



УДК 551.21:551.24

Г. П. Авдейко, А. А. Палуева, О. А. Бергаль-Кувикас

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский e-mail: gavdeiko@kscnet.ru*

Адакиты Камчатки: геодинамические условия образования

Рассмотрены геотектонические позиции и геодинамические условия образования адакитов Камчатки. Показано, что адакиты характерны только для начального этапа субдукции и при формировании субдукционных окон. Источником тепла для плавления океанической коры служит контакт головной части слэба с подсубдукционной астеносферой. Контакт боковых частей слэба с подсубдукционной астеносферой осуществляется в субдукционных окнах. Дополнительным источником тепла служат сколовые напряжения и трение в начальный этап субдукции. Для стационарного режима субдукции адакиты не характерны.

Введение

Адакиты — относительно новый петрографический термин, предложенный М. Дж. Дефантом и М. С. Друмманом [10] для обозначения дацитов и андезитов, образовавшихся путём непосредственного плавления сравнительно молодой (моложе 25 млн лет) океанической коры. Адакиты характеризуются определенными геохимическими характеристиками, наиболее показательными из которых являются высокие Sr/Y и La/Yb отношения. Возможность образования пород островных дуг в результате плавления субдуцируемой океанической коры активно обсуждалась в начальный период становления модели субдукции. В последующие годы было установлено, что генезис вулканических пород зон субдукции обусловлен плавлением перидотита мантийного клина, метаморфизованного флюидом из субдуцируемого слэба [25 и мн. др.]. Эта модель была подтверждена практически для всех зон субдукции, в том числе и для Курило-Камчатской островной дуги [1].

После статьи [10] появилось много новых данных о находках адакитов в других зонах субдукции. Появились также данные о находках пород с адакитовыми геохимическими характеристиками, образовавшихся в структурах, отличных от зон субдукции. П. Р. Кастилло [9] дал достаточно полный обзор этих пород. В данной статье мы рассмотрим только адакиты из субдукционной системы Камчатки и сравним их с адакитами из других зон субдукции Тихоокеанского кольца (рис. 1). Многие из них располагаются в зонах субдукции с возрастом океанической коры древнее 25 млн лет. Так, в районе о. Адак (Алеутская дуга), по которому назван этот тип пород, получены достоверные данные об их образовании в результате плавления океанической коры [16] с возрастом Тихоокеанской плиты около 52 млн лет, а возраст той же плиты, субдуцируемой под Камчатку, превышает 93 млн лет [24]. Тем

не менее, несмотря на то, что Тихоокеанская плита в Камчатской зоне субдукции холодная, на Камчатке известны находки адакитов (рис. 1, врезка). Совершенно очевидно, что для образования адакитов и магнезиальных андезитов за счёт плавления холодной плиты с возрастом более 93 млн лет требуется дополнительный источник тепла.

С. М. Пикок с соавторами [19] оценили условия, при которых происходит парциальное плавление субдуцируемой океанической коры с образованием адакитов. В основу их оценки положены экспериментальные данные по плавлению базальтовых систем с учётом температурных моделей зон субдукции. Результаты, проведённого ими численного моделирования, показали, что плавление поддвигаемой океанической коры может происходить при очень ограниченных условиях: (1) при высокой степени разогрева за счёт сдвигового напряжения более 1 кбар до температуры более 750°С и (2) при субдукции молодой океанической литосферы с возрастом менее 2 млн лет и высокой скорости конвергенции (10 см/год) и менее 4 млн лет при скорости конвергенции 3 см/год. Второму условию не отвечают практически все проявления адакитов, показанных на рис. 1. В связи с этим ещё более остро стоит проблема дополнительного источника тепла, особенно для Восточной Камчатки, где поддвигается Тихоокеанская плита с возрастом более 93 млн лет.

Экспериментальные данные показали, что плавление океанической коры с образованием адакитов должно происходить в безводных условиях на глубинах до 70–90 км, т. е. ещё до уровня дегидратации амфиболов при температуре не ниже 750–800°С. С. Сен и Т. Данн [22], проведя эксперименты по дегидратационному плавлению, показали, что амфиболит базальтового состава, соответствующий 2-му (базальтовому) слою изменённой океанической коры, плавится в две стадии в интервале температур

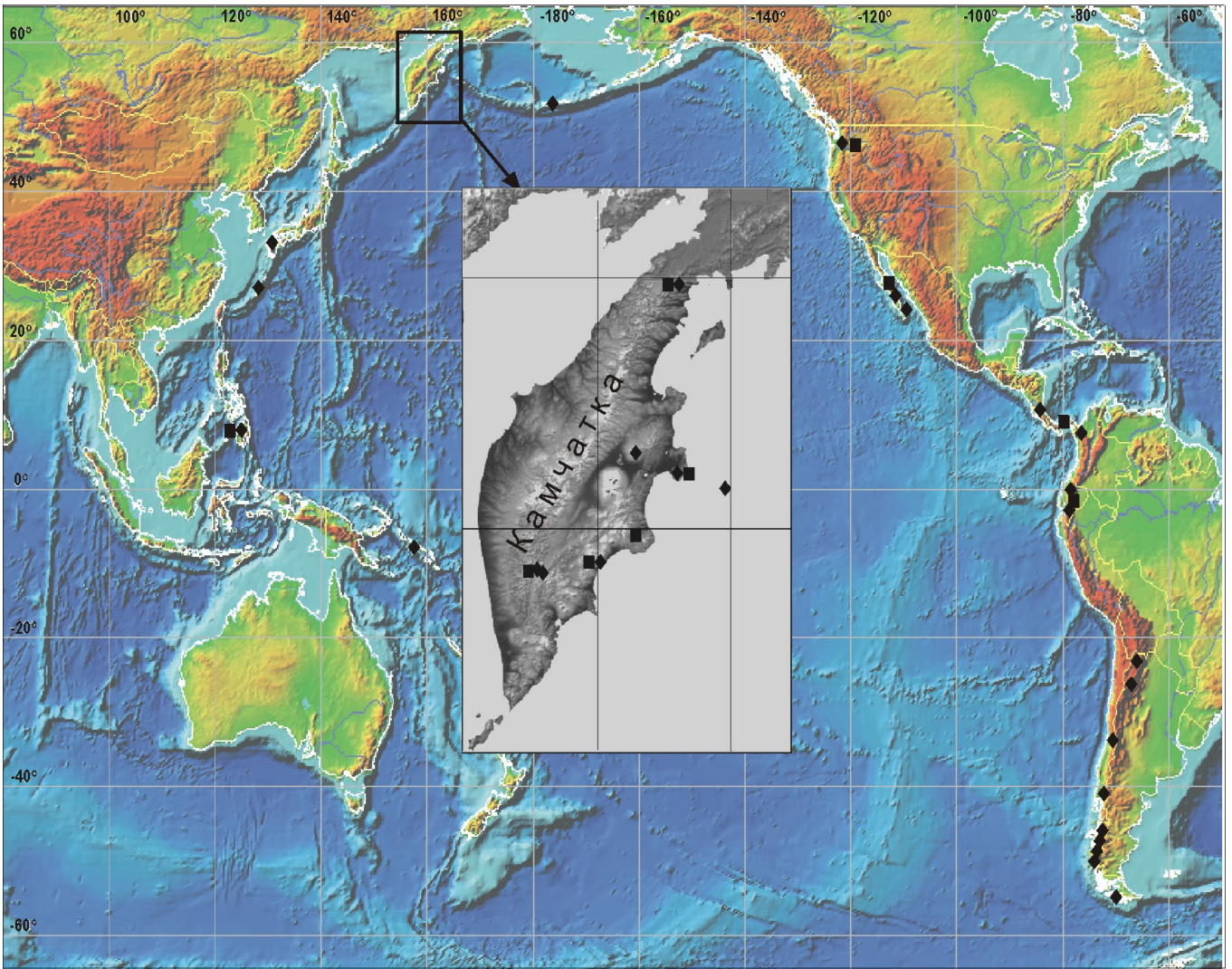


Рис. 1. Местоположение адакитов (ромбы) и NEAB лав (квадраты) в зонах субдукции Тихоокеанского кольца.

800–1100°С при давлении 2,0 GPa. Получающийся при этом модельный расплав при 10–15% плавления по составу идентичен адакитам, за исключением низких значений MgO и CaO. Модельные расплавы также не дают высоких Sr/Y-отношений. Авторы пришли к заключению, что если адакиты образуются путём парциального плавления океанической коры, то они должны подвергнуться значительному взаимодействию с породами мантийного клина или с корой. Обогащение Mg, по экспериментальным данным [20], происходит при реакции адакитового расплава с перидотитом мантийного клина, образуя магниезильные андезиты с адакитовыми характеристиками.

Целью данной статьи является оценка геодинамических условий образования адакитов в зонах субдукции на Камчатке, обеспечивающих разогрев старой и, соответственно, холодной Тихоокеанской плиты. Для этого дан краткий обзор представлений об условиях образования адакитов и NEAB лав в зонах субдукции Тихоокеанского кольца и рассмотрена тектоническая эволюция Камчатки. На осно-

ве этого предложена геодинамическая модель формирования адакитов в зонах субдукции Камчатки и условия, обеспечивающие дополнительный разогрев.

Обзор представлений о генезисе субдукционных адакитов Тихоокеанского кольца

Полный обзор представлений об условиях образования субдукционных адакитов Тихоокеанского кольца проведён нами ранее [2]. Здесь мы рассмотрим лишь случаи, отражающие тектонические и геодинамические условия образования адакитов. Р. У. Кей [16] впервые обосновал плавление субдуцируемой океанической коры по результатам изучения химических особенностей, минерального состава и изотопных характеристик пород, отобранных на о. Адак. Большое разнообразие геодинамических обстановок, обеспечивающих образование адакитов, наблюдается в пределах Центрально-Американской дуги. Здесь отмечается тройное сочленение плит Кокос, Наска и Карибской и субдукция хребта Кокос.

Образование адакитов здесь связано с формированием субдукционного окна.

Генезис адакитов вулкана Сен Хеленс (Каскадная дуга) связывают с молодым возрастом субдуцируемой плиты Хуан де Фука [11], хотя возраст её — 6,9 млн лет [24], древнее возраста, необходимого для плавления плиты. Необходимо подчеркнуть, что это начальный этап субдукции плиты Хуан де Фука. С начальным этапом субдукции связано образование адакитов в ассоциации с NEAB лавами и в дуге Замбаонга (Филиппины) [21].

В отличие от большинства вулканов Японии, где извергаются типичные субдукционные лавы, вулканы Юго-Западной Японии в неоплейстоцене и голоцене извергали андезиты и дациты, по химизму соответствующие адакитам. Их образование объясняется плавлением головного (фронтального) края Филиппинской плиты на глубине 75–100 км [18].

Все шесть голоценовых вулканических центров Австралийской вулканической зоны сложены андезитами и дацитами с отчётливыми адакитовыми характеристиками [23]. Указанные 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% субдуцированных осадков.

Адакиты Камчатки

На Камчатке известны три разновозрастных вулканических пояса, представляющих собой три субдукционные вулканические дуги. В них, наряду с типичными известково-щелочными породами островодужного (IAB) типа, встречаются щелочные базальты с внутриплитными геохимическими характеристиками (NEAB тип), высокомагнезиальные андезиты и адакиты [5, 6, 17, 26]. Первые сведения о наличии адакитов в субдукционных системах Камчатки были получены П. Кепежинским [17] в вулканическом поле района р. Валоваям (ВВП) (рис. 2, позиция 1). Породы здесь представлены позднемиоцен-плиоценовыми (5–15 млн лет) лавовыми потоками, шлаковыми конусами и дайками базальтов, андезибазальтов, андезитов и адакитов. Все породы имеют субдукционные геохимические характеристики. Среди них встречаются обогащённые Nb островодужные базальты (NEAB), содержащие ксенолиты шпинелевых перидотитов и пироксенитов [17]. Ксенолиты содержат прожилки дацитов, редкоземельный состав которых соответствует адакитам. Наличие адакитовых прожилков в мантийном материале является прямым свидетельством плавления океанической коры. Адакитовый расплав, отделяющийся от субдуцируемой плиты внедряется в перидотит мантийного клина [17]. Взаимодействием расплава с перидотитом мантийного клина авторы объясняют образование обогащённых Nb базальтов (NEAB). В свою очередь, образование адакитов авторы связывают с плавлением молодой (< 15 млн лет) и, соответственно, горячей океани-

ческой плиты Командорского бассейна (Пракомандорской плиты). Мы считаем, что в данном случае, наряду с молодостью субдуцируемой плиты, важную роль играет начальный этап субдукции.

В пределах Восточно-Камчатской вулканической дуги, наряду с типичными субдукционными породами, встречаются щелочные базальты NEAB типа, высокомагнезиальные андезиты и адакиты [5, 15, 26]. Необходимо отметить, что все адакиты и щелочные породы NEAB типа встречаются только в том сегменте Курило-Камчатской островодужной системы, в котором произошёл перескок зоны субдукции на современное положение (рис. 2, позиции 2–6) и сформировалась новая зона субдукции под Восточную Камчатку [4]. Широко представленные породы островодужного типа (IAB тип) сформировались в позднемиоцен-четвертичное время, тогда как вулканы с внутриплитными геохимическими характеристиками (NEAB тип), входящими в состав щапинской свиты, распространены фрагментарно и имеют позднемиоцен-плиоценовый возраст, то есть соответствуют раннему этапу формирования Восточно-Камчатской вулканической дуги.

Детальное изучение вулканических пород начального этапа развития Восточно-Камчатского вулканического пояса [5] показало, что наиболее древние щелочные базальты NEAB типа основания щапинской свиты имеют позднемиоценовый возраст. Аналогичные породы кровли щапинской свиты имеют плиоценовый возраст, а типичные островодужные породы — четвертичный. Имеющиеся данные определения абсолютного возраста эффузивных фаций щапинской свиты, в целом, соответствуют полученным ранее определениям по биоостратиграфическим данным. Так, K-Ar возраст базальтов и базанитов основания щапинской свиты колеблется в пределах 6,8–9,12 млн лет [5]. Новые Ar-Ar определения возраста вулканических пород щапинской свиты, проведённые в IFM GEOMAR, показали, что возраст щелочных пород NEAB типа варьирует в пределах 7–12 млн лет, тогда как возраст известково-щелочных андезитов и дацитов с близкими к адакитам характеристиками, которые приурочены к верхней части щапинской свиты — 3–8 млн лет [15].

Адакиты и ассоциирующие с ними магнезиальные андезиты выявлены в южной части Центральной Камчатской депрессии (рис. 2, позиция 5) в пределах эродированной вулканической постройки, возраст которой 3,13–2,72 млн лет [7]. В окрестностях расположенного вблизи позднеплейстоцен-голоценового вулкана Бакенинг (рис. 2, позиция 6) имеются небольшие вулканические постройки андезитов и дацитов, которые, судя по геохимическим характеристикам, также могут быть отнесены к адакитам. Из двадцати приведённых в работе [12] 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.

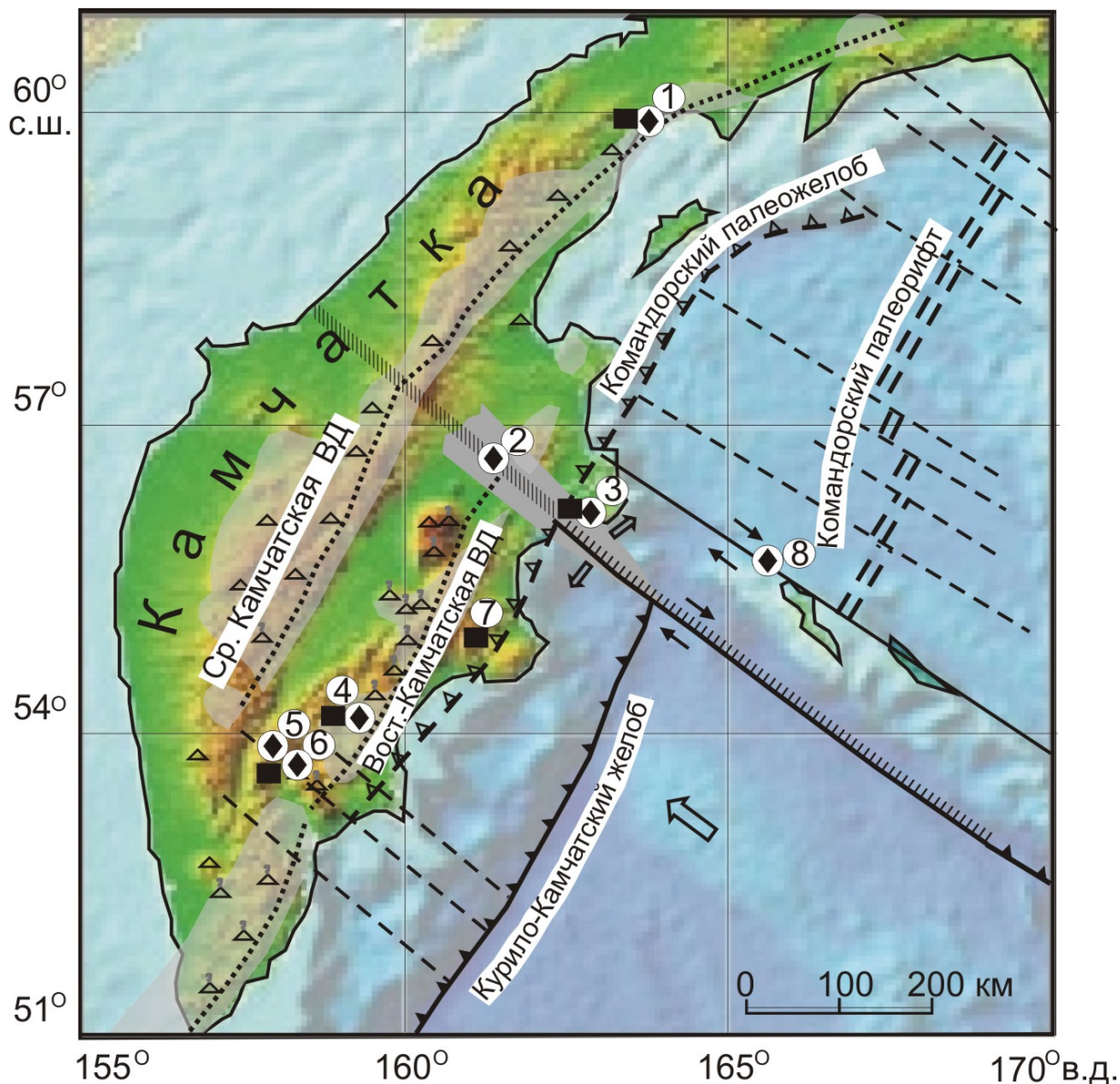


Рис. 2. Тектоническое положение адакитов (ромбы) и NEAB лав (квадраты) на Восточной Камчатке и Камчатском перешейке. Серией треугольников показаны вулканические зоны, сплошными и прерывистыми линиями — разломы, бергштрихи — направление сместителя. Цифры на рисунке: 1 — Валоваямское вулканическое поле, 2 — Вулкан Шивелуч, 3 — Камчатский п-ов, 4 — Восточная Камчатка, р-н реки Лев. Жупанова, 5 — незазванный вулкан, 6 — окрестности вулкана Бакенинг, 7 — Кроноцкий перешеек, 8 — драгированные породы на С-З Алеутской дуги.

Данные о находках магнезиальных андезитов адакитового типа на полуострове Камчатский мыс (рис. 2, позиция 3) содержатся в работе [6]. Авторами выделены верхнемиоцен-нижнеплейстоценовые дайки спессартитов и вогезитов с адакитовыми характеристиками. За исключением адакитов ВВП (рис. 2, позиция 1), образование которых связано с плавлением базальтов молодой Пракомандорской плиты, все остальные местонахождения адакитов приурочены к зоне перескока субдукции на современном положении [4]. На Восточной Камчатке (рис. 2, позиция 4), где наблюдается последовательное образование NEAB лав, адакитов и затем типич-

ных субдукционных пород [15], по-видимому, происходит плавление базальтов переднего края субдуцируемой плиты на контакте с горячей астеносферой. Дополнительный разогрев субдуцируемой плиты, по-видимому, обусловлен энергией скола и трения в начальный этап субдукции, а затем — контактом переднего края субдуцируемой плиты с горячей подсубдукционной мантией, температура которой достигает 1300°C . Адакиты южной части Центральной Камчатской депрессии (рис. 2, 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

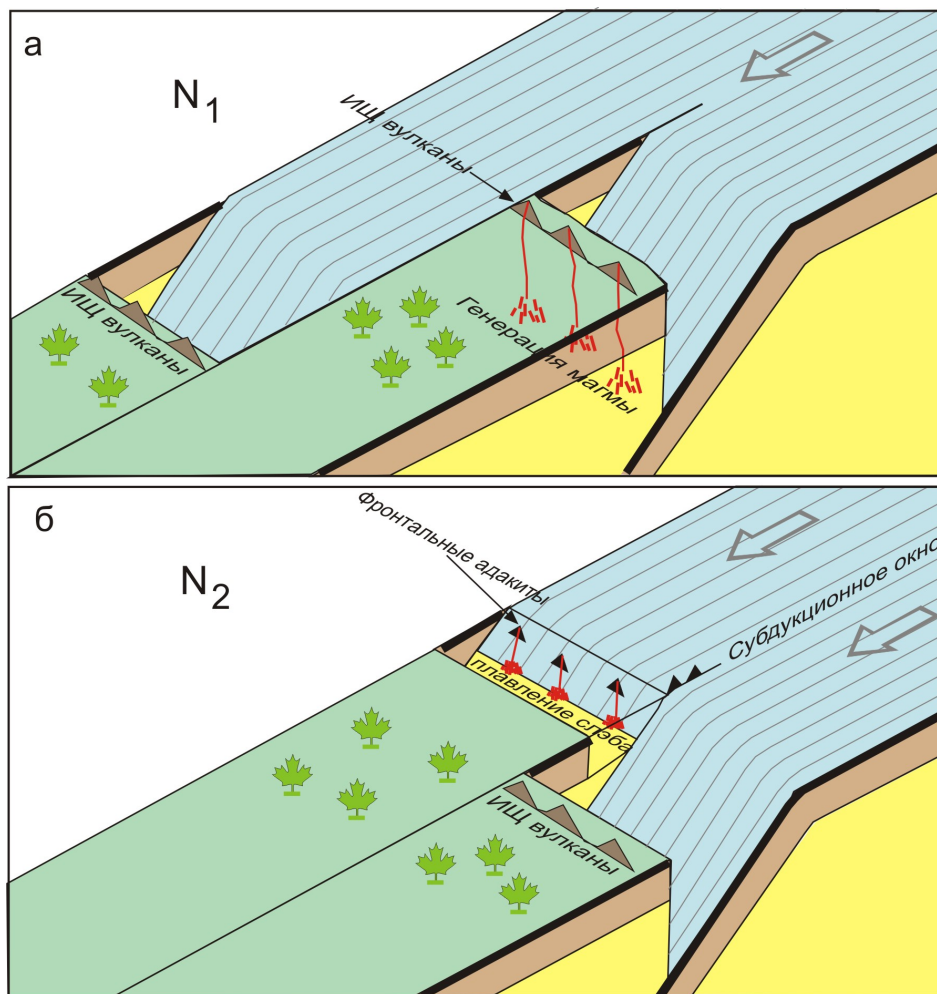


Рис. 3. Трехмерная модель образования адакитов в зоне перескока субдукции северо-восточного сегмента Тихоокеанской плиты на современное положение.

границе зоны перескока субдукции (рис. 3). Кратковременность проявления адакитового вулканизма объясняется кратковременностью перескока субдукции. Адакитовый вулканизм зоны Камчатско-Алеутского сочленения (рис. 2, позиции 2 и 3), видимо, также связан с формированием субдукционного окна и/или на контакте СВ края Тихоокеанской плиты с астеносферой.

Условия образования адакитов и NEAB лав

Проведенный обзор адакитов показывает, что в пределах зон субдукции Тихоокеанского кольца наблюдается большое разнообразие тектонических обстановок и геодинамических условий, обеспечивающих повышенные температуры субдуцируемой плиты и плавление её океанической коры. Практически во всех зонах субдукции образование адакитов обусловлено контактом океанической коры с горячей астеносферой либо в головной части слэба в начальный период субдукции, либо по краям субдукционных окон. Обязательным условием этого является начальный период субдукции. Когда головной край субдуцируемого слэба погружа-

ется глубже 90–100 км начинается дегидратация амфиболов и хлоритов и дегидрационное плавление океанической коры становится невозможным. Освободившаяся при этом вода вместе с другими летучими компонентами поступает в вышележащий мантийный клин и начинается образование типичных островодужных известково-щелочных пород [1, 17]. На Восточной Камчатке, где возраст субдуцируемой плиты более 93 млн лет, начальный период субдукции обеспечен перескоком её на современное положение в миоцене при блокировке субдукции Кроноцкой палеодугой [4]. Предварительный разогрев плиты, по-видимому, связан со сколовым напряжением в начальный период субдукции после её перескока.

Несколько необычная позиция адакитов и базальтов NEAB типа на юге Центральной Камчатской депрессии, описанных в работах [7]. По нашим данным, адакиты приурочены к системе трансформных разломов, по которым в конце миоцена произошёл перескок зоны субдукции на современное положение, и мы связываем образование адакитов с формированием субдукционного окна во время

перескока (рис. 3). Необычность положения определяется тем, что глубина до слэба в настоящее время составляет около 210 км. По-видимому, здесь возможно плавление океанической коры предыдущей зоны субдукции под Срединный хребет, глубина до которой здесь, вероятно, не превышает 100 км. В этом случае с горячей подсубдукционной астеносферой контактирует боковая часть предыдущей зоны субдукции.

Модель эволюции субдукционного вулканизма Восточно-Камчатской вулканической дуги

Субдукционный вулканизм в пределах Восточно-Камчатской вулканической дуги начался, по-видимому, в середине миоцена, так как абсолютный возраст наиболее древних щелочных базальтов NEAB типа, определённых K-Ar и Ar-Ar методами, колеблется в пределах 7–12 млн лет [6, 15]. В миоцене существовала зона субдукции под Срединный хребет, формируя Срединно-Камчатскую вулканическую дугу (рис. 4, разрез 1). На разрезе на Тихоокеанской плите выше океанической коры показана континентальная кора Кроноцкой внутриокеанической палеодуги.

Около 15 млн лет назад Кроноцкая палеодуга подошла к зоне субдукции под Срединный хребет и начала её блокировку (рис. 4, разрез 2). На Тихоокеанской плите за счёт нарастания давления на зону субдукции начал формироваться флексуобразный изгиб по модели [14] с выпуклостью в районе валообразного поднятия и синклинальным прогибом с Тихоокеанской стороны. В результате синклинального прогиба подошва литосферы начала испытывать растяжение и растрескиваться и горячая астеносфера начала внедряться в образовавшиеся расколы. Независимо от того проявляется или не проявляется флексурный вулканизм по модели [14] происходит разогрев литосферы, а разогретый участок затем подходит к зоне субдукции.

В конце среднего миоцена зона субдукции под Срединный хребет была окончательно заблокирована и начала формироваться новая зона субдукции под Восточную Камчатку (рис. 4, разрез 3). В интервале 7–9 млн лет передний горячий край образовавшегося слэба достиг глубины 60–70 км и начал парциальное безфлюидное плавление осадков и базальтов океанической коры на контакте с горячей астеносферой. Образовавшийся адакитовый расплав внедрился в мантийный клин и в результате его взаимодействия с перидотитом в разных соотношениях адакитовый расплав/перидотит образовались магнезиальные андезиты и обогащённые Nb базальты.

Примерно в это же время к зоне субдукции подошел разогретый за счёт флексурного изгиба участок Тихоокеанской плиты и при его подъёме вокруг переднего края зоны субдукции образовался небольшой мантийный плюм по модели [13]. При низких степенях плавления мантийного плюма образуется расплав NEAB типа. Два способа образования пород

NEAB типа за счёт взаимодействия адакитового расплава с перидотитом мантийного клина и в результате образования и плавления мантийного плюма не являются альтернативными и могут действовать совместно.

В плиоцене и плейстоцене Тихоокеанская плита, когда участок Тихоокеанской плиты погрузился дальше в зону субдукции, плавление её прекратилось. Началось образование типичных известково-щелочных магм в результате внедрения флюидов в мантийный клин (рис. 4, разрез 5). С этого времени начался стационарный режим субдукции.

Выводы

1. Проведенный анализ геодинамических условий образования адакитов показал, что в большинстве случаев адакиты образуются в результате плавления океанической коры головной (фронтальной) части слэба на контакте с горячей подсубдукционной астеносферой с температурой около 1300° С в начальный период субдукции (фронтальные адакиты). На Камчатке начальный этап субдукции произошёл после перескока северо – восточного сегмента Тихоокеанской плиты на современное положение. Основным источником тепла служит контакт с горячей астеносферой, а не молодость субдуцируемой плиты. Последняя является дополнительным источником тепла. Дополнительным источником тепла служит также и напряжение скола и трения в начальный момент субдукции.

2. Кроме того, образование адакитов может происходить также на контакте с горячей подсубдукционной астеносферой боковых частей слэба в субдукционных окнах, которые, в большинстве случаев, образуются при косо́й субдукции. На Камчатке такой контакт, по-видимому, имел место после того же перескока Тихоокеанской плиты, в результате которого началось формирование Восточно-Камчатской вулканической дуги.

3. При стационарном режиме субортогональной субдукции, когда слэб опускается глубже 100 км, нет контакта его с горячей подсубдукционной астеносферой и нет условий для образования адакитов.

4. И во фронтальной (головной) части слэба, и при косо́й субдукции контакт океанической коры (верхняя часть слэба) длится в течение короткого времени. Этим объясняется кратковременность, их малый объём и малочисленность проявлений адакитов во всех зонах субдукции.

5. При палеотектонических и палеовулканических реконструкциях наличие адакитов может свидетельствовать о начальном этапе субдукции, особенно если наблюдается их ассоциация с базальтами NEAB типа. Наличие адакитов может свидетельствовать также и о косо́й субдукции. В будущем возможны находки адакитов в начальные этапы формирования Западно-Камчатской (Кинкильской) и Срединно-Камчатской вулканических дуг.

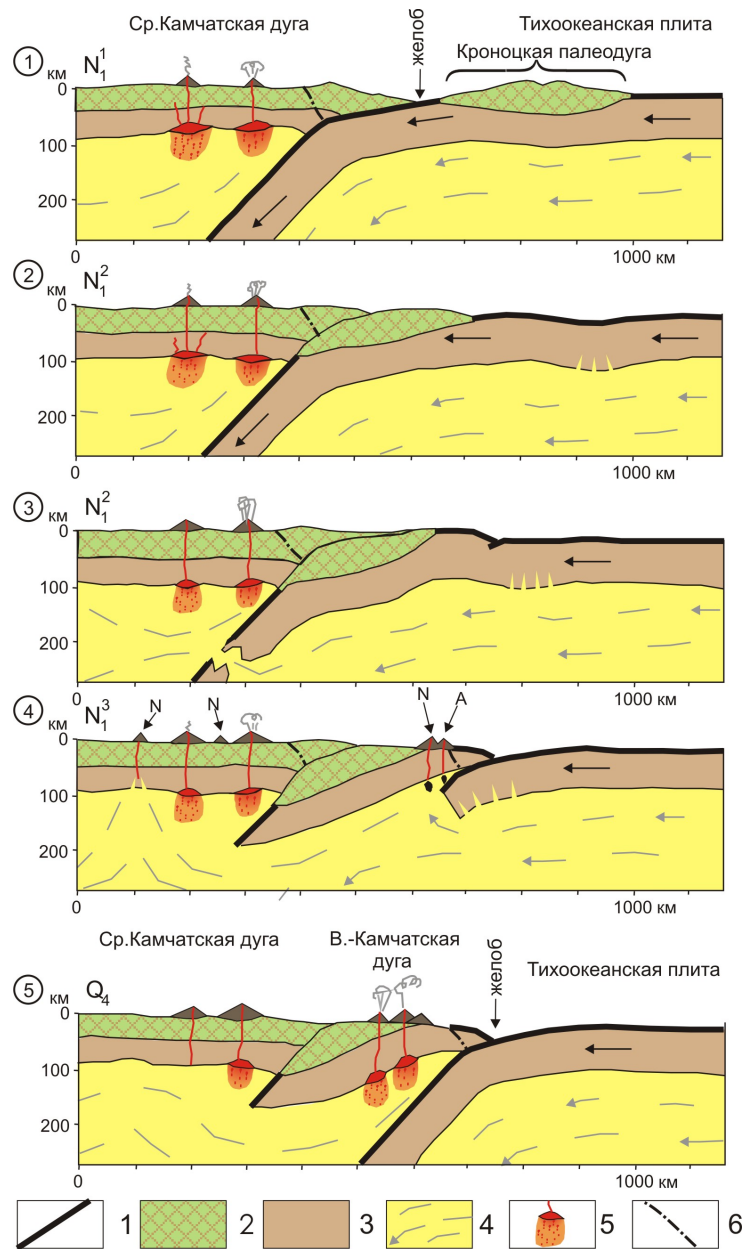


Рис. 4. Разрезы геодинамической эволюции Камчатки в миоцен-четвертичное время и геодинамические условия образования адакитов и пород NEAB типа. 1 — океаническая кора, 2 — континентальная кора, 3 — литосферная часть мантии, 4 — мантия, 5 — зоны магмообразования, 6 — надвижки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 09-05-98 591 — Восток и ДВО РАН № 12-III-A-08-063

Список литературы

1. Авдейко Г.П. Геодинамика проявления вулканизма Курильской островной дуги и оценка моделей магмообразования // Геотектоника. 1994. №2. С. 19–32.
2. Авдейко Г. П., Палуева А. А., Кузикас О. В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1 (17). С. 45–60.
3. Авдейко Г.П., Палуева А. А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 248–266.
4. Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. №4. С. 64–80.
5. Вольнец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У., Горринг М. Изотопный состав позднеэоценовых К-На щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия. 1997. № 10. С. 1005–1018.
6. Вольнец О.Н., Овчаренко А.Н., Бояринова М.Е. и др. Первая находка магнизиальных андезитов А (адакит)-типа на Камчатке // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1553–1564.

7. Перепелов А. Б., Татарников С. А., Павлова Л. А. и др. НЕВ-адакитовый вулканизм Центральной Камчатской Депрессии // IV Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. Вулканизм и геодинамика. Материалы симпозиума. Петропавловск-Камчатский. 2009. Т. 2. С. 449–454.
8. Arculus R. J., Lapierre H., Jaillard É. Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador // *Geology*. 1999. Vol. 2. № 6. P. 547–550.
9. Castillo P. R. An overview of adakite petrogenesis // *Chine Science Bull.* 2006. Vol. 51. № 3. P. 258–268.
10. 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.
11. 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. Vol. 21. P. 547–550.
12. 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.
13. Faccenna C., Becker Th. W., Lallemand S., Lagabrielle Y., Funicello F., Piromallo C. Subduction-triggered magmatic pulses: A new class of plumes? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. Vol. 299. Iss. 1–2. P. 54–68.
14. Hirano N., Takahashi E., Yamamoto J. et al. Volcanism in Response to Plate Flexure // *Science*. 2006. Vol. 313. P. 1426–1428.
15. 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. Vol. 73. № 13. P. A538.
16. Kay R. W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted pacific ocean crust // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1978. Vol. 4. P. 117–132.
17. 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. Vol. 60. № 7. P. 1217–1229.
18. Morris P. A. Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan // *Geology*. 1995. Vol. 23. № 5. P. 395–398.
19. Peacock S. M., Rushmer T., Thompson A. B. Partial melting of subducting oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. Vol. 121. P. 227–244.
20. 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. Vol. 160. P. 335–356.
21. 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) // *Journal of petrology*. 1996. Vol. 37. № 3. P. 693–726.
22. 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. Vol. 117. P. 394–409.
23. 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.
24. 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. Vol. 183. P. 73–79.
25. 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. Vol. 29. P. 293–309.
26. Volynets O. N. Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // *Intern. Geol. Rev.* 1994. Vol. 36. P. 373–405.