

Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования

УДК 551.24:551.21(571.6)

Светлой памяти О.Н.Волынца посвящается

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.

Опубликовано: Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН, Петропавловск -Камчатский, 2001 г., 428с.; УДК 551.21+552+550.34

Современная структура Курило-Камчатского региона определяется тремя кайнозойскими разновозрастными островодужными системами, которые маркируются разновозрастными вулканическими дугами, сформированными над зонами субдукции. Современная Курило-Камчатская островодужная система состоит из трех сегментов: Восточно-Камчатского, Южно-Камчатского и Курильского с разной историей тектонического развития и разным геодинамическим режимом.

Условия генерации магмы в первую очередь зависят от структуры поля температур, определяемой геодинамическим режимом и параметрами зоны субдукции. В Курильском сегменте, начиная с миоцена, сформировался стационарный режим субдукции с магмогенерацией в пределах мантийного клина и типичной петрогеохимической зональностью. В Восточной Камчатке субдукция началась в плиоцене, и здесь, наряду с плавлением мантийного клина, возможно частичное плавление фронтальной части поддвигаемой плиты и, соответственно, появление вулканических пород с бонинитовой тенденцией. Структура Южной Камчатки определяется дискордантным наложением современной островодужной системы на миоценовую Срединно-Камчатско-Курильскую систему с нарушением петрогеохимической зональности. Особые геодинамический и тепловой режим и, соответственно, условия магмообразования создаются на стыке Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. По-видимому, с этим связано появление вулканических пород внутриплитного геохимического типа.

Введение

Несмотря на длительную историю изучения вулканизма островных дуг (ОД) и активных континентальных окраин, геотектонических позиций и глубинного строения зон его проявления некоторые аспекты генерации магм и формирования геохимических характеристик магматических пород все еще остаются в значительной мере неопределенными. Ключевыми являются два основных вопроса: 1 - что является источником магм (т.е. что плавится и где)? и 2 - что является причиной плавления - дополнительное тепло, снижение давления или привнос флюидов?

Со времени появления модели субдукции сформировались две основные точки зрения на процесс генерации магм в ОД и активных континентальных окраинах, обзор дан в ряде публикаций [2,57]. Согласно одной, плавление происходит за счет дополнительного тепла трения. При этом одни авторы [54,58,71,72] полагают, что плавится субдуцируемая океаническая кора, другие [63,76] - что плавится как океаническая кора, так и основание мантийного клина. По другой точке зрения плавится вещество мантийного клина над субдуцируемой пластиной под воздействием воды и других летучих компонентов, отделяющихся от поддвигаемой океанической коры [37,56,67,73,82 и др.].

В последнее время появились данные о том, что, хотя основной объем магм формируется в пределах мантийного клина под воздействием летучих компонентов, т.е. в соответствии со второй точкой зрения, но в некоторых условиях наблюдается частичное плавление океанической коры с формированием своеобразных

известково-щелочных пород, объединяемых под термином "[адакиты](#)", которые, по сравнению с типичными ОД-породами, характеризуются высокими концентрациями Mg, Sr, K, низкими концентрациями тяжелых РЗЭ, Ni, Cr, соответственно, высокими отношениями La/Yb, Sr/Y и низкими FeO/MgO, K/La, Ba/La и некоторыми другими параметрами [78,93,94].

Курило-Камчатская островодужная система является хорошим регионом для реконструкции условий генерации магмы. Здесь наблюдается большое разнообразие островодужных серий вулканических пород, включая породы с адакитовой тенденцией. Камчатка является единственным в мире районом, где в Срединном хребте имеется современный вулканический пояс или вулканическая дуга с глубиной до современной [сейсмофокальной зоны](#) более 300 км [6,83], тогда как в пределах других островных дуг и активных континентальных окраин максимальная глубина до сейсмофокальной зоны под тыловыми вулканами не превышает 200-220 км. И, наконец, на Камчатке, наряду с типичными островодужными сериями, довольно широко распространены [породы внутриплитного геохимического типа](#) [89].

Структурно-тектонические обстановки проявления вулканизма и геодинамические параметры зон субдукции также различны вдоль и вкост Курило-Камчатской ОД-системы. Здесь имеются участки с прямой и косой субдукцией, участки поддвижения Тихоокеанской плиты с нормальной и утолщенной океанической корой, а также зона стыка Курило-Камчатской и Алеутской дуг с трансформной границей между Тихоокеанской и Североамериканской плитами [4,6].

Настоящая статья представляет собой попытку систематизации пространственно-структурных и петролого-геохимических данных по соотношению тектонического развития и вулканизма Курило-Камчатской островодужной системы с целью реконструкции условий магмообразования и петролого-геохимической специфики вулканических пород.

Вулканические дуги Курило-Камчатской системы

Под вулканической дугой понимается часть ОД или активной континентальной окраины, где проявляется вулканизм над зоной субдукции. Вкост простирания ОД и активных окраин континентов выделяются следующие субпараллельные структурные элементы: глубоководный желоб, фронтальная (невулканическая, тектоническая) дуга, междуговой прогиб, вулканическая дуга, задуговой прогиб. Вулканическая дуга может быть представлена двумя вулканическими зонами и зоной ослабления вулканической активности между ними [1,53,83]. Одним из основных элементов вулканической дуги является вулканический фронт, который представляет собой линию, соединяющую вулканические центры, наиболее близко расположенные к глубоководному желобу. В генетическом смысле это линия, за которой создаются условия для плавления либо в пределах мантийного клина [2,82], либо в верхней части поддвигаемой плиты [62,71].

В пределах Курило-Камчатской ОД-системы распространены, по крайней мере, три разновозрастных вулканических комплекса надсубдукционного типа ([Рис.1](#)). На Западной Камчатке это палеоценовые покровные и субвулканические фации пород от андезибазальтов до дацитов, обнажающиеся в междуречье Коль - Большая Воровская (черепановская толща), и группы эоценовых вулканических и субвулканических комплексов формационного ряда от базальтов до риолитов, протягивающихся по западному побережью и Паропольскому долу [25].

В пределах Срединного хребта Камчатки и на Юго-Восточной Камчатке широко распространены верхнеолигоцен-миоценовые эффузивно-экструзивные и пирокластические комплексы пород от базальтов до дацитов и риодацитов с преобладанием андезитов и андезидацитов. Среди них встречаются породы как нормального, так и щелочного ряда - трахибазальты, трахиандезиты и др. Подробная геологическая и петрогеохимическая характеристика этих пород приведена в работах В.С.Шеймовича, М.Г.Патоки [22,51] и Н.В.Огородова с соавторами [21]. Аналогичные вулканические породы ОД-типа распространены и на островах Большой Курильской гряды [35,39,44].

В этих же районах, а также на Восточной Камчатке распространены и плиоцен-четвертичные вулканогенные ОД-комплексы (см. [рис.1](#)). Состав пород меняется от базальтов до риолитов, однако, соотношения пород разного состава в Курильском и Камчатском сегментах системы различны [13,31, 36,44]. На Курилах, в целом, преобладают андезибазальты и андезиты (60-70%), тогда как на Камчатке наиболее распространены базальты и основные андезибазальты (~50%) при более высокой доле кислых пород по сравнению с Курилами [13,32].

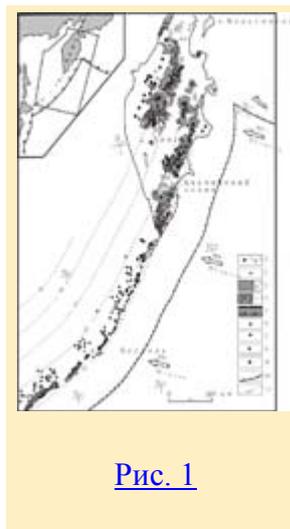


Рис. 1

Как уже отмечалось выше, необычным является то, что в составе позднекайнозойских вулканических пород Камчатки встречаются лавы внутриплитного геохимического типа, выявленные и изученные О.Н.Волынцом [89]. Среди внутриплитных вулканических серий Камчатки установлены К-На щелочнобазальтовая (позднемиоценового возраста на Восточной Камчатке); К-На щелочнооливинбазальтовая (плиоценового возраста на Восточной Камчатке и позднеплиоцен-голоценового возраста в Срединном хребте - в виде зоны ареального вулканизма); К-На базальт-комендитовая (плиоцен-раннеплейстоценового возраста в Срединном хребте); К-щелочнобазальтовая и шошонит-латитовая (позднемиоцен-плиоценового возраста на Западной Камчатке).

В пределах Курил и Южной Камчатки отчетливо проявлены две вулканические зоны - фронтальная и тыловая, параллельные глубоководному желобу, с зоной ослабления вулканической активности между ними [1,53]. В пределах вулканической дуги Восточной Камчатки вулканический пояс Центральной Камчатской депрессии является тыловой зоной по отношению к вулканикам Восточного хребта, которые относятся к фронтальной зоне. Во всяком случае, для этих зон в целом характерны такие же закономерности петрогеохимической зональности, как и для Курил и Южной Камчатки [12,13,21,89].

Принципиальным с точки зрения условий магмообразования является вопрос о природе миоцен-четвертичного вулканического пояса Срединного хребта. Одни авторы считают его отдельной вулканической дугой, связанной с самостоятельной зоной субдукции, которая в настоящее время прекратила свое существование, так как оказалась заблокированной в результате причленения к Камчатке Восточных полуостровов [4,5,27,29,41]. В ней так же, как и на Курилах, Южной и Восточной Камчатке выделяются две вулканические зоны. По мнению других авторов, вулканический пояс Срединного хребта связан с современной Курило-Камчатской зоной субдукции и является третьей вулканической зоной, тыловой по отношению к Восточной вулканической зоне и вулканической зоне Центральной Камчатской депрессии [38,83,85].

Петрогеохимическая зональность

В островодужных вулканических ассоциациях Курил, Южной и Восточной Камчатки хорошо проявлена поперечная петрогеохимическая зональность и значительно менее отчетливо - продольная зональность. В целом, в составе островодужных ассоциаций вулканических пород Курило-Камчатской системы по уровню концентрации K_2O выделяются лавы низкокалиевой, умереннокалиевой, высококалиевой и шошонит-латитовой серий, а по общему содержанию щелочей - породы нормального и субщелочного ряда. В пределах каждой по К-щелочности серии по критерию Мияширо [75] выделяются толеитовые и известково-щелочные различия [89]. От фронта к тылу наблюдается последовательная смена пород от низкокалиевой до высококалиевой серии, иногда до шошонит-латитовой серии, а по критерию Мияширо - от толеитовых до известково-щелочных различий.

От фронта к тылу уменьшается также степень дифференцированности вулкаников и меняется состав минералов. Лавы фронтальных вулканических зон характеризуются, в основном, двупироксеновыми ассоциациями фенокристаллов, тогда как в базальтах тыловых зон вкрапленники ортопироксена редки, а в лавах среднего и кислого составов и иногда даже в базальтах распространены вкрапленники амфибола и биотита. Одноименные минералы разных зон отличаются и по химическому составу [11,34,36,89].

Поперечная геохимическая зональность выражается в повышении от фронтальных к тыловым зонам концентраций в лавах большинства некогерентных редких элементов (K, Rb, Li, Be, Ba, Sr, U, Th, La, Ce, Nb, Ta, Zr, W, Mo), величин K/Na, Rb/Sr, La/Yb, Sr/Ca, Th/U отношений и содержаний летучих компонентов - H_2O , F, Cl, S. В этом же направлении уменьшаются содержания в лавах Fe, V, величины Fe/Fe+Mg и Fe^{2+}/Fe^{3+} отношений [36,88]. Поперечная петрогеохимическая зональность нарушается в аномальных зонах, в частности, в Малко-Петропавловской зоне поперечных дислокаций на Камчатке [8] и в проливе Буссоль на Курилах [36]. В лавах Курильского сегмента установлена хорошо выраженная поперечная изотопная зональность: величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ заметно уменьшаются от фронта к тылу. На Южной Камчатке отмечается аналогичная, но менее четко выраженная Sr-изотопная зональность, тогда как зональность по изотопам неодима не отмечается [26].

Поперечная геохимическая зональность, аналогичная зональности Курил и Южной Камчатки, проявлена и в четвертичных вулканиках ОД-типа Срединного хребта при более высокой общей щелочности и более высоком уровне концентраций некогерентных редких элементов [12,13,18,20,35]. Здесь, так же как и на Курилах и Южной Камчатке наблюдается понижение значений изотопов стронция от фронта к тылу при отсутствии заметной Nd-изотопной зональности [26].

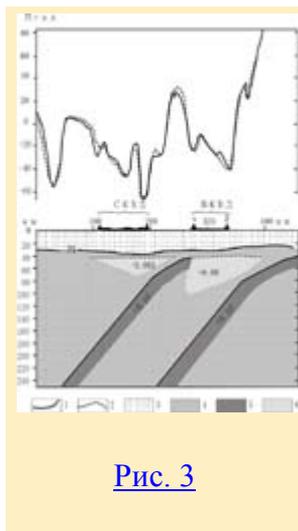
Гравиметрическая характеристика вулканических дуг

Гравитационное поле Курило-Камчатской системы дуга - желоб обладает основными характерными чертами таких систем, т.е. наличием сопряженных положительной и отрицательной аномалий в свободном воздухе [23,24,91]. Положительная аномалия протягивается вдоль невулканической дуги, которой на Курилах соответствуют острова Малой Курильской гряды и их подводное продолжение, а на Камчатке - восточные полуострова. Положительная аномалия осложнена поперечными аномалиями пониженного поля вдоль крупных поперечных зон разломов в районе Авачинского залива на Камчатке и пролива Буссоль на Курилах [91]. В этих районах наблюдается нарушение петрогеохимической зональности.

Положительная гравитационная аномалия характерна для зоны восточных полуостровов Камчатки так же и в редукции Буге ([рис.2](#)).



[Рис. 2](#)



[Рис. 3](#)

Отличительной особенностью гравитационного поля Камчатки от других ОД и активных континентальных окраин является наличие двух отчетливых протяженных зон положительных гравитационных аномалий на участке от Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций до зоны поперечных разломов, продолжающих на Камчатке Алеутское направление ([Рис.2](#)). Одна зона, как было сказано выше, соответствует восточным полуостровам, другая - протягивается вдоль Центральной Камчатской депрессии. Кроме того, на Западной Камчатке имеется третья зона положительных аномалий, которая выражена менее отчетливо. По отношению к вулканическому поясу Срединного хребта вторая зона положительных аномалий занимает такое же положение, как и зона восточных полуостровов по отношению к Восточно-Камчатскому вулканическому поясу. Она соответствует почти полностью погребенному Хавывенскому поднятию северо-восточного простирания. В пределах этого поднятия максимальное значение силы тяжести наблюдается на одноименной возвышенности, сложенной кристаллическими сланцами основного состава и серпентизированными гипербазитами. В пределах аномальной зоны обнажается также толща подушечных базальтов и туфов, прорванных крупным телом габброидов с плотностью $3,05 \text{ г/см}^3$.

Остальные участки аномальной зоны Хавывенской возвышенности закрыты чехлом кайнозойских вулканогенно-терригенных пород, в связи с чем интенсивность положительной гравитационной аномалии несколько убывает. Тем не менее, только наличием пород высокой плотности нельзя объяснить мощный гравитационный эффект [7]. На наш взгляд, это свидетельствует в пользу того, что вулканический пояс Срединного хребта сформировался над самостоятельной зоной субдукции, для которой Хавывенское поднятие, так же как и о. Карагинский на его северо-восточном продолжении, служили фронтальной (невулканической) дугой. В этом случае положительная гравитационная аномалия является в значительной мере остаточной, обусловленной нарушением изостазии в период субдукции. В пользу того, что Хавывинское поднятие являлось фронтальной дугой, свидетельствует и наличие ультраосновных пород, обычных для таких структур.

Модельный гравитационный разрез с двумя зонами субдукции показан на [рис.3](#). Плотностное моделирование по профилю вкрест п-ова Камчатка свидетельствует о том, что в случае введения в модель двух относительно плотных погружающихся слоев с эффективной плотностью $+0,08 : +0,1 \text{ г/см}^3$, и двух зон разуплотнения ($-0,08 : -0,1 \text{ г/см}^3$) - предполагаемых участков магмообразования, форма и интенсивность расчетной гравитационной аномалии близка к наблюдаемой.

Свидетельством самостоятельности зоны субдукции под Срединный хребет является также погребенный палеожелоб, который фиксируется по отрицательной гравитационной аномалии в свободном воздухе вдоль подножия континентального склона восточнее о.Карагинский [24,90]. На Камчатке этой зоне субдукции, вернее, осевой зоне палеожелоба, соответствует Тюшевский прогиб и зона надвига Гречишкина [41].

Сегмент с двумя разновозрастными зонами субдукции ограничен с юга Малко-Петропавловской зоной поперечных дислокаций, а с севера - глубинными разломами Алеутского направления. По этим разломам в плиоцене произошел перескок зоны субдукции на современное ее положение. По мнению В.П.Трубицина с соавторами [41], субдукция под северный отрезок Срединного хребта была наведенной, так как сформировавшаяся в эоцене Алеутская дуга отделила Берингово море от Тихоокеанской плиты.

Третья зона положительных аномалий Западной Камчатки, вероятно, соответствует палеогеновой островодужной системе, вернее, ее фронтальной дуге (см. [рис.2](#)). Во всяком случае, западнее этой зоны располагается палеогеновый вулканический пояс (см. [рис.1](#)).

Геодинамические параметры проявления вулканизма

Основные геодинамические параметры проявления вулканизма Курильского сегмента ОД-системы, основанные на модели субдукции, рассмотрены нами ранее [2]. Параметры [сейсмофокального слоя](#) во многом определяют геодинамические условия проявления вулканизма. Они косвенно влияют на температуру, давление и состав плавящегося субстрата, количество и состав участвующих в плавлении летучих компонентов, условия подъема и излияния магмы. К числу определяющих параметров относятся скорость и направление движения субдуцируемой плиты, угол ее наклона, глубина до зоны субдукции (до верхней плоскости сейсмофокальной зоны) под вулканическим фронтом и под тыловыми вулканами, расстояние от оси глубоководного желоба до вулканического фронта и кратчайшее расстояние от вулканического фронта до вулканов.

В последнее время нами совместно с В.А.Широковым уточнена геометрия сейсмофокального слоя с использованием базы данных по землетрясениям Курило-Камчатского региона за весь период инструментальных наблюдений. Изолинии глубины до верхней поверхности сейсмофокальной зоны, основанные на этих данных, показаны на [рис.1](#), а уточненные параметры проявления вулканизма на разных отрезках Восточно-Камчатского и Курильского сегментов ОД-системы даны в [таблице 1](#).

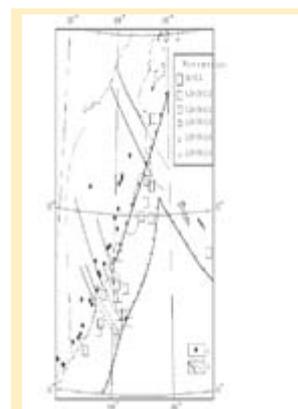
Глубина до сейсмофокальной плоскости под вулканическим фронтом является почти постоянной величиной, составляя 110 ± 5 км, а максимальная глубина под тыловыми, наиболее удаленными от вулканического фронта вулканами не превышает 220 км. Ранее было показано, что именно в этих пределах глубин до сейсмофокальной плоскости существуют условия плавления в мантийном клине за счет отделения летучих, в первую очередь воды, от поддвигаемой литосферной плиты [2].

Следует подчеркнуть, что геодинамические параметры проявления вулканизма примерно одинаковы для всех ОД-систем и активных окраин Тихоокеанского кольца. Основными из них являются глубина до сейсмофокальной зоны под фронтальными и тыловыми вулканами, ширина вулканической дуги и расстояние от оси глубоководного желоба, т.е. от линии начала субдукции, до линии вулканического фронта. С этих позиций положение вулканического пояса Срединного хребта Камчатки является уникальным. Глубина до современной сейсмофокальной зоны на юге этого пояса колеблется в пределах от 300 км под наиболее близко расположенными к современному глубоководному желобу вулканами до 450 км - под тыловыми вулканами. Севернее же Ичинского вулкана субдукция если и существует, то она никак не проявляется в виде сейсмофокальной зоны землетрясений. Ширина вулканического пояса Срединного хребта составляет более 100 км, т.е. соответствует ширине крупной вулканической дуги. Если же считать вулканический пояс Срединного хребта третьей вулканической зоной современной дуги, то вулканическая дуга на этом отрезке Курило-Камчатской островодужной системы расширяется до 400 км, что не характерно ни для островных дуг, ни для активных континентальных окраин.

Природа проявления современного вулканизма Срединного хребта

Как было сказано выше, о природе вулканического пояса Срединного хребта существуют две точки зрения. По одной из них его формирование связано с современной зоной субдукции [38,83,85], по второй - вулканический пояс Срединного хребта является самостоятельной вулканической дугой над более древней зоной субдукции [4,5,29,41,89]. Вопрос о природе этого вулканического пояса, с одной стороны, является ключевым для реконструкции истории тектонического развития Курило-Камчатской островодужной системы, а с другой стороны - ключевым для понимания процессов магмообразования, связанных с субдукцией. Подробный анализ аргументации обеих точек зрения дан нами в отдельной статье [6], где показано, что предпочтительней является вторая точка зрения. Об этом свидетельствуют следующие данные:

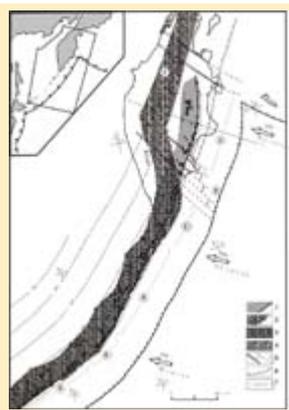
1. Пространственно структурное размещение вулканических поясов и отсутствие миоценовых вулканических пород ОД-типа на Восточной Камчатке (см. [рис.1](#)) свидетельствует о том, что вулканические пояса Срединного хребта и Восточной Камчатки (вместе с поясами Центральной Камчатской депрессии) являются самостоятельными вулканическими дугами. Более того, в пределах вулканической дуги Срединного хребта шириной более 100 км, так же как и на Южной Камчатке и Курилах, выделяются фронтальная и тыловая вулканические зоны с зоной ослабления вулканической активности между ними.
2. Поперечная петрогеохимическая зональность вулканического пояса Срединного хребта аналогична таковой для других вулканических дуг с несколько более высоким уровнем содержания щелочей и некогерентных редких элементов.



[Рис. 4](#)

3. Гравиметрические данные свидетельствуют об удвоении (а возможно и об утроении) систем - фронтальная невулканическая дуга (маркируемая поясом положительных аномалий) - вулканическая дуга (см. [рис. 2](#) и [3](#)).
4. Данные о пространственном распределении эпицентров землетрясений [6] свидетельствуют о том, что в зоне субдукции дуги Срединного хребта еще сохранились остаточные движения. Возможно, что движения еще не совсем прекратились и на участке между Малко-Петропавловской и Алеутской зонами поперечных разломов. Эти разломы являются трансформными, и по ним произошел перескок зон субдукции ([рис. 4](#)).
5. По гравиметрическим и сейсморазведочным данным, к востоку от о. Карагинский фиксируется палеожелоб, соответствующий зоне субдукции Срединного хребта [24,41,91].

История тектонического развития

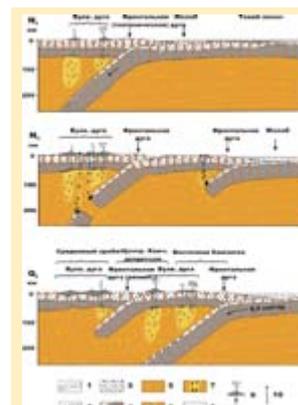


[Рис. 5](#)

Рассмотренные материалы позволяют трактовать историю тектонического развития Курило-Камчатского региона как развитие разновозрастных островодужных систем, дискретно смещающихся и последовательно омолаживающихся в сторону Тихого океана. В палеогене на Западной Камчатке, по-видимому, существовала система вулканических дуг, от которой к настоящему времени сохранились лишь отдельные выходы покровов вулканитов (палеоценовая черепановская толща и эоценовая кинкильская свита) и субвулканические тела [25]. Пояс положительных гравитационных аномалий, по всей видимости, маркирует фронтальную невулканическую дугу этой системы. Слабый характер аномалии, очевидно, обусловлен восстановлением изостатического равновесия.

Начиная с конца олигоцена, в пределах Камчатки и Курил существовала система из двух дуг - Срединно-Камчатской и Южно-Камчатско-Курильской ([рис.5](#)). К югу от стыка с Алеутской дугой формирование системы было обусловлено субдукцией Тихоокеанской плиты, а к северу - молодой Командорской плиты. Эти дуги в современной структуре маркируются соответствующими формационными комплексами вулканических пород (см. [рис.1](#)) и гравитационными аномалиями фронтальной дуги (см. [рис.2](#)).

В плиоцене, в результате приращения полуостровов, а, вероятно, и некоторых других структур Восточной Камчатки, зона субдукции Тихоокеанской плиты на участке между Шипунским п-овом и сочленением с Алеутской дугой оказалась заблокированной. Вследствие этого произошел перескок зоны субдукции на современное положение и Курило-Камчатская островодужная система сформировалась в современном виде. Концептуальная модель развития сегмента Курило-Камчатской островодужной системы между ее сочленением с Алеутской островной дугой и Малко-Петропавловской зоной поперечных дислокаций показана на [рис.6](#).



[Рис. 6](#)

Современная тектоническая структура и вулкано-тектоническое районирование

Рассмотренные выше разновозрастные вулканические дуги определяют жесткую раму современной тектонической структуры Курило-Камчатской островодужной системы, которая сформировалась в результате длительного взаимодействия крупных литосферных плит: Кула, Тихоокеанской, Евразийской и Североамериканской. Жесткость системы определяется тем, что после приращения более молодой дуги к более древней относительные движения между ними практически прекратились. Осадочные прогибы, разделяющие эти дуги, были либо преддуговыми, либо задуговыми бассейнами. Фундаментом вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций служат вещественно-структурные комплексы разного состава, разного возраста и разного генезиса, представляющие собой аккреционно-коллизонные области, состоящие обычно из нескольких террейнов [33,40]. Так, фундаментом современной вулканической дуги Восточной Камчатки служат верхнемеловые-нижнепалеогеновые вулканогенно-осадочные структурно-вещественные комплексы в аллохтонном залегании [33], которые, по мнению ряда исследователей [28,48-50], сформировались в островодужных условиях в сопряженных структурах: задуговой бассейн - островная дуга - преддуговой бассейн. На наш взгляд, это могли быть и формационные комплексы внутриокеанических цепей вулканов, аналогичных Гавайско-Императорской цепи, которые по петрогеохимическим характеристикам вулканических пород трудно отличить от островодужных, тем более при значительных вторичных изменениях. Во всяком случае, внутриокеанические цепи вулканов типа

"горячих точек" более обычны для Тихого океана, чем внутриокеанические островные дуги. Единственным надежным критерием является Ta-Nb - минимум на спайдерграммах гигромагматофильных редких элементов в лавах островных дуг [12,74]. Общая структура толщ, слагающих эти аллохотные комплексы, покровно-чешуйчатая [33].

Террейны Восточных полуостровов Камчатки сложены меловыми и палеогеновыми вулканогенно-осадочными образованиями, среди которых выделяются как островодужные, так и океанические комплексы [10,33,45-47 и др.]. Причленение их к Камчатке в конце миоцена, вероятно, явилось причиной перескока зоны субдукции на современное положение. В настоящее время они представляют собой фронтальную (тектоническую) дугу, которая отделяется от аккреционно-коллизийной области Восточной Камчатки "надвигом Гречишкина" [9,41]. Хавывинский террейн, слагающий одноименные возвышенность и погребенное под Центральной Камчатской депрессией поднятие, как было сказано выше, очевидно представляет собой фронтальную (тектоническую) дугу в островодужной системе Срединного хребта и причленился до начала ее формирования в позднем олигоцене.

Метаморфические и метаморфизованные комплексы Срединного и Ганальского хребтов также являются террейнами и служат фундаментом для верхнеолигоцен-миоценовой системы дуг Срединного хребта и Южной Камчатки. Подробная характеристика аккреционно-коллизийной структуры Камчатки дана в специальных работах [9,28, 45,48-50 и др.] и отражена на Тектонической карте Охотоморского региона [33,40].

В соответствии с тектонической историей и геодинамическими параметрами проявления современного вулканизма над зоной субдукции Тихоокеанской плиты под Евразийскую ([Табл.1](#)) выделяются следующие районы (сегменты) Курило-Камчатской островодужной системы (см. [рис.5](#)).

Восточно-Камчатский сегмент представляет собой начальный этап (5-7 млн лет) развития прямой субдукции. В пределах этого сегмента выделяются участок поддвигания литосферной плиты с нормальной корой океанического типа и углом падения зоны субдукции около 45° и участок поддвигания с утолщенной океанической корой за счет поднятия Обручева, где угол зоны субдукции уменьшается до 30° и, соответственно, изгибается сейсмофокальная зона. Кроме того, зона сочленения с Алеутской дугой представляет собой участок со специфическим режимом, где возможно вспарывание и раздвигание субдуцируемой Тихоокеанской плиты с внедрением горячего материала астеносферы [70].

В пределах Южно-Камчатского сегмента примерно за 25 млн лет (конец олигоцен) сформировался практически стационарный режим субдукции почти под прямым углом. Здесь также выделяется аномальный участок в зоне сочленения с вулканической дугой Срединного хребта, маркируемый Малко-Петропавловской зоной поперечных дислокаций.

Курильский сегмент, так же, как и Южная Камчатка, характеризуется стационарным режимом субдукции. В его пределах выделяются Северные, Средние и Южные Курилы с различными геодинамическими параметрами зоны субдукции и связанного с ней вулканизма [2,36]. С севера на юг субдукция из почти прямой (85°) переходит в косую (45°), а угол падения зоны поддвига является максимальным в Центральных Курилах (60°), уменьшаясь на севере, в районе Парамушира до 50° и на юге, в районе Симушира - до 38° .

Вулканическая дуга Срединного хребта является примером завершения субдукции после перескока ее на современное положение и, соответственно, завершения этапа надсубдукционного вулканизма. Возможны два сценария завершения этого этапа: 1 - постепенное прекращение движения субдуцируемой океанической плиты, и тогда эта плита может быть зафиксирована методом сейсмической томографии как зона повышенных скоростей, и 2 - отрыв и опускание в мантию более тяжелой океанической плиты и внедрение более горячей подсубдукционной части мантии в более высокие горизонты. Развитие по второму сценарию может быть причиной проявления вулканизма внутриплитового геохимического типа, сопряженного с островодужным вулканизмом.

Модель магмообразования под Курильской островной дугой

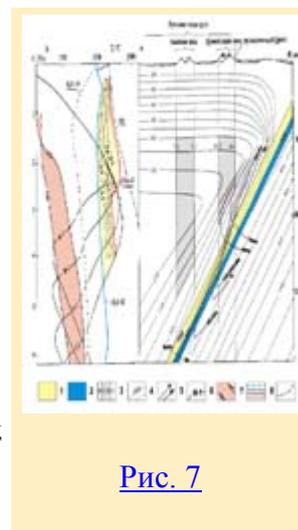
На основе детального изучения наземного и подводного вулканизма Курильской островной дуги [1,2,11,35-37,44 и др.] с привлечением экспериментальных данных по плавлению перидотита и базальта при различных P-T-условиях [30,42,69], по устойчивости водосодержащих минералов [55,64,77,84 и др.], а также модельных расчетов структуры температур в зоне субдукции [52,59-61,86-88] нами разработана модель магмообразования под Курильской островной дугой [2,3,53], применимая для стационарных режимов большинства островных дуг. Коротко остановимся на основных параметрах проявления вулканизма, которые легли в основу этой модели.

Характер изменения интенсивности вулканической активности вкост ОД является важным параметром, позволяющим судить о местоположении зон магнообразования. Ранее многими исследователями вслед за А.Сугимурой и др. [68,81] принималось, что объем четвертичных вулкаников убывает по экспоненте от фронта ОД к их тыловым частям. Нами же выявлен бимодальный характер площадной плотности вулкаников и, соответственно, объемов извергаемых пород вкост Курильской ОД с выделением фронтальной и тыловой зон. Аналогичный характер распределения вулкаников установлен в последнее время для ряда других островных дуг и активных континентальных окраин [83].

Поперечная петрогеохимическая зональность, впервые выявленная Х.Куно [66], типична для абсолютного большинства ОД, в том числе и для вулканических дуг Курило-Камчатской системы. Принципиальной и существенно новой чертой, выявленной для Курильской ОД, является то, что переход от фронта к тыловой зоне по некоторым параметрам не постепенный, а резкий. Это является ключевым моментом, позволяющим говорить о двух зонах генерации магно [3,36,53].

Распределение температур в зоне субдукции и вышележащем мантийном клине оказывает решающее влияние на положение областей частичного плавления под островной дугой. Термальная структура зависит от многочисленных факторов, в частности, от скорости и угла наклона зоны субдукции, ее зрелости, возраста поддвигаемой плиты, интенсивности процесса наведенной конвекции, гидратации и дегидратации водосодержащих минералов и др., и для ее расчета были предложены различные цифровые модели [52,59-61,86,87 и др.]. Следует отметить принципиальное сходство термальных структур, предложенных разными авторами, хотя и имеются различия в оценках абсолютных температур из-за сложности учета разных факторов, влияющих на температуру. Одним из таких факторов является тепло трения, однако его влияние не столь велико, как считали некоторые исследователи [72], и его учет дает повышение температуры зоны субдукции не более, чем на 50°C [77].

Для оценки процессов гидратации, дегидратации и магнообразования под Курильской ОД в качестве рабочей нами выбрана температурная модель [60], так как расчеты по ней выполнены для конкретных дуг, в том числе и для Курильской. На [рис. 7](#) дана структура поля температур вкост Курильской ОД, вытекающие из этой модели РТ-условия возможных областей магнообразования под фронтальной и тыловой зонами ([Рис. 7а](#)) и положение кривых устойчивости водосодержащих минералов в зоне субдукции ([Рис. 7б](#)). Геотермы подошвы и кровли океанической коры в поддвигаемой пластине нигде не пересекаются с линией "мокрого" солидуса базальта и эклогита, т.е. плавление верхней части поддвигаемой плиты по рассмотренной температурной модели не происходит. Плавление кровли поддвигаемой пластины, т.е. верхней части океанической коры, может начаться лишь при увеличении ее температуры на 80 - 100°C (см. [рис.7б](#)). Плавление же перидотита мантийного клина как под фронтальной, так и под тыловой зонами возможно в довольно широкой области, как при избытке H₂O, так и при разных ее соотношениях с CO₂ (см. [рис.7а](#)).



[Рис. 7](#)

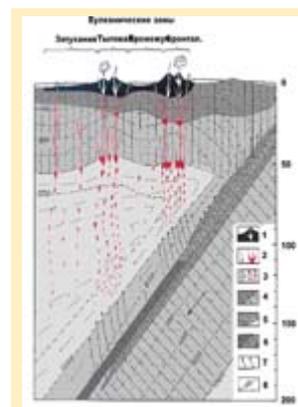
Основным источником воды на глубинах магнообразования является дегидратация водосодержащих минералов из субдуцированной океанической плиты, т.к. поровая вода сбрасывается на глубинах <40 км. Формирующийся за счет этого CH₄/H₂O-флюид не достигает мантийного клина, а поступает в аккреционную призму [77]. Поступление водного флюида в вероятную область магнообразования мантийного клина возможно двумя путями: за счет дегидратации водосодержащих минералов поддвигаемой плиты и последующей миграции флюида вверх, непосредственно в зону магнообразования в мантийном клине, либо многостадийным путем в результате дегидратации поддвигаемой плиты на более высоких уровнях, сопровождаемой гидратацией и последующей дегидратацией вовлекаемого вместе с поддвигаемой плитой основания мантийного клина. Второй путь предложен [82] в связи с тем, что поддвигаемая плита под зоной магнообразования является сухой, т.к. дегидратация ее происходит на более высоких уровнях.

Рассмотрим вероятность этих процессов для Курильской ОД, исходя из температурной модели [60]. На [рис.7б](#) показано положение кривых устойчивости водосодержащих минералов при данной структуре температур. Отчетливо видно, что большинство водосодержащих минералов (амфибол в базальте, амфибол в перидотите, 7 Å-клинохлор, 14 Å-клинохлор в ассоциации с мусковитом, тремолит) дегидратируются непосредственно под фронтальной вулканической зоной. Кривые устойчивости серпентина и талька в ассоциации с форстеритом пересекают слой 3В океанической коры (серпентинизированный перидотит), где возможно нахождение этих минералов, непосредственно под тыловой зоной. На участке субдуцируемой океанической коры между фронтальной и тыловой вулканическими зонами, т.е. под зоной ослабления вулканической активности, нет

отчетливых источников воды: 7 Å -клинохлор пересекает этот участок по слою 3В (см. [Рис. 7б](#)), где этот минерал практически отсутствует.

Таким образом, два участка дегидратации водосодержащих минералов располагаются непосредственно под фронтальной и тыловой вулканическими зонами Курильской ОД. Модель магмообразования, основанная на рассмотренных выше данных, показана на [рис. 8](#). Отделяющаяся от субдуцированной океанической коры вода мигрирует вверх и, попадая в область более высоких температур в пределах мантийного клина, является причиной плавления. Наряду с этим не исключается и сценарий, по которому вода, отделяющаяся от поддвигаемой плиты в преддуговой области, гидратирует основание мантийного клина, увлекаемое вниз субдуцируемой плитой (наведенная конвекция). Последующая дегидратация амфибола, талька в ассоциации с форстеритом и других водосодержащих минералов из основания мантийного клина может быть дополнительным источником воды под фронтальной зоной.

Для других островных дуг при более горячей или при более холодной зонах субдукции принципиальная картина отделения H_2O от поддвигаемой плиты и, соответственно, сценарий магмообразования не изменится. Однако, сдвиг системы геотерм океанической коры и подошвы мантийного клина влево - при холодной и вправо - при горячей зоне субдукции приведет к изменению местоположения вулканического фронта, а также фронтальной и тыловой зон, как например, в Марианской ОД, где нет деления на фронтальную и тыловую зоны [2].



[Рис. 8](#)

Принципиально важной для магмообразования представляется оценка количества летучих, которые могут принять участие в магмообразовании, в сравнении с их количеством в островодужных магмах. Результаты проведенных нами [2] расчетов по методике Пикока [77] с учетом геодинамических параметров показали, что в зоне субдукции Курильской островной дуги высвобождается воды ~ 10 раз больше, а $\text{CO}_2 \sim 50$ раз больше, чем содержится в островодужных магмах. Основным поставщиком H_2O в область магмообразования фронтальной зоны являются слои 1-3А океанической коры, а тыловой зоны - слой 3В (серпентинизированный перидотит). Количество воды, выделяющееся при дегидратации слоя 3В, в 2 раза больше, чем при дегидратации остальных слоев океанической коры.

Все вулканы Курило-Камчатской островодужной системы извергают в среднем $0,09 \text{ км}^3/\text{год}$ или $43,5 \text{ км}^3$ на 1 км длины дуги в 1 млн. лет. Это немного больше, чем в среднем для островных дуг. Для излияния на поверхность такого объема лав требуется не менее 220 км^3 расплава на 1 км длины дуги в 1 млн. лет. Если исходить из модели плавления океанической коры верхней части поддвигаемой плиты [58,71,72], то для образования такого количества магмы при скорости подвига 9 см/год требуется полностью расплавить слой мощностью 2 км, а при 20% степени плавления потребуется слой мощностью 10 км, что более, чем в два раза превысит мощность океанической коры. Это является дополнительным свидетельством невозможности плавления верхней части поддвигаемой плиты, хотя и не исключает полностью вероятность такого плавления и привноса небольшой части расплава в мантийный клин. Проведенный нами количественный подсчет объема мантийных выделок [2] показывает, что плавление мантийного клина обеспечивает требуемый объем магмы без направленного изменения ее химического состава во времени, что характерно практически для всех ОД только в случае конвекции (наведенной субдукцией) в мантийном клине.

Математическое моделирование структуры поля температур зон субдукции при разных скоростях движения и разным возрасте поддвигаемой океанической коры [78] показало, что в стационарном режиме субдукции плавление океанической коры не происходит. Частичное плавление океанической коры может происходить только при очень ограниченных условиях: при повышении температуры верхней части поддвигаемой пластины выше 750°C за счет необычно высокого сдвигового напряжения (более 100 Мра) или за счет других причин, а также при субдукции очень молодой (моложе 2-5 млн лет) океанической литосферы.

Таким образом, для Курильской ОД, так же, как, очевидно, и для других ОД и активных окраин континентов со стационарным режимом субдукции, в том числе и для Южной Камчатки наиболее вероятной является модель плавления мантийного клина в зоне высоких температур под воздействием воды и других летучих компонентов (см. [рис. 7](#) и [8](#)). Вместе с тем изменение структуры поля температур, особенно повышение температур поддвигаемой пластины и примыкающих участков мантии более чем на $80-100^\circ\text{C}$ может привести к изменению условий плавления и появлению необычного типа вулканических пород.

Вариации условий магмообразования

Как уже отмечалось выше, необычный тип вулканических пород характерен для района сочленения Восточно-Камчатской вулканической дуги, включающей и вулканический пояс Центральной Камчатской депрессии, с Алеутской ОД. Особенности проявления вулканизма этого района, состав вулканических пород, закономерности пространственной их локализации подробно охарактеризованы в работах О.Н.Волынца с соавторами [12,15-17,19].

Северная группа вулканов от Толбачинской ареальной зоны шлаковых конусов до вулкана Шивелуч характеризуется высокой интенсивностью вулканизма и наличием магнезиальных базальтов и андезитов. Вулканы Харчинский и Заречный в этой группе почти целиком сложены магнезиальными базальтами с небольшим количеством магнезиальных андезибазальтов. Одноактные шлаковые и лавовые конуса Харчинской региональной зоны также сложены преимущественно магнезиальными базальтами и андезитами. В позднем плейстоцене за 30-40 тыс. лет эруптивными центрами Харчинского вулканического массива вынесено на поверхность около 80 км³ магнезиальных пород, преимущественно базальтов, что в 5-10 раз больше, чем для всей Камчатки в позднем плейстоцене - голоцене [15]. Магнезиальные породы отмечены также в Толбачинской зоне шлаковых конусов и в конусах побочных прорывов Ключевского вулкана, так же как и на вулкане Шивелуч [17].

Таким образом, полоса распространения магнезиальных андезитов протягивается вдоль простираения Восточно-Камчатской вулканической дуги, причем, количество магнезиальных пород заметно убывает как на юго-запад, так и на северо-восток от Харчинского массива, почти нацело сложенного магнезиальными базальтами. На удалении от этого массива также появляются более кислые породы - магнезиальные андезибазальты и даже андезиты [16,17].

Алеутское направление зоны сочленения также характеризуется наличием магнезиальных пород. На побережье Камчатского залива, к востоку от современного вулканического фронта магнезиальные базальты слагают небольшие изолированные лавовые и шлако-лавовые вулканы плейстоценового возраста [15,43]. Дайки аналогичного состава позднплейстоцен-плиоценового возраста распространены на п-ове Камчатского мыса [15]. Магнезиальные андезиты драгированы также в Камчатском проливе и на подводном вулкане Пийпа, к северо-востоку от о.Беринга [14,15,93,94]. Общая протяженность зоны проявления магнезиальных пород на западном окончании Алеутской дуги ~430 км.

Чем отличаются условия магнообразования зоны сочленения Восточной Камчатки с Алеутской дугой, которые привели к появлению магнезиальной магмы, от условий стационарного режима Курил и Южной Камчатки? В случае косо́й субдукции, переходящей в трансформный разлом, в Камчатско-Алеутском сочленении создаются условия вспарывания и раздвижения погружающейся Тихоокеанской плиты и внедрения вещества более горячей подсубдукционной мантии в надсубдукционную зону [70]. О высокой температуре расплава свидетельствуют ликвидусные температуры магнезиального оливина Заречного вулкана, составляющие ~1280°C [16]. Расчеты структуры поля температур [83], проведенные для объяснения природы современного вулканизма Срединного хребта, показали, что температура на контакте поддвигаемой пластины с более горячей мантией в таких условиях может повышаться на 200-300°C. При этом возможно не только плавление перидотита мантии под воздействием воды и других летучих компонентов с излиянием магнезиальных базальтов, но и частичное подплавление океанической коры на контакте ее с более горячей мантией и образование магнезиальных андезитов адакитового типа, как это наблюдается на подводном вулкане Пийпа [14,93,84]. О возможном подплавлении океанической коры в районе вулканов Шивелуч, Харчинский, Заречный свидетельствуют некоторые геохимические параметры, характерные для адакитов, в частности, высокие концентрации Sr, Ba, низкие концентрации тяжелых РЗЭ при высоких отношениях FeO/MgO, La/Yb и низких отношениях K/La [15,16].

Анализ возможных механизмов появления на Камчатке внутриплитного геохимического типа вулканических пород, который характеризуется повышенными, по сравнению с ОД-породами, концентрациями Ti, Nb и Ta и отсутствием Ta-Nb минимума на спайдерграммах Д.Вуда [92], проведен О.Н.Волынцом [89]. Им рассмотрены две возможные гипотезы. По одной из них [79], источником обогащения этими элементами внутриплитных магм служит та же самая субдуцируемая океаническая кора, которая определяет геохимическую специфику ОД-магм, но сценарии поступления Ti, Nb, Ta и других элементов в расплав различны.

Формирование ОД-магм происходит при плавлении вещества мантийного клина под воздействием флюидов, отделяющихся от поддвигаемой плиты. Низкие содержания Ta, Nb, Ti в ОД-магмах объясняются тем, что эти элементы, основным концентратом которых является рутил [84], обладают низкой растворимостью во флюиде. При более высоких температурах, превышающих 750°C, возможно частичное плавление базальта океанической коры в водонасыщенных условиях [78, см. также [рис. 7б](#)], и эти выплавки, в соответствии с экспериментальными данными [84], имеют более высокие концентрации Ti, Nb, Ta. По мнению О.Н.Волынца [89], по такому сценарию могут формироваться только верхнемиоценовые - плиоценовые К-щелочные базальтоиды Западной Камчатки, слагающие преимущественно субвулканческие тела. Нам представляется этот сценарий вполне правдоподобным, тем более, что на спайдерграммах Д.Вуда в этих породах проявлен Ta-Nb

минимум, хотя и менее глубокий [89, Fig. 10]. Добавим лишь, что на глубинах около 200 км источником большого объема флюидов из поддвигаемой плиты может служить дегидратация серпентина и талька [2], а более высокая температура может быть обусловлена внедрением более горячего подсубдукционного мантийного материала в более высокие горизонты при отрыве и погружении нижней части поддвигаемой плиты за счет ее отрицательной плавучести после остановки субдукции.

Для объяснения появления внутриплитных магм в пределах Восточной Камчатки и Срединного хребта О.Н.Волынец [89] привлекает гипотезу, по которой источником внутриплитных магм является горячее вещество обогащенных мантийных плюмов, взаимодействующее с деплетированной мантией MORB-типа. По предложенной О.Н.Волынцом модели, неактивная ("умершая") зона субдукции под Срединный хребет не препятствует подъему зарождающихся на больших глубинах мантийных плюмов в области мантийного клина над зоной субдукции, где в позднемиоцен-голоценовое время внутриплитные вулканы проявлены вместе со значительно преобладающими ОД-породами. На Восточной Камчатке внутриплитные верхнемиоценовая щелочно-базальтовая и плиоценовая щелочнооливиновая серии формировались до ОД-этапа вулканизма, а в плиоцене новая зона субдукции отсекала мантийные плюмы от мантийного клина, в результате чего в плейстоцене и голоцене внутриплитный вулканизм не проявлен.

Не отрицая в целом вероятности такого сценария проявления внутриплитного вулканизма, хотим обратить внимание на следующие обстоятельства. Прежде всего, внутриплитные магмы характерны только для того сегмента ОД-системы, где произошел перескок зоны субдукции в конце миоцена - плиоцене (см. [рис.5](#)). Далее, внутриплитный вулканизм Срединного хребта проявлен вместе с островодужным как в пространстве, так и во времени, а на Восточной Камчатке предшествует ему. Прекращение ОД-вулканизма в Срединном хребте повлекло за собой прекращение и внутриплитного вулканизма, т.е. мантийный плюм иссяк вместе с затуханием ОД-вулканизма.

Исходя из этих обстоятельств, нам представляется более вероятным несколько иной сценарий проявления внутриплитного вулканизма. Если гипотеза отрыва субдуцированной части плиты под Срединным хребтом после прекращения субдукции в конце миоцена верна, то в образовавшуюся брешь будет внедряться более горячее вещество подсубдукционной части мантии (см. [рис.6](#)). В результате этого за счет повышения температуры более, чем на 80-100°C станет возможным частичное плавление слоев 1, 2 и 3А океанической коры в верхней части поддвигаемой пластины. Основная же масса вещества мантии будет плавиться под воздействием флюидов по ОД-сценарию. В результате будут выплавляться и типичные ОД-магмы, и магмы с повышенным содержанием Ti, Nb и Ta, т.е. магмы внутриплитного геохимического типа. При этом прекращение ОД-вулканизма за счет истощения флюидов из субдуцированной плиты повлечет за собой и прекращение внутриплитного вулканизма, так как оба эти типа вулканизма проявляются лишь при наличии источника воды, в данном случае за счет дегидратации серпентина и талька.

С этих же позиций объяснимо и появление внутриплитных магм на Восточной Камчатке в плиоцене перед проявлением ОД-вулканизма. В начальный этап субдукции передний край поддвигаемой плиты контактирует с более горячей мантией, в результате чего происходит частичное плавление слоев 1, 2 и 3А океанической коры с повышением концентраций Nb, Ta и Ti в расплаве. Аналогичный механизм был ранее предложен К.Кобаяши [65] для объяснения условий формирования бонинитов.

Таким образом, для объяснения природы проявления внутриплитного геохимического типа пород среди ОД-вулканистов, а также появления магнезиальных пород адакитового типа в зоне сочленения Курило-Камчатской ОД-системы с Алеутской дугой предлагается один и тот же механизм частичного плавления кровли поддвигаемой плиты за счет более высокой температуры контактирующих участков мантии. Для проверки этой гипотезы требуются дополнительные исследования по условиям формирования геохимической специфики островодужных и внутриплитных магм в типовых и аномальных районах Камчатки, по выявлению глубинной структуры под Срединным хребтом Камчатки геофизическими методами, в первую очередь методом сейсмической томографии, а также математическое моделирование структуры поля температур аномальных участков.

Заключение

Современную структуру Курило-Камчатской ОД-системы определяют разновозрастные вулканические пояса, которые представляют собой вулканические дуги над зонами субдукции. В конце олигоцена - миоцене существовала Срединно-Камчатско-Курильская система дуг. В пределах Срединно-Камчатской дуги этой системы, располагавшейся на месте современного Срединного хребта Камчатки (см. [рис.5](#)), отчетливо проявлена вулканическая дуга, реконструируются тектоническая (невулканическая) дуга и глубоководный желоб, северная часть которого в пределах запада Командорской котловины проявляется в виде погребенного под осадками желоба, а также фиксируется по современным гравиметрическим и сейсмологическим данным. Современные

сейсмологические данные (см. [рис.4](#)) свидетельствуют о том, что в настоящее время, возможно, еще наблюдаются небольшие подвижки в зоне субдукции этой системы.

В конце миоцена - начале плиоцена на участке от Авачинского залива до Камчатского полуострова в результате блокировки зоны субдукции, по-видимому, за счет аккреции полуостровов Восточной Камчатки произошел ее перескок на современное положение и отмирание зоны субдукции под Срединный хребет, хотя вулканизм проявлялся еще и в голоцене, а к настоящему времени сохранился лишь один активный вулкан.

На участке к югу от Авачинского залива, т.е. в пределах Южной Камчатки и Курил субдукция сохранилась практически в неизменном виде с конца олигоцена. При этом в северной части Южной Камчатки произошло наложение северо-восточных структур современной дуги на северо-западные структуры верхнеолигоцен-миоценовой дуги (см. [рис. 5](#)).

В соответствии с тектонической историей островодужного этапа развития региона и геодинамическими параметрами зоны субдукции выделяются следующие районы (сегменты) современной Курило-Камчатской островодужной системы: Срединно-Камчатский, Восточно-Камчатский, Северо-Курильский, Центральнo-Курильский и Южно-Курильский. Восточно-Камчатский сегмент является примером начального этапа субдукции, Срединно-Камчатская дуга - примером затухания субдукции, а для остальных районов характерен стационарный режим субдукции с разными геодинамическими параметрами. Вариации химического состава вулканических пород зависят от условий магмообразования и состава плавящегося субстрата.

На Камчатке и Курилах при стационарном режиме субдукции выплавляются типичные ОД-магмы за счет внедрения флюида из поддвигаемой плиты в мантийный клин, где происходит плавление в зоне высоких температур, достаточных для плавления "мокрого" перидотита. Две вулканические зоны - фронтальная и тыловая обусловлены двумя уровнями отделения воды от разных водосодержащих минералов. Большинство водосодержащих минералов дегидратируются под фронтальной зоной. Источником воды под тыловой зоной является дегидратация серпентина и талька.

В аномальных участках, а именно в зоне сочленения Курило-Камчатской ОД-системы с Алеутской дугой, в Срединном хребте Камчатки после прекращения субдукции и на Восточной Камчатке в начальный этап формирования новой зоны субдукции возможно частичное плавление верхней части субдуцируемой плиты с излиянием внутриплитного геохимического типа лав и лав с адакитовой тенденцией. Частичное плавление океанической коры возможно в результате более высокой температуры на контакте с более горячими, по сравнению с обычными ОД-условиями, участками мантии, либо за счет разрыва поддвигаемой плиты (сочленение с Алеутской дугой, прекращение субдукции под Срединный хребет и отрыв тяжелой части субдуцированной плиты), либо в начальный период субдукции на Восточной Камчатке в плиоцене.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авдейко Г.П.* Закономерности распределения вулканов Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. N5. С. 1196-1200.
2. *Авдейко Г.П.* Геодинамика проявления вулканизма Курильской островной дуги и оценка моделей магмообразования // Геотектоника. 1994. N2. С. 19-32.
3. *Авдейко Г.П., Волынец О.Н., Антонов А.Ю.* Вулканизм Курильской островной дуги: структурно-петрологические аспекты и проблемы магмообразования // Вулканология и сейсмология. 1989. N5. С. 3-16.
4. *Авдейко Г.П., Волынец О.Н., Егоров Ю.О.* Вулкано-тектоническое районирование и геодинамические условия магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Материалы совещания "Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма". Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 20-24.
5. *Авдейко Г.П., Филипенко Г.Ф., Палуева А.А., Напылова О.А.* Геотектонические позиции современных гидротермальных проявлений Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1998. N6. С. 85-99.
6. *Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Тектоническое развитие и вулкано-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника, в печати

7. *Апрелков С.Е., Смирнов Л.М., Ольшанская О.Н.* Природа аномальной зоны силы тяжести в Центрально-Камчатской депрессии // Глубинное моделирование геологических структур по гравитационным и магнитным данным. Владивосток, 1985. С. 68-71.
8. *Балуев Э.Ю., Перепелов А.Б., Ананьев В.В., Тактаев В.И.* Высококальциевые андезиты фронтальной части островной дуги (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 279. N4. С. 977-981.
9. *Бахтеев М.К., Морозов О.А., Тихомирова С.Р.* Структура Восточно-Камчатской безофиолитовой коллизионной сутуры - надвига Гречишкина // Геотектоника. 1997. N3. С. 74-85.
10. *Вишневецкая В.С., Бернард В.В.* Возраст и условия формирования мезозойских кремнистых пород Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.:Наука, 1985. С. 35-40.
11. *Волынец О.Н., Авдейко Г.П., Цветков А.А. и др.* Минеральная зональность четвертичных лав Курильской островной дуги // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1990. N1. С. 29-44.
12. *Волынец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н.* Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геология и геофизика. 1990. N5. С. 3-13.
13. *Волынец О.Н., Ермаков В.А., Колосков А.В.* Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги и их значение для понимания петрогенезиса // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 293-312.
14. *Волынец О.Н., Колосков А.В., Ягодзинский Дж. и др.* Бонинитовая тенденция в лавах подводного вулкана Пийпа и его обрамления (западная часть Алеутской дуги). 1. Геология, петрохимия, минералогия // Вулканология и сейсмология. 1992. N1. С. 3-23.
15. *Волынец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж.М.* Харчинский и Заречный вулканы - уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 1998. N4-5. С. 5-18.
16. *Волынец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж. М.* Харчинский и Заречный вулканы - уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 1999. N 1. С. 31-45.
17. *Волынец О.Н., Пономарева В.В., Бабанский А.Д.* Магнезиальные базальты андезитового вулкана Шивелуч // Петрология. 1997. Т.5. N2. С. 206-221.
18. *Волынец О.Н., Пузанков Ю.М., Аношин Г.Н.* Геохимия неоген-четвертичных вулканических серий Камчатки // Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки. Труды института геологии и геофизики. Вып.390. Новосибирск, 1990. С. 73-114.
19. *Волынец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др.* Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990. N5. С. 14-27.
20. *Волынец О.Н., Флеров Г.Б., Шанцер А.Е., Мелекесцев И.В.* Курило-Камчатская островная дуга. Камчатский сегмент // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.:Наука, 1987. С. 56-85.
21. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки /Авт. Н.В.Огородов и др. М.: Наука, 1972. 190 с.
22. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма / Сост. В.С.Шеймович, М.Г.Патока. ПГО "Камчатгеология". М.:Недра, 1989. 207 с.
23. Гравитационное поле и рельеф дна океана / Ред. С.А.Ушаков. Л.:Недра, 1979. 295 с.

24. *Исаев Е.Н., Ушаков С.А., Гайнанов А.Г.* Геофизические данные о закономерностях структуры коры в северной части Тихоокеанской переходной зоны // Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.:Наука, 1972. С. 69-83.
25. Карта полезных ископаемых Камчатской области м-ба 1:500000. Петропавловск-Камчатский: Камчатгеолком, издательство ВСЕГЕИ, 1999.
26. *Колосков А.В.* Изотопно-геохимическая неоднородность позднекайнозойских вулканитов Камчатки, геометрия субдукционной зоны, модель флюидно-магматической системы // Вулканология и сейсмология, в печати
27. *Кононов М.В.* Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.:Наука, 1989. 168 с.
28. *Константиновская Е.А.* Геодинамика коллизии островная дуга - континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. N 5. С. 15-34.
29. *Леглер В.А.* Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит) // Тектоника литосферных плит. М.:Ин-т океанологии АН СССР, 1977. С. 137-169.
30. *Майсен Б., Беттчер А.* Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 123 с.
31. *Мархинин Е.К.* Роль вулканизма в формировании земной коры. На примере Курильской островной дуги. М.:Наука, 1967. 254 с.
32. *Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельефообразование. М.:Наука, 1980. 211 с.
33. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000 / Ред. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин. М.: ИЛРАН, 2000. 193 с.
34. *Осипенко А.Б.* Латеральные вариации химического состава породообразующих минералов в тыловой зоне Курильской островной дуги: амфиболы // Вулканология и сейсмология. 2000. N 2. С. 18-29.
35. *Пискунов Б.Н.* Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.
36. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги /Авт. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волынец О.Н. и др. М.: Наука, 1992. 528 с.
37. *Пополитов Э.И., Волынец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
38. *Селиверстов Н.И.* Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.
39. *Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
40. Тектоническая карта Охотоморского региона масштаба 1:2500000 /Ред. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 2000.
41. *Трубицын В.П., Шатино М.Н., Рыков В.В.* Численное моделирование доплиоценовых мантийных течений в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Физика Земли. 1998. N4. С. 10-19.
42. *Уилли Р.Дж.* Петрогенезис и физика Земли // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 468 - 503.
43. *Успенский В.С., Шатино М.Н.* Позднечетвертичный ареальный вулканизм хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1984. N3. С. 57-66.
44. *Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И.* Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 239 с.

45. Федорчук А.В. Океанические и островодужные комплексы в структуре Ирунейского аллохтона (Камчатка) // Тез. докл. школы-семинара "Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР". Магадан, 15-19 декабря 1990. С. 224-226.
46. Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. М.: Наука, 1976. 196 с.
47. Хубуня С.А. Формационная принадлежность базальтов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1981. N2. С. 36-48.
48. Цуканов Н.В. Новые данные по тектонике хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. N5. С. 1205-1208.
49. Цуканов Н.В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое - раннем кайнозое // М.: Наука, 1991. 104 с.
50. Цуканов Н.В., Зинкевич В.П. Тектоника хр. Кумроч (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1987. N6. С. 63-77.
51. Шеймович В.С., Патока М.Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: ГЕОС. 2000. 208 с.
52. Anderson R.N., DeLong S.E., Schwarz W.M. Geophysical and petrochemical constraints at convergent plate boundaries. II. A thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab // J.Geol. 1978. V. 86. N 6. P. 731 - 739.
53. Avdeiko G.P., Volynets O.N., Antonov A.Yu., Tsvetkov A.A. Kurile island-arc volcanism: structural and petrological aspects // Tectonophysics. 1991. V. 199. P. 271-287.
54. Brophy J.B., Marsh B.D. On the origin of high-alumina arc basalts and mechanics of melt extraction // Journ. Petrology. 1986. V.27. P. 763-789.
55. Delany Y.M., Helgeson H.C. Calculation of the thermo-dynamic consequences of hydration of subduction oceanic crust to 100 kbar at 800°C // Amer. J. Sci. 1978. V. 278. N 5. P. 638 - 686.
56. Gill J.B. Orgenic andesites and plate tectonics. Berlin: Springer, 1981. 396 pp.
57. Green T.H. Island arc and continental-building magmatism - a review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry // Tectonophysics. 1980. V. 63. N4. P. 367-385.
58. Green T.H., Ringwood A.E. Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite // Contr. Mineral. Petrol. 1968. V. 18. N2. P. 105- 162.
59. Hasebe K., Fuji N., Uyeda S. Thermal processes under island arcs // Tectonophysics. 1970. V. 10. N 1- 3. P. 335 - 355.
60. 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.
61. Hsui A.T., Toksoz M.N. The evolution of thermal structure beneath a subduction zone // Tectonophysics. 1979. V. 60. N 1. P. 43 - 60.
62. Hsui A., Marsh B.D., Toksoz N. On melting of the subducted oceanic crust: effects of subduction induced mantle flow // Tectonophysics. 1983. V. 99. P. 207-220.
63. Kay R.W. Volcanic arc magma genesis: Implications for element recycling in the crust-upper mantle system // Journal of Geology. 1980. V.88. P. 497-552.
64. Kitahara S.S., Takenouchi S., Kennedy G.C. Phase relations in the system Mg-SiO₂-H₂O at high temperatures and pressures // Am. J. Sci. 1966 V. 264. N 2. P. 223 - 233.
65. Kobayashi K. Fore-arc volcanism and cycles of subduction // Arc Volcanism: Physics and Tectonics. Proceedings of a 1981 IAVCEI Symposium August-September, 1981. Terra Scientific Publishing Company. Tokyo, 1983. P. 153-163.

66. *Kuno H.* Lateral variation of the basalt magma type across continental margins and island arcs // *Bull. Volcanol.* 1966. V. 29. P. 195-222.
67. *Kushiro I.* On the nature of silicate melt and its significance in magma genesis in the shift on the liquids boundaries involving olivine, pyroxene and silica minerals // *Am. J. Sci.* 1975. V. 275. N 4. P. 411-431.
68. *Kushiro I.* On the lateral variations in chemical composition and volume of Quaternary volcanic rocks across Japanese arcs // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1983. V. 18. P. 435-447.
69. *Lambert I.B., Wyllie P.J.* Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kilobars, with geological applications // *J. Geol.* 1972. V. 80. N 6. P. 693 - 708.
70. *Lees J.M., Davaille A.* Heat transport in the torn edge of the Pacific slab in Kamchatka // *Recent volcanism of the Kurile-Kamchatkan and Alaska-Aleutian island arcs: the questions of volcanic hazard, tsunami hazard, magma genesis, earthquakes, geodynamics: comparative analysis. Abstracts of International Seismic Workshop on Kamchatkan-Aleutian Subduction Processes. Petropavlovsk-Kamchatsky, 1998.* P. 65-66.
71. *Marsh B.D.* Mechanics of Benioff zone magmatism // *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its margin. Geophys. Monogr.* 1976. V. 19. P. 337-350.
72. *Marsh B.D., Carmichael I.S.E.* Benioff zone magmatism // *J. Geophys. Res.* 1974. V. 79. N 8. P. 1196 -1206.
73. *McBirney A.R.* Andesitic and rhyolitic volcanism of orogenic belts // *Earth's Crust and Upper Mantle. Geophys. Monogr. Ser. V.13, (P.J. Hart ed), AGU Washington D.C.* 1969. P. 501-506.
74. *McCulloch M.T., Gamble J.A.* Geochemical and geodynamical constraints of subduction zone magmatism // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 102. N3/4. P. 358 - 374.
75. *Myashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274. No.4. P. 321-355.
76. *Nichols I.A., Ringwood A.E.* Production of silica-saturated magmas in Island arcs // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 17. P. 243-246.
77. *Peacock S.M.* Fluid process in subduction zones // *Science.* 1990. V. 248. N 4953. P. 329 - 337.
78. *Peacock S.M., Rushmer T, Thompson A.B.* Partial melting of subducting oceanic crust // *Earth and Planetary Science Letters.* 1994. V. 121. P. 227-244.
79. *Ringwood A.E.* Slab-mantle interactions.3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle // *Chem. Geol.* 1990. V. 82. P. 187-207.
80. *Ryerson F.J., Watson E.B.* Rutile saturation in magmas: Implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc arc basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 86. P. 225-239.
81. *Sugimura A., Matsuda T., Chinzei K., Nakamura K.* Quantitative distribution of late Cenozoic volcanic materials in Japan // *Bull. Volcanol.* 1963. V. 26. P. 125-140.
82. *Tatsumi Y.* Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. NB4. P. 4697-4707.
83. *Tatsumi Y., Furukawa Y. Kogiso T. et al.* A third volcanic chain in Kamchatka: thermal anomaly at transform/convergence plate boundary // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. No.7. P. 537-540.
84. *Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W.* Chemical characteristics of the fluid phase released from a subducted lithosphere and the origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1986. V. 29. N 1-4. P. 293- 309.

85. *Tatsumi Y., Kogiso T., Nohda S.* Formation of a third volcanic chain in Kamchatka: generation of unusual subduction-related magmas // *Contrib Mineral. Petrol.* 1995. V. 120. P. 117 - 128.
86. *Toksöz M.N., Hsui A.T.* A review of the thermal-mechanical structures at convergent plate boundaries and their implications for crust/mantle recycling // *Crust/mantle recycling at convergence zones.* Dordrecht: Kluwer Acad. Pub., 1989. P. 75 - 80.
87. *Toksoz M.N., Minear J. W., Julian BЯ.* Temperature field and geophysical effect of a downgoing slab // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. N5. P. 1113-1138.
88. *Van den Beukel J., Wortel R.* Temperature and shear stresses in the upper part of subduction zone // *Geophys. Res. Lett.* 1987. V. 14. P. 1057-1060.
89. *Volynets O.N.* Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // *Intern. Geol. Rev.* 1994. V. 36. P. 373-405.
90. *Watts A.B.* Gravity field of the Northwest Pacific Ocean basin and its margin: Aleutian island-arc trench system: Geological Society of America Map and Chart Series, MC-10, 1975.
91. *Watts A.B., Kogan M.G., Bodine J.H.* Gravity field of the Northwest Pacific Ocean basin and its margin: Kuril island arc-trench system: Geological Society of America Map and Chart Series, MC-27. 1978.
92. *Wood D.A.* A variably veined suboceanic upper mantle - Genetic significance for mid-ocean ridge basalt from geochemical evidence. // *Geology.* 1979. V. 7. P. 499-503.
93. *Yogodzinsky G.M., Volynets O.N., Seliverstov N.I.* Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calcalkaline series at Piip Volcano, far western Aleutians // *Journal of Petrology.* 1994. V. 34. P. 163-204.
94. *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 Bulletin.* 1995. V. 107. N5. P. 505-519.

Modern structure of the Kurile-Kamchatka region and magma-forming conditions

Avdeiko G.P., Popruzenko S.V., Palueva A.A..

Present day structure of the Kurile-Kamchatka region is characterized by the three Cenozoic island-arc systems of different age which are marked by the different-age volcanic arcs formed above the subduction zones. Present Kurile-Kamchatka island-arc system consists of the three segments: Eastern-Kamchatka, Southern-Kamchatka and Kurile, all having various history of tectonic development and various geodynamic regime. Magma generation conditions depend first of all upon the temperature structure, which is defined by the geodynamic regime and subduction zone parameters. Beginning from Miocene a steady-state regime of subduction has been formed within the Kurile segment. Here magma generation takes place within the mantle wedge and typical zoning is observed. Within the Eastern Kamchatka subduction began in Pliocene and partial melting of the frontal zone is possible here alongside with the mantle wedge melting, and accordingly, volcanic rocks of boninite trend are formed. Discordant superposition of the modern island arc system over Miocene Middle-Kamchatka-Kurile system with observed disturbance of the petrogeochemical zoning is characteristic for the South Kamchatka structure. Specific geodynamic and heat regime and accordingly magma generation conditions are formed on junction of the Kurile-Kamchatka and Aleutian island arcs which is probably associated with formation of within-plate geochemical-type volcanic rocks.