до которого здесь, вероятно, не превышает 100 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный обзор и анализ условий образования адакитов и магнезиальных андезитов с адакитовыми характеристиками показал, что в пределах зон субдукции Тихоокеанского кольца наблюдается большое разнообразие геодинамических обстановок, обеспечивающих дополнительный разогрев, достаточный для плавления слэба в зонах субдукции. При стационарном, установившемся режиме субдукции образование адакитов не происходит.

1. В большинстве случаев наблюдается плавление головной части слэба на контакте с горячей астеносферой в начальный период субдукции. При палеотектонических и палеовулканических реконструкциях наличие адакитов может свидетельствовать о начальном этапе субдукции, особенно если наблюдается их ассоциация с базальтами NEB типа.

2. Большое число проявлений адакитов связано с дополнительным разогревом и плавлением слэба в субдукционных окнах независимо от условий их образования.

3. Образование адакитов может быть связано с субдукцией еще горячих центров спрединга.

4. Косая субдукция и трансформное взаимодействие плит могут обеспечить дополнительный разогрев, достаточный для плавления субдуцируемой плиты и проявления адакитового вулканизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ-Восток № 09-05-98591 и № 08-III-A-419 ДВО РАН.

Список литературы

Авдейко Г.П. Геодинамика проявления вулканизма Курильской островной дуги и оценка моделей магмообразования // *Геотектоника*. 1994. № 2. С. 19-32.

Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Внутриплитные базальты и адакиты Восточной Камчатки: условия образования // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2010. № 2. Вып. 16. С. 55-65.

Волынец О.Н., Овчаренко А.Н., Бояринова М.Е. и др. Первая находка магнезиальных андезитов А (адакит)-типа на Камчатке // *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39. № 11. С. 1553-1564.

Горбач Н.В., Портнягин М.В. Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 2. С. 140-172.

Колосков А.В. Проявление вулканизма внутриплитного геохимического типа в островодужной системе и его значение для понимания глубинных процессов геодинамики (на примере Камчатки) // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2003. № 2. С. 15-32.

Перепелов А.Б., Татарников С.А., Павлова Л.А. и др. NEB-адакитовый вулканизм Центральной Камчатской Депрессии // *Вулканизм и геодинамика. IV Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии.. Материалы симпозиума*. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 2. С. 449-454.

Перепелов А.Б., Татарников С.А., Павлова Л.А. и др. NEB-адакитовый вулканизм Камчатки: новые изотопно-геохронологические и минералого-геохимические данные, условия развития // *Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Материалы научной конференции*. М: ИГЕМ РАН, 2010. С. 136-137.

Abratis M., Wörner G. Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm // *Geology*. 2001. V. 29. № 2. P. 127-130.

Aguillón-Robles A. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California? // *Geology*. 2001. V. 29. № 6. P. 531-534.

Arculus R.J., Lapierre H., Jaillard É. Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador // *Geology*. 1999. V. 2. № 6. P. 547-550.

Avdeiko G.P., Savelyev D.P., Palueva A.A., Popruzhenko S.V. Evolution of the Kurile-Kamchatkan volcanic arcs and dynamics of the Kamchatka-Aleutian junction // *Geophysical Monograph* 173. Volcanism and subduction: the Kamchatka region / J. Eichelberger et al. editors. American Geophysical Union. Washington D.C., 2007. P. 41-60.

Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration Melting and Water-Saturated Melting of Basaltic and Andesitic

- Greenstones and Amphibolites at 1, 3, and 6-9 kb // *J. Petrology* 1991. V. 32. № 2. P. 365-401.
- Bourdon E., Eissen J.-P., Monzier M. et al.* Adakite-like Lavas from Antisana Volcano (Ecuador): Evidence for Slab Melt Metasomatism Beneath the Andean Northern Volcanic Zone // *J. Petrology*. 2002. V. 43. № 2. P. 199-217.
- Bourdon E., Eissen J.-Ph., Gutscher M.-A., Monzier M. et al.* Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America) // *Earth Planet. Sci. Let.* 2003. V. 205. Iss. 3-4. P. 123-138.
- Calmus T., Aguillón-Robles A., Maury R.C. et al.* Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites («bajaites») from Baja California, Mexico: the role of slab melts // *Lithos*. 2003. V. 66. P. 77-105.
- Castillo P.R.* An overview of adakite petrogenesis. // *Chine Science Bull.* 2006. V. 51. № 3. P. 257-268.
- Defant M.J., Clark L.F., Stewart R.H. et al.* Andesite and dacite genesis via contrasting processes: the geology and geochemistry of El Valle Volcano, Panama // *Contrib Mineral Petrol.* 1991a. V. 106. P. 309-324.
- Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*. 1990. V. 347. P. 662-665.
- Defant M.J., Drummond M.S.* Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc // *Geology*. 1993. V. 21. P. 547-550.
- Defant M.J., Richerson Ph.M., de Boer J.Z. et al.* Dacite Genesis via both Slab Melting and Differentiation: Petrogenesis of La Yeguada Volcanic Complex, Panama // *J. Petrology*, 1991b. V. 32. № 6, P. 1101-1142.
- Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A. et al.* Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // *J. Volc. Geoth. Res.* 2000. № 104. P. 131-151.
- Egger D.M.* Influence of H₂O and CO₂ on melt and fluid chemistry in subduction zones // *Crust/Mantle recycling at convergence zones*. Dordrecht: Kluwer Acad. Pub., 1989. P. 97-104.
- Faccenna C., Becker Th.W., Lallemand S. et al.* Subduction-triggered magmatic pulses: A new class of plumes? // *Earth Planet. Sci. Let.* 2010. V. 299. Iss. 1-2. P. 54-68.
- Ferlito C.* Bymodal geochemical evolution at Sheveluch stratovolcano, Kamchatka, Russia: consequence of a complex subduction at the junction of Kurile Kamchatka and Aleutian island arcs // *Earth Science Reviews*. 2011. V. 105. P. 49-69.
- Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonics. New-York: Springer-Verlag, 1981. 390 p.
- Gutscher M.-A., Malavieille J., Lallemand S., Collot J.-Y.* Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision // *Earth Planet. Sci. Let.* 1999. V. 168. P. 255-270.
- Gutscher M.-A., Maury R.* Can slab melting be caused by flat subduction? // *Geology*. 2000. V. 28. № 6. P. 535-538.
- Hawkesworth C.J., Gallagher K., Hergt J.M., McDermott F.* Mantle and slab contributions in arc magmas // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1993. V. 21. P. 175-204.
- Helz R.T.* Phase Relations of Basalts in their Melting Ranges at PH₂O=5kbar. Part II. Melt Compositions // *J. Petrology*. 1976. V. 17. № 2. P. 139-193.
- Hoernle K., Portnyagin M.V., Hauff F. et al.* The origin of alkaline magmas during Cenozoic reorganization of subduction zone of Kamchatka // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009. V. 73. № 13S. P. A538.
- Hirano N., Takahashi E., Yamamoto J. et al.* Volcanism in Response to Plate Flexure // *Science*. 2006. V. 313. P. 1426-1428.
- Honda S., Uyeda S.* Thermal process in subduction zones – a review and preliminary approach on the origin of arc volcanism // *Arc volcanism: physics and tectonics*. Tokio: TERRAPUB, 1983. P. 117 – 140.
- Jicha B.R., Johnson C.M., Hildreth W. et al.* Discriminating assimilants and decoupling deep- vs. shallow-level crystal records at Mount Adams using ²³⁸U–²³⁰Th disequilibria and Os isotopes // *Earth Planet. Sci. Let.* 2009. V. 277. Iss. 1-2. P. 38-49.
- Johnston S.T., Thorkelson D.J.* Cocos–Nazca slab window beneath Central America // *Earth Planet. Sci. Let.* 1997. V. 146. P. 465-474.
- Kay R.W.* Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust // *J. Volc. Geoth. Res.* 1978. V. 4. P. 117-132.
- Kepezhinskas P., Defant M.J., Drummond M.S.* Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths // *Geochemica et Cosmochemica Acta*. 1996. V. 60. № 7. P. 1217-1229.
- Liu J., Bohlen S.R., Ernst W.G.* Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Let.* 1996. V. 143. P. 161-171.
- Marsh B.D., Carmichael I.S.E.* Benioff zone magmatism // *JGR*. 1974. V. 79. № 8. P. 1196-1206.
- Monizier M., Robin C., Samaniego P., Haii M.L. et al.* Sangay volcano, Ecuador: structural development, present activity and petrology // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1999. V. 90. P. 49-79.
- Morris P.A.* Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan // *Geology*. 1995. V. 23. № 5. P. 395-398

- Nichols I.A., Ringwood A.E.* Production of silica-saturated magmas in island arcs // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 17. P. 243-246.
- Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B.* Partial melting of subducting oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 121. P. 227-244.
- 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 // *Chemical Geology*. 1999. V. 160. P. 335-356.
- Sajona F.G., Maurv R.C., Bellon H. et al.* High Field Strength Element Enrichment of Pliocene—Pleistocene Island Arc Basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines) // *J. Petrology*. 1996. V. 37. № 3. P. 693-726.
- Saunders A.D., Rogers G., Marriner G.F. et al.* Geochemistry of cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: implications for the petrogenesis of post-subduction magmas // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1987. V. 32. P. 223-245.
- Sen C., Dunn T.* Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 117. P. 394-409.
- 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. V. 123. P. 263-281.
- Stern C.R., Wyllie P.J.* Phase compositions through crystallization intervals in basalt-andesite-H₂O at 30 kbar with implications for subduction zone magmas // *American Mineralogist*. 1978. V. 63. P. 641-663.
- Syracuse E.M., van Keken P.E., Abers G.A.* The global range of subduction zone thermal models // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2010. V. 183. P. 73-79.
- Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W.* Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1986. V. 29. P. 293-309.
- Yogodzinski G.M., Kelemen P.B.* Slab melting in the Aleutians: implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 158. P. 53-65.

ADAKITES IN SUBDUCTION ZONES OF THE PACIFIC RING: REVIEW AND ANALYSIS OF GEODYNAMIC GENESIS CONDITIONS

G.P. Avdeiko^{1,2}, A.A. Paluyeva¹, O.V. Kuvikas¹

¹*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006;
e-mail: gavdeiko@kscnet.ru*

²*Kamchatka Bering State University, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683031*

Review and analysis of genesis conditions for adakites and magnesian andesites with adakite properties showed that there are various tectonic and geodynamic settings within subduction zones of the Pacific Ring. These settings provide additional heating sufficient for slab melting in subduction zones.

As a rule, on the initial stage of subduction process a front part of a new slab suffered melting caused by heat from hot asthenosphere. In this case, their association with NEB type can be traced. A large number of adakite location depend on additional heating and slab melting in slab windows regardless geodynamic conditions. Moreover, formation of adakites may probably be caused by subduction of hot spreading centers. Oblique subduction and transform interactions between plates may generate additional heating sufficient for adakite volcanism.

Keywords: adakites, subduction, slab melting, the Pacific Ring, geodynamic conditions.