

**МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ**  
*им. М.В. Ломоносова*  
*геологический факультет*

*Дальневосточное отделение Российской академии наук*  
**ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ**

На правах рукописи

ВОЛЫНЕЦ Анна Олеговна

**ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ СРЕДИННОГО  
ХРЕБТА КАМЧАТКИ: ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И  
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ**

Специальность 25.00.01 – общая и региональная геология

ДИССЕРТАЦИЯ  
на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Москва-2006

*Моему отцу, Олегу Назаровичу Волыңу, посвящается*

## **СОДЕРЖАНИЕ**

Введение	3
<b><u>Глава 1.</u></b>	
Состояние изученности района и постановка задач исследований	13
1.1. Общие сведения о Курило-Камчатской островной дуге. Зональность, геохимическая типизация и модели генезиса позднекайнозойских вулканических пород Камчатки.	13
1.2. Срединный хребет Камчатки.	28
<b><u>Глава 2.</u></b>	
Геологическая обстановка района исследований.	38
<b><u>Глава 3.</u></b>	
Геологический материал и методы исследования.	54
Методы и методики исследования	
Геохимия пород	72
Геохимия минералов и расплавных включений	76
<b><u>Глава 4.</u></b>	
Вещественный состав вулканических пород: результаты исследования	78
4.1. Петрография.	78
4.2. Минералогия.	84
4.3. Вариации геохимического состава изученных пород.	88
4.4. Изотопная систематика Sr, Nd, Pb.	94
4.5. Состав расплавных включений в оливине.	96
<b><u>Глава 5.</u></b>	
Условия и механизмы магмообразования в Срединном хребте Камчатки. Геодинамическая модель проявления вулканизма в позднем плейстоцене-голоцене.	101
5.1. Состав источников, вовлеченных в генерацию магм в Срединном хребте Камчатки.	102

5.1.1 Состав мантийного источника.	103
5.1.2. Оценка возможного участия субдуцированных осадков и корового вещества.	106
5.1.3. Адакитовый компонент.	109
5.1.4. Состав и количество субдукционного флюида.	111
5.2. Геодинамическая модель проявления позднеплейстоцен-голоценового вулканизма в Срединном хребте Камчатки.	119
<u>Заключение.</u>	<u>130</u>
<u>Список литературы.</u>	<u>132</u>
<u>Приложение 1.</u> Условные обозначения к геологической карте Камчатки (Геологическая карта..., 2005).	<u>144</u>
<u>Приложение 2.</u> Фактический материал: фотографии пород в шлифах.	
<u>Приложение 3.</u> Фактический материал: составы пород, минералов, расплавных включений; адреса и возраста образцов.	

## ВВЕДЕНИЕ

### Актуальность работы.

Высокая магмопродуктивность Курило-Камчатской островной дуги (ККОД), множество молодых, в т.ч. исторических извержений, обилие неизменных пород, высокая доля магм основного состава, в малой степени контаминированных осадочным и коровым материалом (*Kersting, Arculus, 1995; Цветков и др., 1989; Churikova et al., 2001*) – все это позволяет изучать магматические системы практически в первозданном виде и вызывает повышенный интерес ученых к этому региону. Кроме того, ККОД и, в частности, ее Камчатский сегмент, представляются одной из наиболее сложнопостроенных островодужных систем (*Tatsumi et al., 1995; Davaille, Lees, 2004* и др.). В последнее время опубликовано большое количество работ по петрологии, геохимии, тектонике и сейсмологии Камчатки (*Авдейко и др., 2002; Волынец и др., 1999; Перепелов, 2004, 2005; Трубицын и др., 1998; Churikova et al., 2001; Gordeev et al., 2001; Park et al., 2001; Portnyagin et al., 2005* и многие другие). Основные выводы по истории геологического развития Камчатки, геодинамические построения и региональные корреляции сделаны в них на основании сравнительного изучения отдельных долгоживущих вулканических центров. Моногенный же вулканизм (шлаковые конуса, лавовые поля и отдельные лавовые потоки), широко представленный на Камчатке, изучен в значительно меньшей степени (*Важеевская, 1972, 1979; Таракановский, 1979; Шеймович, 1982; и др.*). Моногенный тип вулканизма характеризуется одноактными извержениями; при этом расплавы быстро достигают земной поверхности, мало подвергаясь процессам фракционирования и контаминации. Как следствие, формируются вулканические породы, состав которых максимально приближен к составу исходного расплава. В связи с этим изучение геохимического состава продуктов моногенного вулканизма в геодинамически различных

участках камчатского сектора ККОД представляется одной из наиболее важных задач для решения проблемы островодужного магмаобразования.

Срединный хребет - один из наименее изученных вулканических районов Камчатки. В южной части хребта, до широты Ичинского вулкана, сейсмофокальная зона трассируется до глубины 350 км (*Gorbatov et al.*, 1997). Северная часть хребта считается геологически стабильной, что доказано сейсмологическими методами (*Авдейко и др.*, 2002; *Трубицын и др.*, 1998; *Davaille, Lees*, 2004). Однако в последние годы радиоуглеродным и тefрохронологическим методами был установлен голоценовый возраст извержений для многочисленных вулканических центров как в южной, так и в северной части хребта (*Базанова, Певзнер*, 2001; *Певзнер*, 2004, 2006; *Dirksen et al.*, 2004). Данные по геохимии и геодинамике района (*Volynets*, 1994; *Tatsumi et al.*, 1995; *Авдейко и др.*, 2002; *Churikova et al.*, 2001; *Перепелов* 2004, 2005; и др.) свидетельствуют о невозможности однозначной интерпретации существующей здесь позднечетвертичной вулканической активности. До сих пор остается неясным, является ли Срединный хребет третьей, тыловой зоной современной островодужной системы, связанной с погружением Тихоокеанской плиты (*Churikova et al.*, 2001), или же он представляет собой самостоятельную палео-дугу, субдукция в которой прекратилась в миоцене (*Леглер*, 1977; *Volynets*, 1994; *Трубицын и др.*, 1998; *Авдейко и др.*, 2002). Таким образом, на сегодняшний день получено большое количество различных, зачастую противоречивых геологических данных о четвертичной истории вулканизма в пределах Срединного хребта Камчатки, не позволяющих сделать сколько-нибудь обоснованные выводы об истории развития и геодинамической ситуации этой части ККД.

**Цели настоящей работы** могут быть сформулированы следующим образом:

- Изучение эволюции четвертичных вулканических пород Срединного хребта в пространстве и времени

- Определение условий и механизмом магмообразования в Срединном хребте Камчатки
- Построение принципиальной геодинамической модели проявления позднечетвертичного вулканизма в Срединном хребте Камчатки.

В связи с этим решались следующие **задачи**: изучение вещественного состава пород, включая содержание главных петрогенных и микроэлементов и изотопный состав Sr, Nd, Pb; петрохимическая и геохимическая типизация пород на основе полученных геохимических данных, изотопной систематики Sr, Nd, Pb, минералогического состава пород; сопоставление составов пород Срединного хребта с породами Восточного Вулканического Фронта и Центральной Камчатской Депрессии; выявление закономерных пространственных и возрастных вариаций составов пород; определение (качественное и количественное) состава источника магм; разработка принципиальной геодинамической модели магмообразования, приводящей к установленному разнообразию пород.

#### **Фактический материал.**

Образцы для исследования были отобраны автором в 2001-2004 гг. при полевых работах в составе отрядов Геологического Института РАН и Института Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН. Было произведено детальное опробование четвертичных пород моногенных вулканических центров, плато и стратовулканов по 200-километровому профилю с юга на север Срединного хребта Камчатки (более 200 км длиной). Кроме того, автором изучен ряд образцов из коллекции Певзнер М.М. (ГИН РАН), Чуриковой Т.Г. (ИвиС ДВО РАН), Ладыгина В.М. (МГУ) и Перепелова А.Б. (ИГХ СО РАН). Настоящая работа базируется на результатах анализов 120 образцов, характеризующих породы породы Ичинского вулкана и окружающего его поля моногенного вулканизма; моногенных конусов в районе вулкана Ахтанг и поселка Эссо; Кекукнайского поля моногенного вулканизма; хребта Крюки; вулканического массива Алней-Чашаконджа;

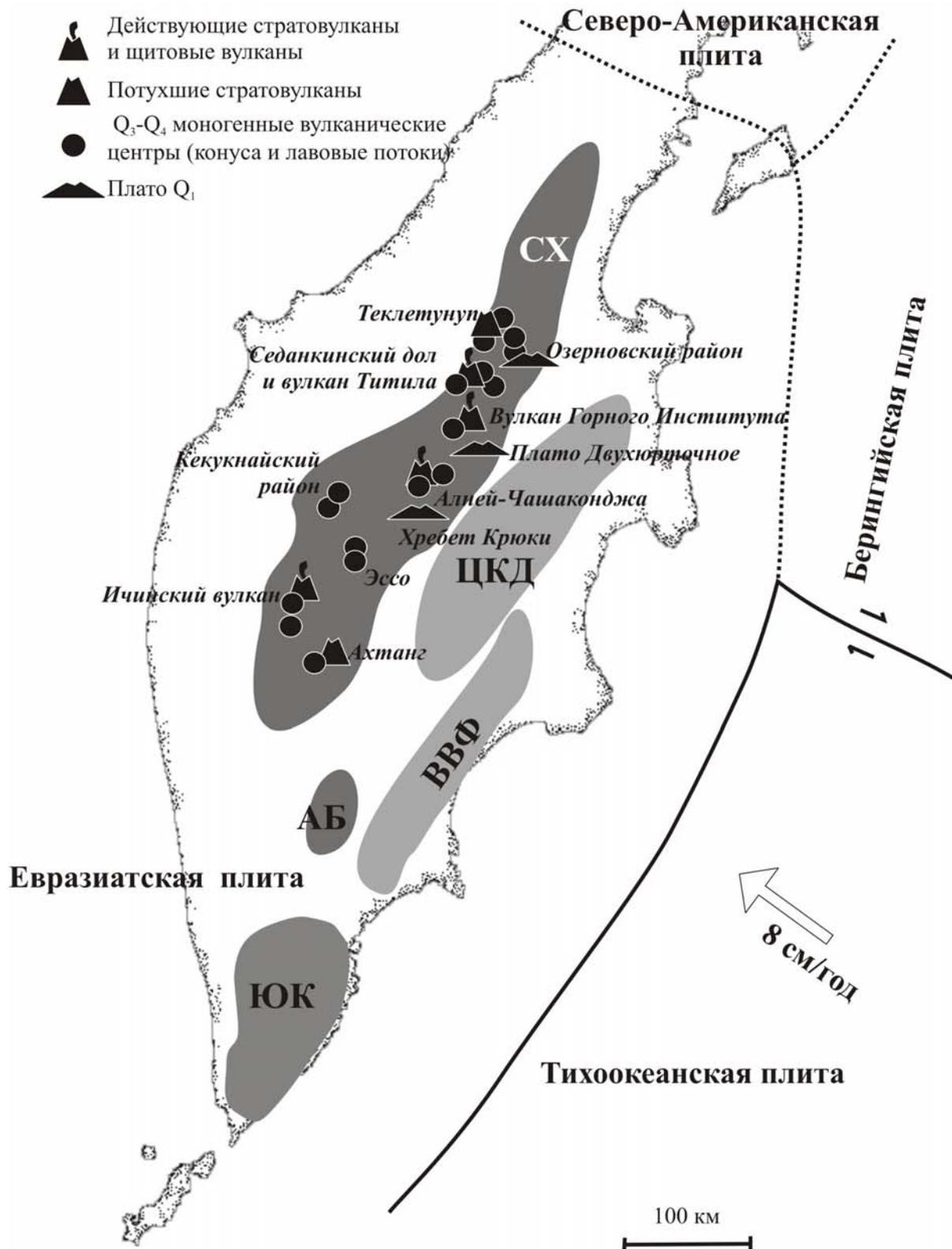


Рис. В1. Принципиальная схема вулcano-тектонического районирования Камчатки и расположение объектов исследования. СХ - Срединный хребет; ВВФ - Восточный вулканический фронт; ЦКД - Центральная Камчатская Депрессия; ЮК - Южная Камчатка; АБ - бассейн реки Авача. Границы вулканических зон по <http://kamchatka.ginras.ru> (граница зоны активного вулканизма Срединного хребта согласно (Певзнер, 2006)); границы плит по (Gordeev et al., 2001).

Двухюрточного плато; Седанкинского вулканического района; вулкана Горного института; Озерновского района моногенного вулканизма и подстилающего его плато; вулкана Теклетунуп на севере хребта (от 55°34' с.ш. до 57°54' с.ш., рис. В1).

### **Методы и методики исследования.**

Для решения поставленных задач были опробованы наиболее представительные вулканические центры с учетом хроностратиграфических данных. Использовались следующие методы: (а) геологические: дешифрирование аэрофотоснимков, сбор каменного материала, полевое макроскопическое описание пород; (б) петролого-минералогические: описание шлифов, выявление серий пород с различными минералогическими ассоциациями, исследование составов минералов, расплавных и твёрдофазных включений в них (96 анализов минеральных пар оливин-шпинель, 30 определений концентраций главных петрогенных элементов, S и Cl в расплавных включениях в оливине на электронном микрозонде и 20 анализов микроэлементов в расплавных включениях на ионном зонде); (в) геохимические: рентгенофлюоресцентного анализа (XRF, 120 анализов содержаний оксидов главных петрогенных элементов и некоторых микроэлементов (Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Zr, Ba)); масс-спектрометрии (ICP-MS, 73 анализа полного спектра микроэлементов); изотопного анализа Sr, Nd, Pb (19 анализов); (г) методы численного количественного моделирования состава мантийных источников и флюидов с помощью уравнений плавления, кристаллизации и смешения магм. Подробное описание методов геохимического исследования пород, минералов и расплавных включений, аналитических ошибок, анализировавшихся стандартов приведено в главе 3.

Аналитические работы велись автором в лабораториях Abteilung Geochemie GWZ, Goettingen Universitaet, Germany; ИГЕМ РАН; ИГХ СО РАН; ГЕОХИ РАН, ИМГРЭ РАН, Институте Микроэлектроники РАН, кафедре петрографии МГУ.

**Научная новизна работы.** Впервые было проведено столь подробное и всестороннее изучение пород Срединного хребта Камчатки, включая анализы содержания микроэлементов и изотопных отношений, изучены пространственные и временные вариации составов пород по профилю хребта, сопоставлен состав пород полей моногенного вулканизма и подстилающих, более древних, плато-базальтов; сопоставлены составы пород Срединного хребта с породами хорошо изученных вулканически-активных поясов Камчатки – Восточного Вулканического Фронта и Центральной Камчатской Депрессии, что позволило сделать выводы об эволюции состава источника вещества. Для северной части Срединного хребта впервые доказан островодужный тип пород. Впервые оценен состав флюидной компоненты в источнике магм Срединного хребта, вариации состава всех компонентов источника по простиранию хребта. Предложена геодинамическая модель, связывающая молодой вулканизм Срединного хребта с процессами, происходящими в надсубдукционной зоне после закрытия зоны субдукции.

Наиболее существенные результаты, полученные автором при детальном изучении вещественного состава вулканических пород Срединного хребта Камчатки, могут быть суммированы в **трех защищаемых положениях**:

1. Изучен вещественный состав плейстоцен-голоценовых пород Срединного хребта Камчатки. Существенных вариаций в геохимическом и изотопном составе пород вдоль простирания хребта не обнаружено: все плейстоцен-голоценовые породы относятся к умеренно- и высоко-калиевым типам известково-щелочной серии, характеризуются островодужным распределением микроэлементов и примитивными значениями изотопных отношений. Раннеплейстоценовые породы (плато) отличаются от позднеплейстоцен-голоценовых (стратовулканы и моногенные конуса) пород Срединного хребта по содержанию целого ряда микроэлементов и величине их отношений.

2. Особенности распределения микроэлементов и изотопный состав позднеплейстоцен-голоценовых пород позволяют предполагать для них трёхкомпонентный источник, включающий: (1) в различной степени обеднённую мантию N-MORB-типа, (2) обогащённую мантию OIB-типа и (3) флюид, образованный при дегидратации субдуцирующей океанической плиты. Для пород раннеплейстоценовых вулканических плато наиболее вероятен мантийный источник, вещество которого соответствует сильно обеднённой мантии N-MORB-типа в условиях высокой степени плавления (~20%), вызванного добавкой субдукционного флюида.
3. Единообразие геохимии молодых пород на всем протяжении Срединного хребта, вне зависимости от положения вулканических центров относительно современной зоны субдукции (севернее или южнее трансформного разлома) является следствием общего для всего хребта процесса, инициирующего плавление в мантии в позднечетвертичное время, и сходства состава плавящегося субстрата. Геохимические характеристики пород дают основание считать, что в позднем плейстоцене-голоцене главным механизмом образования магм под Срединным хребтом является декомпрессионное плавление поднимающихся порций глубинного горячего мантийного вещества; островодужные признаки молодых пород при этом связаны с плавлением прогретого вещества мантийного клина, метасоматизированного во время олигоцен-раннемиоценовой субдукции под континентальную окраину Камчатки.

**Практическая значимость** определяется новизной подхода и комплексностью выполненного исследования, что предопределяет целесообразность использования методов, обоснованных в работе, для разработки типизации и генетической интерпретации островодужного вулканизма.

**Апробация.** Результаты исследований докладывались и обсуждались на международных и отечественных совещаниях и рабочих встречах в виде устных и стендовых докладов: на XXXVII Тектоническом совещании «Эволюция тектонических процессов в истории Земли», конференции «Ломоносов-2003» в Москве (МГУ, 2003, ГИН, 2004), Международном (X Всероссийском) петрографическом совещании «Петрография XXI век» в Апатитах (2005), Первой Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле в Новосибирске (ОИГГМ СО РАН, 2002), Международном симпозиуме по проблемам эксплозивного вулканизма (к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный); IV International Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Japan-Kurile-Kamchatka- Aleutian Arcs Linkages among tectonics, seismicity, magma genesis and eruption in volcanic arcs в Петропавловске-Камчатском (2004, 2006), 3rd Biennial workshop on subduction processes emphasizing the Kurile-Kamchatka- Aleutian arcs в Фэйрбенксе (США, 2002), AGU Fall Meeting 2002 в Сан-Франциско (США, 2002), IAVCEI 2004 General Assembly: Volcanism and its Impact on Society в Пуконе (Чили, 2004). Материалы диссертации были доложены на ученом совете Института Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН (2006), на семинаре в Вулканологической обсерватории Каскад в Ванкувере, штат Вашингтон (США, 2002) и отмечены премией на Молодежной секции Тектонического совещания в Геологическом Институте РАН (Москва, 2004).

### **Благодарности.**

Подготовке и проведению работы содействовали многие исследователи. Работа выполнена под руководством доктора геолого-минералогических наук, профессора Короновского Н.В. (МГУ), которому я искренне благодарна за действенную помощь и ценные советы.

Особую признательность я выражаю старшему научному сотруднику ИВиС ДВО РАН, кандидату геолого-минералогических наук Чуриковой Т.Г., и профессору Герхарду

Вернеру (Геттингенский университет) за постоянное внимание, всестороннюю помощь и поддержку на протяжении всех этапов работы. Эти замечательные ученые сформировали меня как геолога, всегда были рядом, чтобы отвечать на мои бесчисленные вопросы и задавать мне - свои, как раз тогда, когда я начинала думать, что все понимаю. Благодаря Вашему деятельному участию эта работа состоялась. Спасибо!

Большое спасибо моим коллегам к.г.-м.н. Певзнер М.М. (ГИН РАН), с.н.с. Пузанкову М.Ю. (ИВиС ДВО РАН), с.н.с. Дирксену О.В. (ИВиС ДВО РАН), к.г.-м.н. Портнягину М.В. (ГЕОХИ РАН), с.н.с. Базановой Л.И. (ИВиС ДВО РАН), к.г.н. Пономаревой В.В. (ИВиС ДВО РАН), инж. Новикову Г.Н. (ГИН РАН), к.г.-м.н. Красильникову А.С., Бакланову А., Родину В., Зубкову Е. (МГУ) за помощь и сотрудничество при проведении полевых работ. Спасибо д.г.-м.н., акад. АЕН Иванову Б.В., д.г.-м.н. Колоскову А.В., д.г.-м.н. Авдейко Г.П., д.г.-м.н. Мелекесцеву И.В. (ИВиС ДВО РАН), д.г.-м.н., проф. Ломизе М.Г. (МГУ) за плодотворные дискуссии и ценные комментарии; к.г.-м.н. Бабанскому А.Д. и Тому Миллеру (Аляскинская вулканологическая обсерватория) – за постоянную жаркую поддержку всех моих геологических начинаний; к.г.-м.н. Певзнер М.М., к.г.-м.н. Чуриковой Т.Г. (ИВиС ДВО РАН), к.г.-м.н. Перепелову А.Б. (ИГХ СО РАН) и к.г.-м.н. Ладыгину В.М. (МГУ) за предоставление образцов, использованных в данном исследовании, Перепелову А.Б., Чуриковой Т.Г., к.ф.-м.н. Кононковой Н.Н. (ГЕОХИ РАН), к.г.-м.н. Бабанскому А.Д., д.г.-м.н. Солововой И.П., д.г.-м.н. Гирнису А.В. (ИГЕМ РАН) за помощь при проведении аналитических работ; Чуриковой Т.Г. и Перепелову А.Б. за предоставленные анализы; к.г.-м.н. Плечову П.Ю. (МГУ) за помощь при проведении аналитических и полевых работ; Рудько Д.В. (МГУ) за помощь в транспортировке образцов. Комментарии Короновского Н.В., Чуриковой Т.Г., Бабанского А.Д., Ломизе М.Г. и Певзнер М.М. по ранним вариантам работы помогли значительно улучшить диссертацию.

Спасибо всем моим коллегам из Геттингенского университета, терпеливо обучавшим меня аналитической работе и охотно помогавшим решать все мои проблемы во время пробоподготовки, аналитической работы и интерпретации данных.

Большое спасибо моей семье и друзьям за помощь, поддержку, понимание, фантастическое терпение и веру в меня. Мой отец, Олег Волынец, открыл для меня мир геологии и вдохновил это исследование, щедро делился своим пониманием процессов магматизма и дал неоценимые советы по выбору объектов исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке Института Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН, грантов DAAD A/04/00138, РИ-112/001/610 “Ведущие научные школы”, Jack Kleinman Internship for Volcano Research-2002, Программы 13 Президиума РАН, РФФИ № 03-05-65007, 96-05-65311, 99-05-64954, 01-05-64998, 02-05-64991, 05-05-64776, проектов Минпромнауки № 43.700.11.0005, № 43.043.11.1606, государственного контракта с Управлением развития поисковых исследований и новых технологий Федерального агентства по науке и инновациям № 01.700.12.0028, гранта DFG-RFBR № 00-0504000 (2000-2002), Национального географического общества США.

## Глава 1.

### СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ РАЙОНА И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧ ИССЛЕДОВАНИЙ.

1.1. *Общие сведения о Курило-Камчатской островной дуге. Зональность, геохимическая типизация и модели генезиса позднекайнозойских вулканических пород Камчатки.*

Курило-Камчатская островная дуга расположена в северо-западной части конвергентного сочленения Евразийской и Тихоокеанской плит (рис. 1.1), последняя из которых в настоящее время субдуцирует со скоростью ~9 см в год, увлекая за собой под Камчатку Императорский подводный хребет (*Geist, Scholl, 1994*). Берингийская часть Северо-Американской плиты, расположенная к северу от Алеутского глубоководного жёлоба, рассматривается как стабильная начиная с конца миоцена (*Трубицын и др., 1998; Baranov et al., 1991; Федоров, Шапиро, 1998*).

Камчатский полуостров, формирующий северную часть Курило-Камчатской дуги, является одним из наиболее вулканически активных регионов земли и включает более 200 четвертичных вулканов, 29 из которых активны по сей день (*Действующие вулканы Камчатки, 1991*). Кроме этого, в последние годы голоценовый вулканизм (в т.ч. действующие и потенциально активные вулканы) был выявлен в Срединном хребте Камчатки (*Базанова, Певзнер, 2001; Певзнер, 2004, 2006; Dirksen et al., 2004*).

Четвертичный вулканизм на Камчатке проявлен в трех зонах, параллельных глубоководному желобу: (1) Восточный Вулканический Фронт (ВВФ); (2) Центральная Камчатская Депрессия (ЦКД); и (3) тыловая вулканическая зона, представленная Срединным хребтом (СХ) (рис. В1, 1.2). Южная часть Камчатки, до широты Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций, считается продолжением Курильской островной дуги. Типично-островодужная геохимическая зональность в четвертичных вулканических породах наблюдается на широте вулканов Гамчен и Ичинский, где в сечении представлены все три зоны. Зональность связывается с разными уровнями отделения летучих и хорошо выражена в геохимическом и изотопном составе пород (*Churikova et al., 2001*). В настоящее время северное окончание вулканической активности на Камчатке фиксируется на вулкане Шивелуч, что, вероятно, связано с изменением геометрии границы плит с ЮЗ-СВ конвергентного сочленения на Берингийскую зону трансформных разломов СЗ-ЮВ простирания (*Горельчик и др., 1996; Yagodinski et al., 2001*; далее в тексте Берингийская ТЗ). Берингийская ТЗ - северная трансформная граница

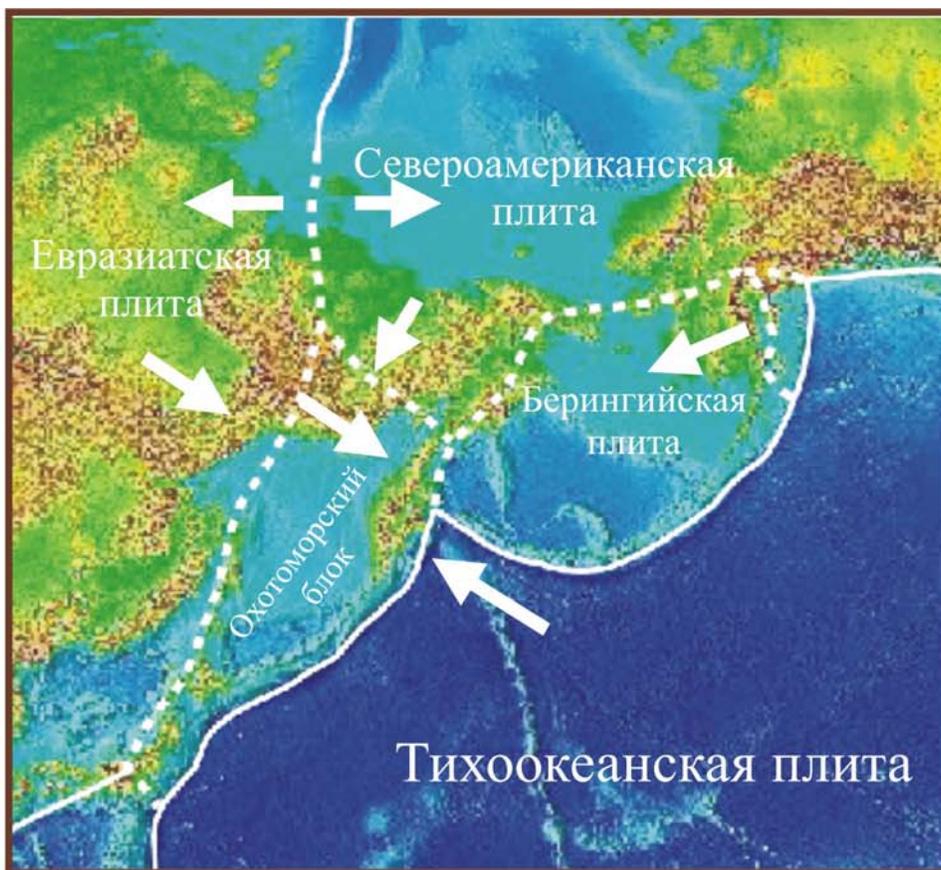
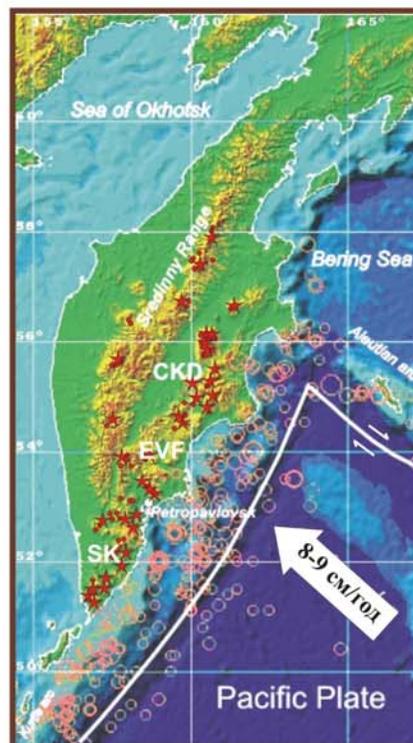


Рис. 1.1. Принципиальная схема геодинамической ситуации в северо-западной части Тихоокеанского огненного кольца. Границы и вектора движения плит по (Kozhurin et al., 2006; references therein).

Рис. 1.2. Схема геодинамической ситуации в районе тройного сочленения Тихоокеанской, Евразийской и Берингийской плит. Тихоокеанская плита погружается под Камчатку со средней скоростью 8-9 см/год. Структура Срединного хребта протягивается на север, далеко за пределы взаимодействия этих двух плит. Белой линией показаны Камчатский и Алеутский глубоководные желоба, кружками - эпицентры наиболее крупных землетрясений (подробная карта землетрясений дана на рис. 1.3). Главные структурные элементы Камчатки: EVF - Восточный вулканический фронт; СКД - Центральная Камчатская Депрессия; Sredinny Range - Срединный хребет, SK - Южная Камчатка. Красными звездочками показаны активные в голоцене стратовулканы, кружками - моногенные центры (по <http://kamchatka.ginras.ru>, (Певзнер, 2006).



Тихоокеанской плиты и Берингийского (или Командорского) блока Северо-Американской плиты - представляет собой серию параллельных трансформных разломов. Основная часть смещений сосредоточена в двух сдвигах, располагающихся по обе стороны от Алеутской островной дуги: разломе Штеллера (*Davaille, Lees, 2004*) (в русскоязычной литературе встречается под названием Командорский разлом (напр., *Валяшко и др., 1993*)), практически совпадающем с Алеутским глубоководным желобом, и Берингийском разломе, или разломе Беринга, расположенном к северу от Алеутской дуги. Эти структуры имеют протяженность более 1000 км, и, согласно тектоническим реконструкциям, активны уже около 15 млн. лет (*Baranov et al., 1991*). Глубина сейсмофокальной зоны вдоль границы Евразийской и Тихоокеанской плит меняется от 500-700 км на юге Камчатки до 200 км на севере (*Davaille, Lees, 2004; Gorbatov et al., 1997; Низкоус, 2005*; рис. 1.3, 1.4); при этом угол погружения Тихоокеанской плиты меняется от  $\sim 50^\circ$  на юго-западе до  $\sim 20^\circ$  (не более) на северо-востоке (*Низкоус, 2005*). Таким образом, сейсмический рисунок погружающейся плиты свидетельствует об уменьшении ее глубины и угла погружения с юга на север; глубина эпицентров землетрясений в Берингийской ТЗ составляет около 50 км (*Davaille, Lees, 2005*). Все вышеперечисленные особенности геометрии зоны сочленения связываются (*Davaille, Lees, 2005*) с меньшей толщиной Тихоокеанской литосферы (интерпретируемой как результат взаимодействия с Гавайской горячей точкой) и ее разрывом в Берингийской ТЗ. В других работах (*Levin et al., 2002*) особенности сейсмической структуры северной части Камчатки интерпретируются как результат нескольких эпизодов катастрофического отрыва части литосферной плиты, имевших место около 5-10 и 2 млн. лет назад. (*Шапиро, Ландер, 2003*) интерпретируют изменения глубины и ширины сейсмофокальной зоны с различным возрастом субдукции с юга на север (см. ниже).

Мощность земной коры на Камчатке по данным глубинного сейсмического зондирования (*Балеста, 1991*) изменяется от 20 км до 42 км, увеличиваясь с юга на север. Вкрест простирания дуги, на широте Ключевской группы вулканов, ее мощность меняется с запада на восток от 30 км под Срединным хребтом до 40-42 км под ЦКД.

Согласно современным представлениям о процессах, происходящих в зонах конвергентного сочленения плит, в образовании магм в надсубдукционных зонах могут участвовать следующие компоненты: в различной степени обедненная мантия (например, MORB-типа); обогащенная мантия (OIB-типа); субдуцированные осадки; контаминированное вещество коры; частичные расплавы погружающейся плиты (т.н.

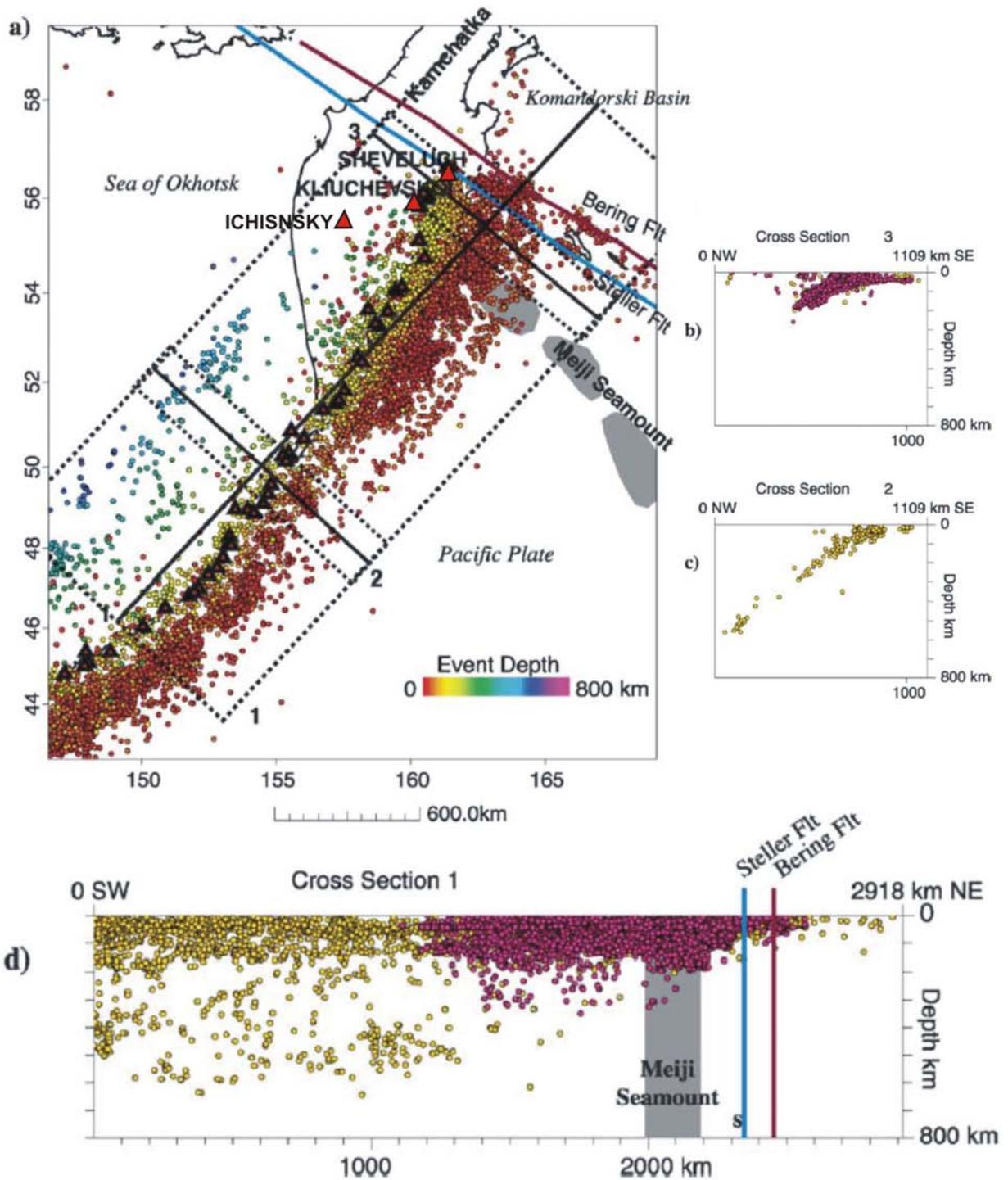


Рис. 1.3. Сейсмичность Камчатки (по (Davaile, Lees, 2005)). (а) карта землетрясений; цветом показана глубина эпицентров. Показаны проекции разломов Беринга и Штеллера на Камчатку, положение вулканов Шивелуч, Ключевской и Ичинский. (b–d) Вертикальные разрезы сейсмичности Камчатки. Малиновые точки по каталогу (Gorbatov et al., 1997); желтые точки по каталогу (Engdahl et al., 1998). Проекция погружающегося поднятия Мейджи показана серым цветом.

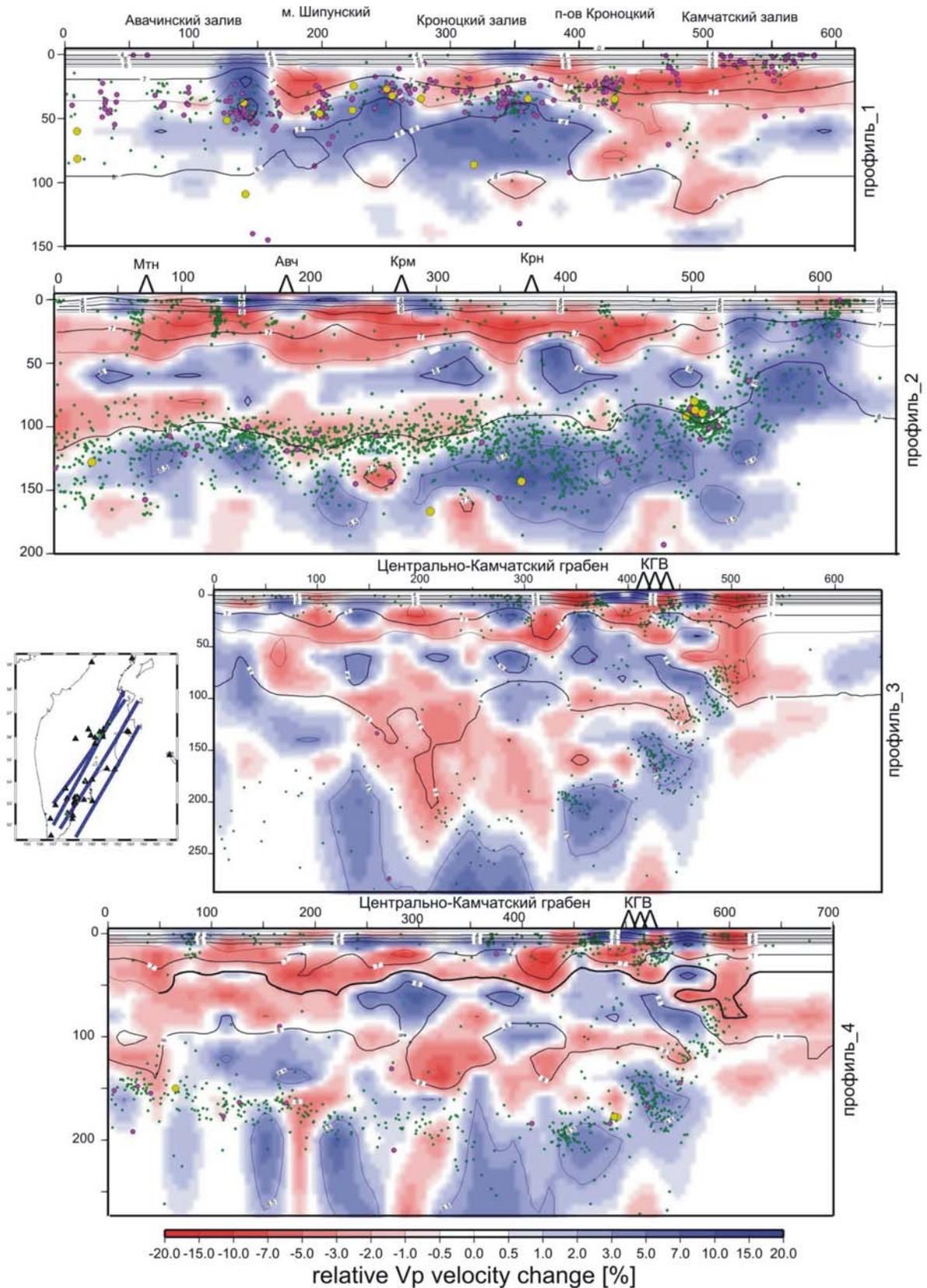
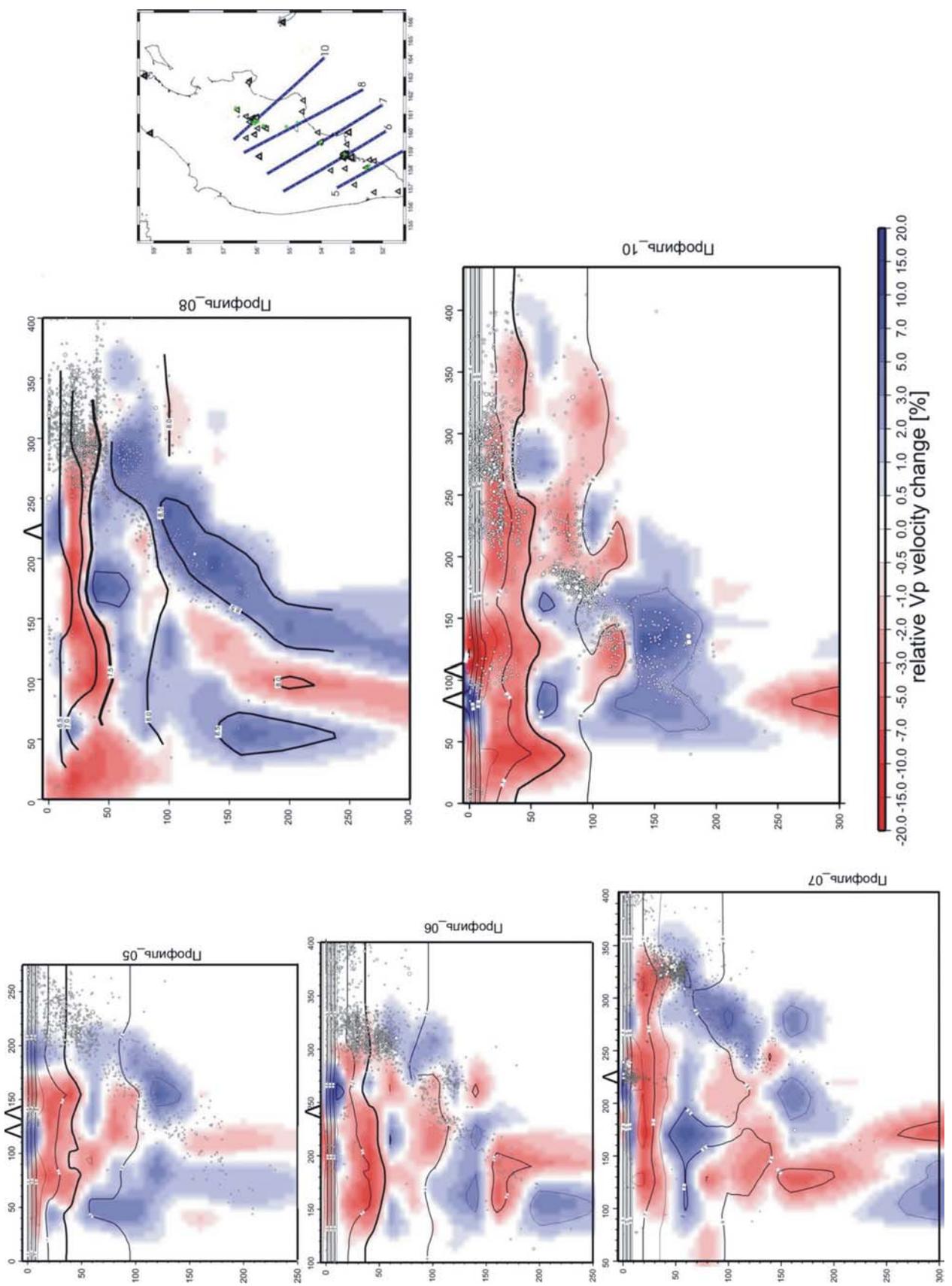


Рис. 1.4. Относительные процентные изменения скорости продольных волн. Результаты моделирования для разрезов вдоль (профили 1-4) и поперек (профили 5-10) Восточного Вулканического Фронта Камчатки (Низкоус, 2005). Низкоскоростные аномалии (красные тона) могут быть связаны с зонами разуплотнения среды. М- граница Мохо. Мтн - Мутновский вулкан; Авч - Авачинский вулкан; Крм - Карымский вулкан; Крн - Кроноцкий вулкан; КГВ - Ключевская группа вулканов



«адакитовый компонент»); флюид, образованный вследствие дегидратации субдуцируемой океанической плиты (*McCulloch, Gamble, 1991; Sun, McDonough, 1989; Hofmann, 1988; Pearce, Parkinson, 1993; Ayers, 1997; Plank, Langmuir, 1988; Poli, Schmidt, 2002; Müunker et al., 2004; Yogodzinsky et al., 2001* и многие др.). На гетерогенность островодужных пород может влиять также степень плавления вещества (уменьшающаяся от фронта к тылу дуги). В последние годы вышло огромное количество работ, посвященных различным аспектам генезиса вулканических пород на Камчатке и других островодужных системах. Ввиду очевидной невозможности охватить в рамках литературного обзора все разнообразие имеющихся данных по вулканизму островных дуг в общем и Камчатки в частности, позволим себе кратко остановиться лишь на некоторых работах, наиболее существенных для нашего исследования. Основное внимание в рассматриваемых ниже работах сосредоточено на геохимических особенностях вулканических пород и их связи с геодинамической ситуацией изучаемого региона.

Природа вкрест-дуговой геохимической зональности в Камчатском сегменте Курило-Камчатской дуги рассматривается в работах (*Tatsumi et al, 1995; Churikova et al., 2001; Ishikawa et al., 2001, Volynets, 1994* и др.). В статье (*Tatsumi et al., 1995*) сравниваются вулканические породы следующих центров: Авачинского и Кроноцкого вулканов (Восточный Вулканический Фронт), Толбачинского вулкана (Центральная Камчатская Депрессия), и хребта Крюки в Срединном хребте (тыловая вулканическая зона). Отмечается, что хотя лавы всех трех зон имеют геохимические характеристики, обычные для островодужных пород, содержание несовместимых элементов в целом возрастает от фронта к тылу дуги. Тем не менее, породы хребта Крюки имеют геохимические характеристики, промежуточные между таковыми для ВВФ и ЦКД. Это наблюдение, а также низкие значения отношения  $Zr/Y$  в лавах ЦКД позволили авторам предположить, что формирование пород тыловой зоны происходит на меньшей глубине и при более высоких степенях плавления, чем в ЦКД. Магмогенерация в тыловой зоне связывается авторами с плавлением содержащего К-амфибол перидотита в основании мантийного клина при аномально высоких температурах. Предлагаемый механизм также объясняет вкрест-дуговую вариацию  $Rb/K$  отношения: максимальные значения в породах ЦКД и минимальные – в Срединном хребте.

Ряд работ в мировой литературе посвящён общим закономерностям в распределении летучих элементов и В в вулканических породах. Во фронтальных частях вулканических дуг породы, как правило, обогащены ими в сравнении с тыловой частью. В

работе (*Ishikawa et al.*, 2001) рассмотрен изотопный состав бора и концентрации микроэлементов в породах трех вулканических поясов Камчатки. Показано, что отношения содержаний микроэлементов и значения  $\delta^{11}\text{B}$  закономерно изменяются от фронта к тылу дуги, так же, как это наблюдается в породах Курильского сегмента дуги:  $\text{B/Nb}$ ,  $\text{Pb/Nb}$  и  $\delta^{11}\text{B}$  имеют наибольшие значения в породах фронтальной части и систематически уменьшаются с возрастанием глубины до субдуцируемой плиты, достигая минимума в породах Срединного хребта. В то же время не наблюдается существенных изменений в величинах отношений  $\text{Rb/Nb}$ ,  $\text{Ba/Nb}$ ,  $\text{K/Nb}$ ,  $\text{Li/Zr}$ . Повышенные значения  $\text{B/Nb}$  и  $\delta^{11}\text{B}$  в породах Центральной Камчатской Депрессии (вулкан Ключевской, Толбачик, Безымянный, Шивелуч) авторы объясняют субдукцией Императорского хребта, что приводит к увеличению объёмов флюидной компоненты. Вариации составов, наблюдающиеся в породах трех вулканических зон Камчатки, по мнению авторов, связаны со смешением вещества деплетированного мантийного клина и субдукционного водного флюида со сравнительно однородным составом  $\delta^{11}\text{B}$ . Наблюдаемый тренд смешения соответствует трендам, описанным для Курил, Идзу и Марианской дуг, и позволяет предположить, что флюиды, связанные с измененной океанической корой и/или серпентинизированным перидотитом погружающейся плиты играют важную роль во взаимодействии плиты и мантии под указанными Западно-Тихоокеанскими дугами. Состав лав Срединного хребта, описанный в работе (в исследование вошли дациты Ичинского и Хангарского вулканов), соответствует плавлению слабометасоматизированной флюидом мантии.

В работе (*Volynets*, 1994) рассмотрены петрологические характеристики позднекайнозойских вулканических пород Курило-Камчатской островодужной системы. На основе обобщения огромного количества данных произведена типизация вулканических пород и рассмотрены возможные причины возникновения наблюдаемой вкрест-дуговой и вдоль-дуговой геохимической зональности. Описаны два геохимических типа вулканических пород Камчатки: обычный островодужный тип, к которому относится большинство современных пород, и внутриплитный геохимический тип. Породы, относящиеся к последнему, найдены в Срединном хребте Камчатки (плейстоценовые К-На щелочные оливиновые базальты Дола Геологов, плиоцен-четвертичные породы К-На базальт-комендитовой серии Белоголовского вулкана), в Восточном вулканическом поясе (К-На щелочные базальты миоценового возраста бассейна реки Левая Жупанова,

Валагинский хребет) и в Западной Камчатке (миоценовые породы К-щелочно-базальтовой серии бассейна реки Хлебная). Основанием для отнесения пород к внутриплитному геохимическому типу служат повышенные концентрации несовместимых высокозарядных элементов, не переносимых флюидом (HFSE) – Ta, Nb, Hf, Zr, пониженные отношения La/Ta, La/Nb, Zr/Nb, Th/Ta и высокое Ta/Yb отношение. Отмечены также существенные вариации содержания Ta и Nb в лавах К-На щелочно-базальтовой и К-На щелочно-оливин-базальтовой серий, вследствие которых последние имеют характер, промежуточный между типично внутриплитными и типично островодужными породами, и сходны с породами «переходного» типа континентального рифта Рио-Гранде. Рассмотрен изотопный состав островодужных пород. Отмечено, что только для пород внутриплитного типа К-На щелочно-базальтовой серии изотопный состав Sr отличается от типично-островодужных значений повышенными значениями. На основании всех приведенных данных и с использованием опубликованных в работах (*Ringwood, 1990*) и (*Nakamura et al., 1990*) моделей генезиса внутриплитных магм в пределах островодужной системы автор приводит модель эволюции Камчатского сегмента Курило-Камчатской островодужной системы в позднем кайнозое, описывающую сосуществующие в пространстве и времени магм двух геохимических типов. Появление пород внутриплитного типа автор связывает с поднятием мантийных плюмов. Все описанные в работе черты Камчатского сегмента позволяют автору рассматривать его не как островную дугу, но как активную континентальную окраину северо-американского типа. С этой точки зрения Курило-Камчатская островодужная система представляет собой комбинацию сдвоенной островной дуги (Курильский сегмент, включая СВ Хоккайдо и Южную Камчатку) и активной континентальной окраины (часть Камчатки к северу от Авачинской бухты).

В работе (*Churikova et al., 2001*) опубликованы результаты изучения вариаций главных петрогенных, редких элементов и изотопного состава Sr, Nd, Pb вкосте простирания Камчатской дуги на основе исследования основных (базальтов, андезитобазальтов) пород вдоль т.н. Северного Камчатского пересечения длиной 220 км, которое простирается от Восточного Вулканического фронта, через Центральную Камчатскую Депрессию до Срединного хребта в задуговой части; глубина сейсмофокальной зоны меняется на этой широте от 110 км на фронте до 350 км в тылу дуги (*Gorbatov et al., 1997*). Оценены пространственные вариации, относительное количество и состав субдукционного флюида, вовлеченного в генерацию магмы. Показано, что наблюдаются систематические вариации в составе основных пород Камчатки при движении от вулканического фронта к

тыловой части дуги, причем содержание микроэлементов и изотопный состав пород ясно указывают на участие в образовании пород источников различной природы. Большинство нормализованных к  $MgO_{6.0}$  редких элементов, в т.ч. HFSE (Zr, Nb, Hf, Ta), LILE (Sr, Ba, Rb, Be, Pb, U, Th), LREE, некоторые макроэлементы (K, Na) и отношения элементов (K/Na, La/Yb, Sr/Y, Nb/Yb) обнаруживают положительную корреляцию с глубиной погружающейся плиты. Наилучшие корреляции получены для  $K_2O$ , Ba, Sr и Rb: их значения возрастают более, чем в два раза от фронта к тылу дуги.  $Na_2O$ , LREE и HFSE стремительно возрастают от ВВФ к ЦКД, но далее к СХ растут заметно слабее. Y и HREE остаются постоянными в породах всего пересечения. Эти результаты сравнимы с аналогичными исследованиями по Курильской (Авдейко и др., 1993) и Японской (Shibata, Nakamura, 1997) вулканическим дугам. Образование флюида связывается главным образом с дегидратацией субдуцируемой плиты, признаков участия осадочного материала не наблюдается (Dorendorf et al., 2001; Kersting, Arculus, 1995; Цветков и др., 1989, см. ниже). Представленная в данной работе модель описывает состав участвующих в генерации магмы различных компонентов мантии (в различной степени истощенная мантия NMORB-типа и обогащенная мантия OIB-типа) и флюида, отделяющегося от субдуцируемой плиты. Рассчитанное количество флюида варьирует от 0.7 до 2.1%. Для определения степени плавления вещества в мантийном клине под Камчаткой авторы использовали  $Ca_{6.0}$  -  $Na_{6.0}$  систематику, предложенную (Plank, Langmuir, 1988), согласно которой степень плавления под активными островными дугами зависит от мощности мантийного клина и выражена в отрицательной корреляции между  $Ca_{6.0}$  и  $Na_{6.0}$  от фронта дуги к тылу. Причина такой корреляции заключается в том, что Ca удерживается клинопироксеном в мантии, а Na - нет. В случае Камчатского пересечения такой тренд должен быть очевиден, поскольку глубина сейсмофокальной зоны увеличивается от ВВФ к СХ почти в 4 раза. Оказалось, что  $(Na_2O/CaO)_{6.0}$  прогрессивно растет от ВВФ к ЦКД и далее остается постоянным к СХ. Самые высокие значения  $Na_{6.0}$  найдены в породах внутриплитного типа Срединного хребта, что свидетельствует в пользу низких степеней плавления мантии в источнике этих пород. Согласно произведенным расчетам, породы ВВФ имеют самую высокую для Камчатки степень плавления - 20%. Более низкая степень плавления (9-12%) типична для лав ЦКД и СХ. Сходные оценки были получены и при сравнении разных групп несовместимых микроэлементов. Отсутствие зависимости степени плавления от глубины погружения океанической плиты между ЦКД и СХ авторы объясняют в рамках двухстадийной модели (Pearce, Parkinson, 1993). На первой стадии

плавление инициируется поступлением флюида в мантию, что может быть особенно важно для исследуемого З-В пересечения в связи с высвобождением больших объемов флюида при субдукции подводного Императорского хребта под Камчатку. Вторая стадия является результатом декомпрессионного плавления при уменьшении плотности обводненной мантии и процесса внутридугового спрединга, проявленного в настоящее время под ЦКД. Таким образом, на отмеченную зональность главным образом влияют три параметра: (1) различная степень обогащения/обеднения мантийных источников, (2) поток флюида от пододвигающейся плиты в мантийный клин и (3) различная степень плавления мантийного вещества. Образование магмы в пределах всех трех вулканических зон связано с несколько обедненным по сравнению с N-MORB мантийным источником, истощение которого вероятно вызвано предшествовавшими широкомасштабными выплавками платобазальтов и андезитов, сформировавших на Камчатке обширные покровы в раннем плейстоцене. В Срединном хребте, напротив, присутствуют базальты так называемого внутриплитного геохимического типа, которые образовались при участии значительного количества (до ~35% в наиболее обогащённых разностях) мантийного компонента OIB-типа, обогащенного высокозарядными элементами. Однако большинство изученных в указанной работе вулканических пород Срединного хребта Камчатки имеет не более 5% компонента OIB-типа в источнике.

В последние годы при активном развитии высокоточных методов исследования пород и геохимических анализов стало возможным получить принципиально новую информацию о процессах формирования пород и первичных расплавов – например, объяснить феномен систематического обеднения островодужных пород высокозарядными элементами, а также ряд других типичных геохимических особенностей пород конвергентных зон. В статье (*Münker et al., 2004*) рассматривается поведение высокозарядных элементов в условиях зоны субдукции на основе высокоточных измерений концентраций Lu-Zr-Hf-Nb-Ta и изотопного состава  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в хорошо изученных ранее островодужных породах Камчатки и Западных Алеут. В исследовании были использованы образцы вулканических пород, в различной степени обогащённые адакитовым компонентом (т.е. расплавом субдуцируемой плиты): породы вулканов ЦКД, не содержащие такой добавки, породы вулканов Северной части ЦКД (промежуточное обогащение) и наиболее обогащенные адакитовым компонентом породы Западных Алеут. Отношения высокозарядных элементов Nb-Ta и Zr-Hf, обладающих практически идентичными геохимическими свойствами, в сочетании с изотопным составом гафния

используются для реконструкции подвижности высоkozарядных элементов во время субдукционного процесса и оценки состава мантии. Сравнение вулканических пород Камчатки и западных Алеут с породами других островных дуг показало, что изучаемые породы имеют такой же чрезвычайно деплетированный изотопный состав гафния, близкий к MORB, как и породы океанических островных дуг Западной Пацифики (Марианской, Изу-Бонинской, Кермадек). В то же время некоторые образцы Северной ЦКД и западных Алеут имеют повышенные значения Hf/Yb при том же изотопном составе гафния, что соответствует предположению об участии выплавки из субдуцируемой плиты в образовании этих пород. Неизменный изотопный состав гафния указывает на то, что и мантийный клин, и плавящаяся субдуцируемая Тихоокеанская плита имеют одинаково истощенный изотопный состав гафния. В породах Срединного хребта  $\epsilon\text{Hf}$  несколько уменьшается с увеличением Hf/Yb, также уменьшается  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  с уменьшением Lu/Hf и 1/Hf, предполагая добавку обогащенного мантийного компонента (влияние субдуцируемого осадка выразилось бы в более выраженном уменьшении  $\epsilon\text{Hf}$  и повышенных значениях  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , которых не наблюдается). Отсутствие систематического уменьшения  $\Delta\epsilon\text{Nd}_{\text{D1}}$  с  $\Delta\text{Nd}$  в восточном фронте, ЦКД, СЦКД и Срединном хребте также исключает существенное влияние осадка, а менее радиогенный  $\epsilon\text{Nd}$  при том же  $\epsilon\text{Hf}$  интерпретируется авторами как свидетельство того, что все изученные камчатские породы образовались из мантии «Индийского» типа. Сочетание практически одинакового  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в магмах ЦКД, СЦКД и ВФ с меняющимся в два раза отношением Lu/Hf указывает на фракционирование этого отношения в мантийном источнике. По подсчетам авторов, основанных на коэффициентах распределения  $D_{\text{Lu}}/D_{\text{Hf}}$  в водных и безводных условиях, модели простого частичного плавления и отсутствии граната, это событие имело место 80-100 млн.лет назад. Таким образом, региональный градиент обеднения мантии может быть связан с масштабными извержениями платобазальтов, имевших место в неоген-раннеплейстоценовое время. Показано, что сходные концентрации тяжелых редкоземельных элементов связаны с похожими условиями частичного плавления и степенями фракционирования для всех проанализированных вулканических пород Камчатки. Zr, Hf, Lu ведут себя как несовместимые элементы, вне зависимости от наличия или отсутствия воды, однако в водных условиях степень несовместимости возрастает в ряду Lu-Hf-Zr. Большинство вулканических пород Камчатки имеет более низкие отношения Lu/Hf, чем MORB, что связано с

систематическим дефицитом лютеция в камчатских магмах. Такое обеднение лютецием является следствием более высокого отношения  $D_{Lu}/D_{Zr,Hf}$  во время плавления мантийного клина под Камчаткой по сравнению с плавлением MORB, вследствие большей глубины процесса в первом случае. Наиболее низкие значения отношения Lu/Hf наблюдаются в лавах СЦКД и западных Алеут, что, в совокупности с данными о повышенном Sr/Y отношении, подтверждает существенное участие плитных выплавов в формировании расплавов (высокое Sr/Y и низкое Lu/Hf отношение в плитных выплавках связано с присутствием эклогита или гранатового амфиболита в субдуцируемой океанической коре). Значения Nb/Ta отношения в породах Восточного Фронта варьирует в пределах 13-16,4. В породах Среднего хребта были обнаружены повышенные значения Nb/Ta (до 18), и хотя эти значения лишь ненамного превышают вариации Nb/Ta отношения, характерные для OIB (15-17), авторы считают возможным в качестве рабочей гипотезы предположить субконтинентальную мантийную литосферу как источник магм в тыловой части Камчатки (отношение Nb/Ta в субконтинентальной мантийной литосфере - вплоть до 19). В целом, Nb/Ta систематика в вулканических породах Камчатки показывает, что оба элемента могут переноситься в мантийный клин в субдукционных флюидах и выплавках, хотя этот перенос весьма лимитирован и становится очевидным только в случае экстремально деплетированного состава мантийного клина.

Вопрос об участии в образовании островодужных пород компонента, связанного с плавлением субдуцируемой плиты и поступлении этого, т.н. адакитового, расплава в зону генерации островодужных магм, является одним из наиболее обсуждаемых за последние годы (Kay, 1978; Rogers et al., 1985; Kay et al., 1994; Yogodzinski et al., 2001; Abratis, Woerner, 2001; Gutscher et al., 2000; Benoit et al., 2002; Kamber et al., 2002; Kay et al., 2005 и многие др.). В некоторых работах (в т. ч. Hochstaedter et al., 1994, Kepezhinskas et al., 1997) предполагается присутствие адакитового компонента в большинстве пород Камчатки. Однако следует признать, что свои выводы авторы указанных работ основывают на достаточно выборочной коллекции, часть образцов которой не имеет отношения к современной зоне субдукции. В целом же повсеместное плавление Тихоокеанской плиты представляется маловероятным, ввиду ее значительной мощности и невысокой температуры. Вопрос участия плитных выплавов в магмогенерации под Камчаткой и Алеутами подробно рассмотрен в работе (Yogodzinski et al., 2001). Адакитовые расплавы часто встречаются в регионах, где погружающаяся плита молодая и горячая, следовательно, более подвержена процессам плавления. Однако Тихоокеанская

плита, погружающаяся под Камчатку и Алеуты, как уже указывалось выше, характеризуется как достаточно древним возрастом, так и невысокой температурой. Авторы приводят доказательства того, что формирование адакитов может указывать на необычные субдукционные условия, связанные не только с возрастом плиты, но и с ее геометрией. Так, адакитовый магматизм Алеутско-Камчатского региона вероятно связан с тройным сочленением плит, переходом от конвергентного типа границы к трансформному и погружением Императорского хребта. Разрыв в плите, образовавшийся вследствие указанных причин, и является причиной появления адакитовых характеристик магм, извергающихся на Шивелуче и Западных Алеутах.

Необычные условия, возникающие в зоне тройного сочленения плит, в последние годы стали объектом пристального внимания геологов, геофизиков, геохимиков (*Levin et al., 2002; Davaille, Lees, 2004; Portnyagin et al., 2005; и т.д.*). Так, например, пространственные и временные геохимические вариации состава пород, изверженных в северном сегменте Камчатки, описываются в работе (*Portnyagin et al., 2005*). Для изучения отобраны породы Ключевской группы вулканов, Шивелуча, Начикинского вулкана и вулкана Хайлюля, причем последние два представляют собой самые северные проявления четвертичного вулканизма в Центральной Камчатской Депрессии, располагающиеся за пределами сочленения Камчатской и Алеутской зон субдукции. Показано, что для позднеплейстоценовых пород северной части ЦКД характерны повышенные содержания HFSE и LREE, относительно нерадиоогенный состав стронция и свинца, и радиоогенный неодима, в отличие от типично-островодужных пород вулканов южной части ЦКД, расположенной над погружающейся Тихоокеанской плитой. Авторы считают, что, хотя флюид-индуцированное плавление по-прежнему играет важную роль в магмогенерации в зоне субдукции Тихоокеанской плиты, в северной части ЦКД флюид более не является главным инициатором плавления. Отрыв фрагмента Тихоокеанской плиты в четвертичное время, по мнению авторов, может быть ответственным за апвеллинг обогащенной мантии и декомпрессионное плавление под СЦКД. Результаты моделирования показывают, что взаимодействие расплавов, образовавшихся при небольших степенях плавления глубинной астеносферной мантии, с веществом мантийного клина, метасоматизированным субдукционным флюидом и/или расплавами, и/или смешение расплавов из этих двух источников может объяснить магмогенерацию под северной частью ЦКД. Уменьшение степени выраженности островодужных характеристик в породах СЦКД с уменьшением возраста может быть связано с замещением мантийного клина, метаморфизованного

субдукционным водным флюидом, неизменной астеносферой MORB-типа, проникающей сквозь разрыв в плите в плейстоценовое время. Приток обогащенной тихоокеанской мантии в мантийный клин под центральной Камчаткой, вместе с интенсивным потоком флюида, мог быть причиной масштабного вулканизма в центральной части ЦКД.

Еще одним фактором, влияющим на гетерогенность химического состава островодужных пород, является осадочный материал, который затягивается в зону субдукции с погружающейся плитой и может играть роль дополнительного источника многих химических элементов в очаге магмогенерации. В присутствии осадочного материала мантийный источник обогащается такими элементами/изотопами, как Th,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{34}\text{S}$ , Pb, Sr; характерны также более высокие значения изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$  при низких значениях  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , более высокие значения  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  при заданном  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  по сравнению с NMORB. Подробно вопрос участия субдуцируемого осадка в генерации магм вулканов Камчатки обсуждается в работе (Kersting, Arculus, 1995). Авторы анализируют изотопный состав лав четвертичных камчатских вулканов (Ключевской и Толбачик, расположенные в Центральной Камчатской Депрессии, и Малый Семячик и Кумроч-Шиш в Восточном Вулканическом Фронте) и осадочных пород северной части Тихого Океана, параллельно Камчатскому глубоководному желобу. Изученные вулканические породы имеют наименее радиогенный состав свинца из всех изученных на сегодняшний день островодужных пород; на диаграммах изотопных отношений они попадают в поле составов NMORB. При сравнении пород Восточного Вулканического фронта и Центральной Камчатской депрессии не выявлено сколько-нибудь значительных закономерных изменений в изотопном составе, несмотря на увеличение глубины зоны Беньофа от 100 до 170 км. В то же время изученные осадочные породы имеют повышенные значения  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , значительно более радиогенные, чем в вулканических породах Камчатки и NMORB. Вовлечение даже весьма малого количества такого осадка в генерацию магмы под Ключевским вулканом сдвинуло бы изотопные отношения свинца в изверженных породах из поля пород MORB в сторону более радиогенных значений. Таким образом, отсутствие  $^{10}\text{Be}$  (Цветков и др., 1989, 1991; Авдейко и др., 1987) и нерадиогенный изотопный состав свинца в камчатских лавах позволяют утверждать, что осадки или флюиды, отделяющиеся от них, не играют существенной роли в образовании магм под Камчаткой.

Итак, в последние десятилетия было опубликовано большое количество работ, посвященных природе вулканической активности на Камчатке. Главные выводы по истории геологического развития Камчатки, геодинамические построения и региональные корреляции сделаны в них на основании сравнительного изучения отдельных долгоживущих вулканических центров. Моногенный же вулканизм (шлаковые конуса, лавовые поля и отдельные лавовые потоки), широко представленный на Камчатке, изучен в значительно меньшей степени (*Важеевская*, 1972, 1979; *Таракановский*, 1979; *Шеймович*, 1982; и др.). Моногенный тип вулканизма характеризуется одноактными извержениями; при этом расплавы быстро достигают земной поверхности, мало подвергаясь процессам фракционирования и контаминации. Как следствие, формируются вулканические породы, состав которых максимально приближен к составу исходного расплава. Часто проявления моногенного вулканизма ассоциируют со стратовулканами и/или щитовыми покровами или платобазальтами более древнего возраста. В позднем плейстоцене и голоцене моногенными центрами были извергнуты весьма значительные объемы базальтовых магм (*Новейший и современный вулканизм...*, 2005). Точный возраст, пространственное распределение, вариации химического состава продуктов в пространстве и времени и характеристики мантийных источников моногенного и платовулканизма до сих пор изучены очень слабо. Однако эти основные по составу, мало фракционированные магмы могут иметь критическое значение для понимания сложной субдукционной обстановки Камчатки. В связи с этим изучение геохимического состава продуктов моногенного вулканизма в геодинамически различных участках камчатского сектора ККОД представляется одной из наиболее важных задач для решения проблемы островодужного магмаобразования.

### 1.2. *Срединный хребет Камчатки.*

Срединный хребет - один из наименее изученных вулканических районов Камчатки. В южной части хребта, до широты Ичинского вулкана, сейсмофокальная зона трассируется до глубины 350 км (*Gorbatov et al.*, 1997; рис. 1.5). Северная часть хребта считается геологически стабильной, что доказано сейсмологическими методами (*Авдейко и др.*, 2002; *Трубицын и др.*, 1998; *Davaille, Lees*, 2004). Надежные геофизические данные о строении Срединного хребта практически отсутствуют. Срединный хребет удален от современного глубоководного желоба приблизительно на 400 км, при этом самая северная часть хребта более чем на 200 км выходит за пределы Берингийской трансформной зоны, маркирующей северную границу Тихоокеанской плиты. Однако в последние годы

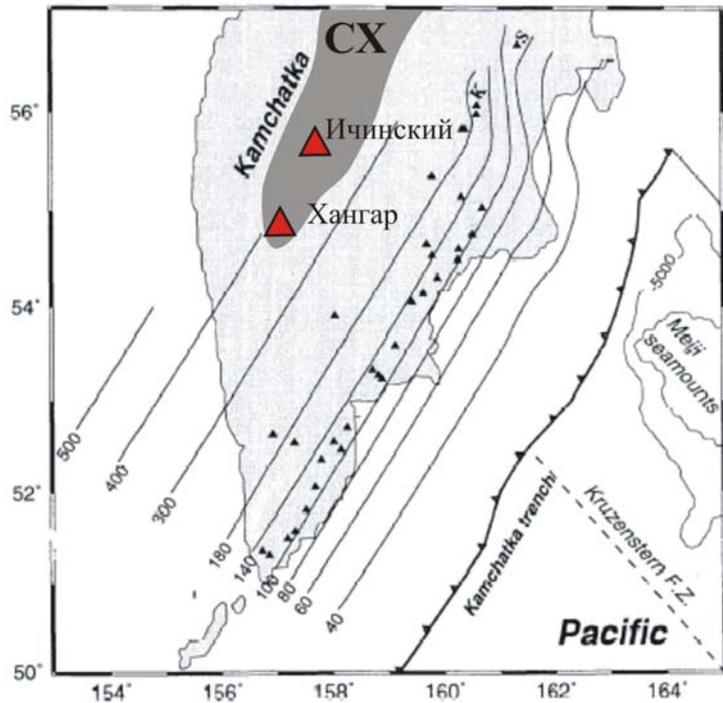


Рис. 1.5. Контуры линий одинаковых глубин эпицентров землетрясений в км, отвечающие кровле субдуцируемой Тихоокеанской плиты (по (Gorbatov et al., 1997)). Показано положение вулканов Ичинский и Хангар в Срединном хребте Камчатки.

радиоуглеродным и тефрохронологическим методами был установлен голоценовый возраст извержений для многочисленных вулканических центров как в южной, так и в северной части хребта (Базанова, Певзнер, 2001; Певзнер, 2004а, б, 2006; Dirksen et al., 2004). Так, голоценовая вулканическая активность была зафиксирована для нескольких крупных стратовулканов: Хангар (Базанова, Певзнер, 2001), Ичинский (Певзнер, 2004а), Алней, Горного Института и Спокойный (Певзнер, 2006). Вулканы Хангар, Ичинский, Алней и Горного Института по классификации (Мелекесцев и др., 2001) являются действующими и потенциально опасными, а вулкан Спокойный считается потухшим, проявлявшим активность в голоцене. Более того, последними геохронологическими работами было показано, что широкое распространение основных пород, связанных с проявлениями позднечетвертичного моногенного вулканизма, более характерно для северной части СХ, чем для южной. Это и обширные поля базальтов позднеплейстоцен-голоценового возраста в Седанкинском вулканическом районе (Dirksen et al., 2004), и моногенные лавовые потоки Киреунский и рекилевой Белой на склонах вулканического массива Алней-Чашаконджа с возрастом  $2600^{14}\text{C}$  лет (Певзнер, 2004б), и Озерновский лавовый поток с возрастом около  $9000^{14}\text{C}$  лет (Pevzner et al., 2002). Самым северным среди изученных голоценовых моногенных центров Срединного хребта и всей Камчатки является конус Тобельцен, образовавшийся  $\sim 3500^{14}\text{C}$  л.н., расположенный в 180 км

севернее вулкана Шивелуч (*Певзнер, 2006*). На продолжении ВВФ и ЦКД на данной широте голоценовый вулканизм не выявлен. Отсутствие активной субдукции в этом районе в настоящее время было подтверждено отсутствием подвижек по современным сейсмическим данным (*Park et al., 2001*), и отсутствием активного вулканизма, включая данные морских геофизических исследований и драгировок (*Baranov et al., 1991*). Таким образом, наличие голоценовой вулканической активности в северной части СХ заставляет вернуться к вопросу геодинамической ситуации в этой части Камчатки в целом.

Ввиду своей труднодоступности и сложных погодных и природных условий, большая часть Срединного хребта, за исключением нескольких стратовулканов, на настоящий момент изучена весьма слабо. После региональных исследований молодого вулканизма Срединного хребта, проведенных Огородовым Н.В., Кожемякой Н.Н., Важеевской А.А., Огородовой А.С., результаты которых опубликованы в (*Огородов и др., 1972; Камчатка..., 1974*) масштабного, целенаправленного изучения вулканических пород здесь не проводилось. По данным (*Огородов и др., 1972*) в Срединном хребте выделено 120 вулканов полигенного типа и около 1000 мелких моногенных вулканических образований – шлаковых и лавовых конусов. Хотя в указанной работе возраст большей части вулканических построек считается голоценовым, последние геохронологические работы показали, что лишь небольшая часть вулканических проявлений в Срединном хребте имела место за последние 10 000 лет (см. выше; *Певзнер 2004а, б, 2006; Базанова, Певзнер, 2001; Dirksen et al., 2004*). Тем не менее, масштаб и интенсивность базальтового моногенного вулканизма последних 40-50 тыс. лет здесь значительно больше, чем в других вулканических районах. Площадь базальтовых излияний в верхнеплейстоцен-голоценовое время составила свыше 8500-9000 км<sup>2</sup>, а объем изверженного материала оценивается в 2000-2150 км<sup>3</sup> (включая вулкан Ичинский) (*Новейший и современный вулканизм..., 2005*). По данным (*Огородов и др., 1972*) верхнечетвертичные и голоценовые эффузивы имеют почти исключительно базальтовый состав. Они слагают щитовые вулканы и мелкие одноактные формы. Общая площадь четвертичных эффузивов вулканического района Срединного хребта, по оценке Н.Н.Кожемяки (*Камчатка..., 1974*), равна 18500-19000 км<sup>2</sup>, а объем изверженного материала достигает 5000-5150 км<sup>3</sup>. На долю центральных вулканов приходится ~85% площади, остальные 15% - на лавовые платообразные останцы, в большинстве реликты крупных центральных вулканов. Обширные участки вулканической зоны заняты молодыми вулканическими долами или нагорьями, сформированными

жидкими базальтовыми лавами преимущественно в позднеплейстоценовое и голоценовое время, их площадь ~8500-9000 км<sup>2</sup> (*Новейший и современный вулканизм...*, 2005).

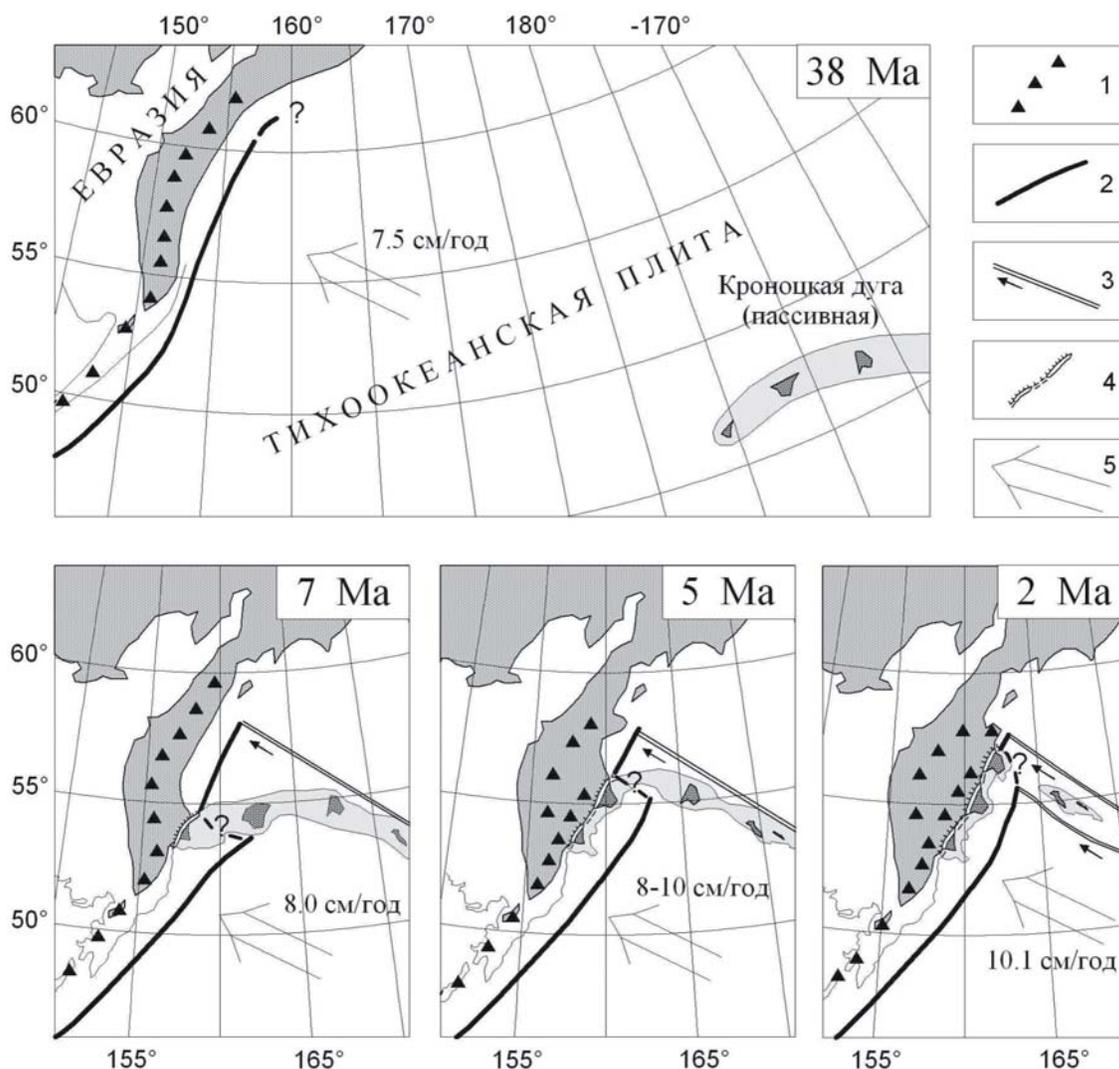


Рис. 1.6. Реконструкции процессов формирования Камчатской зоны субдукции с конца эоцена до плиоцена (38-10 Ma). (по *Шатино, Ландер, 2003*). С начала олигоцена Курило-Камчатская дуга непрерывно продолжалась с Курильского архипелага на север через Срединный хребет Камчатки. На месте Восточного хребта формировалась аккреционная призма, а непосредственно восточнее (на линии современных полуостровов) находился северный сегмент Курило-Камчатского желоба, куда погружалась Тихоокеанская плита. В начале рассматриваемого периода на этой плите располагалась потухшая Кроноцкая дуга, состоявшая из блоков, которые в наше время образуют камчатские полуострова. (10-7 Ma): западный край пассивной Кроноцкой дуги сталкивается с Камчаткой. В южной части Камчатского сегмента начинают формироваться шов Гречишкина (на месте старого желоба) и, в тылу дуги, новый (современный) Камчатский желоб. (5 Ma): область коллизии, шов Гречишкина и новый желоб распространяются к северу. В южной части Камчатского сегмента начинаются извержения Восточного вулканического пояса. (2-0.5 Ma): заканчивается формирование современной структуры. К Камчатке присоединились три полуострова. Полностью исчез древний желоб, а новый соединился с Командорским сдвигом. Центрально-Камчатский пояс постепенно теряет активность. Восточный пояс активен на всем протяжении сегмента. Условные обозначения: 1 - вулканические пояса, 2 - глубоководные желоба, 3 - трансформные разломы, 4 - шов Гречишкина, 5 - вектор скорости движения Тихоокеанской плиты относительно Камчатки.

По модели Леглера В.А., олигоценый вулканический пояс Центральной Камчатки (Срединного хребта) возник над зоной субдукции, направленной так же, как современная,

однако выходящей на поверхность существенно западнее. В плиоцене эта зона субдукции отмирает, а в 150 км восточнее зарождается новая, существующая до настоящего времени и порождающая Восточный Вулканический Пояс. Плейстоцен-голоценовый вулканизм Срединного хребта связывается с длительным развитием очагов магмогенерации над уже отмершей зоной субдукции (Леглер, 1977). Эта гипотеза была развита и дополнена в работах (Шанцер, Шапиро, 1993; Авдейко и др., 2002; Шапиро, Ландер, 2003). Отмирание олигоценовой зоны субдукции связывается с коллизией с Кроноцкой дугой, сопровождавшейся последовательным причленением к Камчатке восточных полуостровов: Шипунского п-ва (~7 Ма назад), Кроноцкого п-ва (~5 Ма) и п-ва Камчатского мыса (~2 Ма) (рис. 1.6; Шапиро, Ландер, 2003). Субдукцию и вулканизм в северном сегменте дуги Срединного хребта (Трубицын и др., 1998; Федоров, Шапиро, 1998) считают следствием мантийной конвекции под Командорской котловиной, наведенной за счет движения Тихоокеанской плиты.

Современные данные по геохимии и геодинамике района (Volynets, 1994; Tatsumi et al., 1995; Авдейко и др., 2002; Churikova et al., 2001; Перепелов 2004, 2005; Федоров, Шапиро, 1998; и др.) свидетельствуют о невозможности однозначной интерпретации существующей здесь позднечетвертичной вулканической активности. Наибольший интерес как с геохимической, так и с геодинамической точек зрения, как правило, вызывает проявление в Срединном хребте вулканизма с внутриплитными геохимическими характеристиками. О.Н. Волынец объясняет этот феномен поднятием мантийных плюмов из глубинных частей мантии (Volynets, 1994). Предполагается, что присутствие неактивной («отмершей») зоны субдукции в районе Срединного хребта не влияет на поднятие глубинных мантийных плюмов. Однако современная зона субдукции «отсекает» плюмы от мантийного клина, предотвращая таким образом проявление современного магматизма «внутриплитного» типа во фронтальной части вулканической дуги (Восточная Камчатка). Поднятие мантийных плюмов связывается с глубинными разломами, проникающими в континентальный блок в момент формирования глубоководного желоба и зоны субдукции.

Одними из последних работ с новыми данными по детальному исследованию макро- и микрогеохимии, а также изотопной систематики вулканических пород Срединного хребта являются статьи (Churikova et al., 2001; Münker et al., 2004; Перепелов, 2004, 2005; Федоров, Шапиро, 1998). В исследование (Churikova et al., 2001) были включены породы Ахтанской и Ичинской зон моногенного вулканизма, шлаковых конусов в районе поселка Эссо (центральная часть хребта) и породы Ичинского стратовулкана.

Было выявлено, что все изученные породы Срединного хребта (в указанное исследование вошли породы Ичинского вулкана, сопряженного с ним поля моногенного вулканизма, единичных моногенных конусов в районе поселка Эссо и вулкана Ахтанг) имеют повышенные значения Nb/Yb и Nb/Zr, резкое возрастание которых характерно для внутриплитных лав. Низкие значения La/Yb отношения (1,83 - 10,28), отсутствие обогащения  $^{230}\text{Th}$  над  $^{238}\text{U}$ , низкие концентрации тяжелых REE (всего в 6-15 раз выше хондритовых значений), характер распределения микроэлементов (слабо выраженная Nb-Ta аномалия) и изотопный состав изученных базальтов (повышенные значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  при пониженных  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) указывают на присутствие дополнительного, обогащенного источника под Срединным хребтом и позволяют отнести изученные породы к внутриплитному геохимическому типу. Оценено количество компоненты ОИВ-типа, отвечающей за указанные геохимические признаки – в среднем около 5 %, хотя в наиболее обогащенных разностях ее количество возрастает до 35 %.

В пользу присутствия обогащенного компонента говорят также повышенные значения Nb/Ta в породах Срединного хребта (до 18) (*Münker et al.*, 2004), и хотя, как отмечалось выше, эти значения лишь ненамного превышают вариации Nb/Ta отношения, характерные для ОИВ (15-17), авторы считают возможным предположить субконтинентальную мантийную литосферу как источник магм в тыловой части Камчатки в качестве рабочей гипотезы (отношение Nb/Ta в субконтинентальной мантийной литосфере - вплоть до 19).

В работе (*Portnyagin et al.*, 2005) высказывается предположение, что возобновление вулканизма в миоценовой дуге (Срединном хребте Камчатки) вызвано притоком обогащенной тихоокеанской мантии в мантийный клин под центральной Камчаткой, вместе с интенсивным потоком флюида.

Подробно рассматривается неоген-четвертичный шошонит-латитовый вулканизм Срединного хребта Камчатки на примере вулканического центра Теклетунуп в работе (*Перепелов*, 2004, 2005). На основе детальных исследований геологического строения района, петрографии и минералогии пород автором установлена последовательность формирования вулканического центра, начавшаяся с  $\text{N}_1^3$ - $\text{N}_2^1$  извержений шошонит-латитовых магм щитовой постройки, продолжавшаяся стадией развития стратовулкана, сложенного лавами нормальной щелочности и завершившаяся образованием небольших стратовулканов и зоны моногенного вулканизма плейстоценового возраста, среди базальтоидных пород которых имеются как умереннокалиевые, так и высококалиевые

разности, в частности, абсарокиты. Описан петрохимический, геохимический состав пород и изотопный состав стронция в них. Показано, что распределение микроэлементов в шошонитовых базальтах начальных стадий развития вулкана имеет характер, типичный для известково-щелочных серий пород островных дуг и активных континентальных окраин, тогда как плейстоценовые абсарокиты отличаются отсутствием максимумов по Ba, Sr, а одновозрастные с ними умеренно-высококалийевые базальты моногенной зоны по характеру распределения гигромагматофильных элементов обладают сходством с породами окраинно-континентального рифта Рио-Гранде. На основании полученных данных и с использованием программного пакета «Crystal» автором разработана модель происхождения и эволюции шошонит-латитовой серии вулкана Теклетунуп. Расчеты, проведенные автором, позволяют ему предположить возможность формирования шошонит-латитовой серии пород вулкана Теклетунуп в результате процессов кристаллизационной дифференциации исходной абсарокитовой магмы, которая, в свою очередь, могла образоваться в результате низкой степени парциального плавления мантийного субстрата, имеющего состав флогопит-содержащих верлитов и пироксенитов, т.е. обогащенного источника. Однако в образовании шошонит-латитовой серии пород вулкана Теклетунуп предполагается участие вторично метасоматически обогащенного мантийного субстрата, тогда как источник типа OIB мог участвовать в образовании высокотитанистых базальтов моногенного поля плейстоценового возраста. На основании всей совокупности данных, а также данных о скорости и угле наклона субдукции и возрасте последней аккреции к континентальной Охотоморской плите энсиалических и океанических островных дуг со стороны палеокеана, автор делает вывод о том, что процессы магмообразования, которые привели к развитию шошонит-латитового магматизма в тыловой части вулканического пояса Срединного хребта Камчатки, могут быть отнесены к постсубдукционным. Породы, формирующиеся в подобной геодинамической обстановке, несут в себе характерные признаки участия как «островодужного» источника вещества (высокие содержания LILE, низкие – HFSE), так и вторично обогащенного источника, характеризующего нижние, метасоматически измененные горизонты мантийного клина (высокая магнезиальность и щелочность исходных абсарокитовых магм, отсутствие в субщелочных породах водосодержащих минералов). Магмообразование такого типа автор связывает с этапом прекращения активной субдукции и началом процессов растяжения в литосфере, который фиксируется появлением субщелочных магм на двух разобщенных временных интервалах ( $N_1^3$ - $N_2^1$  и

плейстоцен). Таким образом, на примере вулкана Теклетунуп можно наблюдать, что смена условий островодужного магмообразования, т.е. условий сжатия, процессами растяжения литосферы приводит к субщелочному калиевому магмообразованию на уровне метасоматически обогащенной «островодужной» мантии и далее к формированию магм с «внутриплитными» геохимическими характеристиками.

Н.И.Селиверстов считает, что вулканический пояс Срединного хребта возник в олигоцене над зоной субдукции, выходящей на поверхность там же, где и сейчас (в Курило-Камчатском желобе), но в то время существенно более пологой, чем современная. Срединный хребет тогда представлял собой фронтальную зону островодужной системы. После резкого увеличения наклона субдуцируемой плиты в плиоцене произошло смещение вулканической активности к востоку. Проявление же вулканизма в четвертичное время связывается с инерционностью развития вулканических очагов (Селиверстов, 1998). Вместе с тем, ряд работ (*Gutscher et al.*, 2000; *Kay et al.*, 2005; *Kay, Abruzzi*, 1996; *Gutscher et al.*, 1999; и др.) показывает, что плоская субдукция, как правило, отмечается появлением адакитового магматизма, связанного с нагревом и плавлением погружающейся плиты, т.е. в этом случае олигоценовые породы Срединного хребта должны нести признаки участия адакитового компонента. К сожалению, на имеющемся уровне изученности древних (олигоцен-миоценовых) вулканических образований Срединного хребта решить этот вопрос представляется практически невозможным.

Результаты детального изучения неогеновых вулканических пород северной части Срединного хребта (район Камчатского перешейка в верховьях реки Карага) были опубликованы в работе (Федоров, Шаниро, 1998). Изученные породы относятся к известково-щелочной серии, представлены преимущественно умеренно- и высококалиевой разновидностями и являются продуктами надсубдукционного магматизма, типичного для островных дуг и активных окраин континентов. В то же время вулканические породы алнейского комплекса (наиболее молодого из всех рассмотренных в данной работе), и, отчасти, веемгетверского комплекса (предшествовавшего алнейскому) по содержанию микроэлементов приближаются к эффузивам, характерным для рифтов на активных окраинах типа рифта Рио-Гранде. Отмечено, что такие же «возрастные» закономерности в изменении микроэлементного состава (убывание степени выраженности субдукционных признаков с уменьшением возраста пород) были описаны и для Вывенского вулканического поля в Корякском нагорье (*Hochstaedter et al.*, 1994). Неогеновый вулканизм перешейка Камчатки авторы связывают с погружением Командорского блока

Северо-Американской плиты под Камчатку. В работе предложена модель субдукции и спрединга в Командорской котловине, которая объясняет единство вулканического пояса Срединного хребта, сформированного субдукцией разных плит – Тихоокеанской на большей части хребта, до зоны трансформных разломов, и Командорской – на севере.

Таким образом, на сегодняшний день получено большое количество различных, зачастую противоречивых геологических данных о четвертичной истории вулканизма в пределах Срединного хребта Камчатки. До сих пор остается неясным, является ли Срединный хребет третьей, тыловой зоной современной островодужной системы, связанной с погружением Тихоокеанской плиты (*Churikova et al.*, 2001; *Селиверстов*, 1998; *Tatsumi et al.*, 1995), или же он представляет собой самостоятельную палео-дугу, субдукция в которой прекратилась в миоцене (*Леглер*, 1977; *Volynets*, 1994; *Трубицын и др.*, 1998; *Авдейко и др.*, 2002). Отрывочность существующих данных по геохимическому составу вулканических пород хребта не позволяет сделать сколько-нибудь обоснованные выводы об истории развития и геодинамической ситуации этой части ККД. В свете изложенных сведений и существующих на сегодняшний день нерешенных проблем, **цели настоящей работы** могут быть сформулированы следующим образом:

- Изучение эволюции вещественного состава четвертичных вулканических пород в пространстве и времени на основании максимально репрезентативной коллекции и современных методов исследования вещества
- Определение условий и механизмов магмообразования в Срединном хребте Камчатки
- Построение принципиальной геодинамической модели проявления позднечетвертичного вулканизма в Срединном хребте Камчатки.

В связи с этим представляется необходимым решить следующие **задачи**:

1. Изучить вещественный состав пород Срединного хребта, включая содержание главных петрогенных и микроэлементов и изотопный состав Sr, Nd, Pb;
2. Произвести петрохимическую и геохимическую типизацию пород на основе полученных геохимических данных, изотопной систематики Sr, Nd, Pb, минералогического состава пород;
3. Сопоставить составы пород Срединного хребта с породами Восточного Вулканического Фронта и Центральной Камчатской Депрессии;

4. Выявить закономерные пространственные и возрастные изменения состава пород;
5. Определить состав источника магм (качественно и количественно);
6. Разработать принципиальную геодинамическую модель магмообразования, приводящей к установленному разнообразию пород.

## Глава 2.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СРЕДИННОГО ХРЕБТА.

Кристаллический фундамент на большей части территории Камчатки перекрыт образованиями осадочного чехла или вулканогенными породами. Породы фундамента обнажаются в выступе Срединного метаморфического массива (рис. 2.1, 2.2), Ганальского блока метаморфических пород, а также в пределах небольшой Хавывенской возвышенности к западу от полуострова Озерного. Считается, что по типу фундамента Северная Камчатка принципиально не отличается от Южной (*Шанцер, Шапиро*, 1993). В пределах Срединного хребта Камчатки породы метаморфического фундамента обнажаются в Срединном массиве, строение которого описано в работах (*Ханчук*, 1985; *Шеймович, Патока*, 2000; *Очерки тектонического развития...*, 1987; *Зинкевич и др.*, 1994; *Рихтер*, 1995; *Кирмасов и др.*, 2004; *Константиновская*, 2003; и др).

Срединный массив имеет удлиненную форму и простирается в субмеридиональном направлении на расстояние 200 км при ширине 30 – 40 км. В осевой части массива вскрываются породы нижнего структурного элемента - *колпаковской серии*. Колпаковская серия представлена кианитовыми, кордиеритовыми, кордиерит-гиперстеновыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами, редко – гранатовыми амфиболитами и кальцифирами (*Кирмасов и др.*, 2004). Породы серии смяты в изоклинальные складки. Протолитом пород колпаковской серии вероятно были граувакки, полимиктовые песчаники, глинистые породы (*Рихтер*, 1995). Гнейсы колпаковской серии прорваны биотитовыми гранитами крутогоровского комплекса. Данные по U/Pb SHRIMP датированию цирконов колпаковской серии показывают, что возраст осадочного протолита позднемеловой (докампанский). Крутогоровские разгнейсованные граниты имеют возраст кристаллизации 77 млн. лет (*Кирмасов и др.*, 2004).

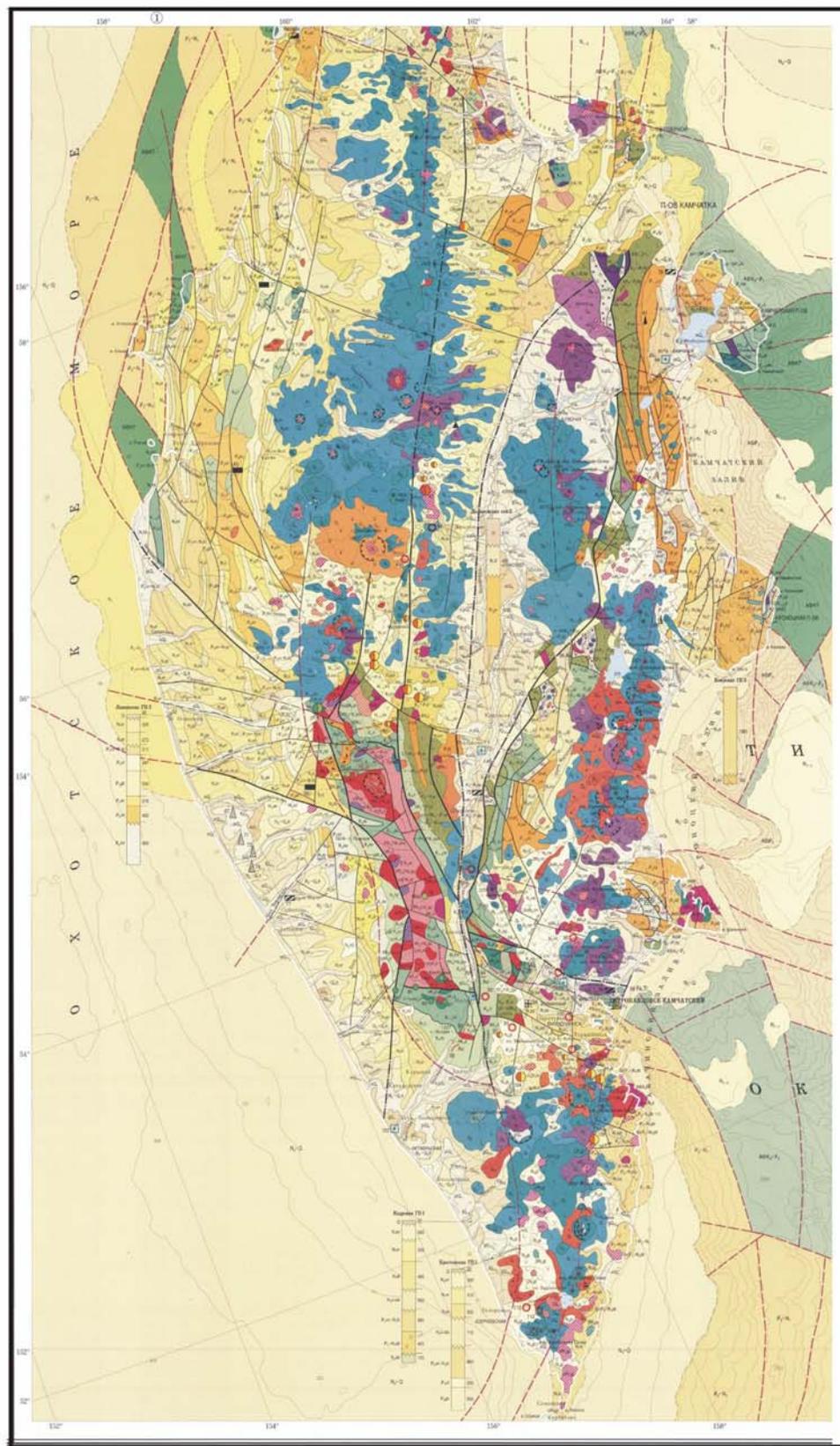


Рис. 2.1. Фрагмент геологической карты Камчатки и Корякского автономного округа масштаба 1:1 500 000. Гл. ред. Литвинов А.Ф., Марковский Б.А., Зайцев В.П. ВСЕГЕИ, 2005. Условные обозначения к карте см. в приложении 1.

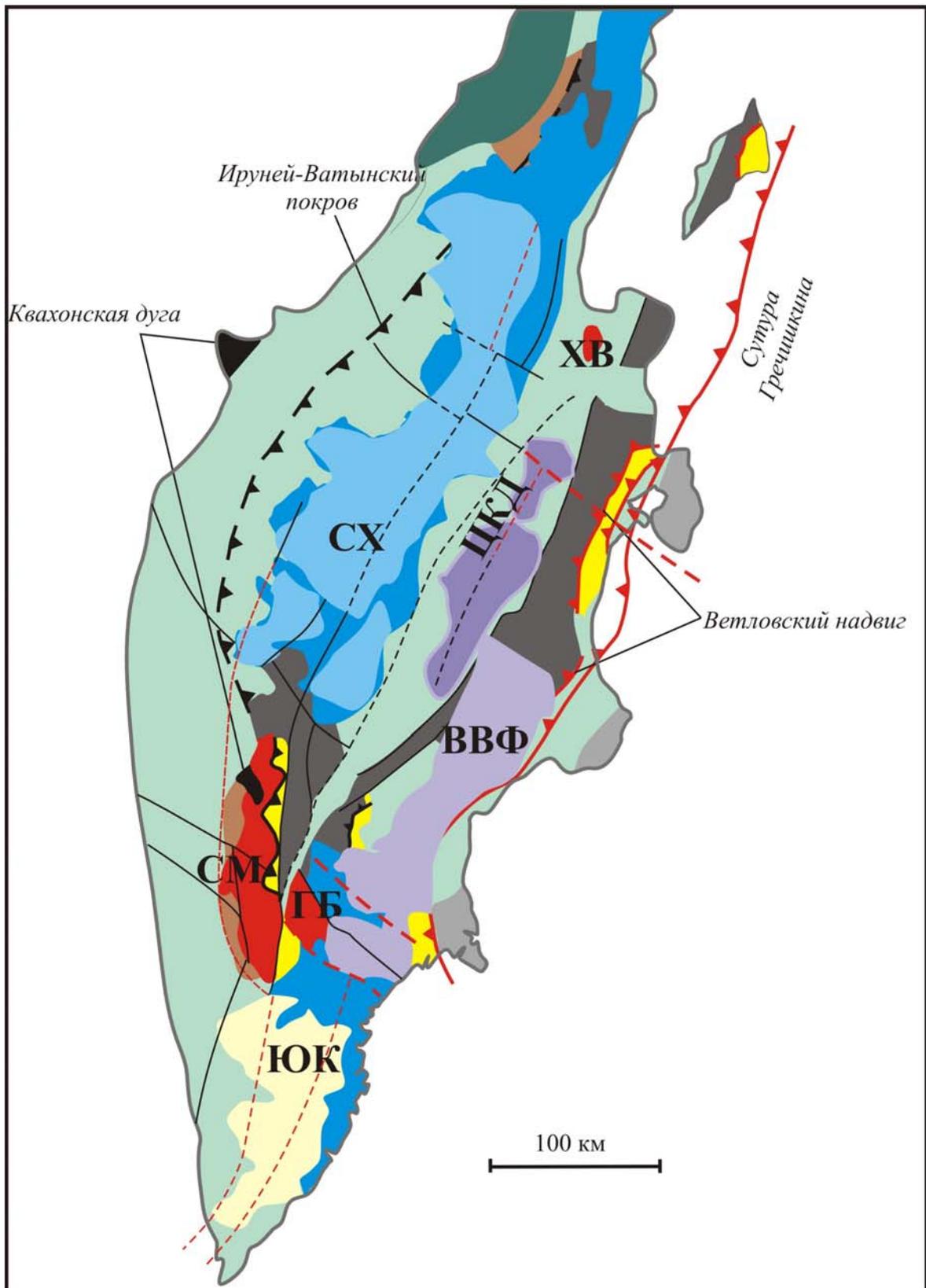
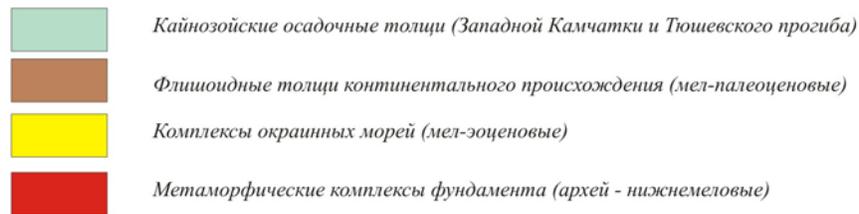
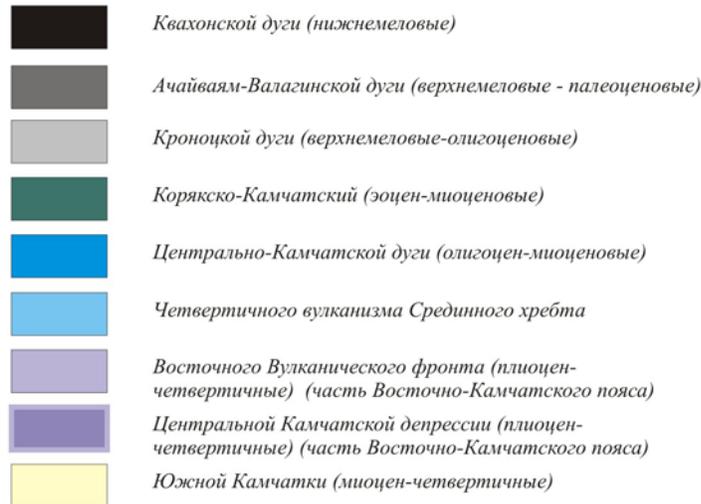


Рис. 2.2. Схема тектонического строения Камчатки, составлена по (Константиновская, 2003; Геологическая карта..., 2005), с изменениями и дополнениями автора. Блоки с континентальной корой: СМ - Срединный массив; ГБ - Ганальский блок, XV - Хавывенская возвышенность. Современные вулcano-тектонические пояса: ВВФ - Восточного Вулканического фронта; ЦКД - Центральной Камчатской Депрессии; СХ - Срединного хребта; ЮК - Южно-Камчатский.

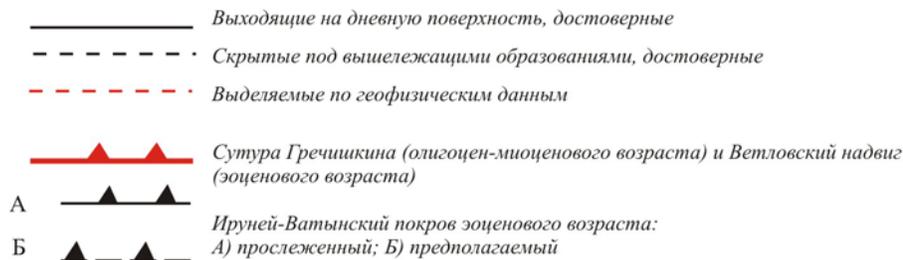
## Условные обозначения



### Островодужные комплексы



### Разрывные нарушения:



Вдоль восточного обрамления Срединного метаморфического массива и на его периклинальных замыканиях вскрыты метаморфические породы амфиболитовой фации (малкинская серия, включающая породы андриановской, хейванской и химкинской свит), надвинутые в западном направлении на гранулитовое основание массива. Протолитом амфиболитов малкинской серии являются вулканогенные породы островодужного происхождения (Рихтер, 1995).

На метаморфических породах малкинской серии с несогласием и разрывом залегают неметаморфизованные конгломераты и терригенные толщи (туфогенные

песчаники и алевролиты, с линзами и прослоями гравелитов, разнозернистых песчаников и алевролитов) *барабской свиты*, возраст начала формирования которой по результатам U/Pb (SHRIMP) датирования цирконов из туфа нижних определен как среднеэоценовый ( $50.5 \pm 1.2$  млн. лет) (Соловьев и др., 2004).

Вдоль западного обрамления Срединного массива, в его северной части, вскрыты фрагменты метавулканогенно-осадочных пород *квахонского комплекса* (ранне-позднеюрского-неокомового возраста). Эти образования слагают тектонический покров с чешуйчатым внутренним строением (Константиновская, 2003). Отложения квахонского комплекса перекрыты флишоидными терригенными толщами ранне-поздне меловой *киччикской серии* и поздне меловой *хозгонской свиты*, представленной флишоидными образованиями кварц-полевошпатового состава (Шапиро и др., 1986).

Автохтоном квахонского покрова в северной части Срединного массива являются метаморфические породы *колпаковской серии* и *шихтинской свиты*, а в основании покрова фрагментарно вскрываются образования серпентинитового меланжа и тектонические пластины, сложенные пикритами и базальтами *алисторской свиты* (Кузнецов, 1994; Ханчук, 1985). *Шихтинская свита* представлена гранат-биотитовыми, ставролитовыми сланцами, ставролит-силлиманитовыми и биотит-мусковитовыми плагиогнейсами и мигматитами (Ханчук, 1985; Рихтер, 1995). В составе *алисторской свиты*, некоторыми исследователями сопоставляемой с *андриановской свитой* (Бондаренко, 1997), преобладают амфиболовые сланцы по ультраосновным и основным эффузивам. Породы квахонского комплекса вероятно были сформированы в пределах Квахонской океанической островной дуги, аккретированной к метаморфическому основанию в конце раннего мела (Бондаренко, 1992, Кузнецов, 1994). С востока на Срединный массив надвинуты верхнемеловые-раннепалеоценовые островодужные образования *ирунейской* (сантон (?) – маастрихт) и *кирганикской* (верхний кампан (?) –

маастрихт) свит (*Соловьев и др., 2004; Константиновская, 2003*). Отложения *ирунейской свиты* представлены терригенно-кремнисто-вулканогенными отложениями, сформированными в условиях окраинно-морского бассейна и на склоне островной дуги. *Кирганикская свита* сложена грубообломочными туфогенными породами, эффузивами основного и среднего состава и образовалась в пределах островодужной системы (*Зинкевич и др., 1994*).

Возраст наиболее древних гнейсов, слагающих Срединный массив, определен методами трекового датирования цирконов как архейский (2,8-2,5 млрд. лет), раннепротерозойский (2,1 – 1,7 млрд. лет) и позднепротерозойский (~1 млрд. лет) (*Bindeman et al., 2002; Hourigan et al., 2001*), а возраст метаморфизма пород колпаковской серии оценивается в 140-120 и 77 млн. лет.

В Центральной Камчатке (Срединном хребте) покровно-складчатый фундамент сложен преимущественно дислоцированными кампан-палеоценовыми образованиями Ачайваям-Валагинской дуги (рис. 2.1, 2.2), представленными вулканическими, вулканогенно-осадочными и кремнистыми образованиями (*Хубуная, 1987; Константиновская и др., 1993; Зинкевич и др., 1990; Шапиро, 1995*). Комплексы дуги шарьированы в северо-западном направлении на окраину Азии вдоль Ирунейско-Ватынского надвига, структуры которого прослеживаются почти на 100 км вдоль Камчатки и Олюторского региона (*Шапиро, 1995*). Возраст тектонических движений вдоль надвига омолаживается с юга на север, что предполагает проградацию коллизии дуги с континентальной окраиной в северном направлении (*Константиновская, 2003*).

В пределах изучаемой территории комплексы Ачайваям-Валагинской дуги практически повсеместно перекрыты четвертичными вулканогенно-осадочными образованиями и обнажаются лишь в небольших фрагментах в южной части хребта, в районе Срединного метаморфического массива. Островодужные образования сантон-

маастрихтской *ирунейской* и кампан-маастрихтской *кирганикской* свит надвинуты с востока на Срединный массив. К северу от главного выхода метаморфического массива, в междуречье Ичи и Облуковины, комплексы дуги слагают Ирунейский покров, ограниченный во фронтальной зоне пологими надвигами. Южнее, вдоль простирания выступа Срединного массива, комплексы дуги и метаморфические образования разделены узким субвертикальный Андриановским швом (*Константиновская, 2003*).

Нижняя часть Ирунейского покрова сложена преимущественно туфогенными и кремнистыми породами *ирунейской свиты*, образованных на склоне и в основании дуги и в обстановке окраинного моря (*Константиновская, 1997*). Более восточные разрезы свиты (в бассейне р.Правая Андриановка) обогащены псаммитовыми, грубообломочными туфами с отдельными горизонтами базальтов (*Очерки тектонического развития..., 1987*). Образования ирунейской свиты в разной степени деформированы, нередко смяты в запрокинутые складки, нарушены многочисленными надвигами западной вергентности. В основании Ирунейского покрова выделяется пластина, сложенная терригенными флишоидными образованиями *хозгонской свиты*. В составе свиты преобладают ритмично-слоистые песчаники и аргиллиты с прослоями гравелитовых конгломератов, локально распространены также кремнистые породы и радиоляриты кампанского возраста и базальты типа MORB (*Константиновская, 2003; Федоров, 1986; Шапиро, 1986; Зинкевич, 1984*). Верхняя часть Ирунейского покрова сложена образованиями *кирганикской свиты*, представленной грубообломочными вулканогенными образованиями и массивными покровами лав. Эти образования смяты в крупные открытые и запрокинутые на запад складки, нарушены разломами. Общая мощность свиты превышает 2800 м (по «*Очерки тектонического развития...*», 1987). Деформированные островодужные комплексы Ирунейского покрова перекрыты с несогласием субгоризонтально залегающими олигоцен-

четвертичными вулканогенно-осадочными образованиями Центрально-Камчатского вулканического пояса (Срединного хребта Камчатки).

Таким образом, характер контакта между меловыми образованиями Ачайваям-Валагинской дуги и породами Срединного массива меняется вдоль его простираия: комплексы дуги слагают Ирунейский покров на севере, и отделены от метаморфических пород Андриановским швом на юге (*Константиновская, 2003*).

Центральная часть Срединного хребта, являющаяся предметом настоящего исследования, выделяется в границах от р.Ичи на юге до верховий р.Кахтаны и Хайлюли на севере. Наиболее широко здесь представлены мощные вулканогенные комплексы пород, которые соответствуют доалнейскому ( $Pg_3-N^{1-2}_1$ ), алнейскому ( $N^3_1-N_2$ ) и четвертичному вулканическим циклам (рис. 2.1, 2.2; *Огородов и др., 1972*). В указанных границах наиболее широко распространены четвертичные вулканогенные комплексы, которые занимают более 50 % всей площади. Вулканогенные комплексы доалнейского и алнейского вулканических циклов вместе занимают несколько менее половины общей площади зоны и формируют систему поднятий Камчатско-Корякского антиклинория. Разрез Центрально-Камчатского вулканического пояса начинается с олигоцен-миоценовых островодужных вулканических пород, которые приурочены к осевой зоне Срединного хребта (*Шанцер, Шапиро, 1993*). Плиоцен-четвертичный вулканический пояс Срединного хребта наследует положение миоценовой вулканической зоны, но сложен почти исключительно континентальными вулканическими породами, заполняющими и переполняющими грабены северо-восточного простираия, возникшие в сводовой части поднятия Срединного хребта (*Шанцер, Шапиро, 1993*). Состав эффузивов Срединного хребта изучен весьма неравномерно: для большей части вулканических центров хребта опубликованы только общие химические анализы, хотя в последние годы появились подробные исследования с использованием современных методов получения данных

(Churikova et al., 2001; Volynets, 1994; Перепелов, 2004, 2005; Федоров, Шапиро, 1998; и др.). Тем не менее, единственной на сегодняшний день работой по региональному, крупномасштабному изучению вулканизма Срединного хребта является монография (Огородов и др., 1972). На основании современного облика рельефа и морфоструктуры Центральной вулканической зоны СХ, относительного влияния на рельефообразование вулканизма и тектоники, в различной мере проявившихся в восточной, центральной и западной части хребта, (Огородов и др., 1972) выделяют здесь две структурно-геоморфологические зоны: зону преимущественно третичного вулканизма и зону четвертичного вулканизма (рис. 2.3).

Зона третичного вулканизма, соответствующая восточной части Срединного хребта (хребет Быстринский, Козыревский, Крюки, Столовая тундра), сложена преимущественно вулканогенными породами неогенового возраста, которые образуют систему пологих антиклинальных складок. На востоке зона граничит с Центрально-Камчатской депрессией, на западе она перекрывается четвертичными эффузивами. От зоны четвертичного вулканизма она местами отделена четко выраженной системой сбросов северо-восточного или субмеридионального направления. Существенную роль в формировании рельефа этой зоны играла интенсивная вулканическая деятельность алнейского цикла и тектонические движения плиоценового времени. В зоне третичного вулканизма выделяются Козыревско-Быстринская, Двухюрточная и Паланская геоморфологические подзоны (последняя располагается за пределами изучаемой территории и потому здесь не рассматривается).

Козыревско-Быстринская подзона (от р. Большая Кимитина на юге до р. Половинная на севере) состоит из трех небольших хребтов – Козыревского, Быстринского, Крюки. В структурном отношении подзона представляет собой систему горст-антиклинальных поднятий, западное крыло которой четко ограничивается

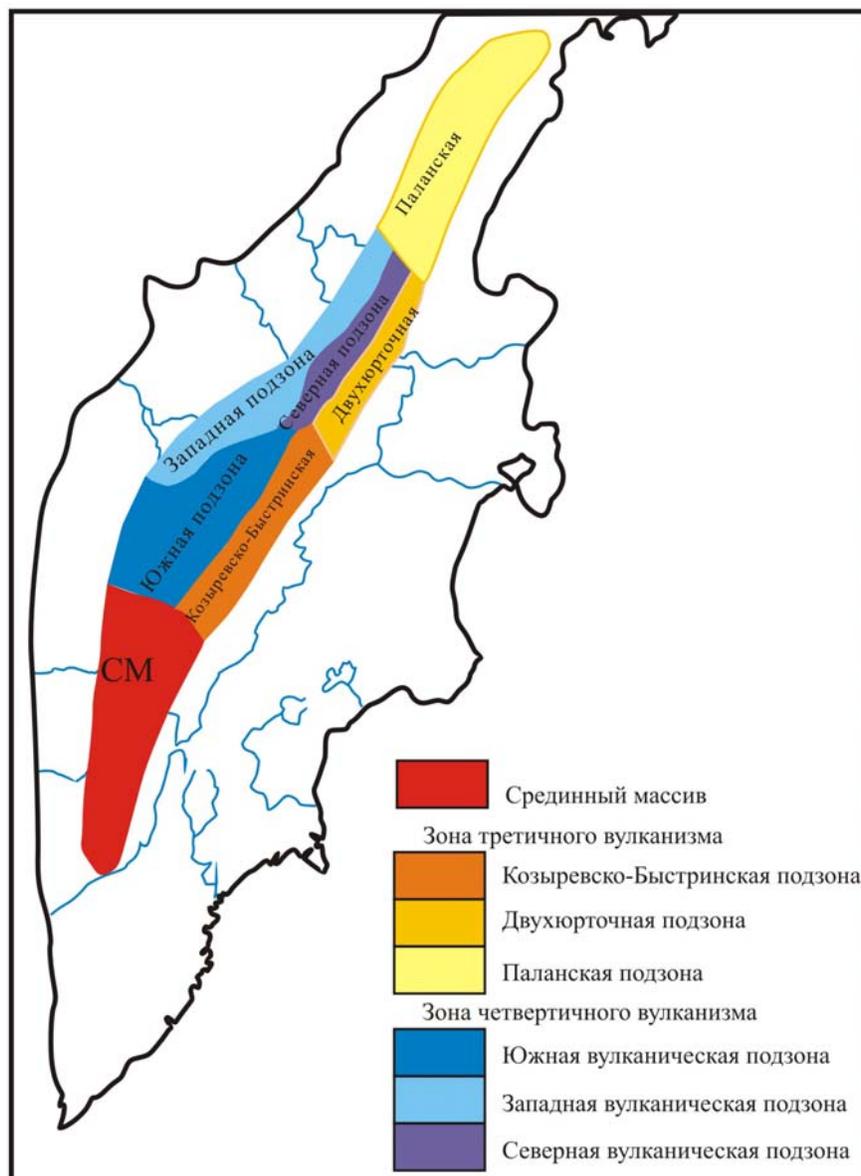


Рис. 2.3. Схема геоморфологического районирования Срединного хребта, по (Огородов и др., 1972).

разломами регионального типа (по долинам р.Анавгай и Быстрая Козыревская).

Характерной особенностью геологического строения территории является господство неогеновых отложений, среди которых преобладают породы алнейского вулканического цикла. Только вдоль восточной части подзоны полосой шириной около 10-20 км обнажаются вулканогенные комплексы доалнейского (олигоцен-ранний-средний миоцен) вулканического цикла. На основании основных черт рельефа на обширной территории не только в Козыревско-Быстринской подзоне, но и за ее пределами, (Огородов и др., 1972)

считают, что в доалнейское (послесреднемиоценовое) время развивалась древняя денудационная поверхность выравнивания регионального типа. Отложения *алнейской серии* распространены большей части территории Козыревско-Быстринской подзоны. В плиоцене в этом районе вулканизм был проявлен наиболее интенсивно, в результате чего здесь фиксируются максимальные мощности отложений алнейской серии – до 1200 м. Верхняя часть разреза подзоны сложена отдельными крупными, сильно разрушенными щитообразными вулканами ранне-среднечетвертичного возраста, несколькими небольшими щитовыми вулканами и многочисленными шлаковыми и лавовыми конусами. Масштабы четвертичного вулканизма в пределах этой подзоны сравнительно небольшие, с преобладанием развития в позднем плейстоцене моногенного вулканизма.

Двухюрточная подзона расположена в пределах относительно пониженного участка Камчатско-Корякской системы поднятий и занимает восточную часть хребта – от р. Половинной до р.Хайлюли. Средние высоты хребта уменьшаются до 1000-1200 м. Мощные комплексы ритмично-слоистых вулканогенно-осадочных пород (вулканомиктовые песчаники, гравелиты, туфоконгломераты) плиоценового возраста слагают нижнюю часть разреза. Кровля слабо дислоцированных осадочных пород обнаруживается повсеместно в интервале высот 500-800 м и характеризуется слабой расчлененностью. Средняя часть разреза сложена отложениями *алнейской серии*. В верхней части отмечаются ступенчатые лавовые платообразные останцы раннеплейстоценового (?) возраста, которые трудно увязать с отдельными вулканическими центрами, а также молодые (четвертичные) вулканические образования. Ровные лавовые поверхности возникли преимущественно в результате ритмичного напластования большого количества лавовых потоков различной протяженности и объема. Возраст плато, по данным (*Огородов и др., 1972*), позднеплиоценовый и раннеплейстоценовый.

Зона четвертичного вулканизма выделяется в пределах от р.Ичи на юге до верховий рек Кахтаны и Хайлюли на севере и занимает современную водораздельную часть Срединного хребта и его западные склоны. Общая протяженность зоны четвертичного вулканизма 450 км, а ее ширина колеблется от 30 – 40 до 80 – 100 км. Здесь выделено свыше 120 вулканов полигенного типа с диаметром основания от 2 – 3 до 45 км и около 1000 мелких моногенных вулканических образований – шлаковых и лавовых конусов. На основании различий в особенностях вулканической деятельности, рельефа, тектонического строения, зона четвертичного вулканизма разделяется на три подзоны: южную, северную и западную.

Южная вулканическая подзона (от р.Ичи до верховий р.Тигиль) характеризуется большим разнообразием типов вулканической деятельности. Вулканы расположены широкой полосой, смещенной к западу от отношения к водоразделу. В подзоне выделены Ичинский, Уксичанский, Анаунский вулканические районы. Сильно дислоцированные отложения доалнейского вулканического цикла выходят на поверхность только в Ичинском районе, в верховьях рек Левая и Правая Самки, в основном же они, равно как и эффузивно-пирокластические отложения *алнейской серии*, оказываются перекрыты вышележащими толщами базальтовых излияний четвертичного времени. Наивысшие отметки кровли фундамента составляют в среднем 1300 м, постепенно понижаясь на северо-западе до 400 м (*Огородов и др.*, 1972).

Вулканический массив Алней-Чашаконджа, выделенный (*Огородов и др.*, 1972) в Алнейский вулканический район, располагается на границе южной и северной подзон, является сложным составным вулканическим сооружением и не имеет аналогов в Срединном хребте. Фундаментом четвертичных вулканических образований здесь служит крупный плиоценовый щитовой вулкан (*Огородов и др.*, 1972). В урезах рек в южной части массива вскрываются толщи плиоценового *ксерукского* андезибазальт-трахиандезит-

андезитового ряда (рис. 2.1; Геологическая карта..., 2005). В восточной, северной и западной части сооружения наиболее древние обнажающиеся породы представлены ранне-среднеплейстоценовыми покровами базальт-андезибазальтового-андезитового состава.

Северная вулканическая подзона занимает водораздельную часть хребта от верховий р.Тигиль до р.Кахтаны. Ширина ее 40-50 км, общая длина около 200 км. Для этой подзоны характерно наиболее масштабное развитие новейшего базальтового вулканизма. Здесь выделяются три вулканических района: Калгаучский, Седанкинский и Северный. Калгаучский район включает территорию от в.Алней до в.Кэбеней и представляет собой невысокое существенно лавовое Калгаучское нагорье, сформированное в результате излияний десяти полигенных базальтовых вулканов и моногенных конусов. Абсолютные отметки кровли пород фундамента вулканов составляют 900 м, полого понижаясь в западном направлении. Восточный склон осложнен крупным взбросом с амплитудой 600 м, прослеживающимся до окончания вулканической зоны на севере.

Седанкинский вулканический район (от верховий р.Рассошиной до р.Халгинчеваям) характеризуется преимущественным развитием щитовых вулканов исландского типа и моногенных конусов в основном позднеплейстоценового и голоценового возраста. Северный вулканический район, от верховий р.Халгинчеваям до р.Кахтаны и Хайлюли является наиболее крупным как по площади, так и по объему изверженного материала. Вулканы здесь приурочены к грабенообразной депрессии. В результате последовательного прислонения и наложения одних построек на другие здесь сформировался мощный аккумулятивный вулканический хребет щитовых и конусовидных стратовулканов позднечетвертичного возраста. В южной части района фундамент резко погружается. Далее к северу фундамент снова поднимается, его абсолютные отметки достигают 1300-1500 м (Огородов и др., 1972).

Западная вулканическая подзона находится в пределах наиболее стабильного в тектоническом отношении района в западных предгорьях Срединного хребта; структурно подзона приурочена к Западно-Камчатскому краевому прогибу. Здесь сосредоточены почти все наиболее крупные щитообразные постройки (вулк. Большой, Кекукнайский, Большая и Малая Кетепана, Тигильский, Большой и Малый Чекчебонай и др.), перекрывающие осадочные отложения плиоценового возраста.

Четвертичный вулканизм в пределах Срединного хребта Камчатки проявился исключительно интенсивно. Геологический эффект его вполне соизмерим с таковым Восточного Вулканического фронта. Голоценовая вулканическая активность в СХ была зафиксирована для нескольких стратовулканов: Хангар (*Базанова, Певзнер, 2001*), Ичинский (*Певзнер, 2004а*), Алней, Горного Института и Спокойный (*Певзнер, 2006*). Вулканы Хангар, Ичинский, Алней и Горного Института по классификации (*Мелекесцев и др., 2001*) являются действующими и потенциально опасными, а вулкан Спокойный считается потухшим, проявлявшим активность в голоцене. Последние извержения в Срединном хребте имели место всего несколько сотен лет назад. В четвертичном вулканическом цикле выделяются два этапа, которые смещены как по времени, так и, частично, в пространстве, резко различаются по характеру и продолжительности вулканической деятельности и вещественному составу пород (*Огородов и др., 1972*). Первый этап (ранне-среднечетвертичные эффузивы) представлен крупными щитообразными дифференцированными вулканами или их реликтами (платоэффузивами). Комплекс лав первого этапа состоит из пород довольно разнообразного состава, от базальтов до риолитов, но доминирующее положение занимают породы основного состава. Второй этап (позднечетвертичные и голоценовые эффузивы) представлен преимущественно щитовыми вулканами исландского типа и многочисленными мелкими моногенными вулканическими образованиями. Изверженные породы представлены

базальтами и андезито-базальтами. Вулканизм, вероятно, локализуется в отрицательных структурах (грабенах).

*Разрывные нарушения.* Границы структурно-фациальных зон, поднятий и прогибов Камчатки, как правило, контролируются крупными разломами, часть которых имеет глубокое заложение (*Шанцер, Шапиро, 1993*). Между ними развита густая сеть более мелких разрывов, не влияющих на конфигурацию основных блоков. Ведущую роль в строении Камчатки играют продольные северо-восточные разломы, определяющие как границы и внутреннюю структуру формационных зон, так и простирающие основные морфоструктур. В Срединном хребте наиболее очевидным проявлением новейшей активности северо-восточных разломов являются вертикальные смещения плиоценовых и четвертичных вулканических пород, достигающие первых сотен метров (*Шанцер, Шапиро, 1993*). Одним из подтверждений существования вдоль Срединного хребта глубинного разлома северо-восточного направления является закономерное оперение этого разлома более мелкими разрывами, сопровождающимися гидротермально-измененными породами. Эти оперяющие разломы с измененными породами развиты преимущественно в двух направлениях: СВ 10-20° и СЗ 330° (*Геология СССР..., 1964*).. Разломы того и другого направлений в свою очередь сопровождаются системами трещин, располагающимися примерно под углом 45° к их простираению. Так, северо-восточным разломам свойственны направления трещин СВ 60° и СЗ 330-340°, северо-западным – СВ 10-15° и СЗ 270°. По мере приближения к Срединному Камчатскому метаморфическому массиву направление глубинного разлома изменяется на меридиональное, соответственно меняется и ориентировка оперяющих трещин (*Геология СССР..., 1964*). Косвенным подтверждением существования активных разломов является также ориентированное «цепочечное» расположение моногенных конусов и экструзий, повсеместно наблюдаемое в Срединном хребте, с преобладающим северо-восточным простираем цепочек. На

Северной Камчатке северо-западные разломы по протяженности, густоте и амплитуде смещения наибольших величин достигают в полосе от Камчатского мыса и Озерного полуострова на юго-востоке до верховьев Воямполки и Паланы на северо-западе. Юго-западная часть этой системы разломов находится на продолжении активных правых сдвигов, выявленных севернее Командорских островов (*Baranov et al.*, 1991), но достоверных свидетельств их активности на Камчатке не установлено (*Шанцер, Шапиро*, 1993). В строении вулканического пояса Срединного хребта не наблюдается сколько-нибудь заметных изменений, приуроченных к линии, продолжающей Берингийскую зону трансформных разломов (*Федоров, Шапиро*, 1998; *Геологическая карта...*, 2005). Поперечные разломы северо-западного простирания фиксируются как к югу, так и к северу от этой линии, но не зафиксированы непосредственно вдоль нее. На протяжении всего пояса Срединного хребта господствует блоковая тектоника с относительно малоамплитудными смещениями по субвертикальным разломам, часть из которых имеет вулканотектоническую природу (*Очерки тектонического развития...*, 1987).

### Глава 3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ, МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ.

Для решения поставленных задач была собрана представительная коллекция образцов пород стратовулканов, моногенных конусов и лавовых потоков и плато по профилю с юга (от вулкана Ичинский) на север (до вулкана Теклетунуп) Срединного хребта Камчатки (карта опробования показана на рис. В1). Ниже приводится описание объектов опробования.

**Вулкан Ичинский** (рис. 3.1, 3.2) – крупнейшее вулканическое сооружение Срединного хребта Камчатки – образует обособленный горный массив в 30-40 км к западу от оси хребта в истоках рек Ича, Морошечная, Рассошина, Галдавить. Структурно вулкан приурочен к южному окончанию позднекайнозойского вулканического пояса Срединного хребта и располагается в пределах Паялпанской вулкано-тектонической кольцевой структуры (*Волынец и др.*, 1991). В районе Ичинского вулкана меловой фундамент погружен до глубин 2-4 км и со стратиграфическим и угловым несогласием перекрыт образованиями неогенового вулканического комплекса. Комплекс сложен преимущественно вулканическими породами (лавами, пирокластикой) и имеет трехчленное строение, причем наибольшим развитием здесь пользуются породы его верхней части, так называемая алнейская серия миоцен-плиоценового возраста (15-2,3 млн. лет по датировкам К-Аг методом (*Волынец и др.*, 1991)). Непосредственным цоколем Ичинского вулкана служит крупный раннеплейстоценовый щитовой вулкан Древне-Ичинский, руины которого сохранились лишь к северу и северо-востоку от постройки Ичинского вулкана. Лавы Древне-Ичинского вулкана имеют базальт-андезито-базальтовый, реже андезитовый состав. Развитие его завершилось образованием крупной кальдеры (*Волынец и др.*, 1991).

Ичинский вулкан – сложное вулканическое сооружение, которое условно можно отнести к типу Сомма-Везувий. Диаметр его основания 22-25 км, площадь 350 км<sup>2</sup>. Двухглавая покрытая ледником вершина имеет абсолютные отметки 3607 и 3575 м, возвышаясь на 2500-2700 м над подножием. Объем видимой части постройки около 400 км<sup>2</sup> (*Волынец и др.*, 1991). Первичные вулканические формы сохранились почти повсеместно. Наиболее характерными среди них являются лавовые потоки мощностью от первых метров до 150-200 м, имеющие состав от базальтов до риолитов. Их длина превышает 10-15 км. Лавовые потоки изливались главным образом из многочисленных эруптивных центров на склонах соммы вулкана, и лишь небольшая их часть связана с

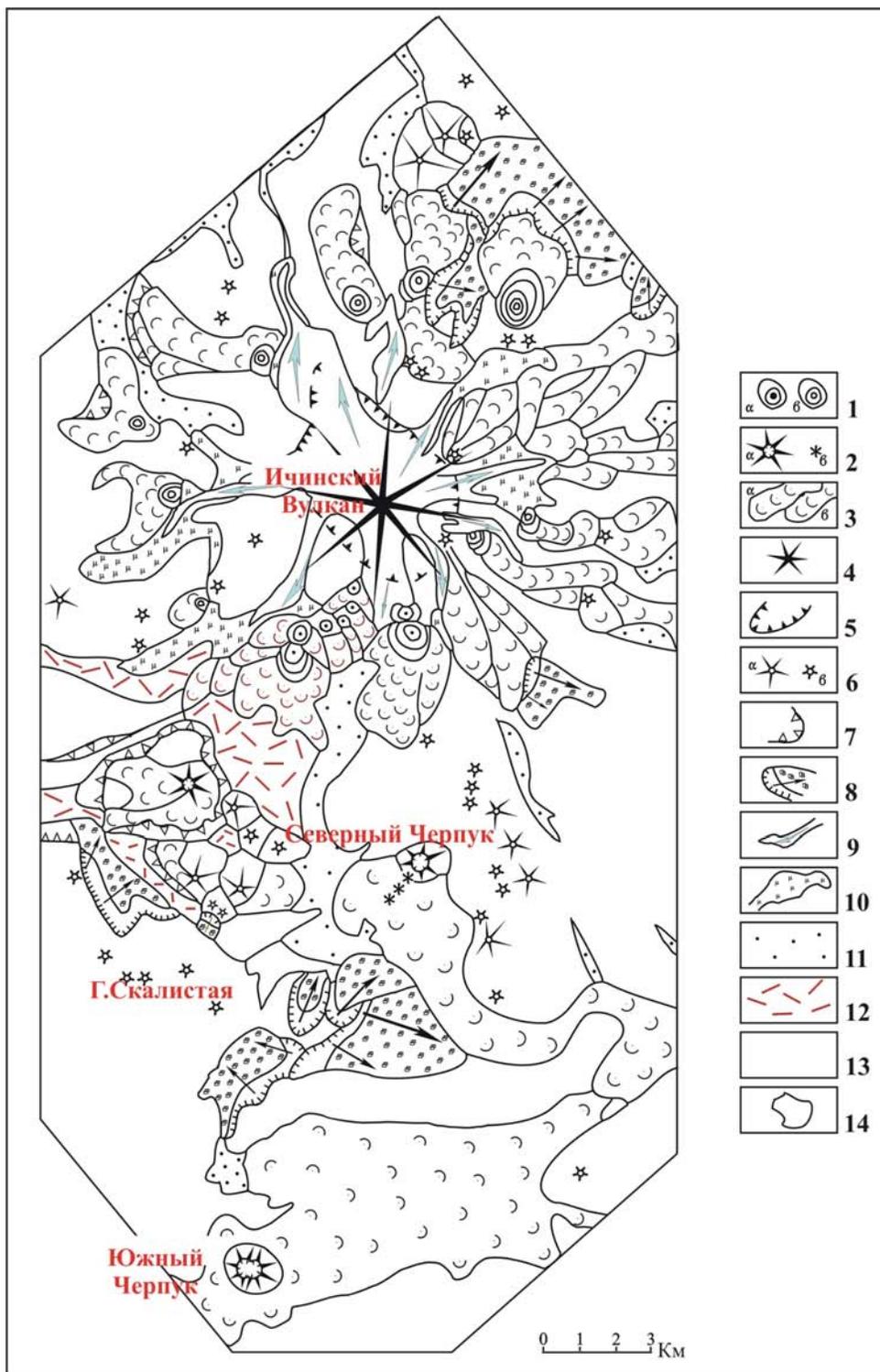


Рис. 3.1. Карта Ичинского вулкана и зоны моногенного вулканизма, составленная Мелекесцевым И.В. (Вольнец и др., 1991) с изменениями и дополнениями Певзнер М.М. (Бабанский, Певзнер, 2003).

Условные обозначения:

1-эффузивные купола: а-голоценовые, б-позднеплейстоценовые; 2- а-шлаковые конусы с вершинными кратерами, б-бокки; 3-лавовые потоки: а- голоценовые, б-позднеплейстоценовые с хорошо выраженной морфологией; 4-посткальдерная вершинная постройка  $Q_3^4-Q_4$ ; 5-уступ кальдеры  $Q_3^4$ ; 6- а-среднеразрушенные экструзивные купола и шлаковые конусы  $Q_2-Q_3$ , б-прочие эруптивные центры  $Q_2-Q_3$ ; 7-бровки эрозионных уступов; 8- сеймотектонические и вулкано-сеймотектонические обвалы; 9-современные ледники; 10-голоценовые морены; 11-вулканогенно-пролювиальные аккумулятивные равнины; 12-отложения block-and-ash flow; 13-сильно эродированные нерасчлененные породы  $N_2-Q_3$ ; 14- (вулканогенно) подпрудные озера.



Рис. 3.2. Ичинский вулкан, вид с запада. Справа голоценовый моногенный конус Северный Черпук. Фото Г.Н.Новикова.

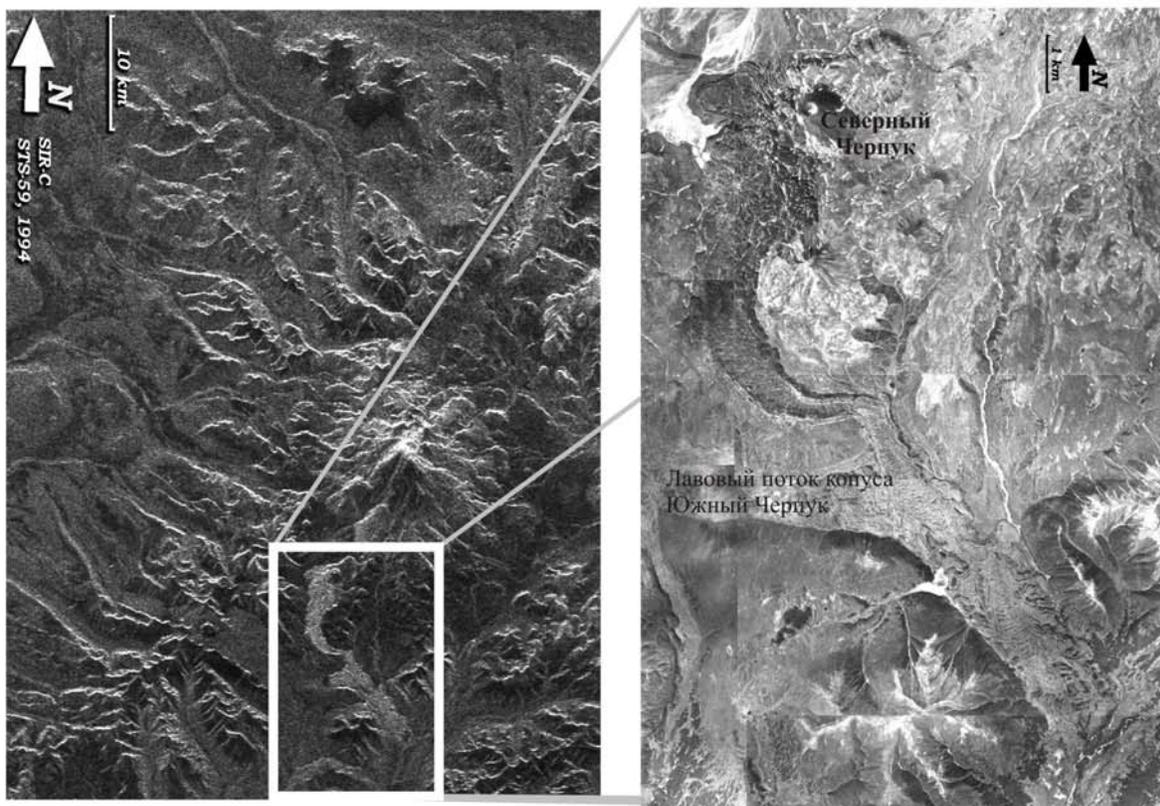


Рис. 3.3. Космические радарные снимки района Ичинского вулкана (слева) и голоценовых моногенных центров Южный и Северный Черпук на юго-западном подножии вулкана. Миссия STS-59, 1994.

вершинными извержениями. Очень широко представлены также вулканические постройки типа «тюдья», возникшие при подледных извержениях.

У подножия кальдерного уступа в северном секторе вулкана имеются две группы фумарол (*Маренина, 1962; Яцковский, 1958*); в настоящее время они не активны.

Несколько ниже кромки кальдеры на высотах от 1800 до 3000 м вершина Ичинского вулкана опоясана прерывистой цепочкой из 12 хорошо сохранившихся позднеплейстоценовых и голоценовых андезито-дацитовых и дацитовых экструзий и лавовых потоков. На подножии Ичинского вулкана расположены многочисленные шлаковые конусы с лавовыми потоками базальт-андезитового состава, образующие цепочку северо-восточного простирания. Местами потоки отдельных центров сливаются, образуя лавовые плато. Одни из наиболее крупных моногенных центров района – Южный и Северный Черпук – расположены в ЮЗ секторе массива (рис. 3.1, 3.3-3.5).

Реконструкция и анализ голоценовой эруптивной истории Ичинского вулкана позволяют отнести его к разряду действующих и потенциально опасных (*Певзнер, 2004*). Максимальный всплеск эруптивной активности всего Ичинского вулканического массива в голоцене фиксируется около 6500  $^{14}\text{C}$  л.н. (*Певзнер и др., 2002*), когда последовательно извергались моногенные центры Южный Черпук, Северный Черпук и сам Ичинский вулкан. Ввиду прекрасной сохранности, типичного для Срединного хребта облика и детальной изученности этих моногенных образований представляется целесообразным привести подробное описание их морфологии (по *Певзнер и др., 1997*). Хотя в подавляющем большинстве размеры шлаковых конусов и сопряженных с ними лавовых потоков в Срединном хребте обычно существенно меньше, их форма и характер поверхности потоков в целом весьма схожи с таковыми Южного и Северного Черпука. Таким образом, нижеследующее описание можно считать типовым для голоценовых моногенных вулканических центров.

Крупный шлаковый конус Южный Черпук (рис. 3.4) ( $55^{\circ}33'$  с.ш.,  $157^{\circ}28'$  в.д., абсолютная высота 1868 м) с обширным, связанным с ним лавовым покровом, расположен в 21 км к юго-западу от главной вершины Ичинского вулкана. Главными элементами вулканической постройки Южного Черпука являются крупный сложно построенный шлаковый конус и обширный трехлопастной лавовый покров. На вершине постройки находится овальный в плане кратер, срезающий оба конуса, его размер 0,2 x 0,3 км, глубина 70-80 м. Дно кратера - пологая чаша диаметром около 100 м. Крутизна склонов конуса  $30-35^{\circ}$ . Судя по разнице отметок кровли пород фундамента и верхней кромки его



Рис. 3.4. Шлаковый конус Южный Черпук (6500  $^{14}\text{C}$  лет назад). Фото О.В.Дирксена.



Рис. 3.5. Шлаковый конус и лавовый поток Северный Черпук (6500  $^{14}\text{C}$  лет назад). Вид с запада. Фото А.С. Красильникова.

кратера истинная высота конуса достигает, вероятно, 340-350 м. Выраженная в рельефе часть лавового покрова имеет площадь 56 км<sup>2</sup>. Длина наиболее протяженной южной лопасти потока 22 км. Наибольшая ширина покрова 5 км. Северо-западная лопасть, имеющая длину 15 км, приурочена к долине р. Черпук, ее конец находится там на абсолютной высоте 640 м, южная лопасть - в долине р. Левая Самки - на 490 м.

Поверхность лавового покрова имеет свежий облик, так как хорошо сохранились практически все элементы ее мега- и даже микрорельефа. Вблизи окончания поверхность потока близка к слабоволнистой, на ней хорошо выражены неглубокие (до 1-2 м) провалы. Практически вся лава покрыта сильнопористой окисленной коркой бурого цвета. Поры крупные, эллипсоидные, до 3-4 см в длину. В средней части поверхность потока мелкоглыбовая, ступенчато-волнистая, с крупными провалами до 5-10 м глубиной. Хорошо выражены продольные трещины шириной 0,5-1,0 м, длиной до 3-5 метров и глубиной до 2 м. К бортовым валам крупность глыб увеличивается, появляются обелиски, часто встречаются трещины разрыва с каменными россыпями, как бы оперяющие поток, образуя фестончатый край. Поверхность потока покрыта довольно мощной пористой коркой. В стенках трещин вскрываются неокисленные лавы без пор: темно-темно-серого, серо-черного цвета, с зернами оливина, плотные, в некоторых случаях была отмечена флюидальность лав (полосы по 2-3 см мощностью). Вблизи конуса поверхность потока глыбовая, с мощными продольными трещинами, внутри которых вскрывается монолитная стекловатая практически черная очень плотная лава. Поток здесь слабо задернован, начиная с высоты 900-1000 м остаются только мозаичные пятна мхов и лишайников. Среди лав покрова преобладают лавы типа аа, меньше переходных от аа к глыбовым, а также глыбовых лав. Небольшие (5-10 м) относительные превышения рельефа на поверхности потока свидетельствуют о сравнительно низкой вязкости излившихся лав. На это же указывает и отсутствие четких бортовых и фронтальных валов у лавовых потоков. Самыми жидкими были, вероятно, первые порции лав, поскольку самые старые лавовые потоки имеют максимальную длину, наименьшую мощность и незначительные перепады высот, выраженных в рельефе потока. Последующие порции лав оканчиваются на все более высоких отметках, длина потоков сокращается, на них начинают появляться фронтальный и боковые валы. Суммарный объем материала, изверженного при формировании Южного Черпука, оценивается в 2,5-2,65 км<sup>3</sup>, а его суммарный вес около 5,3 x 10<sup>9</sup> т. Для сравнения: объем и вес изверженных пород БТТИ равны, соответственно, 2,18 км<sup>3</sup> и 3,81 x 10<sup>9</sup> т. (Певзнер и др., 1997).

Шлаковый конус Северный Черпук ( $55^{\circ}36'$  с.ш.,  $157^{\circ}38'$  в.д., абсолютная высота 1679 м) расположен в 10 км к юго-юго-западу от главной вершины Ичинского вулкана (рис. 3.5). Фундаментом конуса служит один из мощных лавовых потоков последнего. Абсолютная отметка подошвы основания конуса  $\sim 1450$  м, таким образом, высота конуса близка к 230-250 м. Основание конуса имеет овальную форму и вытянуто с северо-запада на юго-восток. Его размер 1,7 x 0,8 км. На вершине конуса имеется округлый кратер около 0,2 км в диаметре и 70 м глубиной, дно которого рассечено радиальными трещинами шириной в несколько метров.

Конус Северный Черпук сложен различным по размерности (от крупных пористых бомб до лапилли и песка с алевропелитом) пирокластическим материалом. Примерно в 0,7 км к юго-западу от вершины шлакового конуса расположен лавовый купол - бокка - служивший главным центром излияния лавового потока Северного Черпука. Отметка вершины купола около 1500 м, подошвы - предположительно 1250-1300 м. Излившийся отсюда лавовый поток имел большую мощность: у края купола видимая максимальная мощность - 230 м, средняя 100-110 м, через 2 км - 65 и 40 м, через 4 км - 50 и 30 м, у конца - 90-100 и 60 м. Длина потока 18 км, ширина колеблется от 0,5 до 2,5 км, площадь лавового поля составляет  $31 \text{ км}^2$ . Поток спустился по долине р. Кетачан до отметки 640 м, подпрудив несколько правых притоков этой реки. В результате чего были образованы озера Кетачан, Арбунат и Ангре. Средняя часть потока перекрыла край восточной лопасти лавового покрова Южного Черпука.

Поверхность лавового потока Северного Черпука типичная глыбовая и крупно-глыбовая с относительными превышениями до 20-30 м, с прекрасно выраженными относительно прямолинейными бортовыми и серповидными поперечными валами. В пределах лавового поля выделяется большое количество отдельных порций лавы, поэтому края и фронтальная часть лавового потока имеют в плане сложные фестончатые очертания. Глыбы на поверхности шатаются и не задернованы, как на молодых (современных) лавовых потоках. Суммарный объем лавы и пирокластики Северного Черпука оценен в  $\sim 2 \text{ км}^3$ , а их суммарный вес - порядка  $4,5 \times 10^9$  т., что превышает таковые показатели для суммы отложений Северного и Южного прорывов БТТИ (*Певзнер и др.*, 1997).

Среди плейстоценовых моногенных центров Ичинского массива особое внимание было уделено изучению пород г.Скалистой, расположенной в  $\sim 15$  км к З-ЮЗ от вершины вулкана. Конус г.Скалистая ( $55^{\circ}37'$  с.ш.  $159^{\circ}30'$  в.д.,  $h=1709,9$  м) имеет ассиметричную

форму, вытянут в северо-запад – юго-восточном направлении. Кратер выражен слабо. Склоны конуса усыпаны шлаком и бомбами кирпично-красного цвета. В привершинной части обнажается лавовый поток. Лавы темно-серого цвета, плотные, прочные, с характерной плитчатой отдельностью. Языки лавовых потоков, расходящихся из-под подошвы и со склонов конуса, сливаются и образуют своеобразный «плащ»: платообразную поверхность, полого спускающуюся на северо-запад и круто обрывающуюся на юге и юго-востоке.

Вулкан **Ахтанг** и сопряженная с ним зона моногенного вулканизма располагаются на восточном склоне Срединного хребта, ~ в 60 км на юго-востоке от Ичинского вулкана. Образцы пород этих вулканических образований, а также моногенных конусов в районе поселка **Эссо** (центральная часть СХ, около 50 км на СВ от Ичинского вулкана) были детально изучены в работе (*Churikova et al.*, 2001) и использовались нами для регионального сравнения.

Вулканический массив **Алней-Чашаконджа** (рис. 3.6, 3.7) располагается в северной части СХ, расположен на водоразделе рек Киревны, Белой и Калгауча, в 100 км к западу от вулкана Шивелуч, и состоит из двух крупных стратовулканов андезитового состава, фундаментом которым служит большой плиоценовый щитовой вулкан (*Огородов и др.*, 1972). Оба вулкана (Алней 56°41' с.ш. 159°38' в.д., h 2598 м, и Чашаконджа 56°36' с.ш. 159°39' в.д., h 2526 м) венчаются андезитовыми экструзиями и окружены моногенными шлаковыми конусами и лавовыми потоками. Для вулкана Алней зафиксирована эксплозивная активность на протяжении всего голоцена: установлено более 30 горизонтов принадлежащей ему пироклаستيки. Последнее сильное извержение произошло около 350 <sup>14</sup>C л.н. (*Певзнер*, 2006). На основании этого в Алней считается действующим.

В плане массив ориентирован в меридиональном направлении. Его площадь – 660 км<sup>2</sup>. Объем изверженного материала ~ 400 км<sup>3</sup> (*Огородов и др.*, 1972). Для вершинной части массива характерно развитие высокогорного расчлененного рельефа альпийского облика с отдельными остроконечными вершинами и гребнями, громадными цирками и карами, нередко отвесными скальными стенками. В вершинной части массива лежит мощный современный ледник. Был опробован лавовый поток Алнея на высоте 2100 м, формирующий северный отрог вулкана.

На восточном подножии массива Алней-Чашаконджа были изучены два голоценовых лавовых потока: Киреунский и реки Лево́й Белой. Они образовались около



Рис. 3.6. Массив Алней-Чашаконджа: вид с востока (высота 2230 из массива Алней). Фото .А.С.Кириленко.



Рис. 3.7. Вулкан Алней, вид с запада. Фото .А.С.Кириленко.



Рис. 3.8. Лавовый поток реки Левая Белая 2600  $^{14}\text{C}$  лет назад. Фото А.С.Кириленко.



Рис. 3.9. Лавовый поток Киреунский 2600  $^{14}\text{C}$  лет назад. Фронтальная часть. Фото А.С.Кириленко.

2600  $^{14}\text{C}$  л.н. последовательно: сперва поток на реке Лево́й Бело́й (исток  $56^{\circ}38'$  с.ш.,  $159^{\circ}43'$  в.д., 1366 м; рис. 3.8), а затем Киреунский ( $56^{\circ}41'$  с.ш.,  $159^{\circ}44'$  в.д., 1400 м; рис. 3.9) (Певзнер, 2003, 2004). Для потоков характерна свежая, невыровненная, глыбовая поверхность. Исток потока р.Лево́й Бело́й расположен в 5 км к востоку-северо-востоку от вершины г.Чашаконджа на крутом правом борту долины реки. Длина потока 3,5 км, ширина 450 м, с учетом эродированных фрагментов – до 550 м. Диаметр основания конуса  $\sim 500$  м, относительная высота  $\sim 200$  м. Площадь потока  $\sim 1,6$  км<sup>2</sup>. Суммарный объем изверженного материала 0,2 – 0,25 км<sup>3</sup>. Конус Киреунский расположен на водоразделе рек Киревны и Правой Киревны в 5,5 км к востоку от вершины г.Алней. Длина потока 9 км, ширина до 1 км. Диаметр основания конуса  $\sim 400$  м, высота – 100 м. Площадь лавового потока  $\sim 3,6$  км<sup>2</sup>, средняя мощность  $\sim 50$  м. Суммарный объем изверженного материала  $\sim 0,2$  км<sup>3</sup> (Певзнер, 2003).

В данном районе были опробованы и несколько позднеплейстоценовых моногенных конусов и их лавовых потоков, расположенных на склонах вулканического массива, а также более древний лавовый поток, предположительно являющийся частью щита-основания молодых построек. Для позднеплейстоценовых потоков характерна сглаженная поверхность с бараньими лбами и ледниковыми бороздами. Конуса располагаются цепочками северо-западного простирания. Склоны конусов имеют крутизну  $15-30^{\circ}$ , усыпаны шлаком и бомбами, иногда черными, чаще окисленными, кирпично-красного цвета.

Хребет **Крюки** расположен к югу от г.Чашаконджа и является северным окончанием Козыревско-Быстринской горст-антиклинальной зоны. Дочетвертичный фундамент здесь местами поднят до высоты 1200-1300 м, а четвертичные эффузивы представлены небольшими вулканами и единичными шлаковыми конусами. Отобран образец лавового потока покровного типа на восточном склоне хребта ( $56^{\circ}25'$  с.ш.,  $159^{\circ}49'$  в.д., 1200 м), предположительно плейстоценового возраста.

Плато **Двухюрточное** (рис. 3.10) располагается к северо-востоку от массива Алней-Чашаконджа и названо так по расположенному рядом оз.Двухюрточному; на некоторых картах этот массив именуется горы Большие Байдары. Плато слагает столообразную поверхность, пологонаклоненную на северо-восток. Опробовано два лавовых потока, слагающих плато ( $56^{\circ}48'$  с.ш.,  $159^{\circ}56'$  в.д., выс. 987 м и  $56^{\circ}46'$  с.ш.,  $160^{\circ}14'$  в.д., выс. 840 м).



Рис. 3.10. Фрагмент плато Двухюрточного (г.Большие Байдары). Фото А.О.Волынец.



Рис. 3.11. Лавовые потоки Гольцовых озер (Кекукнайский район моногенного вулканизма). Фото А.С. Кириленко.

Вулканический массив **г.Большой – вулкана Кекукнайского** ( $56^{\circ} 27' \text{с.ш.}$ ,  $157^{\circ} 48' \text{в.д.}$ ) расположен в западных предгорьях Срединного хребта, в междуречье рек Быстрой Хариузовской и Тихой, в 200 км от вулкана Шивелуч. В крупной троговой долине, секущей постройку вулкана, расположены несколько лавовых потоков и шлаковых конусов хорошей сохранности (рис. 3.11). По тефрохронологическим данным и с учетом следов ледниковой обработки лавовые потоки Гольцовых озер были образованы в позднем ледниковье (Певзнер, 2004).

Склоны древних вулканических аппаратов Большого и Кекукнайского в значительной степени перекрыты лавовыми потоками моногенных извержений. Часто конуса располагаются цепочками северо-восточного простирания, их лавовые потоки сливаются, образуя сплошной «плащ». Опробовано несколько наиболее молодых лавовых потоков, подпродувших озера Большое и Малое Гольцовые.

**Седанкинский район моногенного вулканизма** (Седанкинский дол) расположен на западном склоне хребта в истоках рек Седанка и Рассошина, вблизи озера Глубокого (рис. 3.12 А,Б). В северной части Срединного хребта именно этот район характеризуется наиболее масштабным проявлением моногенного вулканизма. Здесь выделено несколько щитовых вулканов Исландского типа (Титила, Леутонгей, Тузовская, Твитунуп, Терпук (Огородов и др., 1972)) и около 100 моногенных конусов с протяженными лавовыми потоками. Самые молодые извержения имели место в позднем голоцене (Dirksen et al., 2004). Во время полевых работ 2002 года автором были детально опробованы многочисленные моногенные лавовые потоки верхнеплейстоцен-голоценового возраста, продукты серии извержений щитового вулкана Титила, и более древние лавовые потоки, слагающие щит-основание Седанкинского дола.

Щитовые вулканы исландского типа представляют собой очень пологие вулканические постройки, угол наклона склонов которых колеблется в пределах  $8-16^{\circ}$ . Средние диаметры оснований составляют 8-12 км, наиболее крупные постройки имеют диаметр до 20 км. Относительные высоты колеблются в пределах 600-1000 м. В строении вулканов резко преобладают лавовые потоки (Огородов и др., 1972).

Щитовой вулкан Титила ( $57^{\circ} 24' \text{с.ш.}$ ,  $160^{\circ} 07' \text{в.д.}$ , 1559.6 м) (рис. 3.13) – крупнейшее сооружение Седанкинского дола - располагается в истоках р. Второй Рассошины. Абсолютная высота 1549, 8 м, относительная юго-восточных склонов – около 500 м, северо-западных – около 1000 м. В плане вулканическая постройка имеет вытянутую в северо-западном направлении форму. Примерная площадь массива около 50



Рис. 3.12. Седанкинский район могогенного вулканизма: А) вид на юго-западную часть долины в районе озера Глубокое; Б) вид на западное подножие вулкана Титила. Фото А.О. Вольнец.



Рис. 3.13. Щитовой вулкан Титила, Седанкинский дол. Фото А.О. Волынец.



Рис. 3.14. Шлаковый конус Развалюха, Седанкинский дол. На переднем плане - три небольших шлаковых конуса "Студенты". Фото А.О. Волынец.

км<sup>2</sup> (Огородов и др., 1972). Форма постройки – пологий щит, венчающийся пологим конусом. Углы наклона склонов составляют 6-8°, в привершинных частях увеличиваясь до 12-14°. Основная часть постройки сложена напластованием лавовых потоков различной мощности (как правило, около 5-7 м).

Вершина вулкана заканчивается двумя небольшими кратерами, диаметром каждый около 250 м, с пологими внутренними стенками. На склонах вулкана располагается большое количество шлаковых конусов с лавовыми потоками и без, причем часто конуса группируются в цепочки. В обрыве над озером Глубоким вскрывается толща лавовых потоков ранних порций извержений Титилы. Последнее извержение вулкана Титила произошло около 2500 <sup>14</sup>С л.н. (Dirksen et al., 2004).

Опробованы также лавовые потоки вулканических центров Терпук, Тузовский, Леутонгей, Твитунуп, выс. 1450, выс. 1410. Все эти постройки сгруппированы в приводораздельной части хребта, в междуречьи верховий рек Седанки и Первой Рассошины. Абсолютные высоты колеблются от 1341 до 1542 м, относительные – от 100 до 1000 м. Основная часть построек сложена напластованием лавовых потоков, в привершинной части как правило, появляется пирокластический материал (бомбы, шлак). Форма построек – пологий щит (или лавовое поле), венчающийся пологим конусом. На вершинах конусов располагаются эксплозивные кратеры диаметром до 250 м. Кратерные воронки имеют форму пологих чаш.

Кроме того, в приводораздельной части хребта в истоках реки Седанки изучен лавовый поток Седанкинский (57° 19' с.ш., 160° 12' в.д., 1600.0 м), который образовался 6200 <sup>14</sup>С л.н. (Певзнер, 2006).

Бурная вулканическая активность, проявлявшаяся в этом районе с позднего плейстоцена до 2500-3000 <sup>14</sup>С л.н. (Dirksen et al., 2004) определяет нынешний облик Седанкинского дола: многочисленные шлаковые конуса, сливающиеся и перекрывающие друг друга лавовые потоки (рис. 3.12-3.14). Шлаковые конуса имеют абсолютную высоту 900-1200 м, относительные превышения колеблются в пределах 50-300 м. Как правило, все конуса имеют хорошо выраженный кратер, чаще овальной, иногда подковообразной формы, диаметром 50-200 м. Склоны и вершины конусов усыпаны пирокластическим материалом – шлаком, бомбами различной формы и размера, агглютинатом. Встречаются все виды бомб: крученые, удлиненные, закрученные в кольцо, круглые, с поверхностью типа «хлебной корки»; размер бомб варьирует от первых сантиметров до ~2 метров. Практически все конуса имеют ассоциированные лавовые потоки различной длины,

вытекающие из кратера или из-под основания конуса. Потоки имеют разнообразную форму: вытянутые или короткие лопасти, часто встречаются веерообразные «плащи» с волнистой поверхностью. Поверхность лавовых потоков глыбовая, с провалами глубиной до нескольких метров, имеет весьма свежий облик; может быть вспенена и покрыта шлаковой коркой. Внутренняя часть потоков, вскрывающаяся в трещинах и провалах, как правило представлена плотной, прочной лавой. По (Огородов и др., 1972) суммарная площадь моногенных лавовых образований Седанкинского дола составляет около 700 км<sup>2</sup>; объем изверженного в позднем плейстоцене-голоцене материала (без учета пирокластики) – 150 км<sup>3</sup>. Макроскопически породы весьма однообразны: оливиновые и оливин-плагиоклазовые базальты.

В пределах Седанкинского дола также имеется несколько небольших экструзий типа «тюя». Их породы, как правило, довольно хорошо раскристаллизованы и имеют более кислый состав (андезиты, дациты).

**Вулкан Горного института** (57° 20' с.ш., 160° 11' в.д., 2125.2 м) (рис. 3.15) расположен на водоразделе рек Кунхилок, Седанки и Второй Рассошины, в 100 км к северо-западу от Шивелуча, на северо-восточном окончании цепи небольших поздне-четвертичных вулканов. Постройка вулкана расположена рядом с крутосклонной восточной границей крупного грабена северо-восточно-юго-западного заложения. Относительная высота вулкана ~700 м. В плане вулканическая постройка имеет форму, близкую к окружности, диаметром около 6 км. На вершине вулкана располагается неглубокий кратер, имеющий овальную форму, величиной 300 x 450 м, ориентированный в северо-западном направлении. На северо-восточных и юго-западных флангах вулкана Горного Института расположена цепочка шлаковых конусов той же ориентации. Вулканическая активность вулкана имело место на протяжении всего голоцена: установлено более 20 горизонтов принадлежащей ему пирокластики, последнее сильное извержение произошло около 700 <sup>14</sup>C л.н.; на основании этого вулкан классифицирован как действующий и потенциально опасный (Певзнер, 2006). Изучены образцы серии базальтовых – андезит-базальтовых лавовых потоков южного и юго-западного склонов вулкана, а также пирокластического потока существенно более кислого состава.

**Плато рек Правой илевой Озерной** располагаются на восточном склоне СХ в верхнем течении рек Правая илевая Озерная. Оно представляет собой стратифицированную толщу мощностью около 100 м, в которой потоки лав чередуются со



Рис. 3.15. Вулкан Горного Института, вид с юга. Фото М.М. Певзнер.



Рис. 3.16. Озерновский лавовый поток (9000  $^{14}\text{C}$  лет назад), вид с юго-запада. Фото М.М. Певзнер.

слоями шлаков и туфоконгломератов. Возраст плато оценивается как раннеплейстоценовый (*Геологическая карта...*, 2005). Поверхность плато перекрыта обширным **позднеплейстоцен-голоценовым полем моногенного вулканизма**. Раннеголоценовый Озерновский лавовый поток (рис. 3.16) (*Певзнер, 2004*) приурочен к

долине реки Правая Озерная. Его площадь  $\sim 100 \text{ км}^2$  (длина  $\sim 20 \text{ км}$ , средняя ширина – 5 км). Лава изливалась из бокк по трещинам СЗ простирания, а также из-под основания крупного шлакового конуса (абс. высота 937 м, отн. высота 130 м, диаметр основания 1,5 км). В этом районе детально опробована серия лавовых потоков, слагающих плато, и породы зоны моногенного вулканизма. Образцы пород стратифицированного плато р.Левая Озерная предоставлены для исследования Ладыгиным В.М. (МГУ).

Вулкан **Теклетунуп** расположен на западном склоне вулканического пояса Срединного хребта на границе с Западно-Камчатской структурно-формационной зоной, в истоках р.Теклеваям (р.Мутная) и Халгинчеваям. Подробное описание геологической эволюции и состава продуктов вулкана **Теклетунуп** и сопряженной с ним зоны моногенного вулканизма дано в работе (*Перепелов, 2004, 2005*). В настоящее время вулкан представляет собой существенно эродированное горное сооружение площадью около 240 км<sup>2</sup>. Фундамент вулканического сооружения слагается породами миоценовой вулканогенно-осадочной толщи. Немногочисленные шлаково-лавовые моногенные постройки, продукты которых включены в данное исследование, были образованы в позднем плейстоцене, в заключительной стадии вулканического развития территории (*Перепелов, 2005*).

### ***МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ***

В процессе работы над решением поставленных проблем были использованы самые современные методы анализа вещества: геохимические анализы содержания в породах макро- и микроэлементов, изотопов стронция, неодима, свинца; минералогические анализы; определения составов расплавных включений в оливинах. Ниже приводится подробная информация о каждом из использованных методов, пределах определения и аналитических ошибках, анализировавшихся стандартах, методиках работы с расплавными включениями.

*Геохимия пород.* Работа базируется на результатах изучения 120 образцов вулканических пород Срединного хребта Камчатки. Аналитические работы по геохимии пород производились автором в Геологическом центре Геттингенского Университета им. Георга-Августа (Германия), в отделении геохимии. Содержания оксидов главных петрогенных элементов и концентрации некоторых микроэлементов (Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Zr, Ba) были определены в 117 образцах рентгенофлуоресцентным методом (XRF) на рентгеноспектрометре Philips PW 1480 на стеклянных дисках, приготовленных с

тетраборатом лития в пропорции 1:7. Аналитические ошибки для петрогенных компонентов – менее 1%, для микроэлементов – около 5% .

В 72 представительных образцах были определены содержания микроэлементов, включая РЗЭ, методом масс-спектрометрии (ICP-MS) на приборе FISIONS VG PQ STE с VG UV-Microprobe laser system (266nm) в отделении геохимии Геттингенского университета. Пробоподготовка проводилась по следующей схеме. Сначала порошок породы (~100 мг) растворялся в 4 мл смеси HF/HNO<sub>3</sub> (1:1) в тефлоновых колбах, выпаривался. Затем осадок растворялся в 2 мл смеси HF/HClO<sub>4</sub> (1:1) и снова выпаривался. Далее осадок дважды растворялся в уменьшающемся количестве HClO<sub>4</sub> и выпаривался при температуре до 190 °С. После последнего выпаривания к осадку добавлялось 0,5 мл 6N HCl и раствор вновь выпаривался. Для измерений образцы были растворены в HNO<sub>3</sub>. Этот метод описан в (*Yokoyama et al.*, 1999) и позволяет избежать значительных потерь высокозарядных элементов (в частности, Nb, Ta, Hf) при пробоподготовке. Для проверки качества вместе с изучаемыми пробами постоянно анализировались стандарты JA-2 и BHVO-1. Аналитическая ошибка оценивается в 10-15%, хотя для Ta величина ошибки измерения может быть выше. Для серии образцов (293/1, 820904-1, 820904-22, SR0411, SR0424, SR0426, SR0428, SR0412, ALN0401) были проведены повторные измерения с применением различных схем пробоподготовки, однако во всех случаях были получены довольно низкие отношения Nb/Ta. В этих образцах содержания Nb, Ta, Hf и Zr были определены методом лазерной абляции на стеклянных дисках, приготовленных с тетраборатом лития в пропорции 1:3. В результате такого подхода для всех образцов, включая международный стандарт BB, были получены нормальные (для стандарта – рекомендованные) отношения всех высокозарядных элементов (HFSE) (*Münker et al.*, 2004), однако их абсолютные концентрации были примерно на треть ниже ожидаемых. Для получения реальных концентраций HFSE в этих образцах был произведен пересчет на основе концентрации Zr, известной из рентгенофлюоресцентного анализа (для концентраций Zr выше 30 ppm этот метод дает наименьшую ошибку) и отношений Zr/Nb, Zr/Hf и Nb/Ta, определенным методом лазерной абляции.

Изотопные отношения Sr, Nd и Pb были измерены в 19 представительных образцах на масс-спектрометре Finnigan MAT 262 RPQ II+ в Геттингенском университете. Для измерения порошки пород (~100 мг для Sr и Nd и ~150 мг для Pb) были разложены в HF/HNO<sub>3</sub>. Изотопные отношения Sr и Nd были пересчитаны с учетом фракционирования, коэффициент составил для <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr = 0,1194 и для <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0,7219 и нормализованы на

значения стандарта NBS987 (0,710245), и La Jolla (0,511847), соответственно. Измеренные значения для этих стандартов за последние три года в Геттингенском университете составляют  $0,710239 \pm 0,000004$  для Sr и  $0,511844 \pm 0,000003$  для Nd. Внешние ошибки ( $2\sigma$ ) оцениваются как  $<0,0004\%$  для Sr и Nd изотопов. Изотопы свинца были поправлены с учетом стандарта NBS981 (Todt et al., 1984). Нормализация наших данных до рекомендованных значений производилась с учетом масс-фракционирования, фактор фракционирования составил 0,046% для образцов АВ-0213, 820904-28, 0,177% для образцов АВ-0292, АВ-0221, 415/1, 410/1, 2U-plateau-02-04, 0,013% для образцов АВ-0262, 267/1, SR-0411, SR-0421, SR-0418 и 0,004% для образцов OZER-04-03 и АВ02100. Процедурные контрольные пробы для Sr, Nd и Pb (261pg, 135 pg и 91 pg, соответственно) были пренебрежимо малы.

Содержание главных петрогенных оксидов и некоторых микроэлементов в трех образцах, выбранных для работы с расплавленными включениями (201124, 9737, 16-2/2) было определено методом XRF на стеклянных дисках, приготовленных с тетраборатом лития, на Multichannel X-Ray Spectrometer CPM-25 в Институте Геохимии им.А.П.Виноградова СО РАН в Иркутске (аналитики Климова А.К., Финкельштейн А.Л.). Аналитические ошибки: менее 1% для  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , менее 5% для всех остальных главных петрогенных оксидов, за исключением  $\text{P}_2\text{O}_5$  (5,29%) и  $\text{Na}_2\text{O}$  (7,29%). Содержание FeO определено методом титрования, аналитик Коваль Л.П.

Содержание микроэлементов в образце 201124 (Южный Черпук) было определено в Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов РАН на масс-спектрометре Elan 6100 DRC (аналитик Журавлев Д.З.). Пробоподготовка включала атаку смесью кислот  $\text{HF}:\text{HNO}_3$  при 260 °C и 72 бар в течение 50 минут в микроволновой печи MULTIWAVE Anton Paar, с последующим выпариванием в 5-7 ml 6,2N HCl при 90 °C в течение 1 часа. Затем были добавлены внутренний стандарт и 3 ml 3N  $\text{HNO}_3$ , смесь нагревалась в течение 15-20 минут при 200 °C. Для проверки качества анализировался стандартный образец, с периодичностью 1:5. Пределы обнаружения составляют 1-5 ppm для тяжелых и среднетяжелых элементов (U, Th, REE, etc.) и 20-50 ppm для легких элементов (Be, Sc, etc.). Ошибки составляют 3-10 отн.%. Содержание микроэлементов в образце 16-2-2 (г.Скалистая) определялось методом масс-спектрометрии (ICP-MS) на приборе FISIONS VG PQ STE с VG UV-Microprobe laser system (266nm) в отделении геохимии Геттингенского университета; схему пробоподготовки, стандарты и ошибки измерения см. выше.

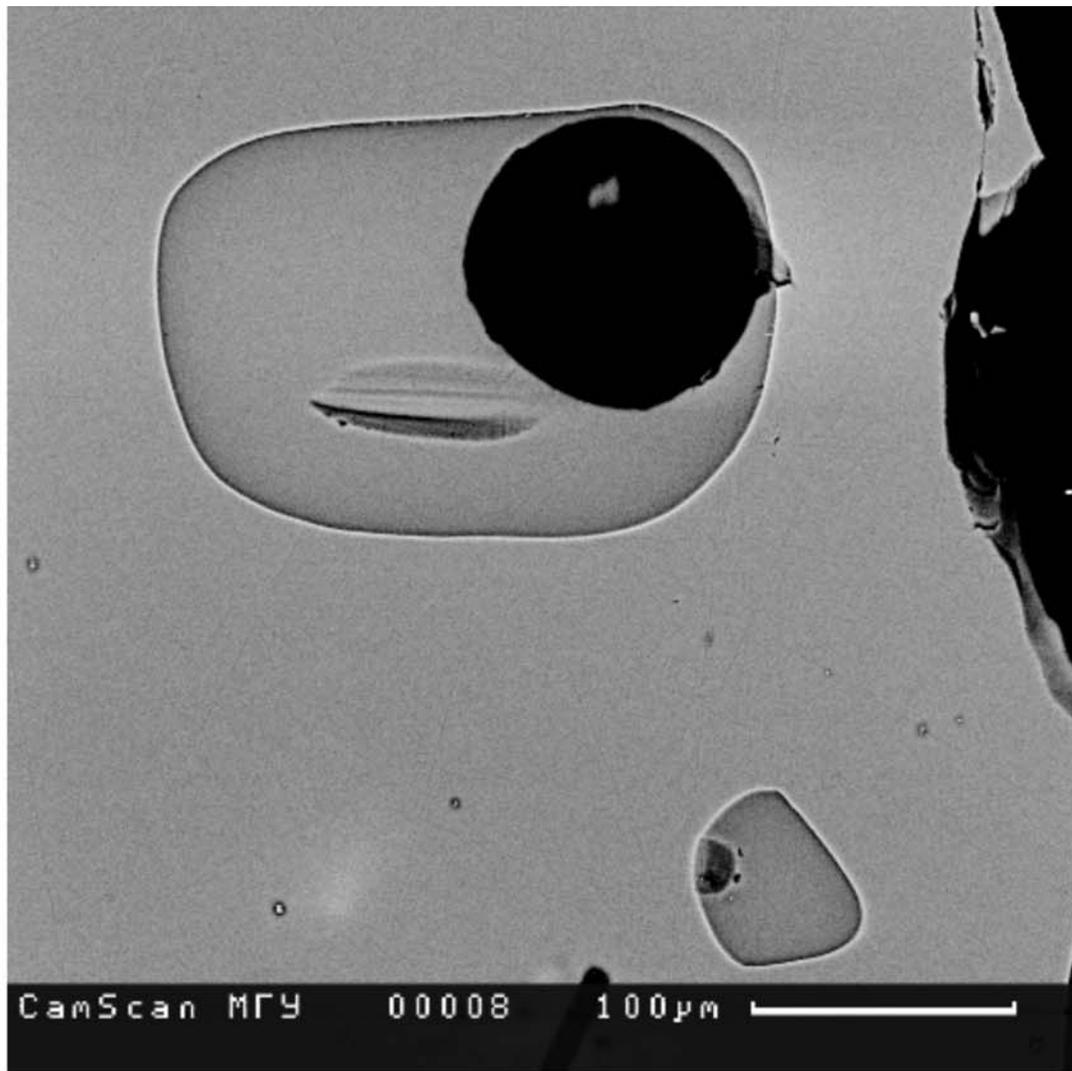


Рис. 3.17. Природно-закаленные расплавные включения в оливине андезито-базальта моногенного конуса Южный Черпук (обр. 201124). Фотография в режиме отраженных электронов.

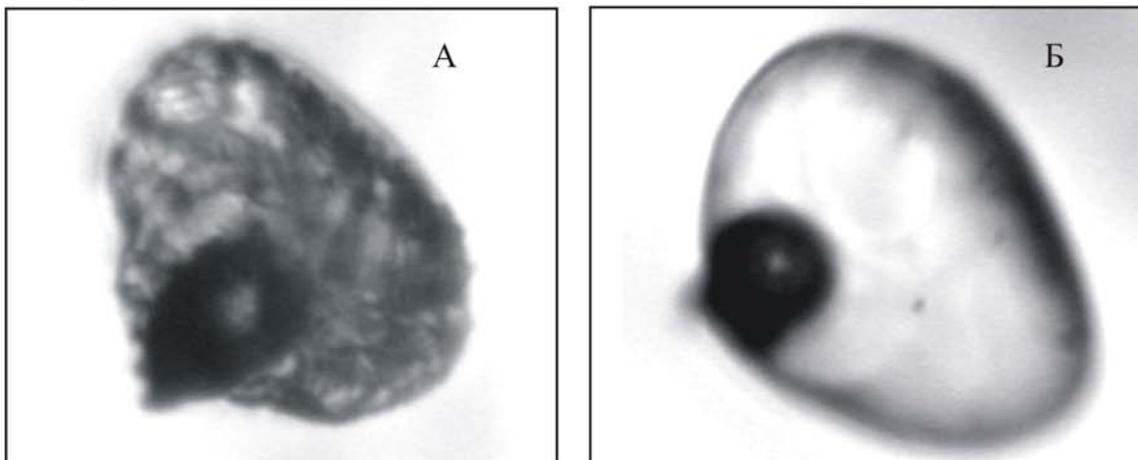


Рис. 3.18. Расплавное включение в оливине базальта г.Скалистая (Обр. 16-2/2) А) до и Б) после гомогенизации. Температура гомогенизации 1220 °С. Размер включения 50 мкм. Фото в проходящем свете.

### Геохимия минералов и расплавных включений.

Составы оливина и захваченных им шпинелей в образцах 201124, 9737, 16-2/2 были измерены на энерго-дисперсионной микроанализаторной приставке LinkSystem10000 к электронному сканирующему микроскопу CamScan4DV на кафедре петрографии МГУ (аналитик Митрейкина О.В.). Химический анализ проводился в режиме отраженных электронов при стандартном напряжении 15 kV. Минералы анализировались в точке диаметром 3  $\mu\text{m}$ . Относительные ошибки составляют в зависимости от содержания элемента 5-10 отн.% при концентрациях 1-5 вес.% ; 5 отн. % при 5-10 вес. %, и 2 отн.% при концентрациях 10 вес.% и более.

В образце 201124 (Ю.Черпук) были найдены природно-стекловатые расплавные включения (рис. 3.17). Эти включения были выведены на поверхность и проанализированы без дополнительной подготовки. Расплавные включения в двух других образцах, 9737 (Ю.Черпук) и 16-2/2 (г.Скалистая), оказались частично раскристаллизованны. Зерна, содержащие включения, были нагреты в муфельной печи до температур 1200 (9737) и 1220°C (16-2/2) и выдержаны при этой температуре в течение 10 минут для достижения гомогенизации (рис. 3.18). В течение эксперимента дочерние силикатные фазы были полностью расплавлены. Иногда нерасплавленными оставались реликты шпинели. Газовый пузырь и дочерние сульфидные фазы во время эксперимента уменьшались в размерах, но полностью не исчезали. Затем зерна были остужены. Для избежания окисления зерна были покрыты углеродной шашкой в течение всего эксперимента. Температура для проведения эксперимента определялась опытным путем, с использованием нескольких зерен как индикаторов степени плавления при постепенно повышающихся температурах. Затем расплавные включения были выведены на поверхность. Содержание главных петрогенных оксидов, Ni, Cr, S, Cl в расплавах и сопутствующих включениях шпинели и оливине-хозяине были определены на электронном микроанализаторе Camebax microbeam ("САМЕСА") (образцы 16-2/2 и 9737) и Cameca SX-100 (образец 201124) в Институте геохимии и аналитической химии им.Вернадского РАН (аналитик Кононкова Н.Н.). При анализе применялось ускоряющее напряжение 15kV при силе тока 30 nA. Стекла анализировались по площадке 10x10  $\mu\text{m}$  для предотвращения потери щелочей. Ошибки измерения составляют  $\pm 2$  отн.% при концентрации >10 вес. %,  $\pm 5$  отн. % при <10 вес. % и  $\pm 20$  отн. % при <1 вес. %. Измеренные составы расплавных включений были пересчитаны с учетом кристаллизации

оливина на стенки включения и с эффектом потери железа по модели Данюшевского (*Danyushevsky et al.*, 2000).

Содержание микроэлементов, воды и фтора в расплавных включениях определялось на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в Институте микроэлектроники и информатики РАН в Ярославле (аналитик Симакин С.). Процедура измерения микроэлементов и воды подробно описана в (*Smirnov et al.*, 1995; *Nosova et al.*, 2002). Метод измерения фтора описан в (*Portnyagin et al.*, 2002). Детали методики даны в работе (*Соболев*, 1996). Погрешность анализа составляла 10-15 отн. % при концентрациях более 1 ppm, 15-30 отн. % в интервале концентраций 0.1-1 ppm. Предел обнаружения для разных элементов составлял 0.01-0.001 ppm. Стандарт стекла KL-2G (*Jochum et al.*, 2000) анализировался в одной серии с образцами.

## Глава 4. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД: РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### 4.1. Петрография.

#### Моногенные конуса, стратовулканы и щитовые вулканы

**Ичинская зона моногенного вулканизма.** Петрографически породы зоны моногенного вулканизма вокруг Ичинского вулкана представлены оливин-плагиоклазовыми базальтами (фото 1-2; здесь и далее фотографии шлифов (фото 1-36) см. в приложении 2). В более молодых базальтах во вкрапленниках преобладает плагиоклаз (фото 3-4), до 20% и более, вкрапленники сдвойникованные, имеют таблитчатую форму, часты гломерпорфированные сростки оливина и плагиоклаза, крестообразные сростки. В плейстоценовых базальтах на фоне в целом стекловатой основной массы с тонкими лейстами плагиоклаза, с редкими мелкими-средними вкрапленниками оливина встречаются отдельные мегакристы плагиоклаза (фото 5). Оливин содержится в различных количествах, от 3 до 7%. Представлен отдельными, часто обломанными вкрапленниками, довольно разнообразными по размеру и форме (фото 6), преобладают изометричные мелкие зерна, 0,25-1 мм, некоторые вкрапленники имеют размер до 2-3 мм. Структура основной массы интерсертальная в голоценовых базальтах, субгидропиритовая в плейстоценовых. Интересной особенностью моногенных базальтов и андезито-базальтов района вулкана Ичинский является практически полное отсутствие во вкрапленниках клинопироксена.

**Моногенные конуса в районе в.Ахтанг и пос.Эссо.** Породы моногенных конусов представляют собой оливин-пироксеновые и субафировые базальты и андезито-базальты. Петрографический и геохимический состав пород этого района описан в работе (*Churikova et al.*, 2001) и использовался нами для регионального сравнения.

**Массив г.Большой – вулкана Кекукнайского.** Породы этого района представлены оливин-плагиоклаз-пироксеновыми порфиловыми базальтами (фото 7, 8). Основная масса в большинстве случаев очень мелкозернистая, с большим количеством рудного минерала, иногда обладает флюидальной текстурой, выражающейся в субпараллельном расположении тонких вытянутых лейст плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены рудным минералом, оливином и стеклом. Во вкрапленниках присутствует оливин размером 0,05-0,5 мм, изометричной формы, в количестве до 10%. Некоторые зерна несут следы растворения, края резорбированы, присутствует большое количество расплавных и рудных включений. Часто встречаются сростки нескольких кристаллов оливина, размером до 1 мм. В меньшем количестве присутствует плагиоклаз: в виде сильно разъеденных зерен с большим количеством включений и разъеденными краями, а также отдельные зерна клинопироксена. В породах дайки породы имеют весьма сходный облик, за исключением практически полнокристаллической основной массы, сложенной плагиоклазом, оливином и рудным минералом (размер 0,1мм, 0,05 и 0,05 мм соответственно). Более крупные кристаллы оливина (0,5-1 мм) отличаются большой чистотой. Плагиоклаз имеет размер 0,25-1мм по удлинению, несет включения рудного минерала и расплава, сложносдвойникован.

**Моногенное поле вулканического массива Алней-Чашаконджа.** Опробованы породы стратовулкана, породы моногенных конусов и лавовых потоков на склонах вулкана, породы щита-основания молодых построек. Породы имеют достаточно разнообразный облик (фото 9-12). Встречаются практически афировые разности, с основной массой, сложенной плагиоклазом и стеклом, и редкими мелкими обломками кристаллов плагиоклаза и оливина. Также среди голоценовых пород часто наблюдаются порфировые разности, существенно плагиоклазовые, имеющие облик, сходный с голоценовыми андезито-базальтами моногенного поля Ичинского вулкана. В таких

породах плагиоклаз присутствует в большом количестве как в основной массе (в виде лейст), так и во вкрапленниках, в виде таблитчатых сдвойникованных кристаллов, часто в сростании с оливином. Количество вкрапленников плагиоклаза около 20% и более. Плейстоценовые базальты ЮЗ склона Чашаконджи (фото 12) представляют собой порфириновые породы. Основная масса в них девитрифицирована, присутствует мелкорассеянный рудный минерал в большом количестве, плагиоклаз в виде тонких мелких лейст, оливин. Вкрапленники представлены двумя генерациями. В первой генерации присутствует плагиоклаз в виде крупных кристаллов и обломков кристаллов, размером около 2 мм, в количестве около 5 %. Встречаются как очень чистые зерна, так и с включениями рудного минерала и стекла, с растворенными краями, некоторые зерна обладают зональностью. Также в этой генерации присутствует оливин, измененный. Вторая генерация вкрапленников представлена более мелкими зернами. Среди них присутствуют таблитчатые кристаллы плагиоклаза, размером около 0,5 мм по удлинению, и изометричные – оливина, 0,1-0,2 мм в поперечнике, часто в сростаниях или с включениями рудного минерала.

**Моногенное поле р.Правая Озерная.** Породы представляют собой субафировые оливин-плагиоклазовые базальты (фото 13-14). Основная масса сложена лейстами плагиоклаза размером 0,1-0,2 мм, расположенными субпараллельно друг другу. Также в основной массе в большом количестве представлен рудный минерал, предположительно титаномагнетит, размером до 0,1 мм, цветные минералы (оливин или пироксен) и стекло в интерстициях. Вкрапленники представлены оливином (~5%), размером до 2,5 мм, изометричной формы, сильно трещиноватым и резорбированным, с включениями рудного минерала и стекла, и плагиоклазом (~1%), размером до 0,5 мм, сильно сдвойникованным, резорбированным, с каймой включений расплава и рудного минерала вдоль края кристалла. Состав плагиоклаза определен методом Мишель-Леви как An40 (андезин).

Редко в виде вкрапленников присутствует клинопироксен, в незначительных количествах (до 1%).

**Седанкинский дол.** В коллекции представлены как продукты многочисленных моногенных извержений позднеплейстоцен-голоценового возраста, так и продукты серии извержений щитового стратовулкана Титила, кроме того, опробовано плато, подстилающее вулкан и моногенное поле. Петрографически породы представляют собой в различной степени раскристаллизованные оливин-плагиоклазовые, оливин-плагиоклаз-пироксеновые базальты и андезито-базальты (фото 15-26). Плейстоценовые разности афировые либо слабо-порфиоровые, реже серийно-порфиоровые; голоценовые, как правило, серийно-порфиоровые, более раскристаллизованные. Во вкрапленниках присутствует плагиоклаз в различных количествах, иногда до 20% и более, вкрапленники имеют таблитчатую форму, часто вытянутую (например, 0,25мм x 0,8мм), часты гломерпорфированные сростки оливина и плагиоклаза, крестообразные сростки. Зерна плагиоклаза нередко зональные, края резорбированные. Все зерна плагиоклаза сложносдвойникованные; содержат большое количество расплавных включений, магнетита, хотя в некоторых разностях встречаются очень чистые вкрапленники. Оливин содержится в различных количествах (3-7%). Представлен отдельными, часто обломанными вкрапленниками, довольно разнообразными по размеру и форме; преобладают мелкие зерна, изометричные, 0,25-1 мм, имеются сростки оливина и плагиоклаза. Отдельные вкрапленники оливина имеют размер до 2-3 мм. Достаточно редко во вкрапленниках также встречается клинопироксен, образующий изометричные вкрапленники размером около 0,5 мм. Структура основной массы интерсертальная, субгиалопилитовая, «долеритовая» (т.е. каркас основной массы сложен лейстами плагиоклаза, а промежутки между ними заполнены оливином, рудным минералом, иногда стеклом), во всех разностях с большим количеством рудного минерала.

Изученные лавы южного и юго-западного склона **вулкана Горного Института** представляют собой серийно-порфировые андезиты и афировые базальты (фото 27, 28). Плагноклаз присутствует в качестве главного минерала-вкрапленника в порфировых разностях, в количестве до 20%. Представлен одиночными кристаллами и сростками кристаллов, а также в виде сростков с оливином. Фенокристы плагноклаза имеют размер в среднем 0,1 мм x 0,05 мм, однако встречаются и более крупные зерна (до 0,5 мм). Кристаллы сдвойникованные, зональные, несут большое количество расплавных и твердофазных включений. Часть зерен несет сильные следы растворения. Оливин встречается в количестве 5-10%, часто в сростках плагноклаза, встречаются и отдельные зерна, изометричной формы, достаточно мелкие (до 0,1 мм). В более кислых разностях встречается клинопироксен, до 0,05 мм размером, в количестве около 5%. Основная масса тонкозернистая, довольно насыщенная плагноклазом, с большим количеством рудного минерала. Стекло заполняет интерстициальное пространство.

Петрографический состав вулканических пород района **в.Теклетунуп** подробно описан в работе (Перепелов, 2004). Лавы базальтов, вошедшие в настоящее исследование, содержат в качестве вкрапленников Pl, Crx и Ol с преобладанием плагноклазовой составляющей.

### **Плато Срединного хребта**

**Двухъюрточное плато** сложено порфировыми оливин-плагноклаз-пироксеновыми базальтами (фото 29, 30). Основная масса довольно сильно девитрифицирована. Вкрапленники плагноклаза имеют размер от 0,2 до 4 мм по удлинению. Края их несут следы растворения, часто имеют как бы «оплавленный» облик. Все зерна буквально набиты включениями рудного минерала и расплава, часто включения располагаются как бы «зонами» вдоль краев кристаллов. Часто встречаются сростки зерен. Все вкрапленники сложносдвойникованы. Количество – около 20%. Также во вкрапленниках встречается

большое количество зерен оливина размером от 0,2 до 1,5 мм, в виде обломков кристаллов изометричной формы, с большим количеством расплавных включений. Также часты гломерпорфировые сростки с плагиоклазом. Количество – около 5%. Клинопироксен представлен вкрапленниками двух генераций: 0,5-0,7 мм в поперечнике и около 0,25 мм.

Породы **хребта Крюки** (фото 31) представляют собой афировые базальты с флюидальной текстурой основной массы, состоящей главным образом из плагиоклаза (0,1-0,2 мм по удлинению, 0,02-0,04 мм в поперечном сечении), рудного минерала (0,05 мм в поперечнике) и мафических минералов.

**Плато р.Левая Озерная.** В коллекции представлены образцы 6 лавовых потоков, входящих в состав плато. Породы представляют собой оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты, в различной степени измененные, довольно хорошо раскристаллизованные (фото 32-34). В основании разреза залегают существенно плагиоклазовые порфировые базальты. Количество вкрапленников плагиоклаза порядка 30%, размер их до 2 мм по удлинению. Зерна содержат большое количество включений стекла и рудного минерала, края зерен часто резорбированы. Оливин в незначительном количестве (около 5%), размером 0,25-0,5 мм. Основная масса интерсертальная, тонкозернистая, состоит из оливина, плагиоклаза, возможно, пироксена, рудного минерала и стекла. Вверх по разрезу возрастает степень раскристаллизованности породы, в самом верхнем потоке порода практически на 70% раскристаллизована. Во вкрапленниках везде присутствует плагиоклаз в большом количестве, часто зональный, причем зональность подчеркивается распределением расплавных и твердофазных включений. В крупных вкрапленниках плагиоклаза часто наблюдается «кайма» из включений рудного минерала и стекла, расположенная вдоль края зерна, как бы опоясывающая его. Оливин содержится в количестве порядка 5-7%, отдельные зерна достигают 2,5 мм. Клинопироксен встречается в виде отдельных крупных кристаллов (до 4 мм) и сростков более мелких кристаллов,

равно как и в виде мелких вкрапленников, количество их около 5 %. В клинопироксене и оливине содержится большое количество стекловатых и раскристаллизованных расплавных включений. Также во вкрапленниках в верхней части разреза появляется рудный минерал изометричной, иногда ромбовидной формы, размером до 0,5 мм.

**Плато р.Правая Озерная** было опробовано детальным образом. В коллекции представлены образцы различных уровней стратифицированного плато, а также задокументированы изменения пород по площади. Породы представляют собой оливин-пироксен-плагиоклазовые и оливин-плагиоклазовые базальты, раскристаллизованные в различной степени (фото 35, 36). Встречаются как субафировые базальты с флюидальной текстурой основной массы, так и серийно-порфировые базальты с тонкозернистой основной массой, сложенной рудным минералом, плагиоклазом, оливином, пироксеном и стеклом. Вкрапленники представлены оливином (5-7%), размером до 2 мм, встречаются гломерпорфировые сростки с плагиоклазом. Кристаллы сильно раздроблены и трещиноваты. Плагиоклаз встречается в виде отдельных кристаллов, обломков кристаллов и сростков, размером до 2 мм. Кристаллы зональные, с включениями стекла и рудного минерала. Состав плагиоклаза измерен по методу Мишеля-Леви как An48 (андезин-битовнит). Количество вкрапленников плагиоклаза примерно 10%. Также во вкрапленниках встречается клинопироксен в количестве около 3%, размером до 1 мм, сильно резорбированный.

#### ***4.2. Минералогия***

Для выявления возможных изменений в составе источника вещества и составе субдукционного флюида, был измерен состав оливина, расплавных и твердофазных включений в оливине в двух образцах голоценовых лавовых потоков Южного Черпука (базальт первой стадии извержения и андезито-базальт конечной стадии извержения) и в образце позднплейстоценового базальта г.Скалистая (СК), расположенной

непосредственно к северу от Южного Черпука (ЮЧ). Оба моногенных центра находятся в Ичинской зоне моногенного вулканизма – одном из наиболее хорошо изученных районов Срединного хребта. В работе (*Churikova et al.*, 2001) было отмечено, что для пород этой зоны характерны повышенные концентрации высоkozарядных элементов, требующие присутствия в источнике магм обогащенного компонента OIB-типа. В нашей работе особое внимание на данном этапе исследования уделялось составу шпинелей, захваченных оливином в процессе роста, поскольку хромистая шпинель, представляя собой один из первых минералов ликвидуса, является весьма чувствительной к изменению химизма окружающей магмы (*Arai*, 1992; *Kamenetsky et al.*, 2001; *Roeder and Reynolds*, 1991; *Poustovetov et al.*, 2001; etc.). Состав оливин-шпинелевых парагенезисов дает возможность оценить важнейшие петрогенетические аспекты эволюции магм, включая информацию об обогащенности мантийного перидотита (*Kamenetsky et al.*, 2001), и таким образом может быть использован как индикатор химического состава родительской магмы, тектонической обстановки, степени обогащенности или обедненности источника.

Составы измеренных оливин-шпинелевых парагенезисов приведены в таблице 1 (приложение 3). Состав оливина в трех образцах колеблется от 78 до 87; наиболее магниальные оливины найдены в базальте г. Скалистая. На диаграмме Cr# vs. Fo (где Cr# = Cr/(Cr+Al)) (рис. 4.1) оливин-шпинелевые парагенезисы из трех изученных образцов образуют поле вне OSMA (область оливин-шпинелевых мантийных составов по (*Arai*, 1987), указывая на то, что эта ассоциация кристаллизовалась из расплавов, уже прошедших определенную эволюцию. Наблюдаемые различия в хромистости шпинелей (Cr#) связаны с существенными вариациями в содержании Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (от 13 до 36 wt. %) при относительно постоянном содержании Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (хотя абсолютные концентрации хрома в шпинели изменяются от 21 до 33 вес.%, эти вариации наблюдаются во всех трех образцах и не коррелируют с изменениями содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> или Mg# шпинели).

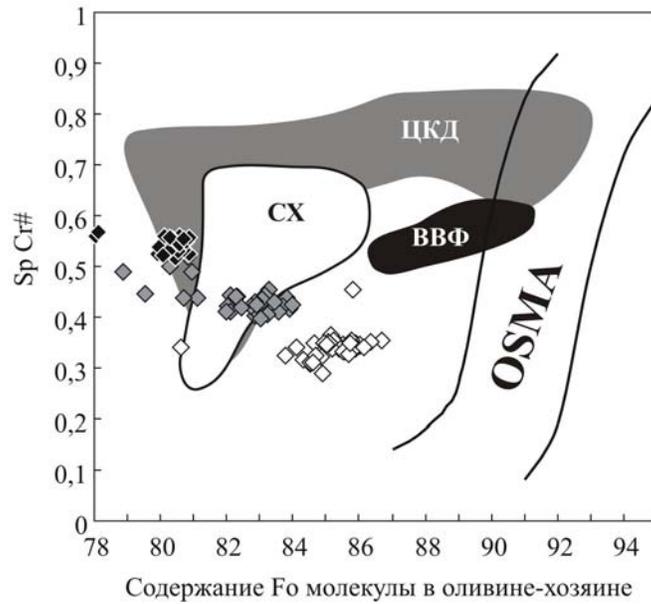


Рис. 4.1. Зависимость Cr# шпинели [=Cr/(Cr+Al)] от магнезиальности оливина-хозяина (Fo) в изученных породах в сравнении с ранее опубликованными данными по Камчатке. Условные обозначения: белые ромбы - г.Скалистая; серые ромбы - базальт Южного Черпука, первая стадия извержения; черные ромбы - андезито-базальт Южного Черпука, последняя стадия извержения. Полями показаны составы шпинелей из ВВФ, ЦКД и СХ по (Pletchov et al., 2001). OSMA - область мантийных составов оливин-шпинелевого парагенезиса (olivine-spinel mantle array) по (Arai, 1994).

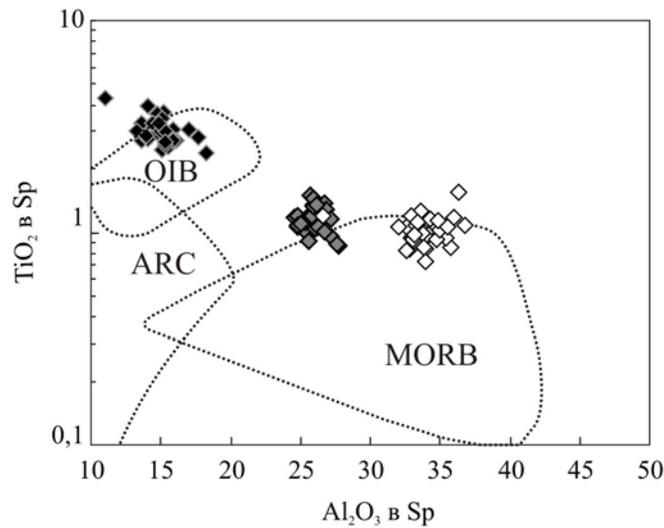


Рис. 4.2. Дискриминационная диаграмма  $TiO_2$  vs.  $Al_2O_3$  в шпинели по (Kamenetsky et al., 2001). Пунктирными контурами показаны поля составов шпинелей из N-MORB, OIB и островодужных базальтов (ARC). Условные обозначения как на рис. 4.1. Детали см. в тексте.

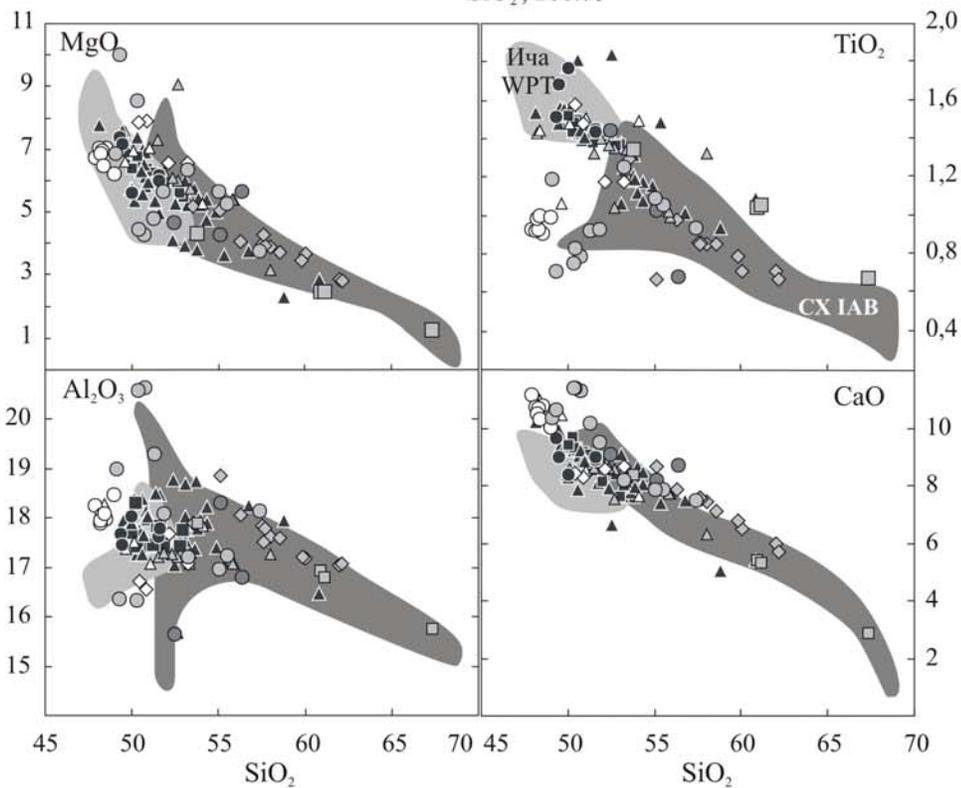
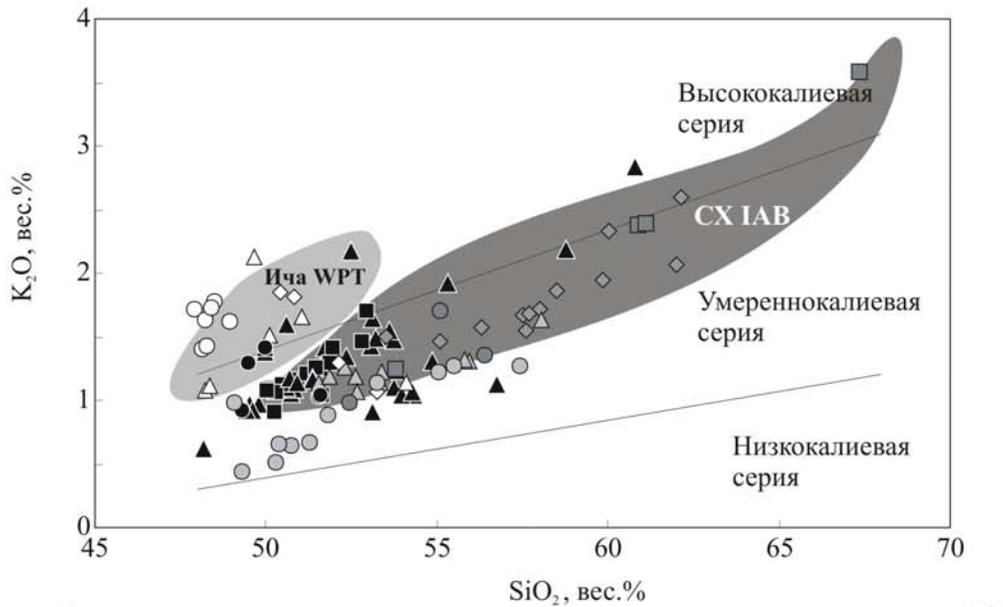
Концентрация алюминия коррелирует с Mg# шпинели. Самая глиноземистая шпинель обнаружена в образце базальта г.Скалистой (около 36%). Титан имеет более или менее постоянные концентрации в шпинелях СК и образца базальта ЮЧ (0,7-1,5 вес. %) и значительно повышается в шпинелях из образца андезито-базальта ЮЧ (2,5-4 вес.%). Содержание титана возрастает с уменьшением магнезиальности шпинели. На дискриминационной диаграмме (*Kamenetsky et al., 2001*) измеренные составы шпинелей СК и базальта ЮЧ попадают в поле MORB, (ЮЧ частично пересекает границы поля и находится как бы между полем MORB и ARB (островодужных базальтов), рис. 4.2). Шпинели андезито-базальта ЮЧ располагаются в поле OIB, однако учитывая что этот образец несет сильные следы фракционной кристаллизации, использование данной диаграммы для него представляется некорректным.

Таким образом, большая часть изученных пород представлена оливин-плагиоклазовыми или оливин-пироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезито-базальтами, более кислые разновидности (андезиты и дациты) присутствуют в подчиненном количестве. Оливин и плагиоклаз всегда присутствуют как породообразующие минералы-вкрапленники. Клинопироксен встречается редко, часто совсем отсутствует. Породы раскристаллизованы в различной степени, от почти афировых до серийно-порфирировых. Рудный минерал (титаномагнетит и шпинель) встречается в большом количестве в основной массе, и иногда даже в виде вкрапленников. Состав фенокристаллов оливина меняется от Fo62 до Fo87; Cr# шпинелей ( $100 \cdot Cr / (Cr + Al)$ ), захваченных оливином, - от 30 до 57 (такие существенные вариации связаны с сильно меняющимся содержанием алюминия на фоне относительно постоянного содержания хрома); состав вкрапленников клинопироксена отвечает диопсиду – авгиту, плагиоклаза во вкрапленниках и основной массе – андезину-битовниту.

### 4.3. Вариации геохимического состава изученных пород.

Содержания главных петрогенных оксидов и микроэлементов приведены в таблице 2 (приложение 3). Содержания петрогенных оксидов и некоторых микроэлементов показаны на рис. 4.3 - 4.4. Большинство изученных пород относится к известково-щелочной умеренно-калиевой серии, хотя часть пород Седанкинского, Кекукнайского лавового полей и плато р. Левая Озерная принадлежит к высоко-калиевой серии (рис. 4.3). Фигуративные точки всех проанализированных пород располагаются в пределах полей составов пород Ичинской зоны моногенного вулканизма и хорошо согласуются с ранее опубликованными данными (Волынец и др., 1991; Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2004; Бычков и др., 2003). Исключение представляют платобазальты рекевой Левой и Правой Озерной, которые в большинстве случаев отличаются по содержанию и главных петрогенных, и микроэлементов (рис. 4.3 - 4.4). Следует отметить, что породы плато рек Правой Озерной и Левой Озерной, несмотря на географически близкое расположение, заметно различаются между собой по содержаниям макроэлементов.

Графики распределения микроэлементов для всех изученных пород имеют типично-островодужные признаки: это различная степень обеднения высоkozарядными элементами и тяжелыми РЗЭ и обогащение крупноионными элементами и легкими РЗЭ (рис. 4.4). Даже в породах Озерновского района в северной части СХ, где по имеющимся представлениям субдукции в голоцене не было, признаки островодужного происхождения изученных пород весьма отчетливы. Практически все проанализированные породы (за исключением единичного анализа базальтов хребта Крюки) имеют концентрации тяжелых редкоземельных элементов (HREE) ниже, чем базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB). Фактор обеднения ( $Yb_{N-MORB}/Yb_{sample}$ ) варьирует от 1,05 до 2,5. Базальты хребта Крюки, напротив, имеют концентрации HREE несколько выше, чем N-MORB ( $Yb_{N-MORB}/Yb_{sample}=0,96$ ). Наиболее низкие концентрации тяжелых редкоземельных элементов



- Седанкинский район, щитовые базальты
- Плато р.Левая Озерная
- Плато р. Правая Озерная
- Плато Двухюрточное и хребет Крюки
- ▲ Седанкинский район, продукты моногенных извержений
- △ Кекукнайский район, продукты моногенных извержений
- ◇ Район вулкана Теклетунуп
- △ Озерновский район моногенного вулканизма
- Вулкан Титила
- Вулкан Горного Института
- ◇ Вулканический массив Алней-Чашаконджа

Рис. 4.3. Диаграммы Харкера для изученных пород Срединного хребта Камчатки. Светло-серое поле отвечает составам пород внутриплитного типа Ичинской зоны моногенного вулканизма (Ича WPT), темно-серое – составам пород островодужного типа Срединного хребта (CX IAB) по (Churikova et al., 2001). Дискриминационные линии на диаграмме  $K_2O-SiO_2$  по (Le Maitre et al., 1989). Концентрации оксидов элементов на диаграммах даны в весовых процентах.

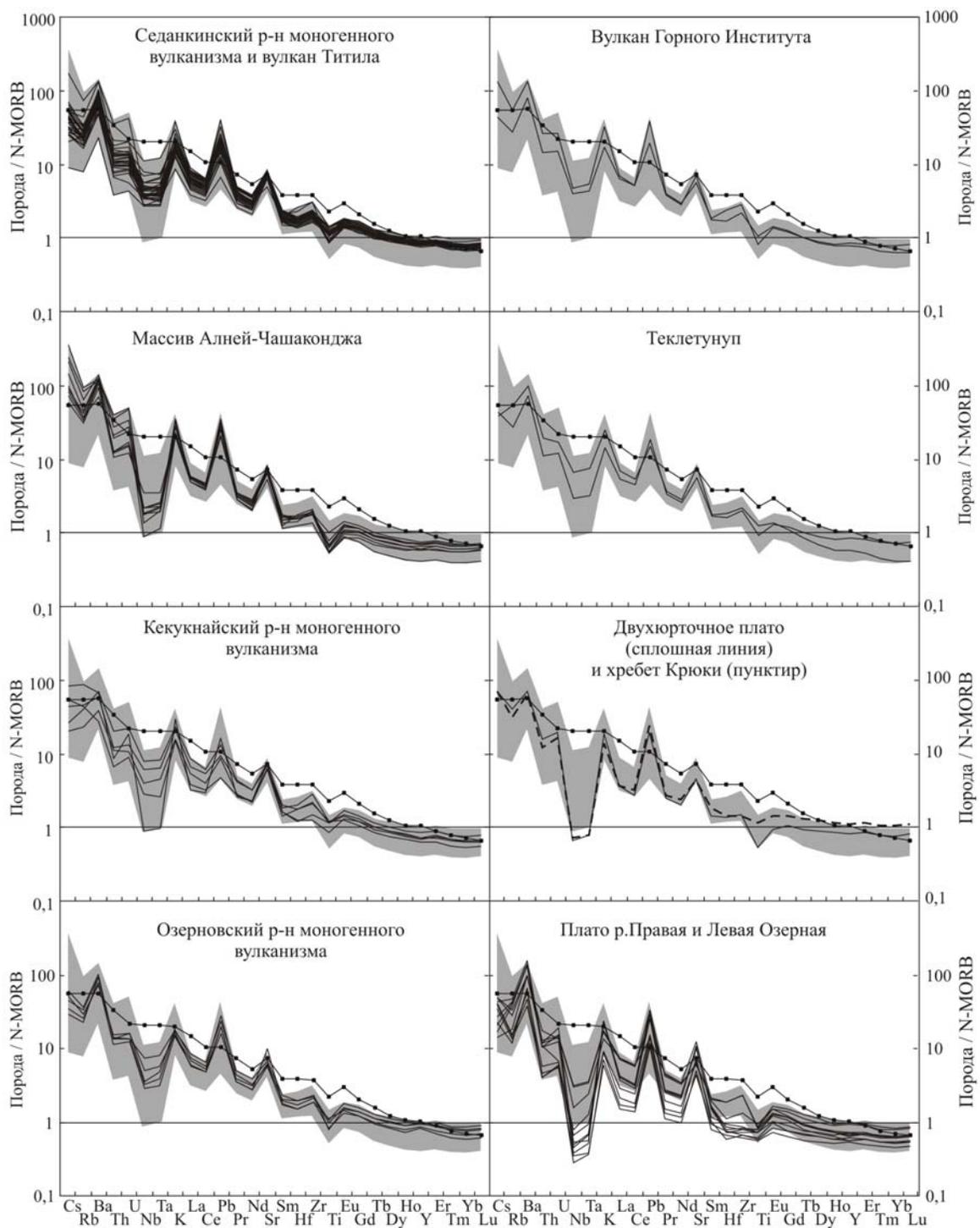


Рис. 4.4. Графики распределения микроэлементов, нормированных на N-MORB, в изученных породах Срединного хребта. Серое поле включает все проанализированные составы, за исключением пород плато р.Правая и Левая Озерная, Двухюрточное, хребта Крюки. Порядок расположения элементов по (Hofmann, 1988), добавлены Cs и все редкоземельные элементы. Концентрации элементов в N-MORB по (Sun, McDonough, 1989). Концентрации в OIB (Sun, McDonough, 1989) нанесены для сравнения (черная линия с точками).

( $Yb_{N-MORB}/Yb_{sample} > 1,65$ ) отмечены для раннеплейстоценовых базальтов плато р.Правая и Левая Озерная, серии плейстоценовых и голоценовых лавовых потоков массива Алней-Чашаконджа, лавового потока позднеплейстоценового моногенного центра в р-не в.Теклетунуп, т.е. однозначной возрастной корреляции в степени обеднения HREE не прослеживается. Хотя четкая Nb-Ta аномалия наблюдается во всех породах, в большинстве случаев концентрации Nb и Ta выше, чем в типичных островодужных породах вулканического фронта, что отражает различную степень обогащения мантийного источника этими элементами. В целом на всём протяжении Срединного хребта от района вулкана Ичинского до района вулкана Теклетунуп породы имеют сходные графики распределения микроэлементов, с близкими отношениями содержаний несовместимых элементов.

Однако встречаются и исключения. Например, в то время как все базальты Седанкинского района имеют однообразные графики распределения микроэлементов, позднеголоценовый базальт АВ0221 (лавовый поток позднеголоценового конуса Дальний (*Dirksen et al.*, 2004)) в существенно меньшей степени обогащен флюид-мобильными элементами (Cs, Rb, Th, U, K, Pb). Среди пород массива Алней-Чашаконджа исключение представляет лава позднеплейстоценового моногенного центра на его юго-западном подножии (обр. 293/1), отличаясь очень низкими концентрациями HREE и, вследствие этого, повышенными отношениями концентраций легких редкоземельных элементов к тяжелым (LREE/HREE). Породы Кекукнайского моногенного поля имеют наибольший разброс составов для одного района: от существенно обедненного HFSE и HREE базальта 415/1 (шлаковый конус 833 м. у Большого Гольцового озера) до существенно обогащенного HFSE 406/1 (дайка в западной части долины). Эти породы также характеризуются большими вариациями отношений флюид-мобильных элементов (Cs/Rb, U/Th, Ce/Pb). Очень интересная картина наблюдается для Озерновского района.

Напомним, что здесь было опробовано древнее ( $Q_1$ ?) стратифицированное плато и перекрывающее его молодое ( $Q_3^3$ - $Q_4$ ) моногенное лавовое поле. Оказалось, что продукты моногенных извержений имеют характер распределения микроэлементов, сходный с другими изученными породами СХ (с повышенными содержаниями высокозарядных элементов), а платобазальты Озерновского района четко делятся на две группы. Первая группа геохимически сходна с моногенными базальтами. Вторая группа имеет совершенно иной характер распределения микроэлементов и резко отличается от всех остальных пород СХ. Породы этой группы существенно обеднены высокозарядными и редкоземельным элементам, тогда как флюид-мобильные элементы (такие как Ba, Pb, Sr) дают на графиках ярко выраженные максимумы. Базальтылевой Озерной имеют наибольшее (в 80 раз выше!) отношение Ba/Nb среди всех изученных пород (рис. 4.5), что объясняется повышенным содержанием в породе бария и пониженным – ниобия. Отношение La/Yb в этих породах варьирует от 2,5 до 6, тогда как во всех остальных изученных моногенных базальтах СХ оно не опускается ниже 7,5. В одном образце (SR0412) установлены промежуточные между двумя группами концентрации высокозарядных элементов, при том, что содержания легких и средних редких земель в нем идентичны таковым в моногенных базальтах.

Подобный геохимический облик с пониженными содержаниями высокозарядных элементов и повышенными - крупноионных и легких литофильных элементов характерен также и для других проанализированных нами пород раннеплейстоценового возраста – андезито-базальтов плато Двухюрточное, щита-основания массива Алней-Чашаконджа, базальтов хребта Крюки. В то же время практически все позднеплейстоцен-голоценовые породы имеют повышенные концентрации элементов группы HFSE, и, вследствие этого, отношения флюид-мобильных элементов к несовместимым в этих породах ниже, чем в плато.

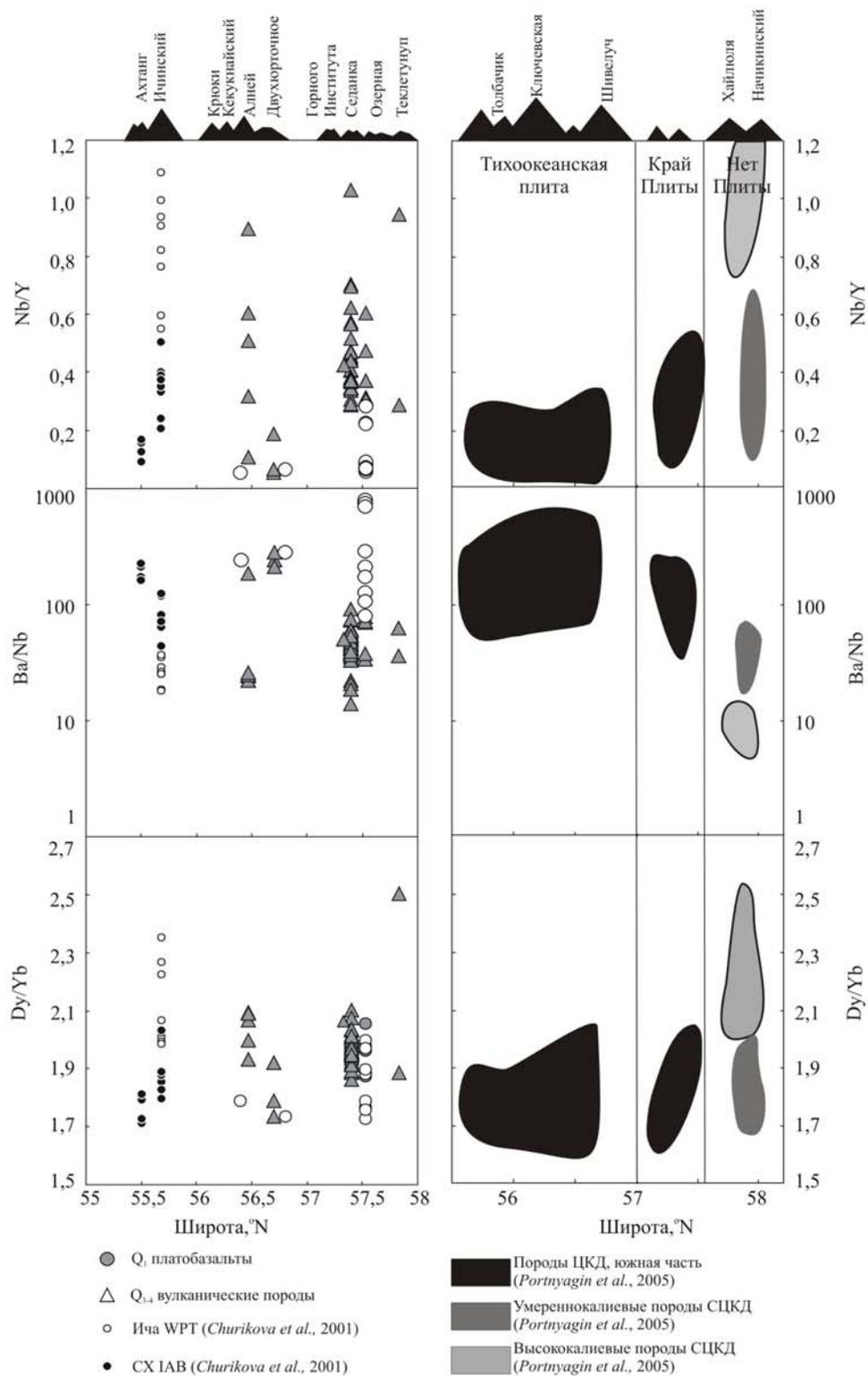


Рис. 4.5. Вариации Nb/Y, Ba/Nb, Dy/Yb в изученных породах Срединного хребта с юга на север (слева) и в породах Центральной Камчатской депрессии (справа) (по (Portnyagin et al., 2005)). При пересечении трансформного разлома, маркирующего край Тихоокеанской плиты, в породах ЦКД возрастают значения Nb/Y, Dy/Yb и уменьшается Ba/Nb. В породах Срединного хребта вариации состава не связаны с положением вулканических центров относительно края Тихоокеанской плиты. В то же время, породы раннеплейстоценовых плато Срединного хребта отличаются от позднеплейстоцен-голоценовых пород стратовулканов и моногенных конусов низкими значениями отношений Nb/Yb, Dy/Yb и сильно повышенными Ba/Nb.

При сравнении геохимических особенностей пород вдоль простирания хребта не выявляется никаких закономерных изменений ни по содержаниям макро- и микроэлементов, ни по их отношениям (рис. 4.5). Интересно, что аналогичное региональное сравнение пород Центральной Камчатской Депрессии, сделанное в работе (Portnyagin et al., 2005, рис. 4.5) выявило существенные вариации составов, приуроченные к пересечению Берингийской зоны трансформных разломов: в породах северной части ЦКД (вулканы Хайлюля и Начикинский, за пределами современной зоны субдукции) наблюдаются повышенные величины отношений Nb/Y, Dy/Yb и пониженные – Ba/Nb, по сравнению с таковыми в вулканах Ключевской группы и вулкана Шивелуч, находящимися над погружающейся Тихоокеанской плитой.

#### **4.4. Изотопы Sr, Nd и Pb**

Изотопные отношения стронция, неодима и свинца измерены в 19 представительных образцах; результаты приведены в таблице 3 (приложение 3). Изученные породы характеризуются гомогенным изотопным составом, несмотря на существенные различия географического положения, геологической обстановки и геохимического состава анализировавшихся пород. За исключением двух образцов (AB0221 и ТТ-1019/1), изученные породы имеют сравнительно узкий диапазон значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,703074-0,703359) и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0,513018-0,513106) (рис. 4.6). Эти величины обычны для четвертичных пород Камчатки и свидетельствуют о примитивном характере их источника (Volynets, 1994). Образец AB0221 (голоценовый лавовый поток шлакового конуса Дальний, Седанкинский район) характеризуется изотопными отношениями, наиболее близкими к N-MORB:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7028$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513108$ . Образец ТТ-1019/1 (позднеплейстоценовый шлаковый конус из района в.Теклетунуп), напротив, отличается высоким стронциевым (0,703557) и низким неодимовым (0,512916) изотопными отношениями, являясь наиболее обогащённой породой в нашей коллекции.

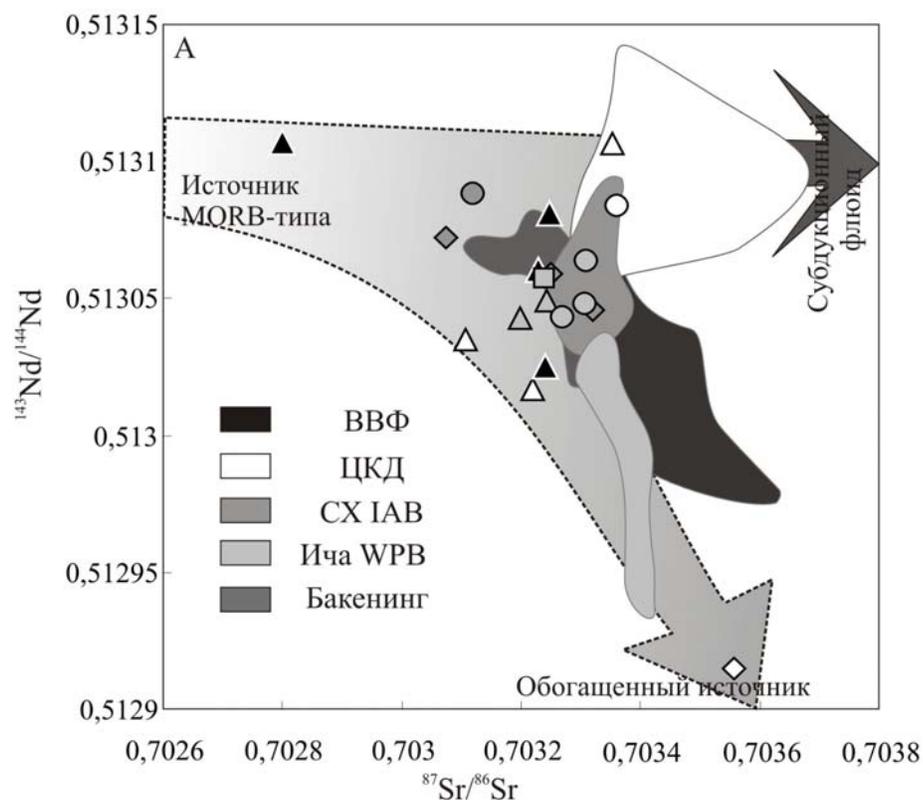


Рис. 4.6. Изотопная систематика Sr и Nd в изученных породах Срединного хребта. Условные обозначения как на рис. 4.3. Полями показаны ранее опубликованные данные по изотопному составу пород Камчатки (*Churikova et al., 2001; Dorendorf et al., 2001*). Стрелками схематически показано трехкомпонентное смешение между мантийными источниками N-MORB, OIB типа и субдукционным флюидом.

Изотопные отношения свинца имеют существенно примитивный состав ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,10-18,26$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,417-15,486$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,676-37,928$ ) (рис. 4.7), и укладываются в диапазон ранее опубликованных данных по породам СХ. Все наблюдаемые вариации изотопов свинца сводятся к достаточно тонким различиям, которыми можно пренебречь при региональном исследовании. Отличительной чертой изученных пород является полное отсутствие корреляции между изотопным составом и отношениями флюид-мобильных и несовместимых элементов (Ba/Nb, Ba/Th, U/Nb, Ce/Pb) (рис. 4.7, Г).

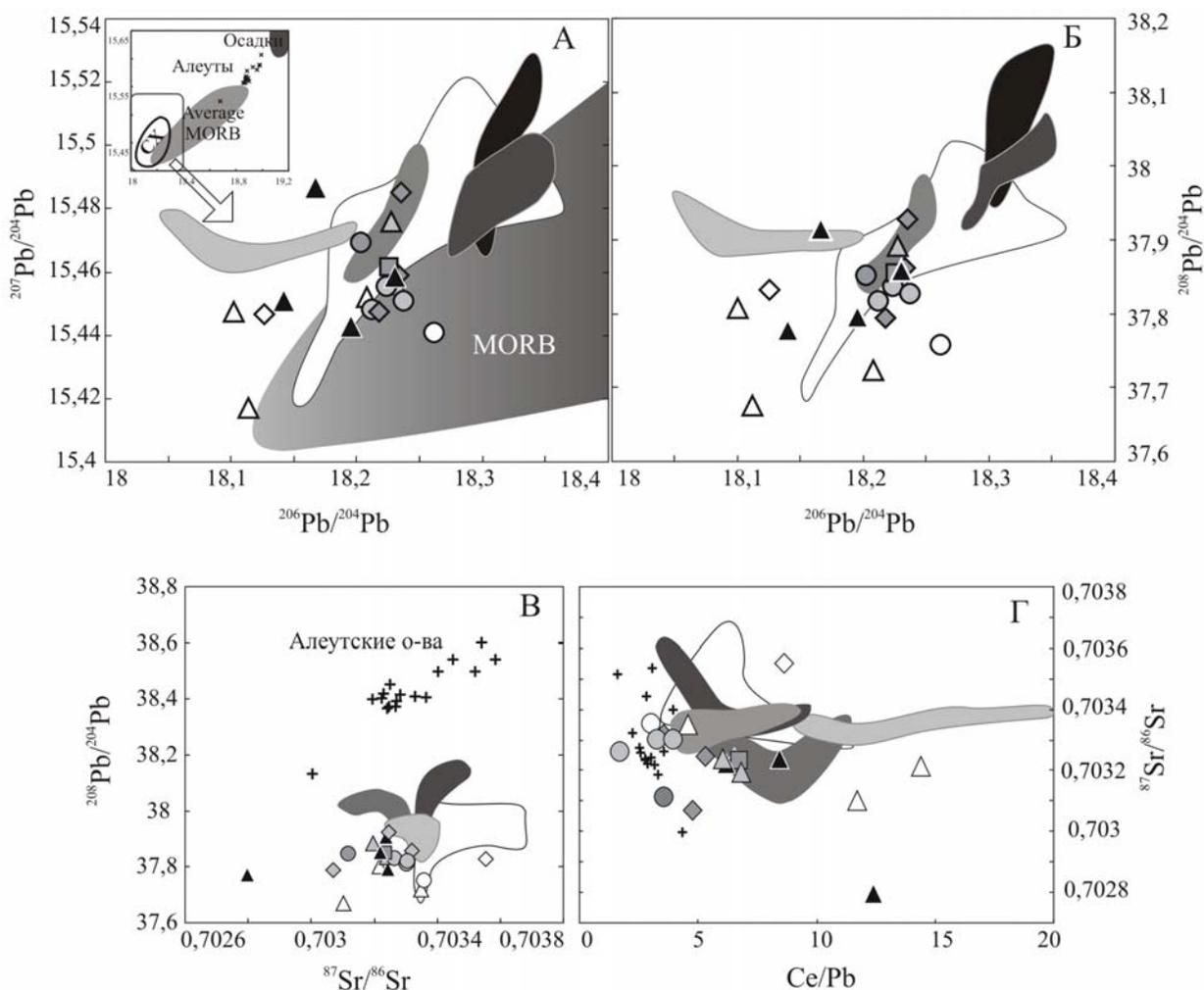


Рис. 4.7. Изотопная систематика Pb в изученных породах Срединного хребта. Полями показаны ранее опубликованные данные по изотопному составу пород Камчатки (Churikova et al., 2001; Dorendorf et al., 2001). А, Б: изотопная систематика Pb в породах СХ в сравнении с ранее изученными породами Камчатки, Алеут, N-MORB и пелагическими тихоокеанскими осадками (см. врезку). Данные по составам пород Алеутских о-вов по (Miller et al., 1994) показаны крестами, остальные условные обозначения как на рис. 4.3 и 4.6. Состав N-MORB по (Miller et al., 1994; <http://earthref.org>); пелагических тихоокеанских осадков по (Miller et al., 1994; Kersting, Arculus, 1995). В, Г:  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs. Ce/Pb в изученных породах Срединного хребта в сравнении с породами других вулканических зон Камчатки.

Таким образом, при исследовании вулканических пород вдоль простирания СХ не обнаружено никаких регулярных изменений ни в содержании главных петрогенных и микроэлементов и их отношений, ни в изотопном составе.

#### 4.5. Состав расплавных включений в оливине.

В базальте и андезито-базальте двух стадий извержения голоценового конуса Южный Черпук (ЮЧ) и позднеплейстоценовом базальте г.Скальной (СК) изучены первичные расплавные включения (РВ) в оливине (оба моногенных центра находятся в

Ичинском вулканическом районе). РВ имеют футлярообразную, овальную, эллипсовидную форму; размер анализировавшихся включений преимущественно 30-100 мкм. Содержания главных петрогенных и микроэлементов в расплавных включениях и породах приведены в таблице 4 (приложение 3). На диаграммах Харкера (рис. 4.8) фигуративные точки расплавов базальта и андезито-базальта ЮЧ образуют компактные поля, близкие по составу исходным образцам. Изменения в их составе могут быть описаны в рамках одного тренда фракционной кристаллизации, отвечающего тренду фракционирования ранее изученных пород Ичинского вулкана (*Churikova et al.*, 2001). Эти расплавы принадлежат к известково-щелочной умеренно-калиевой серии. Расплавные включения базальта СК напротив, образуют независимые тренды фракционирования, имея более щелочной, магнезиальный, обогащенный титаном состав. Они располагаются на границе полей высоко-калиевой и шшонитовой серии. Графики распределения микроэлементов в изученных расплавных включениях и исходных породах показаны на рис. 4.9. Распределение микроэлементов в РВ и породах имеет схожий характер. В РВ наблюдается более широкий спектр концентраций микроэлементов, чем в исходных породах, однако отношения микроэлементов в РВ и породе остаются более-менее постоянными; таким образом, состав изученных включений характеризует состав исходных расплавов для пород СК и ЮЧ.

РВ в базальте СК имеют высокие концентрации Nb и TiO<sub>2</sub> (Nb в породе СК - 16, TiO<sub>2</sub> – 1,78, в расплавах Nb=23 – 31 и TiO<sub>2</sub>=1,81-2,26), значительно выше, чем в базальте ЮЧ и в его РВ (Nb=8-10, а TiO<sub>2</sub> =1,12-1,28). Вследствие этого отношения Ва/Nb и U/Nb значительно ниже в СК (18-22 и 0,02-0,04), чем в ЮЧ (46-70 и 0,04-0,11), а Nb/Yb, напротив, выше в СК (около 11, тогда как в ЮЧ – 2,5). Все вышеперечисленные различия свидетельствуют о том, что породы СК и ЮЧ не связаны процессами фракционной

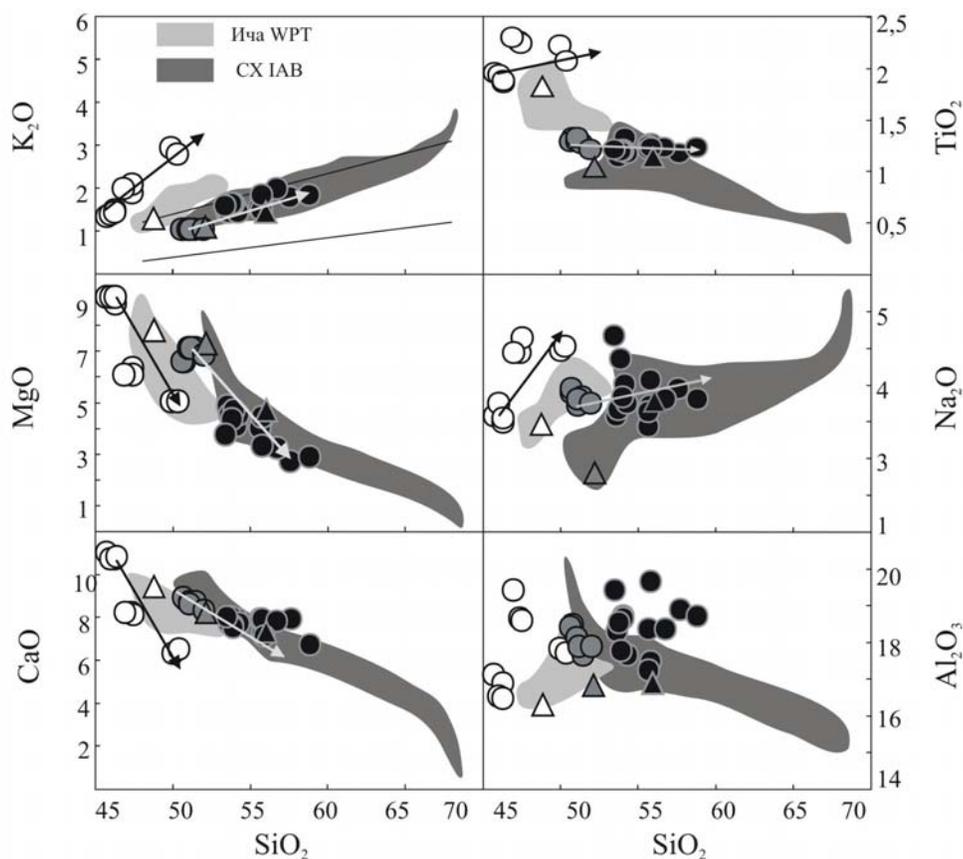


Рис. 4.8. Диаграммы Харкера для расплавных включений (кружки) и исходных пород (треугольники). Дискриминационные линии на диаграмме  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  по (Le Maitre, 1989). Полями показаны составы пород внутриплитного типа Ичинской зоны моногенного вулканизма (Ича WPT) и пород островодужного типа Срединного хребта (CX IAB) по (Churikova et al., 2001). Условные обозначения: значки белого цвета - базальт г. Скалистая (СК); серого - базальт первой стадии извержения Ю. Черпука (ЮЧ1); черного - андезит-базальт конечной стадии извержения Ю. Черпука (ЮЧ2). Стрелками показано направление трендов фракционирования. Концентрации оксидов даны в весовых %.

кристаллизации и образовались из разных источников, несмотря на близкое пространственное и временное расположение моногенных центров. Интересной особенностью всех изученных расплавных включений является их высокое  $Dy/Yb$  отношение (1,5-2,44). РВ СК имеют наибольшие концентрации Nb, Hf, Zr, Ti из всех изученных пород и РВ Срединного хребта, максимально приближаясь к составу базальтов внутриплитного типа (ОИВ). Вместе с тем, изученные РВ характеризуются повышенными по сравнению с ОИВ концентрациями K, Ba, Sr, Pb. Концентрации летучих в общем отвечают ранее опубликованным данным по CX (Churikova et al., 2003). Хотя S и Cl в наших образцах (200-1500 ppm и 250 - 780 ppm, соответственно) показывают большие

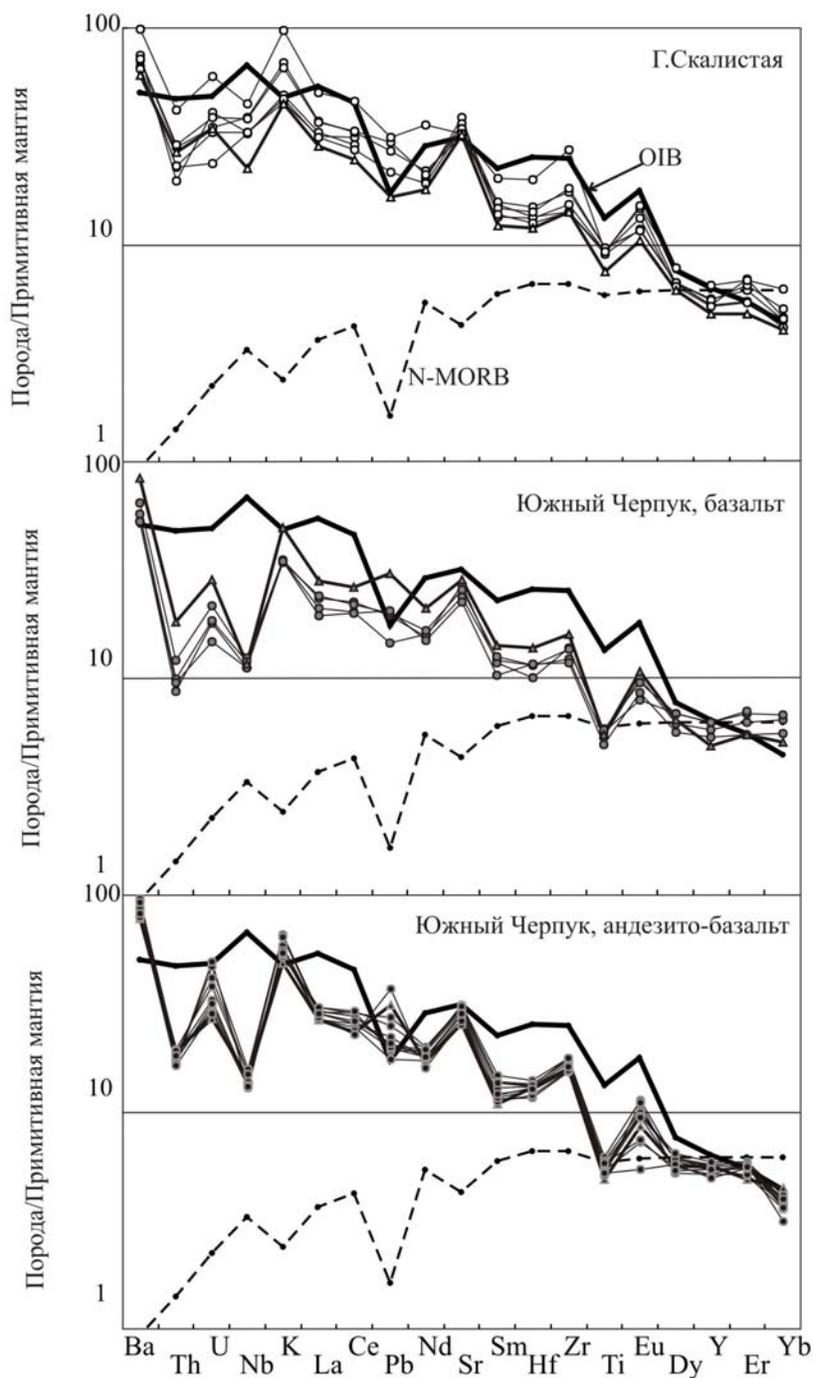


Рис. 4.9. Графики распределения микроэлементов в расплавных включениях (тонкие линии с кружками) и исходных породах (тонкие линии с треугольниками). Концентрации микроэлементов нормированы на состав примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). Концентрации в N-MORB и OIB по (Sun, McDonough, 1989) нанесены для сравнения.

вариации, чем в ранее изученных породах Ичинской и Ахтангской зоны, они все же существенно ниже, чем в таковых для ВВФ и ЦКД. Содержание фтора несколько более постоянно и имеет более высокие значения, чем в породах ВВФ и большей части ЦКД (Churikova et al., 2003, 2004). F/Cl отношение положительно коррелирует с V/La, U/Nb, V/Nb, U/Th. Также наблюдаются положительные корреляции V/La с  $K_2O$ , U/Nb и Li/Yb.

В целом, состав изученных расплавных включений в основном соответствует составу плейстоцен-голоценовых пород Срединного хребта. Интересно, что несмотря на близкое пространственное и временное расположение вулканических центров Ю.Черпука и г.Скалистой, их магмы не связаны процессами фракционной кристаллизации и имеют относительно разный состав, что видимо связано с существенно гетерогенным характером мантии под Срединным хребтом.

Таким образом, на основании изложенных результатов можно сформулировать **первое защищаемое положение**: *Изучен вещественный состав плейстоцен-голоценовых пород Срединного хребта Камчатки. Существенных вариаций в геохимическом и изотопном составе пород вдоль простирания хребта не обнаружено: все плейстоцен-голоценовые породы Срединного хребта Камчатки относятся к умеренно- и высококалиевым типам известково-щелочной серии, характеризуются островодужным распределением микроэлементов и примитивными значениями изотопных отношений. Раннеплейстоценовые породы (плато) отличаются от позднеплейстоцен-голоценовых (стратовулканы и моногенные конуса) пород Срединного хребта по содержанию целого ряда микроэлементов и величине их отношений.*

## Глава 5.

### УСЛОВИЯ И МЕХАНИЗМЫ МАГМООБРАЗОВАНИЯ В СРЕДИННОМ ХРЕБТЕ КАМЧАТКИ. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПРОЯВЛЕНИЯ ВУЛКАНИЗМА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ.

Вопрос разнообразия вулканических пород, образующихся в зонах субдукции, был и остается одним из главных вопросов геологии, геохимии, геодинамики. Множество работ, вышедших в последние годы, посвящено геодинамическому контролю химического состава островодужных магм, составу и количеству флюида, принимающего участие в генезисе островодужных пород и остаточным фазам, контролирующим равновесие расплав/твердая фаза в перидотите (*McCulloch and Gamble, 1991; Ayers, 1997; Pearce and Parkinson, 1993; Churikova et al., 2001*; и т.д.). Было показано, что наиболее эффективным инструментом для таких целей является химия микроэлементов (и отношений микроэлементов), а также изотопные систематики пород. Для характеристики и классификации мантийных источников используются концентрации несовместимых элементов и их отношения, которые особенно чувствительны к вариациям состава источника и в меньшей степени – к процессам частичного плавления. Особенно информативными в этом плане являются отношения пар сильно несовместимых элементов, чьи коэффициенты распределения весьма близки, не меняются в процессе фракционной кристаллизации и мало варьируют во время частичного плавления; они практически не меняются в ходе эволюции расплава и соответствуют таковым в мантийном, родительском источнике (*Rollinson, 1993*). Поэтому любые вариации в таких элементных парах, как Y-Tb, La-Ta, La-Nb, Ta-Th, Zr-Hf-Sm, U-Nb-Ta-K, и т.д., будут отражать гетерогенность в источнике, имеющую место вследствие смешения, контаминации или других магматических процессов. Поскольку геодинамический контроль состава магм не вызывает сомнений, мы можем использовать химию

микроэлементов для реконструкции условий и причин зарождения расплавов. Так, отношения La/Ta, Zr/Nb, K/Yb, Ta/Yb, Sm/Nb, которые не меняются в зависимости от расстояния до вулканического фронта, однако значительно отличаются в островодужных и внутриплитных сериях, могут быть полезными для определения состава (обогащенности или обеднения) мантийного источника и участия флюидов в плавлении. В ряде работ (например, *Pearce, 1983; McCulloch & Gamble, 1991*) с целью оценить вклад флюидной компоненты в мантийный источник использовались содержания несовместимых редких элементов в примитивных островодужных вулканических породах. Проблемы в этих расчетах связаны с наличием множества дополнительных факторов, влияющих на геохимический состав породы. Важнейшими из них являются: состав мантийного источника, различная степень его плавления, вклад осадочного материала субдуцируемой плиты, субконтинентальной литосферы или коровых пород. Комплексное изучение геохимического и изотопного состава пород на основании максимально (насколько это возможно) репрезентативной коллекции дает возможность определить некоторые из этих факторов и оценить геодинамическую обстановку даже в отсутствии надежных геофизических данных.

### **5.1. Состав источников, вовлеченных в генерацию магм в Срединном хребте**

#### **Камчатки.**

При сравнении характера распределения микроэлементов во всех изученных породах Срединного хребта выявляются существенные вариации содержания высокозарядных и подвижных во флюиде элементов (рис. 4.4, 4.5), при достаточно постоянном изотопном составе (рис. 4.6, 4.7). Сравнение образцов преимущественно базальтового состава позволяет исключить возможные эффекты процессов фракционирования, а выбор образцов с максимально отличными геохимическими характеристиками для изотопного анализа позволяет утверждать, что в исследование

вошли все возможные вариации составов источников. Таким образом, главный вопрос, на который мы попытались ответить, можно сформулировать так: какова причина наблюдаемого разнообразия микроэлементного состава при существенной гомогенности изотопного состава пород?

Согласно современным представлениям о процессах, происходящих в зонах конвергентного сочленения плит, в образовании магм в надсубдукционных зонах могут участвовать следующие компоненты: в различной степени обедненная мантия; обогащенная мантия; субдуцированные осадки; контаминированное вещество коры; частичные расплавы погружающейся плиты (т.н. «адакитовый компонент»); флюид, отделяющийся от субдуцируемой плиты (*McCulloch, Gamble, 1991; Sun, McDonough, 1989; Hofmann, 1988; Pearce, Parkinson, 1993; Ayers, 1997; Plank, Langmuir, 1988; Poli, Schmidt, 2002; Muenker et al., 2004;* и многие другие). Мы оценили степень участия и состав каждого из вышеперечисленных компонентов, исходя из полученных данных по микроэлементному и изотопному составу пород, с использованием математического моделирования процессов смешения, частичного плавления и кристаллизации магм.

### ***5.1.1 Состав мантийного источника***

Основной состав изученных вулканических пород и примитивные значения изотопных отношений в них (рис. 4.3 – 4.7) свидетельствуют о мантийном происхождении исходных магм. Поскольку отношения несовместимых элементов и изотопные значения не меняются в процессе дифференциации, они сохраняют те же величины, что и в родительском расплаве. Поэтому в первую очередь мы попытались определить состав мантийного источника вещества. При этом мы исходили из предположения (*McCulloch, Gamble, 1991*) о том, что при стационарном режиме плавления в зону плавления мантийного вещества большую часть легких литофильных элементов и, в меньшей степени – легких редкоземельных элементов, поставляет водный флюид, отделяющийся от

плиты. Источником же тяжелых редкоземельных и высокозарядных элементов, которыми флюид обеднен, в основном является мантия. Методика расчета состава мантии до взаимодействия с субдукционным компонентом описана в (Pearce, 1983; Pearce, Parkinson, 1993) и основана на предположении, что HFSE и HREE элементы не переносятся в значительных количествах флюидной фазой. Кривая состава мантийного источника (до добавки флюида) создается аппроксимацией таких элементов на спайдерограммах (пунктирная линия на рис. 5.1); концентрации флюид-мобильных элементов в мантийном источнике до добавления субдукционного компонента интерполируются на основе их относительной совместимости таким образом, чтобы получить сравнительно гладкую кривую без «субдукционных» максимумов и минимумов. На основании существующих данных по коэффициентам распределения минерал-расплав (Rollinson, 1993; White, 2000; Green et al., 2000; Zack et al., 1997; Gregorie et al., 2000; Kennedy et al., 1993; Ionov, 1997; La Tourette et al., 1995; Foley et al., 1996; Johnson, 1998; Hauri et al., 1994; Hart, Dunn, 1993; база данных GERM и др.) и минеральному составу мантии (Колосков, 1999) мы подсчитали состав мантии до добавки флюида, добиваясь максимального соответствия аппроксимированной и модельной кривой распределения микроэлементов (рис. 5.1). Степень плавления была оценена по модели (Plank, Langmuir, 1988) на основании  $\text{Na}_2\text{O}_{6.0}$ - $\text{CaO}_{6.0}$  систематики. Согласно этим расчетам, подавляющая часть продуктов позднплейстоцен-голоценовых извержений образовалась при небольших степенях плавления (9-12 %), тогда как пониженные концентрации  $\text{Na}_2\text{O}_{6.0}$ , при повышенных –  $\text{CaO}_{6.0}$ , в базальтах раннеплейстоценовых плато, скорее всего, свидетельствуют в пользу более высоких (до 20 %) степеней плавления мантии в их источнике, близких к степеням плавления, рассчитанным в работе (Churikova et al., 2001) для пород ВВФ.

Оказалось, что состав мантийного источника плейстоцен-голоценовых пород СХ может быть описан как смесь обедненного в различной степени вещества мантии MORB-

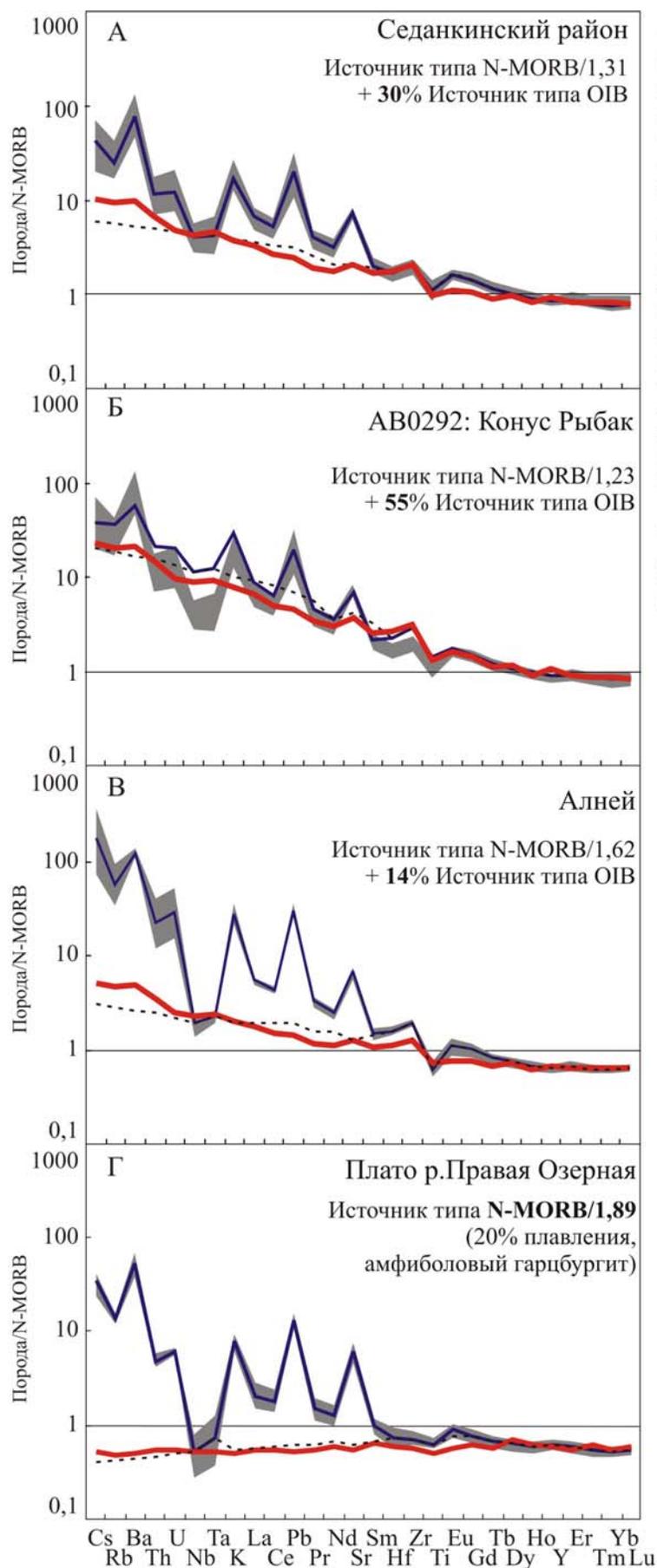


Рис. 5.1. Рассчитанный предположительный состав мантийных расплавов до взаимодействия с субдукционным флюидом. Пунктирная линия: состав, аппроксимированный по методу (Pearce, 1983; Pearce, Parkinson, 1993) на основе относительной совместимости микроэлементов. Жирная красная линия: состав, рассчитанный методом геохимического моделирования. Серым полем показан средний диапазон составов пород района, синей линией - состав, взятый в основу расчетов. Концентрации микроэлементов нормированы на N-MORB по (Sun, McDonough, 1989). Порядок расположения элементов по (Hofmann, 1988), добавлены Cs и все редкоземельные элементы. Обсуждение в тексте.

типа (шпинелевого лерцолита) с тем или иным количеством вещества обогащенной мантии OIB-типа (от 14% до 55% гранатового лерцолита в наиболее обогащенных разностях) (рис. 5.1, А-В), тогда как породы раннеплейстоценовых плато скорее всего являются результатом достаточно больших степеней плавления сильно обедненной мантии (амфиболового гарцбургита), без участия обогащенной мантии (рис. 5.1, Г). На присутствие обогащенного мантийного источника в тыловой части Камчатки неоднократно указывалось в ряде опубликованных работ (*Volynets*, 1994; *Churikova et al.*, 2001; *Münker et al.*, 2004); наши данные подтверждают это предположение. Обеднение вулканических пород Камчатки тяжелыми редкоземельными элементами ранее связывалось с крупномасштабными выплавками платобазальтов в раннем плейстоцене (*Churikova et al.*, 2001; *Münker et al.*, 2004). Наши наблюдения показывают, что источник платобазальтов Озерновского района уже имел пониженные концентрации HREE, т.е. событие, повлекшее за собой региональное обеднение мантийного клина под Камчаткой должно было иметь место раньше, т.е. в до-раннеплейстоценовое время.

#### **5.1.2. Оценка возможного участия субдуцированных осадков и корового вещества**

На основании данных по изотопам свинца и бериллия было показано, что осадки не играют существенной роли в образовании магмы под Камчаткой (*Kersting, Arculus*, 1995; *Цветков и др.*, 1989). Низкие значения изотопов стронция свидетельствуют о том, что процессы контаминации корового вещества также не влияют на состав магмы (*Dorendorf et al.*, 2000; *Churikova et al.*, 2001).

Наши данные подтверждают эти выводы. Поскольку пелагические осадки имеют очень высокие изотопные отношения свинца и стронция ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18,8$ ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,711$ ), а источник MORB-типа, наоборот, низкие ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18$ ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7025$ ), то добавка минимального (менее 1 %) количества осадка в мантийный источник приводит к

резкому повышению этих отношений в сравнении с “чистыми” расплавами MORB. Нерадиогенный состав свинца и стронция в изученных породах исключает возможное участие субдуцированного осадка и коры, что подтверждается также отсутствием корреляции между изотопами свинца, стронция и отношениями флюид-мобильных и несовместимых элементов (Ce/Pb, Ba/Nb, U/Nb, Ba/Th), а также результатами математического моделирования. На рис. 5.2 показана принципиальная схема смешения

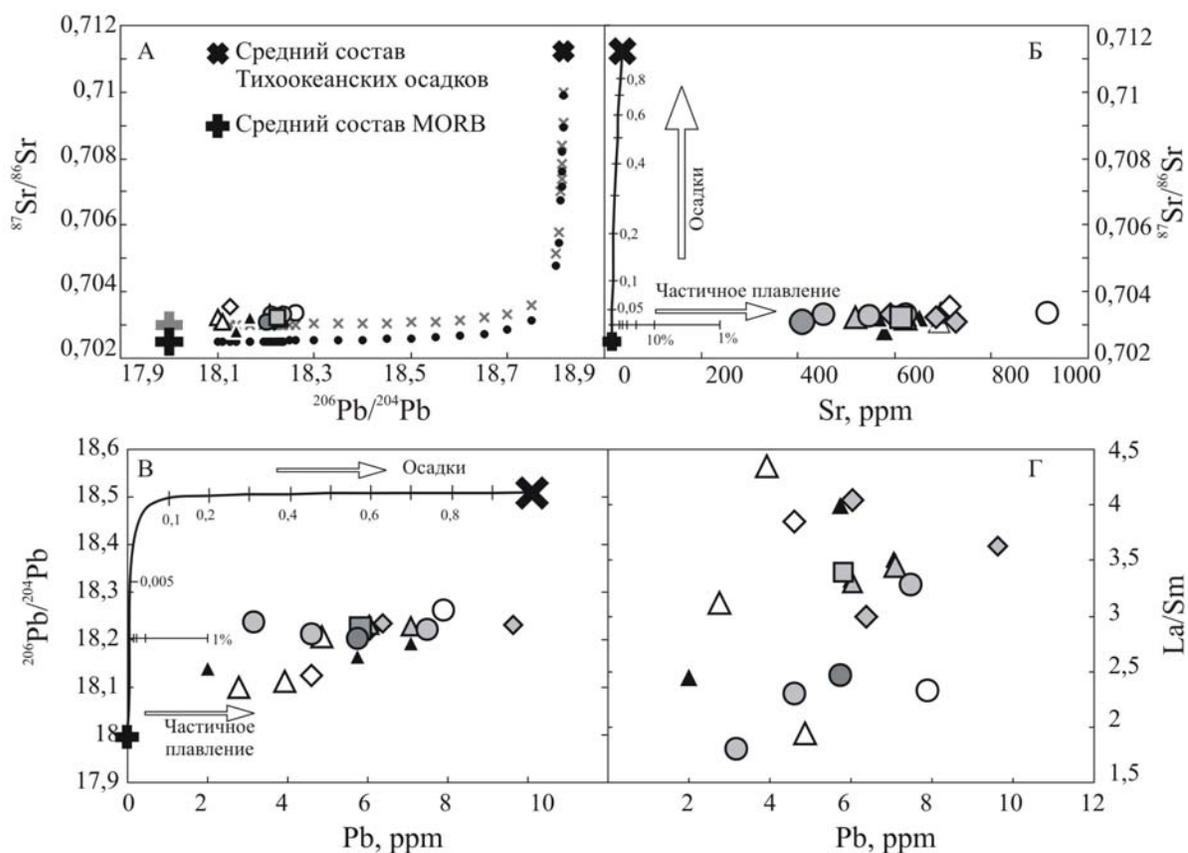


Рис. 5.2. Принципиальная схема смешения мантийного источника N-MORB типа и субдуцированных осадков, рассчитанная на основе изотопной систематики и концентраций Sr и Pb в конечных членах. Данные по изученным породам CX нанесены для сравнения. А) Линия смешения, показанная черными точками, относится к смешению осадков и мантийного источника N-MORB типа со средним изотопным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7025$ . Линия смешения, показанная серыми косыми крестиками, отображает смешение осадков и мантийного источника N-MORB типа при изотопном отношении стронция в последнем 0,703. При таком изотопном составе мантийного источника наши данные лежат на кривой смешения. Б) Кривая смешения, рассчитанная на основании изотопного состава Sr и его концентраций в конечных членах смеси, и рассчитанная линия частичного плавления смеси мантийного источника N-MORB типа с 2% осадка. В) Кривая смешения, рассчитанная на основании изотопного состава Pb и его концентраций в конечных членах смеси, и рассчитанная линия частичного плавления смеси мантийного источника N-MORB типа с 0,2% осадка. Г) La/Sm vs. Pb (ppm) для образцов CX, проанализированных на изотопный состав. Детали см. в тексте.

вещества мантии MORB-типа и субдуцированных осадков.

При расчете смешения на основании двух изотопных систем (свинца и стронция, рис. 5.2, А), очевидно, что хотя фигуративные точки наших образцов не соответствуют кривой смешения, форма и наклон последней зависят главным образом от принятого изотопного состава стронция в мантии. Если предположить, что отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в мантии не 0,7025, как было принято для расчета, а 0,703, то все полученные составы пород будут достаточно хорошо отвечать кривой смешения этих двух источников. Для проверки правомерности такого предположения, мы промоделировали процесс смешения на основании концентрации стронция и его изотопного состава (рис. 5.2, Б), а также концентрации и изотопного состава свинца (рис. 5.2, В). На обеих диаграммах наши данные лежат далеко за пределами кривых смешения. При  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(\text{MORB})}=0,7025$  в принципе было бы возможно, что смесь мантийного вещества с 2% осадка была подвергнута частичному плавлению, что привело к увеличению концентрации стронция. Однако, даже таким образом мы не получаем наблюдаемых в породах концентраций стронция без привлечения в процесс смешения других компонентов: как следует из подсчитанной линии плавления, даже при невозможно низких степенях плавления (например, 1%), содержание стронция достигает только 250 ppm, что значительно ниже наблюдаемых концентраций в породах.

На рис. 5.2, В представлены дальнейшие доказательства отсутствия осадка в источнике магм. Смешение мантийного источника с минимальным количеством осадка (0,2%) и дальнейшее частичное плавление смеси приведет к увеличению концентрации свинца до 2 ppm при степени плавления 1%, тогда как концентрации свинца в исследуемых породах достигают 10 ppm. Более того, если бы на состав пород влиял главным образом процесс частичного плавления, это непременно отразилось бы на отношениях других микроэлементов, как, например, на La/Sm отношении. Из рис. 5.2, Г

видно, что не этот процесс является главной причиной вариаций содержания свинца. Таким образом, наши данные ясно свидетельствуют о минимальном участии (либо отсутствии всякого участия) осадков в генерации магм в Срединном хребте Камчатки.

### **5.1.3. Адакитовый компонент**

Адакитовый компонент (т.е. расплав субдуцируемой плиты), как региональный фактор, влияющий на составы пород, скорее всего может быть исключен из дискуссии, так как его присутствие не только отразилось бы на высоких отношениях Sr/Y и La/Yb, но и привело бы к увеличению содержания кремнезема при повышенной магнезиальности, что не наблюдается в наших породах: как уже упоминалось выше, в исследование вошли только примитивные, низкокремнистые разности, редкие же образцы более кислого состава (андезиты, дациты) имеют достаточно низкое содержание магния и стронция. К тому же достаточно маловероятно, чтобы погружающаяся Тихоокеанская плита была настолько горячей, чтобы плавление происходило на столь большой территории (протяженность профиля исследования – более 200 км с юга на север). В нашей коллекции наиболее высокие отношения La/Yb (хотя все же значительные меньшие, чем в типичных адакитах) наблюдаются в двух образцах позднеплейстоценовых моногенных построек (рис. 5.3): ТТ-1019/1 (р-н в.Теклетунуп, La/Yb=14) и 293/1 (р-н в.Чашаконджа, La/Yb=10,3). В образце ТТ-1019/1 это отношение сопровождается повышенными концентрациями Nb, Ta, Ti, Zr и скорее всего отражает присутствие в источнике магм вещества обогащенной мантии и низкую степень плавления. В образце 293/1, напротив, содержания высокозарядных несовместимых элементов достаточно низкие, близкие к MORB. Для этого образца методом геохимического моделирования оценено количество адакитовой компоненты в источнике (~1%). Вывод об участии частичного расплава плиты в генезисе магмы в этом районе оправдан также и в геологическом смысле: массив Алней-Чашаконджа находится на западном продолжении Берингийского трансформного разлома,

которое трассируется наличием адакито-подобных пород на Камчатке и вероятно отражает остаточные явления плавления Тихоокеанской плиты в этой зоне (Yogodzinsky *et al.*, 2000; Churikova *et al.*, 2001).

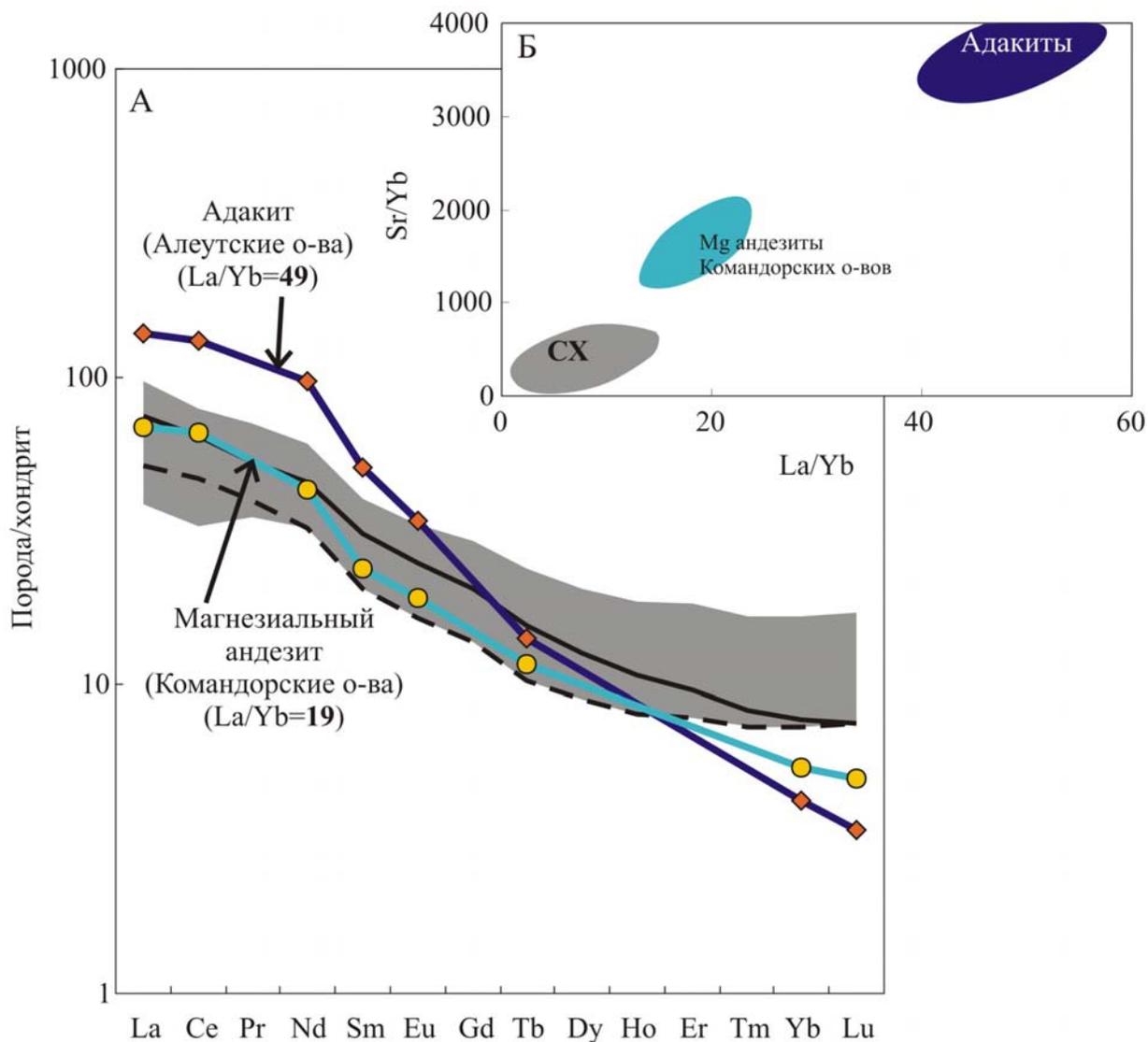


Рис. 5.3. Сравнение микроэлементного и редкоземельного состава адакитов Алеутских островов, магнезиальных андезитов Командорских островов и изученных пород Срединного хребта Камчатки (серое поле). А) Распределение редкоземельных элементов в породах. Концентрации нормированы на хондрит C1 (Sun, McDonough, 1989). Черная сплошная линия - образец ТТ-1019/1 (район вулкана Теклетунуп), черная пунктирная линия - 293/1 (южное подножие в.Чашаконджа). Б) Sr/Yb vs. La/Yb в породах трех групп. Видно, что как типичные адакиты, так и магнезиальные андезиты Командорских островов, содержащие адакитовый компонент в источнике магм, имеют значительно более высокие отношения Sr/Yb, La/Yb, чем породы Срединного хребта Камчатки. Состав алеутских адакитов и командорских андезитов по (Yogodzinski *et al.*, 1995).

#### 5.1.4. Состав и количество субдукционного флюида

Графики распределения микроэлементов в изученных породах имеют ясные островодужные признаки с четкими максимумами флюид-мобильных элементов и высокими значениями отношений флюид-мобильных элементов к несовместимым элементам. Согласно последним данным по коэффициентам распределения минерал-расплав-флюид (Ayers, 1998; Brenan et al., 1995), субдукционные флюиды должны быть обогащены LILE (K, Cs, Rb, Ba, Pb), в меньшей степени – LREE, и обеднены HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf), Th и HREE, что находит подтверждение в распределении микроэлементов в вулканических породах многих островных дуг (Gill, 1981; Tatsumi et al., 1995, а так же многие другие).

Такие элементы, как U, Ba, Th, Pb легко переносятся с флюидом, тогда как Nb, Ta, Ce обладают существенно меньшей растворимостью во флюиде, хотя ведут себя схожим образом в расплаве. Таким образом, отношения Ba/Nb, U/Nb, Ce/Pb существенно не меняются в процессе частичного плавления, но малейшая добавка флюида немедленно отражается на их величине, причем чем более обеднен мантийный источник, тем меньшее количество флюида потребуется, чтобы увеличить отношения этих элементов. Диаграммы отношений микроэлементов (рис. 5.4) позволяют нам выделить как минимум три группы с различным количеством вовлеченного флюида и/или его различным составом.

К первой группе относятся все позднеплейстоцен-голоценовые вулканические породы Седанкинского района (и моногенные, и продукты щитовых вулканов), базальты моногенного поля реки Правой Озерной, породы вулкана Горного Института, моногенные базальты Кекукнайского района. Фигуративные точки указанных пород образуют достаточно компактную группу на всех диаграммах и имеют низкие значения отношений флюид-мобильных/несовместимых элементов. В работах (Noll et al., 1996; Hattori, Guillot, 2003; Wörner et al., 2001) было показано, что халькофильные и сидерофильные элементы

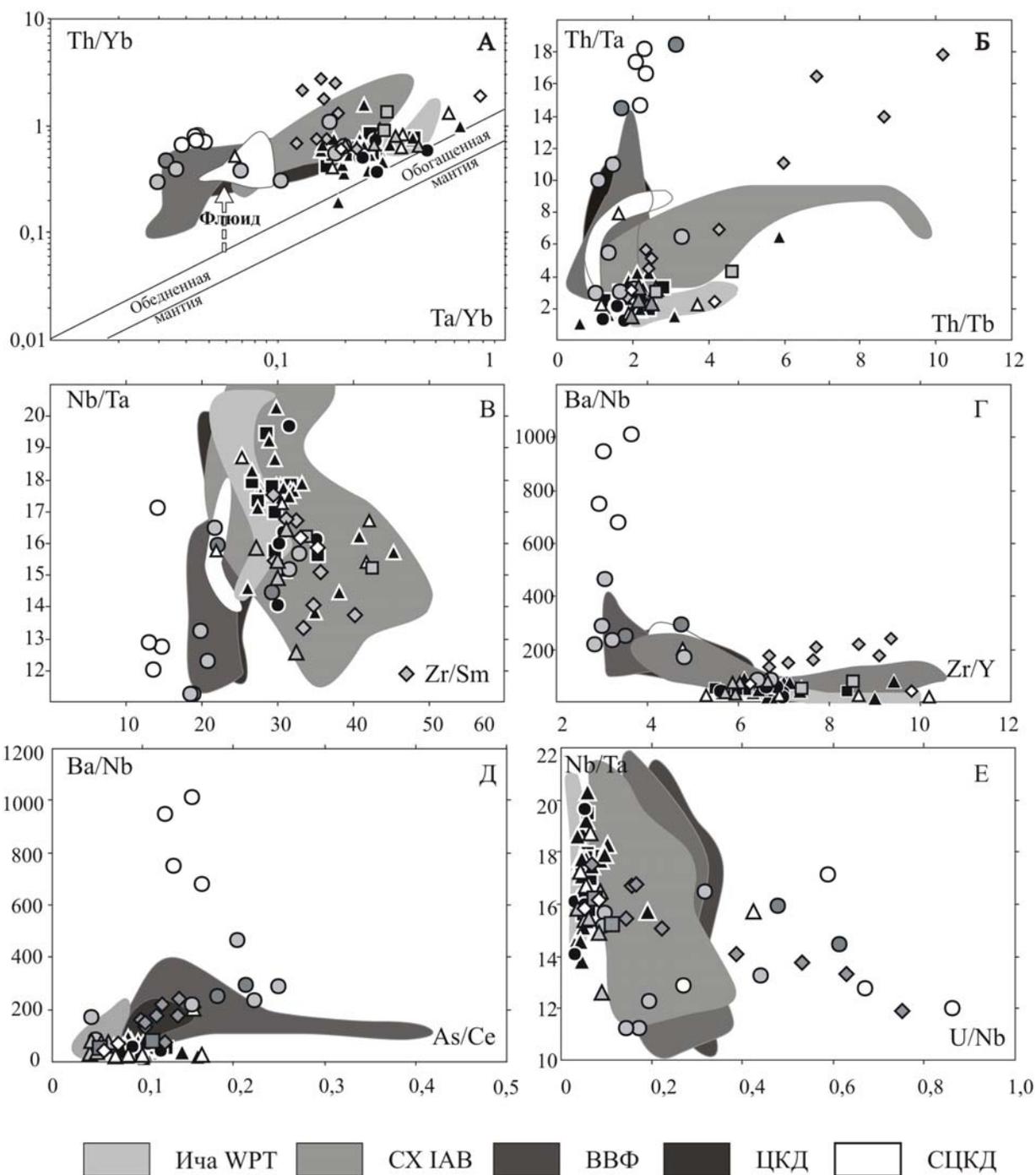


Рис. 5.4. Диаграммы зависимостей отношений несовместимых элементов для пород Срединного хребта. Поля отвечают составам пород по (Churikova et al., 2001): Ичинской зоны моногенного вулканизма, породы внутрилитного типа (Ича WPT); породы островодужного типа Срединного хребта (CX IAB); породам Восточного Вулканического Фронта (ВВФ); Центральной Камчатской Депрессии (ЦКД); северной части Центральной Камчатской Депрессии (СЦКД: вулканы Шивелуч, Харчинский, Заречный). Остальные условные обозначения как на рис. 4.3.

охотно распределяются во флюидную фазу и таким образом могут быть использованы для реконструкции состава источника. Породы указанной группы отличаются очень низким значением As/Ce отношения, что говорит о малом количестве флюида в источнике.

Вторая группа (рис. 5.4) отличается несколько более высокими значениями U/Nb, Ba/Nb, As/Ce. В нее входят базальты плато Правой Озерной, породы массива Алней-Чашаконджа, Двухюрточного плато и базальты хребта Крюки, а также образец 415/1 (бомба плейстоценового шлакового конуса Кекукнайского района). Породы этой группы отвечают умеренному количеству флюида и в целом имеют меньшие концентрации несовместимых высокозарядных элементов, чем породы первой группы.

Породы платолевой Озерной образуют отдельное поле на всех диаграммах (рис. 5.4), отличаясь очень высокими концентрациями бария и стронция (до 1000 ppm) при том же значении As/Ce, и очень низкими концентрациями всех высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti).

Все вышеперечисленные особенности указывают на присутствие в источнике флюида в различных количествах или разных составов. В целом, наши данные ясно подтверждают участие флюида в генерации магм СХ, что соответствует предположению о связи молодого вулканизма Срединного хребта с зоной субдукции.

Для оценки количества флюидной компоненты ко всем смоделированным мантийным составам (см. выше - гл. 5.1.1, рис. 5.1) мы добавили модельный флюид, состав которого рассчитан в работе (Stolper, Newman, 1994); концентрации Ba, Nb и Pb были взяты из работы (Brenan et al., 1995). Полученные модельные составы пород (рис. 5.5) часто имеют слишком высокие концентрации Y, Zr, Nb и Ta, хотя для наиболее обогащенных компонентом ОИВ-типа разностей это различие не столь существенно (скорее всего вследствие невысокого количества флюидной компоненты, добавленной в источник этих пород). Количество флюида было подобрано таким образом, чтобы достичь

наибольшего соответствия самых подвижных во флюиде элементов (таких, как Rb, K, Ba, Sr и Pb) в модели с концентрациями в породах.

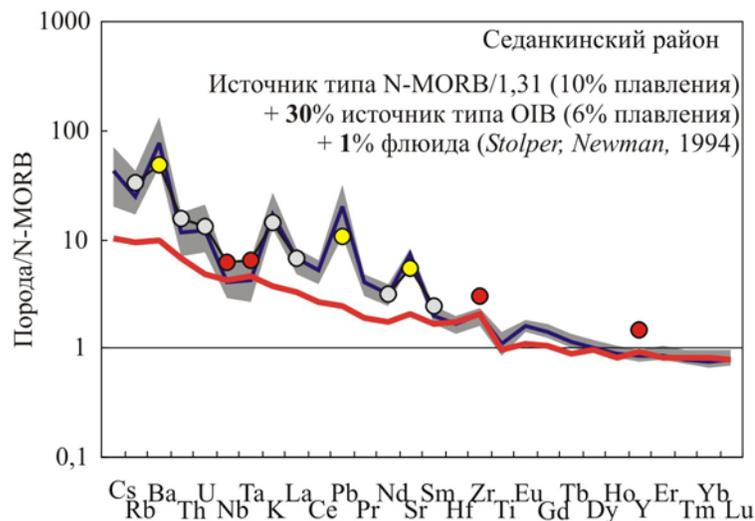


Рис. 5.5. Рассчитанный для Седанкинского района состав смеси модельного мантийного расплава (красная линия) и флюида по (Stolper; Newman, 1994) (черная линия с крупными кружками). Относительное количество компонентов в источнике показано в верхнем правом углу диаграммы. Завышенные во флюиде концентрации Nb, Ta, Zr, Y показаны красным цветом, заниженные Ba, Pb, Sr – желтым. Средний состав, взятый за основу для моделирования, показан синей линией.

Далее был рассчитан предположительный состав флюида в изучаемых породах.

Поскольку в настоящее время очень мало известно о поведении высокозарядных и тяжелых редкоземельных элементов во флюиде, концентрации этих элементов, полученные в результате наших расчетов, вероятно, нельзя считать абсолютно достоверными данными. Что же касается содержания флюид-мобильных элементов, то в целом, флюиды Срединного хребта демонстрируют большое сходство не только внутри СХ (рис. 5.6), но также и с эталонными флюидами ВВФ и ЦКД, рассчитанными по составам пород из (Churikova et al., 2003). Существенные различия наблюдаются в основном в концентрациях наиболее флюид-мобильных элементов и их отношениях – Cs/Rb, K/La, Ba/Th (рис. 5.7). Концентрации Cs в породах ВВФ значительно выше вследствие высокой подвижности этого элемента во флюидной фазе.

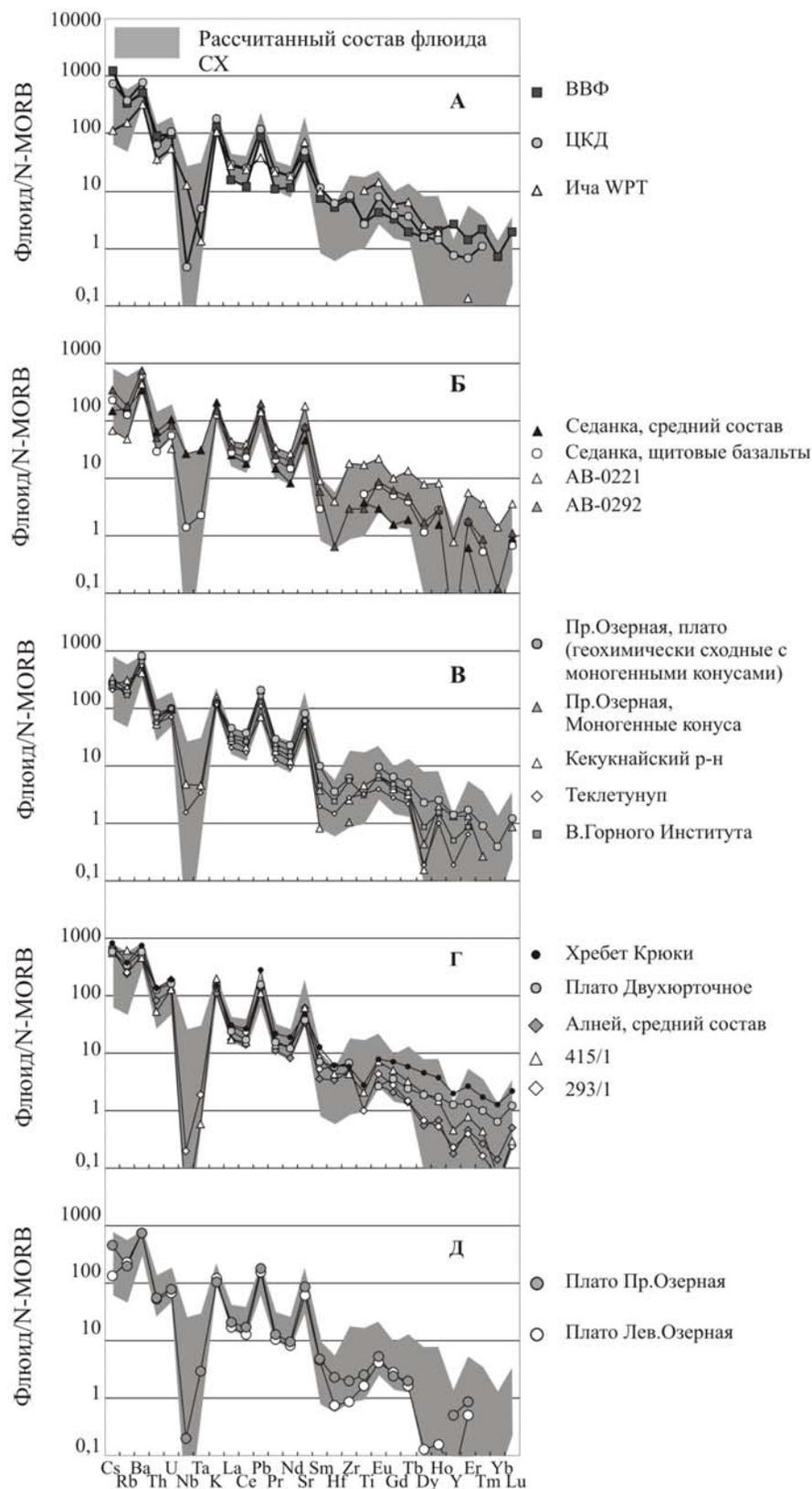


Рис. 5.6. Состав флюида, принимающего участие в генерации магм Срединного хребта, ВВФ, ЦКД и пород внутриплитного типа Ичинского района (Ича WPT), рассчитанный на основе концентраций микроэлементов в изученных породах и результатов геохимического моделирования. Флюиды ВВФ, ЦКД, Ича WPT рассчитаны на основе состава пород из (Churikova et al., 2003). Серым полем показан диапазон всех рассчитанных составов флюидов СХ. Концентрации нормированы на N-MORB по (Sun, McDonough, 1989). Порядок расположения элементов по (Hofmann, 1988), добавлены Cs и все редкоземельные элементы. Дискуссию см. в тексте.

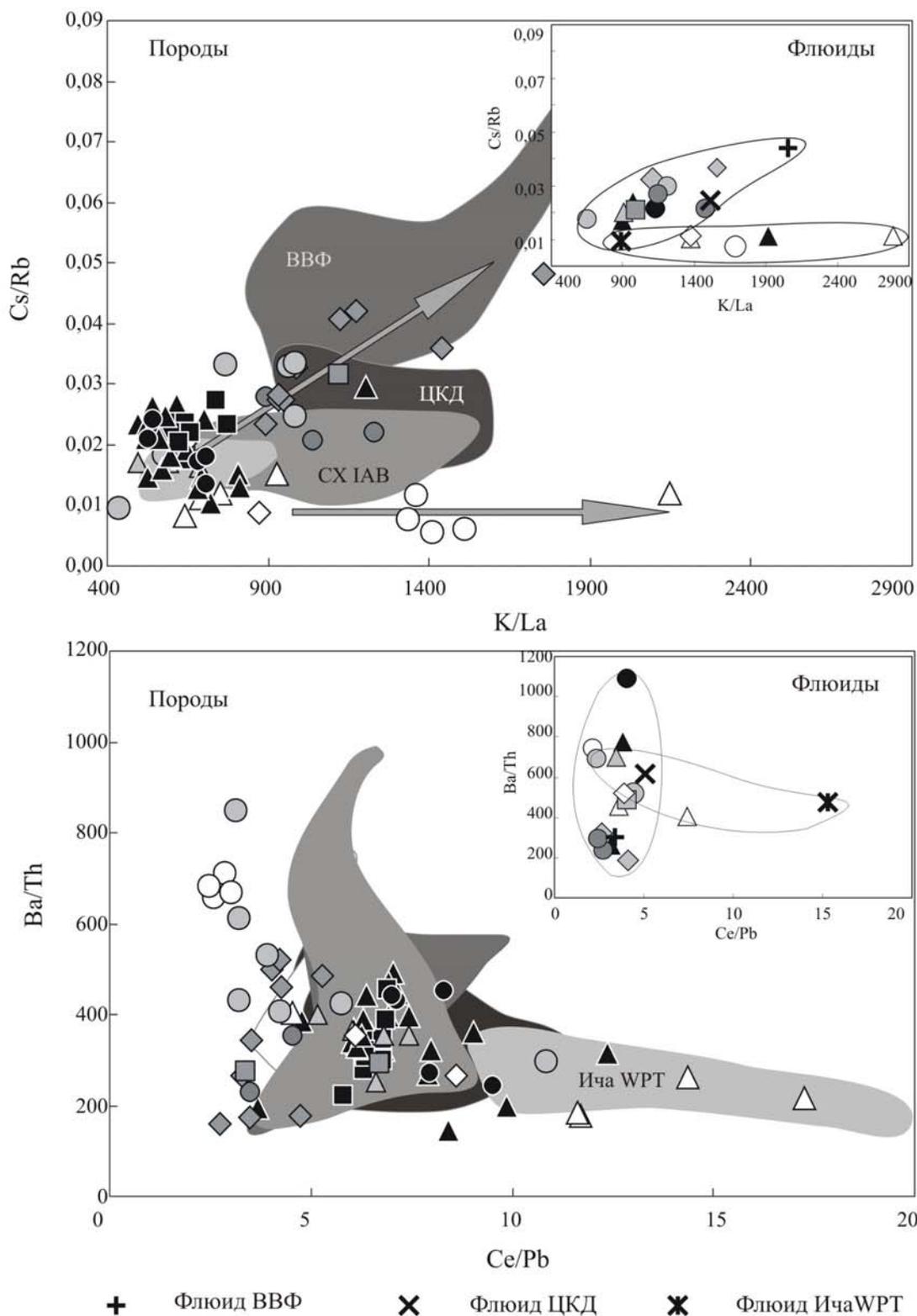


Рис. 5.7. Cs/Rb vs. K/La и Ba/Th vs. Ce/Pb в вулканических породах Срединного хребта, Центральной Камчатской Депрессии и Восточного Вулканического фронта и в рассчитанных для этих зон флюидах (врезки в правых верхних углах диаграмм). Условные обозначения как на рис. 4.3. Полями показаны составы пород по (Churikova et al., 2001; Dorendorf et al., 2001). Детали в тексте.

При более детальном рассмотрении существенные вариации количества флюида и обогащенного мантийного компонента в источнике оказываются связаны с возрастом исследуемых пород. Несмотря на то, что возраст четвертичных вулканических пород Срединного хребта изучен очень слабо (единственные надежные определения возраста существуют для голоценового времени), мы все же можем проследить некоторые закономерности эволюции источника пород во времени. Так, позднеплейстоценовые и голоценовые вулканические породы как правило, имеют большее количество обогащенного мантийного компонента типа ОІВ в источнике; они также характеризуются меньшим количеством вовлеченного флюида. Согласно нашей модели, породы этого возраста содержат от 14 до 55 % компонента типа ОІВ (в среднем – около 30 %) и от 0,4 до 2,5 % флюида, в среднем – 1 %. Лавовые потоки и платобазальты более древнего возраста (Q<sub>1</sub> или древнее: хребет Крюки, плато рек Правой илевой Озерной и Двухюрточное), как правило, совсем не содержат обогащенного мантийного компонента в источнике, однако отличаются большим количеством флюида (1,5-4%, в среднем более 2%). Эти породы характеризуются более высокими степенями плавления (вплоть до 20% в сравнении с 8-10 % для позднеплейстоцен-голоценовых пород), и, как уже отмечалось выше, предполагают иную минералогию мантийного источника (гарцбургит для плато р. Левая и Правая Озерная вместо лерцолита для большей части пород СХ). Этот факт может быть связан с изменением тектонического режима и/или состава мантии под СХ при переходе от Q<sub>1-2</sub> к Q<sub>3-4</sub>.

В целом, вышеперечисленные особенности вулканических пород Срединного хребта Камчатки приводят нас к двум весьма важным выводам. Во-первых, процессы, происходящие в надсубдукционной зоне, играют весьма важную роль в магматизме хребта. Хотя не стоит недооценивать важность участия обогащенного мантийного компонента в генезисе магм изучаемой территории - без него невозможно было бы

объяснить целый ряд геохимических признаков вулканических пород (в т.ч. высокие содержания HFSE), - более интригующим и достаточно неожиданным является обнаружение таких ясновыраженных и единообразных островодужных признаков в молодых вулканических породах всего Срединного хребта. Геохимические особенности позднеплейстоцен-голоценовых вулканических пород (сочетание островодужных и внутриплитных признаков) универсальны для всего хребта и не меняются при пересечении Берингийской зоны трансформных разломов при продвижении на север, за пределы существующей ныне зоны субдукции. В то же время, в одном и том же регионе нами описаны породы с совершенно различными геохимическими характеристиками, причем различие это четко связано с возрастом исследуемых пород (плато и моногенная зона Озерновского района).

Вторым очень важным результатом исследования является выявление сходства составов субдукционного флюида для всего Срединного хребта Камчатки. Несмотря на то, что в процессе моделирования был сделан ряд допущений, касающихся определенного минерального и химического состава мантийных источников MORB- и OIB-типа, коэффициентов распределения, степеней плавления, что неизбежно при расчетах, это в существенной мере не отразилось на финальных результатах, которые свидетельствуют о единой природе субдукционного флюида во всех исследованных породах и его сходстве с флюидом, отделяющимся от погружающейся Тихоокеанской плиты в настоящее время.

Единообразие геохимии молодых пород на всем протяжении СХ, вне зависимости от положения вулканических центров относительно современной зоны субдукции (севернее или южнее трансформного разлома), на наш взгляд, может быть связано как с общим для всего хребта процессом, инициирующим плавление в мантии в позднечетвертичное время, так и со сходством состава плавящегося субстрата.

Таким образом, **второе защищаемое положение** можно сформулировать следующим образом: *Особенности распределения микроэлементов и изотопный состав позднеплейстоцен-голоценовых пород позволяют предполагать для них трёхкомпонентный источник, включающий: (1) в различной степени обеднённую мантию N-MORB-типа, (2) обогащённую мантию OIB-типа и (3) флюид, образованный при дегидратации субдуцирующей океанической литосферы. Для пород раннеплейстоценовых вулканических плато наиболее вероятен мантийный источник, вещество которого соответствует сильно обеднённой мантии N-MORB-типа в условиях высокой степени плавления (~ 20%), вызванного добавкой субдукционного флюида.*

## **5.2. Геодинамическая модель проявления позднеплейстоцен-голоценового вулканизма в Срединном хребте Камчатки.**

Таким образом, в результате проведенного исследования встает следующий вопрос: почему все породы Срединного хребта, вне зависимости от положения вулканических центров относительно существующей зоны субдукции (севернее или южнее трансформного разлома) имеют четкие островодужные признаки? То есть, иными словами, если Срединный хребет - это тыловая часть современной зоны субдукции, то почему активность в нем продолжается на севере, за пределами взаимодействия Тихоокеанской и Евразийской плит? Если же Срединный хребет – это олигоцен-миоценовая зона субдукции под континентальную окраину Камчатки (Леглер, 1977), то как объяснить наличие молодой (почти современной) вулканической активности, сочетающей признаки островодужного и внутриплитного происхождения, на всем его протяжении?

К сожалению, отсутствие надежных геофизических данных до определенной степени связывает нам руки в попытках построения модели генерации магмы в тыловой части Камчатки. В то время, как Восточный Вулканический Фронт и Центральная

Камчатская Депрессия достаточно хорошо покрыты сетью сейсмических станций, в Срединном хребте не проводилось сколько-нибудь регулярных сейсмических и томографических исследований; отсутствие же землетрясений (не коровых) в этой части Камчатки (по данным мировой сети) не дает возможности построения даже приблизительных разрезов глубинного строения района. Таким образом, все последующие выводы базируются исключительно на геохимических фактах, сходных геологических обстановках в других регионах мира и наших предположениях.

С тех пор, как впервые было отмечено, что породы Срединного хребта имеют обогащенный мантийный компонент в источнике (*Volynets, 1994*), разгорелась дискуссия о генезисе магм СХ. Одна из гипотез предполагает, что СХ представляет собой отмершую зону субдукции. При этом, какая-то часть ранее погружавшейся плиты остается в мантии и продуцирует все уменьшающиеся количества флюида и расплава. Признаки участия обогащенной мантии при этом объясняются присутствием глубинного мантийного материала - «плюма», который поднимается в мантийный клин под Срединным хребтом. Присутствие небольших участков горячего вещества, поднимающегося из глубинных частей мантии (>150 км) в мантийный клин (~50 км) было недавно доказано томографическими исследованиями для вулканов Северо-Восточной Японии (*Tamura et al., 2002*). В работах (*Pearce, 2005; Phipps Morgan, Morgan, 1999; Phipps Morgan, 2001; Dvorkin et al., 1993*; и др.) показано, что конвективный поток мантии в надсубдукционную зону усиливается, если слэб тонет или откатывается назад («roll-back»); сама же мантия представляет собой как бы «пудинг с изюмом» («plum pudding»), т.е. содержит порции обогащенного (по микроэлементному и изотопному составу) вещества, заключенного в матрикс обедненной мантии. Геохимическое моделирование, примеры которого приведены в этих работах, показывает, что по мере движения к фронту дуги мантия теряет обогащенный компонент в процессе эпизодов частичного плавления в районе тыловой

части островодужной системы (или любой другой зоны утонения коры); это происходит потому, что порции обогащенного вещества имеют солидус ниже, чем у обедненного матрикса, и плавятся в первую очередь. Таким образом, предположение о существовании «притока» обогащенной мантии в мантийный клин под СХ имеет под собой все основания (за исключением того, что модель «плюма», т.е. крупного мантийного диапира, в результате исследований последних лет сменяется представлениями о гетерогенности мантии (модель «plum pudding»)).

Однако, остается не совсем ясным, каким образом отмершая, древняя, и, очевидно, тяжелая плита может существовать на всем протяжении СХ с юга на север в течении длительного времени, не погружаясь при этом глубже в мантию (под СХ не зафиксировано сейсмофокальной зоны), и даже более того, продолжать дегидратировать вплоть до настоящего времени (последний эпизод аккреции на Камчатке (который связывают с «перескоком» зоны субдукции с СХ на ВВФ (*Авдейко и др.*, 2002; *Шапиро, Ландер*, 2003; и др.) имел место в плиоцене, тогда как ясные островодужные признаки, требующие присутствия субдукционного флюида, выявлены нами в позднеголоценовых породах СХ). Вообще вопрос о механизме «перескока» зоны субдукции, на наш взгляд, является одной из наиболее интересных и туманных проблем геодинамики Камчатки. Напомним, что на основании ряда геологических, сейсмологических и геодинамических данных было выдвинуто предположение о том, что в олигоцене-миоцене Тихоокеанская плита погружалась под Камчатку существенно западнее современного положения; Срединный хребет представлял собой вулканический фронт этой зоны субдукции. В результате коллизии с Кроноцкой дугой, начавшейся 7-10 млн. лет назад и окончившейся около 2 млн. лет назад (эти построения основаны на глубине и ширине современной сейсмофокальной зоны и скорости погружения Тихоокеанской плиты) олигоцен-миоценовая зона субдукции прекратила свое существование; плита стала погружаться

восточнее, в ее нынешнем положении (*Леглер, 1977; Шапиро, Ландер, 2003; Авдейко и др., 2002; и др., рис. 1.6*). При этом априори полагается, что под СХ остался отмерший кусок океанической плиты, а восточнее началась новая субдукция, породившая вулканы ВВФ и ЦКД. В поддержку этой теории выдвигается ряд фактов, в т.ч. отсутствие глубокофокусных (более 300 км) землетрясений севернее Малко-Петропавловской зоны разломов (тогда как южнее глубина сейсмофокальной зоны достигает 680 км (*Шапиро, Ландер, 2003; Davaille, Lees, 2004*)); локализация на север от этой границы таких структур, как надвиг Гречишкина, Ветловской аккреционной призмы, восточных полуостровов, Срединного хребта; палеомагнитные данные. Вместе с тем, существует ряд вопросов, которые никак не объясняются в рамках этой концепции (возможно, просто в силу недостатка соответствующего фактического материала) - например, отсутствие адакитового магматизма, который должен был бы сопровождать заложение новой зоны субдукции в Восточном Вулканическом фронте (*Хаин, Ломизе, 2005*). Тем не менее, существование в олигоцен-миоценовое время зоны субдукции под Срединный хребет представляется нам более-менее доказанным фактом. Механизм же ее отмирания и начала вулканической деятельности в Восточном Вулканическом Фронте (были ли это «перескок», как полагают (*Авдейко и др., 2002; Шапиро, Леглер, 2003; и др.*) или, наоборот, откат плиты ((*Селиверстов, 1998*); такие сценарии были также предложены в (*Ferrari et al., 2001*) - для Транс-Мексиканского вулканического пояса; (*Smith et al., 2001*) – для дуги Тонга, (*Gvirtzman, Nur, 1999*) - для вулкана Этна, и др.) является темой для отдельного исследования и выходит за рамки данной работы.

Для интерпретации современного вулканизма Срединного хребта нами была предпринята попытка найти геологически, геодинамически и/или геохимически схожие ситуации в других вулканически-активных районах. Результаты нескольких работ, на наш

взгляд, наиболее заслуживающих внимания в контексте решаемой проблемы, рассмотрены ниже.

Эволюция геохимического состава вулканических пород в пространстве и времени в связи с геодинамическим развитием региона рассматривалась в работах (Федоров, Шапиро, 1998) и (Федоров, Филатова, 1999) для района перешейка Камчатки (неогеновые породы северного окончания Срединного хребта Камчатки, верховья р.Карага) и Пенжинско-Анадырско-Корякского региона (мел-четвертичные вулканические образования). Было обнаружено, что степень выраженности субдукционных признаков в проанализированных породах убывает с возрастом; самые молодые породы сочетают в себе признаки островодужного и внутриплитного типа (повышенные концентрации высокозарядных и флюид-мобильных элементов, рис. 5.8). В Пенжинско-Анадырско-Корякском регионе состав пород нижнечетвертичного комплекса достаточно мало отличается от состава ОИВ, тогда как для пород мелового комплекса характерна выраженная Nb-Ta аномалия. Латеральные и временные вариации состава пород этого региона (Федоров, Филатова, 1999) связывают с гетерогенностью природы магмогенерирующих источников в условиях локального растяжения: формирование пород толеитовой и субщелочной серий происходило при участии деплетированной, субдукционной и внутриплитной компонент в различных соотношениях, а щелочных – за счет плавления материала внутриплитного источника. Хотя во время образования исследованных комплексов пород субдукция в Пенжинско-Анадырско-Корякском регионе уже не происходила, на их геохимическую специализацию, по мнению авторов, оказало влияние то обстоятельство, что в магмогенерации этих комплексов принимала участие верхняя мантия, метасоматически переработанная на более ранних этапах субдукции (при формировании альб-сенонского Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса). В северной части Срединного хребта, в районе р.Карага, также имеет место возрастание

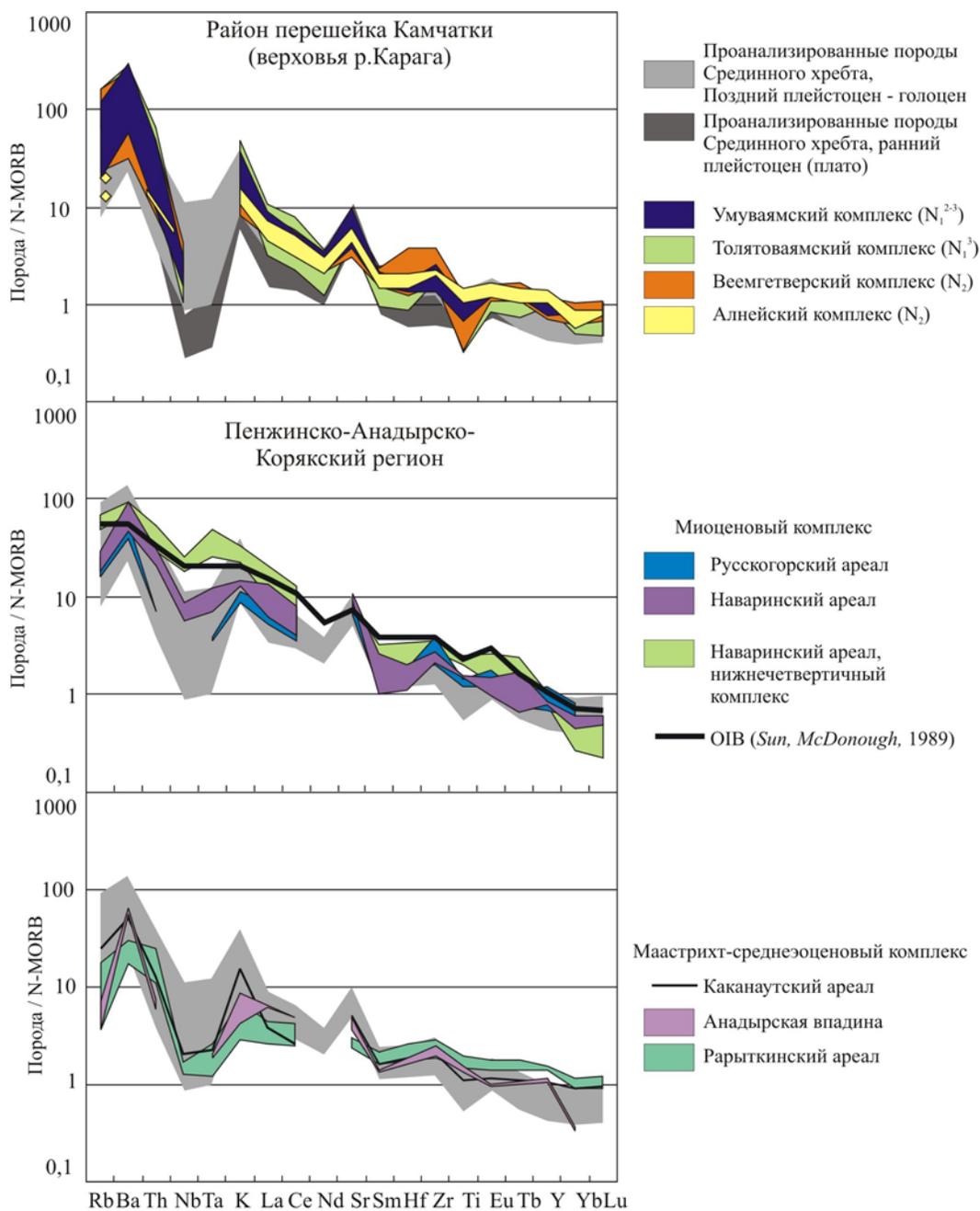


Рис. 5.8. Сравнение спектров распределения микроэлементов в изученных позднеплейстоцено-голоценовых породах моногенных конусов и стратовулканов и раннеплейстоценовых породах плато Срединного хребта Камчатки, неогеновых вулканических породах района перешейка Камчатки (верховья р.Карага) и маастрихт-раннеплейстоценовых породах Пенжинско-Анадырско-Корякского региона. Данные по содержанию микроэлементов в неогеновых породах перешейка Камчатки по (Федоров, Шапиро, 1998); в меловых-нижнечетвертичных породах Пенжинско-Анадырско-Корякского региона по (Федоров, Филатова, 1999). Содержание микроэлементов нормировано на NMORB (Sun, McDonough, 1989). Расположение микроэлементов на графике по (Hofmann, 1988).

концентраций высокозарядных элементов (и уменьшение – флюид-мобильных) в породах алнейского и веемгетверского комплексов (наиболее молодых), хотя здесь оно несколько менее выражено, чем в предыдущем случае (рис. 5.8). Субдукционные признаки в исследованных породах (Федоров, Шаниро, 1998) связывают с погружением Командорской плиты, наведенным за счет движения Тихоокеанской плиты. Отмирание этой зоны предполагается авторами работы в конце миоцена-плиоцене, и именно в этот промежуток времени происходят извержения пород алнейского комплекса, несущего признаки участия внутриплитного компонента. Таким образом, необычное сочетание субдукционных и внутриплитных признаков в вулканических породах, возможно, является одним из индикаторов специфической тектонической обстановки – активного вулканизма над отмершей зоной субдукции, вызванного притоком более горячей и обогащенной мантии в метасоматизированный «старый» мантийный клин. Похожий сценарий предложен в работе (Portnyagin *et al.*, 2005) для объяснения внутриплитных признаков в породах четвертичных вулканов Северной части ЦКД (Хайлюля и Начикинский). Появление вулканизма внутриплитного типа в Транс-Мексиканском вулканическом поясе (Ferrari *et al.*, 2001; Petrone *et al.*, 2003) связывают с погружением и откатом плиты Ривера в миоцене, инициировавшим приток горячей астеносферной мантии в раскрывающийся мантийный клин.

На данном этапе интерпретации представляется интересным привлечь данные по геохимии твердофазных и расплавных включений в оливине, полученные нами для моногенных центров в районе Ичинского вулкана (см. выше). Здесь был изучен состав шпинели и расплавов, захваченных оливином, в двух образцах голоценовых базальтов и андезито-базальтов конуса Ю.Черпук и в образце позднеплейстоценового высоко-Ti базальта г.Скалистой. По распределению микроэлементов расплавные включения в последнем наиболее близки к составу базальта ОIВ из всех проанализированных пород и

расплавов СХ. Составы включений шпинели в оливине в изученных образцах располагаются на дискриминационной диаграмме (*Kamenetsky et al., 2001*) своеобразным образом: шпинели из наиболее обогащенного базальта (г.Скалистая) целиком попадают в поле базальтов MORB, шпинели из образца с меньшим количеством компонента OIB-типа (Ю.Черпук) частично пересекают поле MORB, располагаясь несколько ближе к полю базальтов островных дуг (рис. 5.9, А). Похожая картина описана для активной Каскадской зоны субдукции (*Smith, Leeman, 2005*). По результатам исследования микроэлементного, изотопного, минералогического состава пород здесь выделяется две группы пород (*Leeman et al., 2004; Leeman et al., 2005; Smith, Leeman, 2005*): «Группа 1» включает в себя породы внутриплитного типа, по характеру распределения микроэлементов весьма близкие к наиболее обогащенным разностям Срединного хребта, и в особенности – к упомянутому составу расплавных включений из образца высоко-Ti базальта г.Скалистая (рис. 5.9, Б, В). Шпинели, захваченные оливинами базальтов «Группы 1», имеют такой же состав, как и шпинели г.Скалистая. «Группа 2» объединяет так называемые известково-щелочные породы «островодужного типа»; концентрации микроэлементов в этих породах сходны с таковыми в изученных нами позднеплейстоцен-голоценовых породах СХ, содержащих около 30 % компонента OIB-типа в источнике. Шпинели из «Группы 2» «размазаны» на диаграмме Каменецкого между полем MORB и островных дуг, и частично перекрывают поле шпинелей базальта Ю.Черпука. По (*Leeman et al., 2005*) яркие островодужные признаки в породах «Группы 2» являются следствием плавления участков литосферной мантии, содержащих «законсервированный» островодужный компонент (флюид), унаследованный с ранних стадий субдукции в Каскадской зоне (медленное (около 4 см/год) погружение под Северо-Американский континент сравнительно молодой плиты Хуан-де-Фука (<10 млн. лет в районе глубоководного желоба) вызывает высокий тепловой поток в зоне субдукции, и как следствие – дегидратацию на меньшей глубине по

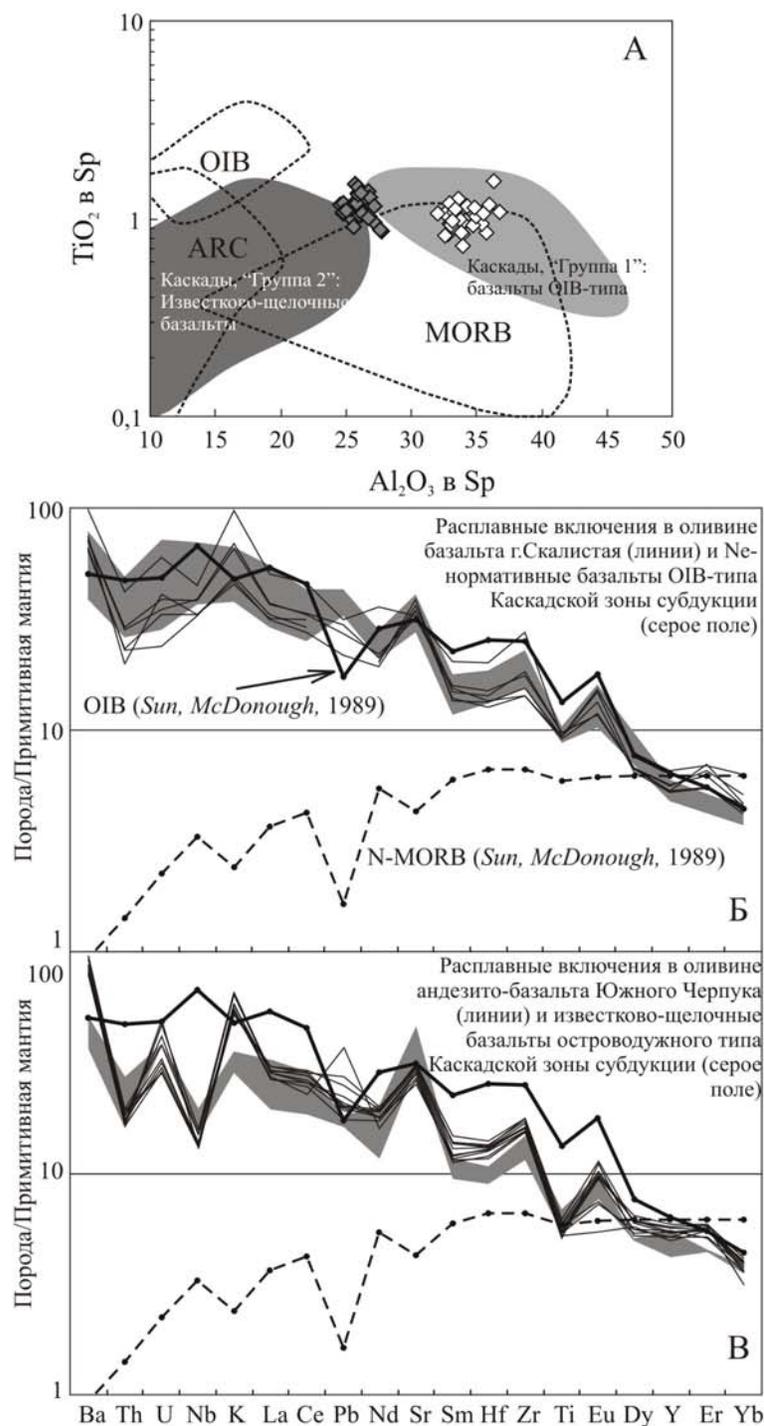


Рис. 5.9. Сравнение изученных пород Ичинской зоны моногенного вулканизма с породами Каскадской зоны субдукции. А) Дискриминационная диаграмма  $TiO_2$  vs.  $Al_2O_3$  в шпинели по (Kamenetsky et al., 2001). Пунктирными контурами показаны поля составов шпинелей из N-MORB, OIB и островодужных базальтов (ARC). Светло-серым и темно-серым полями показаны составы шпинелей из пород «Группы 1» и «Группы 2» Каскадской зоны субдукции по (Smith, Leeman, 2005). Белые ромбы шпинели из базальта г.Скалистая, серые – из базальта конуса Южный Черпук. Б) и В) Графики распределения микроэлементов в расплавных включениях в оливине базальта г.Скалистая и андезито-базальте Ю.Черпука в сравнении с составами пород Группы 1 и 2 Каскадской зоны субдукции (Leeman et al., 2005; Smith, Leeman, 2005). Графики распределения элементов в N-MORB и OIB по (Sun, McDonough, 1989) добавлены для сравнения. Концентрации микроэлементов нормированы на состав примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). Детали см. в тексте.

сравнению с большей частью островных дуг в мире; это является причиной привлечения «законсервированного» флюидного компонента для объяснения наблюдаемых геохимических особенностей вулканических пород). Плавление вызывается при этом взаимодействием с поднимающимися горячими порциями обогащенной мантии, вследствие декомпрессии продуцирующими магмы «Группы 1» и нагревающими вещество в метасоматизированном ранее мантийном клине.

На наш взгляд, именно эта модель может наиболее полным образом объяснить характерные особенности геохимии позднеплейстоцен-голоценовых пород Срединного хребта Камчатки, в частности, присутствие в источнике обогащенной мантии внутриплитного типа, обедненной мантии и субдукционного флюида одновременно. Заметим, что для данного сценария по существу безразлично, в результате каких процессов (механизмов) субдукция Тихоокеанской плиты на рубеже миоцена-плиоцена переместилась на восток: как в случае «перескока», так и в случае «отката» плиты создаются необходимые и достаточные условия для усиления притока вещества мантии в пространство под Срединным хребтом (это пространство окажется «вакантным» и при тонущем «мертвом» слэбе, и при откатившемся на восток «живом»). Важно, что взаимодействие порций обедненной метасоматизированной и обогащенной мантии приведет к наблюдаемому разнообразию пород, а «спусковым крючком» для начала плавления послужит декомпрессия вещества, поднимающегося с глубины вследствие усиления конвективного потока в «раскрывающийся» мантийный клин.

Однако, недостаточная, как указывалось выше, изученность строения и геологической истории Срединного хребта не позволяет считать наше предположение абсолютно доказанным. Подтвердить (или опровергнуть) его можно будет при проведении дополнительных детальных геофизических и дальнейших геологических и геохимических исследований.

Таким образом, третье защищаемое положение можно сформулировать следующим образом: *Единообразие геохимии молодых пород на всем протяжении Срединного хребта, вне зависимости от положения вулканических центров относительно современной зоны субдукции (севернее или южнее трансформного разлома), на наш взгляд, может быть связано как с общим для всего хребта процессом, инициирующим плавление в мантии в позднечетвертичное время, так и со сходством состава плавящегося субстрата. Геохимические характеристики пород дают основание считать, что в позднем плейстоцене-голоцене главным механизмом образования магм под Срединным хребтом является декомпрессионное плавление, вызванное поступлением в мантийный клин глубинного горячего мантийного вещества; островодужные признаки молодых пород при этом связаны с плавлением вещества мантийного клина, метасоматизированного во время олигоцен-раннемиоценовой субдукции под континентальную окраину Камчатки.*

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

В результате проведенного исследования впервые подробно и всесторонне изучены плейстоцен-голоценовые породы Срединного хребта Камчатки, включая анализы содержания микроэлементов и изотопных отношений; изучены пространственные и временные вариации составов пород по профилю хребта; сопоставлен состав пород полей позднеплейстоцен-голоценового монокристаллического вулканизма и подстилающих раннеплейстоценовых плато-базальтов. Составы пород Срединного хребта сопоставлены с породами хорошо изученных вулканически-активных поясов Камчатки – Восточного Вулканического Фронта и Центральной Камчатской Депрессии и породами других зон перехода океан-континент, что позволило сделать выводы об эволюции состава источника вещества. Впервые оценен состав флюидной компоненты в источнике магм Срединного хребта, вариации состава всех компонентов источника по простиранию хребта. Предложена геодинамическая модель, связывающая молодой вулканизм Срединного хребта с процессами, происходящими в надсубдукционной зоне после прекращения субдукции.

Наиболее существенные результаты, полученные автором при детальном изучении вещественного состава вулканических пород Срединного хребта Камчатки, могут быть суммированы в трех **защищаемых положениях**:

1. Изучен вещественный состав плейстоцен-голоценовых вулканических пород Срединного хребта Камчатки. Существенных вариаций в геохимическом и изотопном составе пород вдоль простирания хребта не обнаружено: все плейстоцен-голоценовые породы относятся к умеренно- и высоко-калиевым типам известково-щелочной серии, характеризуются островодужным распределением микроэлементов и примитивными значениями изотопных отношений. Раннеплейстоценовые породы (плато) отличаются от позднеплейстоцен-

голоценовых (стратовулканы и моногенные конуса) пород Срединного хребта по содержанию целого ряда микроэлементов и величине их отношений.

2. Особенности распределения микроэлементов и изотопный состав позднеплейстоцен-голоценовых пород позволяют предполагать для них трёхкомпонентный источник, включающий: (1) в различной степени обеднённую мантию N-MORB-типа, (2) обогащённую мантию OIB-типа и (3) флюид, образованный при дегидратации субдуцирующей океанической плиты. Для пород раннеплейстоценовых вулканических плато наиболее вероятен мантийный источник, вещество которого соответствует сильно обеднённой мантии N-MORB-типа в условиях высокой степени плавления (~20%), вызванного добавкой субдукционного флюида.
3. Единообразие геохимии молодых пород на всем протяжении Срединного хребта, вне зависимости от положения вулканических центров относительно современной зоны субдукции (севернее или южнее трансформного разлома), на наш взгляд, может быть связано как с общим для всего хребта процессом, инициирующим плавление в мантии в позднечетвертичное время, так и со сходством состава плавящегося субстрата. Геохимические характеристики пород дают основание считать, что в позднем плейстоцене-голоцене главным механизмом образования магм под Срединным хребтом является декомпрессионное плавление, вызванное поступлением глубинного горячего мантийного вещества; островодужные признаки молодых пород при этом связаны с плавлением вещества мантийного клина, метасоматизированного во время олигоцен-раннемиоценовой субдукции под континентальную окраину Камчатки.

### *Список литературы*

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волынец О.Н., Цветков А.А. (1993). Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. Москва: Наука. 528 с.
2. Авдейко Г.П., Волынец О.Н., Мелекесцев И.В. и др. (1987) Курило-Камчатская дуга // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука. С. 37-85.
3. Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. (2002) Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. № 4. С. 64-80.
4. Бабанский А.Д., Певзнер М.М. (2003) Ичинский вулканический массив (Срединный хребет, Камчатка) в позднем плейстоцене-голоцене: хронология извержений и особенности магматизма // II Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика», С. 757-761.
5. Базанова Л.И., Певзнер М.М. (2001) Хангар – еще один действующий вулкан на Камчатке // ДАН. Т.377. № 6. С. 800-802.
6. Балеста, С.Т. (1991) Строение земной коры и магматические очаги областей современного вулканизма Камчатки. В: Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука. С. 36-45.
7. Бычков К.А., Плечов П.Ю., Арискин А.А. (2003) Оценка условий кристаллизации ареальных базальтов р-на г.Терпук (Срединный хребет, Камчатка) // Вестник Отделения наук о Земле РАН. №1(21). С. 1-3.
8. Важеевская А.А. (1972) Базальты ареальных зон Камчатки. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Владивосток. 27 с.
9. Важеевская А.А. (1979) Особенности ареального вулканизма Камчатки // Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука. С. 97-108.
10. Валяшко Г.М., Чернявский Г.Е., Селиверстов Н.И., Иваненко А.Н. (1993) Задуговой спрединг в Командорской котловине // Доклады РАН. Т. 328. № 2. С.212–215.
11. Волынец О.Н., Патока М.Г., Мелекесцев И.В. и др. (1991) Вулкан Ичинский. В кн.: Действующие вулканы Камчатки. Т.1. М.: Наука. 1991. С. 282-295.
12. Волынец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др. (1999) Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. №1. С. 31-46.
13. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. М-б 1:1500000. Гл. ред.: Литвинов А.Ф., Марковский Б.А., Зайцев В.П. Л.:ВСЕГЕИ. 2005.
14. Геология СССР. Том 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Часть 1. Геологическое описание. М: Недра, 1964. 729 с.

15. Горельчик В.И., Гарбузова В.Г., Дроздин Д.В., Левина В.И., Фирстов П.П., Чубарова О.С., Широков В.А. (1996) Вулкан Шивелуч: глубинное строение и прогноз извержения по данным детальной сейсмичности 1962-1994 гг. // Вулканология и сейсмология. № 4-5. С. 54-76.
16. Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г., Константиновская Е.А., Федоров П.И. (1994) Тектоника восточного обрамления Срединно-Камчатского массива метаморфических пород // Геотектоника, № 1. С. 81-96.
17. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Магакян Р., Брагина Л.Г. (1990) Аккреционная структура Восточной Камчатки // ДАН СССР. Т.312, № 5. С.1186-1190.
18. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука. 1974. 440 с.
19. Кирмасов А. Б., Соловьев А. В., Хоуриган Дж. К. (2004) Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка) // Геотектоника, № 4, С. 64-90.
20. Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 223 с.
21. Константиновская Е.А. (2003) Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир. 224 с. (Труды ГИН РАН, вып. 549).
22. Константиновская Е.А., Зинкевич В.П., Цуканов В.П., Гаранина С.А. (1993) Состав, строение и формационная принадлежность верхнемеловых-нижнепалеогеновых структурно-вещественных комплексов восточных хребтов Камчатки // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. Под ред. Пушаровского Ю.М. М.: Наука. С. 59-113.
23. Кузнецов Н.Б. (1994) Допозднекайнозойская тектоника фундамента Курило-Камчатской островной дуги // Автореферат диссертации канд. г.-м.наук. М., 27 с.
24. Леглер В.А. (1977) Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: Ин-т Океанологии АН СССР. С. 137-169.
25. Маренина Т.Ю. (1962) Петрохимические особенности лав Ичинского вулкана на Камчатке // Труды лаборатории вулканологии АН СССР. Вып. 22. С.3-66.
26. Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука. 1980. 211 с.
27. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В. (2001) Новый подход к определению понятия "действующий вулкан"// Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский. С. 191-203.
28. Низкоус И.В. (2005) Томографическая реконструкция Камчатского региона с высоким пространственным разрешением // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. Институт Динамики Геосфер РАН, Москва. 24 с.

29. Новейший и современный вулканизм на территории России. Под ред. Лаверова Н.П. М.: Наука, 2005. 604 с.
30. Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А. и др.. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука. 1972. 191 с.
31. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 248 с.
32. Певзнер М.М. (2004а) Первые геологические данные о хронологии голоценовой эруптивной активности вулкана Ичинского (Срединный хребет, Камчатка) // Доклады Академии наук, том 395, № 4, с. 507-510.
33. Певзнер М.М. (2004б) Новые данные о пространственно-временном распространении голоценового моногенного вулканизма северной Камчатки // Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями вулканов в вулканических дугах: материалы IV международного совещания по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский, 2004. ИВиС. С. 72-74.
34. Певзнер М.М. (2006) Голоценовый вулканизм Северной Камчатки: пространственно-временной аспект // Доклады РАН, в печати.
35. Певзнер М.М., Мелекесцев И.В., Вольнец О.Н., Мелкий В.А. (1999) Южный Черпук и Северный Черпук – крупнейшие голоценовые моногенные центры Срединного хребта Камчатки // Вулканология и сейсмология. № 21. С. 667-681.
36. Перепелов А.Б. (2004) Неоген-четвертичный шошонит-латитовый магматизм Срединного хребта Камчатки: вулкан Теклетунуп (геологическая эволюция, петрография, минералогия) // Вулканология и сейсмология. №3. С. 12-30.
37. Перепелов А.Б. (2005) Неоген-четвертичный шошонит-латитовый магматизм Срединного хребта Камчатки: вулкан Теклетунуп (геохимия, петрология, геодинамическая позиция) // Вулканология и сейсмология. №1. С. 22-36.
38. Пополитов Э.И., Вольнец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука. 1981. 184 с.
39. Рихтер А.В. (1995) Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника, № 1. С. 71-78.
40. Санина И.А., Низкоус И.В., Гонтовая Л.И., Кисслинг Э. (2005) Структура Камчатской зоны субдукции по результатам сейсмической томографии // ДАН, том 404, № 5. С. 678-683.
41. Селиверстов Н.И. (1998) Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир. 164 с.
42. Соболев А.В. (1996) Включения в минералах как источник принципиальной геохимической информации // Петрология. Т. 4. № 3. С. 228-239.

43. Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Григоренко Е.С. (2004) Возраст барабской свиты (Срединный хребет, Камчатка): геодинамические следствия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Вып. 12. № 4. С. 418-425.
44. Таракановский А.А. (1979) Соотношение центрального и ареального типов вулканизма // Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука. С.108-117.
45. Трубицын В.П., Шапиро М.Н., Рыков В.В. (1998) Численное моделирование доплиоценовых мантийных течений в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Физика Земли. № 4. С. 10-19.
46. Федоров П.И. (1986) Сравнение петрохимических особенностей верхнемеловых вулканитов Северной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука. С. 124-136.
47. Федоров П.И., Филатова Н.И. (1999) Геохимия и петрология позднемеловых-кайнозойских базальтов зон растяжения на континентальной окраине северо-востока Азии // Геохимия. № 2. С. 115-132.
48. Федоров П.И., Шапиро М.Н. (1998) Неогеновые вулканиты перешейка Камчатки и геодинамика Алеутско-Камчатского сочленения // Геотектоника. № 2. С. 60-76.
49. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. (2005) Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ. 559 с.
50. Ханчук А.И. (1985) Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 150 с.
51. Хубуная С.А. (1987) Высокоглиноземистая плагиотолеитовая формация островных дуг. М.: Наука. 167 с.
52. Цветков А.А., Гладков Н.Г., Вольнец О.Н. (1989) Проблема субдукции осадков и изотоп  $^{10}\text{Be}$  в лавах Курильских островов и Камчатки // ДАН СССР. Т. 306. №5. С. 1220-1225.
53. Цветков А.А., Вольнец О.Н., Моррис Дж., и др. (1991) Проблема субдукции осадков в свете данных по геохимии бериллия и бора в магматических породах зоны перехода океан-континент // Известия АН. Серия геологическая. №11. С. 3-25.
54. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н. (1993) Позднекайнозойская геодинамика Северной Камчатки // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. С. 240-250.
55. Шапиро М.Н. (1995) Верхнемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга и кинематика плит в Северной части Тихого океана // Геотектоника, № 1. С. 52-64.
56. Шапиро М.Н., Ландер А.В. (2003) Формирование современной зоны субдукции на Камчатке // Очерки геофизических исследований: К 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю.Шмидта. М.: ОИФЗ РАН. С. 338 – 344.
57. Шапиро М.Н., Разницин Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В. (1986) Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука. С. 5-21.

58. Шеймович В.С. (1982) Некоторые проблемы геологического изучения ареального базальтового вулканизма Камчатки // Тихоокеанская геология. №6. С. 78-84.
59. Шеймович В.С., Патока М.Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: ГЕОС, 2000. 208 с.
60. Яцковский А.И. (1958) «Ледовая фумарола» на Ичинском вулкане // Известия ВГО. Т.90. Вып. 1. С. 66-69.
61. Abratis M., Wörner G. (2001) Ridge collision, slab window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm // *Geology*. Vol. 29. № 2. P. 127-130.
62. Arai S. (1992) Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry // *Mineralogical Magazine*. Vol. 56. P. 173-184.
63. Arai S. (1994) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation // *Chemical Geology*. Vol. 113. P. 191-204.
64. Ariskin A.A. (1999) Phase equilibria modeling in igneous petrology: use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalts // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 90. P. 115-162.
65. Ayers J. (1998) Trace element modeling of aqueous fluid – peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 132. P. 390-404.
66. Ayers J.C., Dittmer S.K., Layne G.D. (1997) Partitioning of elements between peridotite and H<sub>2</sub>O at 2.0-3.0 Gpa and 900-1100 grad.C, and application to models of subduction zone processes // *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 150. P. 381-398.
67. Baranov B.V., Seliverstov N.I., Muravev A.V. et al. (1991) The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary. In: Zonenshain, L. P. (ed.) *The achievements of plate tectonics in the USSR*. // *Tectonophysics*. Vol. 199. № 2-4. P. 237-245.
68. Benoit M., Aguillon-Robles A., Calmus T., Maury R.C., Bellon H., Cotton J., Bourgois J., Michaud F. (2002) Geochemical diversity of late Miocene volcanism in Southern Baja California, Mexico: implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window // *Journal of Geology*. Vol. 110. P. 627-648.
69. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., Wooden J.L., Natal'in B.A. (2002) Archean protolith, and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal Massifs // *Journal of Geology*. Vol.110. №3. P. 271-282.
70. Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., Phinney D.L. (1995) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 °C and 2.0Gpa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 59. № 16. P. 3331-3350.
71. Churikova T., Dorendorf F., Wörner G. (2001) Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *Journal of Petrology*. Vol. 42. № 8. P. 1567-1593.

72. Churikova, T., Wörner, G., Kronz, A., Pletchov, P., Mironov, N., Portnyagin, M. (2003) S, Cl, F and trace elements in melt inclusions in olivines from mafic Kamchatka rocks // *Geophys. Res. Abstracts*. Vol. 5. P. 13291.
73. Churikova T., Wörner G., Mironov N., Kronz A., Pletchov P., Portnyagin M. (2004) Volatile and trace elements in mafic Kamchatka melts: insight from melt inclusions study // *IAVCEI General Assembly, Pucon*.
74. Davaille A., Lees J.M. (2004) Thermal modeling of subducted plates: tear and hotspot at the Kamchatka corner // *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 266. P. 293-304.
75. Danyushevsky L.V., Della-Pasqua F.N., Sokolov S. (2000) Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 138. P. 68-83.
76. Dirksen O.V., Bazanova L.I., Pletchov P.Yu. et al. (2004) Volcanic activity at Sedankinsky dol lava field, Sredinny ridge during the Holocene (Kamchatka, Russia) // *Linkages among tectonics, seismicity, magma genesis and eruption in volcanic arcs: IV International Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Japan-Kurile-Kamchatka-Aleutian Arcs*. Petropavlovsk-Kamchatsky. IViS, 2004. P. 55-56.
77. Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A., Wörner G. (2000a) Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 104. P. 131-151.
78. Dorendorf F., Wiechert U., Wörner G. (2000b). Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia // *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 175. P. 69-86.
79. Dvorkin J., Nur A., Mavko G., Ben-Abraham Z. (1993) Narrow subducting slabs and the origin of backarc basins // *Tectonophysics*. Vol. 227. P. 63-79.
80. Ferrari L., Petrone C.M., Francalanci L. (2001) Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting // *Geology*. Vol. 29, № 6. P. 507-510.
81. Foley S. F., Jackson S. E., Fryer B. J., Greenough J. D., Jenner G. A. (1996) Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 60. № 4. P. 629-638.
82. Geist E.L., Scholl D.W. (1994) Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian Arc with Kamchatka // *Tectonics*. № 13. P. 538-560.
83. Gill, J.B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Berlin: Springer. 358 p.

84. Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G., Gordeev E. (1997) Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // *Journal of Geophysical Research*. Vol. 102. № B8. P. 17883-17898.
85. Gorbatov A., Domínguez J., Suares G., Kostoglodov V., Zhao D., Gordeev E. (1999) Tomographic imaging of the P-wave velocity structure beneath the Kamchatka peninsula // *Geophysical Journal International*. Vol. 137. P. 269-279.
86. Gordeev E.I., Gusev A.A., Levin V.E. Bakhtiarov V., Pavlov V., Chebrov V., Kasahara M. (2001) Preliminary analysis of deformation at the Eurasia-Pacific-North America plate junction from GPS data // *Geophysical Journal International*. Vol. 147. P. 189-198.
87. Green T.H.; Blundy J.D.; Adam J.; Yaxley G.M. (2000) SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2-7.5 GPa and 1080-1200°C // *Lithos*. Vol. 53. № 3. P. 165-187.
88. Gutscher M.A., Maury R., Eissen J.-P., Bourdon E. (2000) Can slab melting be caused by flat subduction? // *Geology*. Vol. 28. № 6. P. 535-538.
89. Gutscher M.A., Olivet J.-L., Aslanian D., Eissen J.-P., Maury R. (1999) The “lost Inka Plateau”: cause of flat subduction beneath Peru? // *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 171. P. 335-341.
90. Gvirtzman Z., Nur A. (1999) The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback // *Nature*. Vol. 401. P. 782-785.
91. Hart S. R., Dunn T. (1993) Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 113. № 1. P. 1-8.
92. Hattori K.H., Guillot S. (2003) Volcanic front form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge // *Geology*. Vol. 31. № 6. P. 525-528.
93. Hauri E. H., Wagner T. P., Grove T. L. (1994) Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts // *Chemical Geology*. Vol. 117. № 1-4. P. 149-166.
94. Hochstaedter A., Kepezhinskas P., Defant M., Drummond M., Bellon H. (1994) On the tectonic significance of arc volcanism in Northern Kamchatka // *Journal of Geology*. Vol. 102. P. 639 - 654.
95. Hofmann, A.W. (1988) Chemical differentiation of the Earth; the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 90. P. 297-314.
96. Hourigan J.K., Brandon M.T., Garver J.I., Soloviev A.V. (2001) A comparison of the detrital zircon grain-age distributions from the Ukelayat group and the Kamchatskiy complex: implications for the origin of the Sredinny Range, Kamchatka. Workshop on Tectonics of the Okhotsk Sea and Kamchatka // *Abstracts of 7<sup>th</sup> Zonenshain Conf. Plate Tectonics*. Moscow, Russia. P. 504.

97. Ichikawa T., Tera F., Nakazawa T. (2001) Boron isotope and trace element systematics of the three volcanic zones in the Kamchatka arc // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol.65. № 24. P. 4523-4537.
98. Ionov D. A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y. (1997) Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle // *Chemical Geology*. Vol. 141. № 3-4. P. 153-184.
99. Jochum, K.P., Dingwell, D.B., Hofmann, A.W., Stoll, B., Raczek, I., Rocholl, A., Becker, S., Besmehn, A., Besette, D, Dietze, H.-J., Dulski, P., Erzinger, J., Hellebrand, E., Hoppe, P., Horn, I., Janssens, K., Jenner, G., Klein, M., McDonough, W.M., Maetz, M., Nikogosian, I.K., Pickhardt, C., Seufert, H.-M., Simakin, S.G., Sobolev, A.V., Spettel, B., Straub, S., Vincze, L., Wallianos, A., Weckwerth, G., Wolf, D., Zimmer, M. (2000) New geological standard reference glasses for in-situ microanalysis // *Geostandard Newsletters*. Vol. 43. P. 55ff.
100. Johnson K. T. M. (1998) Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 133. № 1-2. P. 60 – 68.
101. Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D. (2002) Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 144. P. 38-56.
102. Kamenetsky V.S., Crawford A.J, Meffre S. (2001) Factors, controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *Journal of Petrology*. Vol.42. № 4. P. 655-671.
103. Kay R.W. (1978) Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust // *Journal of Volcanological and Geothermal Research*. № 4. P. 117-132.
104. Kay S.M., Abruzzi J.M. (1996) Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution in the central Andean “flat-slab” between 30°S and 32°S // *Tectonophysics*. Vol. 259. P. 15-28.
105. Kay S.M., Godoy E., Kurtz A. (2005) Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion and magmatism in the south-central Andes // *GSA Bulletin*. Vol. 117. № 1-2. P. 67-88.
106. Kay S., Coira B., Viramonte J. (1994) Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes // *Journal of Geophysical Research*. Vol. 99. №.B12. P. 24323 – 24339.
107. Kennedy A. K., Lofgren G. E., Wasserburg G. J. (1993) An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrules: equilibrium values and kinetic effects // *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 115. № 1-4. P. 177-195.
108. Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M., Hochstaedter A., Drummond M., Hawkesworth C., Koloskov A., Maury R., Bellon H. (1997) Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic

- constraints on a three-component model of Kamchatka arc petrogenesis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 61. № 3. P. 577-600.
109. Kersting A.B., Arculus R.J. (1995) Pb isotope composition of Kluchevskoy volcano, Kamchatka and North Pacific sediments: Implications for magma genesis and crustal recycling in the Kamchatkan arc // *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 136. P. 133-148.
110. Kozhurin A., Acocella V., Kyle P.R., Lagmay F.M., Melekestsev I.V., Ponomareva V., Rust D., Tibaldi A., Tunesi A., Corazzato C., Rovida A., Sakharov A., Tengonciang A., Uy H. (2006) Trenching studies of active faults in Kamchatka, eastern Russia: Palaeoseismic, tectonic and hazard implications // *Tectonophysics*, in press.
111. Leeman W., Wörner G., Churikova T., Tonarini S., Heuser A. (2001) Boron and fluid-mobile element (FME) fluxes across Kamchatka // EGU meeting, Strasbourg, France. Vol. 11. P. 391.
112. Leeman W.P., Tonarini S., Chan L.H., Borg L.E. (2004) Boron and lithium isotopic variations in a hot subduction zone – the southern Washington Cascades // *Chemical Geology*. Vol. 212. P. 101-124.
113. Leeman W.P., Lewis J.F., Evarts R.C., Conrey R.C., Streck M.J. (2005) Petrologic constraints on the thermal structure of the Cascades arc // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 140. P. 67-105.
114. Levin V., Shapiro N., Park J., Ritzwoller M. (2002) Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka // *Nature*. Vol. 418. P. 763 – 767.
115. McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth // *Chemical Geology*. Vol. 120. P. 223-253.
116. McCulloch M.T., Bennett V.C. (1994) Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle; geochemical constraints // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 58. P. 4717-4738.
117. McCulloch M.T., Gamble A.J. (1991) Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism // *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 102. P. 358-374.
118. Miller D., Goldstein S.L., Langmuir C.H. (1994) Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents // *Nature*. Vol. 368. P. 514-520.
119. Münker C., Wörner G., Yogodzinski G., Churikova T. (2004) Behavior of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas // *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 224. P. 275-293.
120. Nakamura E., McCulloch M.T., Campbell I.H. (1990) Chemical geodynamics in the back-arc region of Japan based on the trace element and Sr-Nd isotope component // *Tectonophysics*. Vol. 174. P. 207-233.

121. Noll Jr. P.D., Newsom H.E., Leeman W.P., Ryan J.G. (1996) The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 60. № 4. P. 587-611.
122. Nosova A.A., Sazonova L.V., Narkisova V.V., Simakin S.G. (2002) Minor Elements in Clinopyroxene from Paleozoic Volcanics of the Tagil Island Arc in the Central Ural // *Geochemistry*. Vol. 40. № 3. P. 219,
123. Park J, Levin V, Brandon M, et al. (2001) A dangling slab, amplified arc volcanism, mantle flow and seismic anisotropy in the Kamchatka Plate Corner // *EOS*. Vol. 82. № 47. P. F1156.
124. Pearce J.A. (2005) Mantle preconditioning by melt extraction during flow: theory and petrogenetic implications // *Journal of Petrology*. Vol. 46. № 5. P. 973-997.
125. Pearce J.A. (1983) The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins // In: Hawkesworth C.J., Norry M.J. (eds.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich: Shiva. P. 230-249.
126. Pearce, J.A., Parkinson, I.J. (1993) Trace element models for mantle melting; application to volcanic arc petrogenesis // Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W. & Neary, C.R. (eds) *Magmatic processes and plate tectonics*. Geological Society Special Publications. 1993. London: Geological Society of London. P. 373-403.
127. Petrone C.M., Francalanci L., Carlson R.W., Ferrari L., Conticelli S. (2003) Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace element data from the magmatism of the San-Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico) // *Chemical Geology*. Vol. 193. P. 1-24.
128. Pevzner M.M., Ponomareva V.V., Bazanova L.I. (2002) New data on the Kamchatka back-arc volcanism during the Holocene time // 3rd Bienalle Workshop on Subduction Processes emphasizing the Kurile-kamchatkan-Aleutian arc. Fairbanks, Alaska.
129. Phipps Morgan J., Morgan W.J. (1999) Two-stage melting and the geochemical evolution of the mantle: a recipe for mantle plum-pudding // *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 170. P. 215-239.
130. Phipps Morgan J. (2001) Thermodynamics of pressure release melting of veined plum pudding mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. 2. № 4. Paper number 2000GC000049.
131. Plank T., Langmuir C.H. (1988) An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 90. P. 349-370.
132. Pletchov P, Churikova T, Wörner G., Kronz A. (2001) Oxygen fugacity variations in arc magmas across the Kamchatka deduced from olivine-spinel equilibria // EUG Strasbourg, April 2001 Conf. Abstracts, Cambridge Publications. P. 429.

133. Poli S., Schmidt M. (2002) Petrology of subducted slabs // *Annual Review Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 30. P. 207-235.
134. Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G., Hauff F., Werner R., Bindeman I., Uspensky V., Garbe-Schoenberg D. (2005) Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // *Geology*. Vol. 33. № 1. P. 25-28.
135. Poustovetov A.A., Roeder P.L. (2001) Numerical modeling of major element distribution between chromian spinel and basaltic melt, with application to chromian spinel in MORBs // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 142. P. 58-71.
136. Ringwood A.E. (1990) Slab-mantle interactions: 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle // *Chemical Geology*. Vol. 82. P. 187-207.
137. Roeder P.L., Reynolds I. (1991) Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts // *Journal of Petrology*. Vol. 32. P. 909-934.
138. Rogers G., Sauders A.D., Terrel D.J., Verma S.P., Marriner G.F. (1985) Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja, California, Mexico // *Nature*. Vol. 315. P. 389-392.
139. Rollinson H. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Singapore Publishers Ltd. 352 p.
140. Shibata T., Nakamura E. (1997) Across-arc variation of isotope and trace element compositions from Quaternary basaltic volcanic rocks in northeastern Japan: Implications for interaction between subducted oceanic slab and mantle wedge // *Journal of Geophysical Research*. Vol. 102. № B4. P. 8051-8064.
141. Schmidt M.W., Poli S. (1998) Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation // *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 163. P. 361-379.
142. Smirnov V.K., Sobolev A.V., Batanova V.G., Portnyagin M.V., Simakin S.G., Potapov E.V. (1995) Quantitative SIMS analysis of melt inclusions and host minerals for trace elements and H<sub>2</sub>O // *EOS Trans. Spring Meet. Suppl.* Vol. 76 (17). P. 270.
143. Smith D.R., Leeman W.P. (2005) Chromian spinel–olivine phase chemistry and the origin of primitive basalts of the Southern Washington Cascades // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 140. P. 49-66.
144. Smith G.P., Wiens D.A., Fisher K.M., Dorman L.M., Webb S.C., Hildebrand J.A. (2001) A complex pattern of mantle flow in the Lau backarc // *Science*. Vol. 292. № 5517. P. 713-716.
145. Stolper E., Newman S. (1994) The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas // *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 121. P. 293-325.
146. Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds)

- Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publications, 1989. London: Geological Society of London. P. 313-345.
147. Tamura Y., Tatsumi Y., Zhao D., Kido Y., Shukuno H. (2002) Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones // *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 197. P. 105-116.
148. Tatsumi Y., Kogiso T., Nohda S. (1995) Formation of a third volcanic chain in Kamchatka: generation of unusual subduction-related magmas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol.120. P. 117-128.
149. Volynets O.N. (1994) Geochemical types, petrology, and genesis of late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island arc system // *International Geology Review*. Vol. 36. P. 373-405.
150. White W. M. (2000) Geochemistry. An online textbook:  
<http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/geo455/Chapters.HTML>
151. Woodhead J.D. (1989) Geochemistry of the Mariana arc (western Pacific): source composition and processes // *Chemical Geology*, v.76, pp 1-24
152. Wörner G., Churikova T., Leeman W., Liebetrau V., Tonarini S., Heuser A. (2001) Fluid-mobile trace element and U-series isotope variations across Kamchatka: timing and effects of slab dehydration // *Margins Meeting, Schriftenreihe D. Geol. Ges.* Vol. 14. P.236-237.
153. Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Kay S.M. (1995) Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region; implications for slab melting and processes in the mantle wedge // *GSA bulletin*. Vol. 107. № 5. P. 505-519.
154. Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G., Dorendorf F., Wörner G., Volynets O.N. (2001) Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // *Nature*. Vol. 409. P. 500-504.
155. Yokoyama T., Makishima A., Nakamura E. (1999) Evaluation of the coprecipitation of incompatible trace elements with fluoride during silicate rock dissolution by acid digestion // *Chemical Geology*. Vol. 157. P.175-187.
156. Zack, T., Foley, S.F., Jenner, G.A. (1997). A consistent partition coefficient set for clinopyroxene, amphibole and garnet from laser ablation microprobe analysis of garnet pyroxenites from Kakanui, New Zealand. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie - Abhrichten* 172(1).