

На правах рукописи

МАРТЫНОВ Алексей Юрьевич

УДК 552.323.5

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИТОВ  
ОСТРОВА КУНАШИР  
(КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

Специальность 25.00.04-петрология, вулканология

АВТОРЕФЕРАТ

Диссертации на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Владивосток - 2011

Диссертационная работа выполнена в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН.

**Научный руководитель:**

академик А.И. Ханчук

**Официальные оппоненты:**

доктор геолого-минералогических наук И.А. Тарарин

кандидат геолого-минералогических наук В.Т. Съедин

**Ведущая организация:**

ИВиС ДВО РАН, г.Петропавловск-Камчатский

Защита состоится “ 28 “ октября 2011 г. в на заседании Диссертационного совета Д-005.006.01 в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН по адресу: 690022, г. Владивосток, Пр. 100-летия Владивостока, 159.

Тел.: (423)2317-554.

Факс: (423)2317-847.

E-mail: [fegi@vlad.ru](mailto:fegi@vlad.ru); [office@fegi.ru](mailto:office@fegi.ru)

С диссертацией можно в библиотеке ЦНБ ДВО РАН (адрес тот же)

Автореферат разослан “ \_\_\_\_ ” \_\_\_\_\_ 2011 г.

Ученый секретарь  
диссертационного совета  
кандидат геолого-минералогических наук

Б.И. Семеняк

## Общая характеристика работы

### Актуальность проблемы

Несмотря на огромный интерес, проявляемый к островодужным системам и связанным с ними магматическим процессам, данные по вулканизму ранних этапов ограничены (Stern, 2004). В пределах Изу-Бонин-Марианской островной дуги исследования нижних частей вулканического разреза проводились с помощью обитаемых подводных аппаратов (Ishizuka *et al.*, 2006а и др.). Интенсивно изучалась островная дуга Северо-Восточной Японии (Goto *et al.*, 1995; Kimura, Yoshida, 2006; Nakajima *et al.*, 1995; Okamura *et al.*, 1995; Okamura *et al.*, 1998; Okamura *et al.*, 2005; Pouclet, Bellon, 1992; Pouclet *et al.*, 1995; Sato *et al.*, 2007; Shuto *et al.*, 2004, 2006; Takagi *et al.*, 1999; Yoshida *et al.*, 1995; Yoshida, 2001), сформированная в позднем кайнозое в ассоциации с тыловодужной котловиной Японского моря (Kimura, 1996; Tamaki *et al.*, 1992). Здесь комплексы пород начальных этапов развития располагаются выше уровня моря и могут быть исследованы без применения сложных технических средств. В пределах дуги поперечная геохимическая зональность, типичная геохимическая особенность островодужных систем (Gill, 1981; Pearce, Parkinson, 1993; Peate, Pearce, 1998), проявляется лишь начиная с плиоцена (Yoshida *et al.*, 1995; Yoshida, 2001; Kimura, Yoshida, 2006).

Курильская островная дуга, предмет данного исследования, изучена слабо. Современные аналитические данные доступны лишь для отдельных крупных голоценовых вулканических центров (Журавлев и др., 1985; Ishikawa, Tera, 1997; Bailey *et al.*, 1989; Bindeman, Bailey, 1999; Авдейко *и др.*, 1992; Мартынов *и др.*, 2005). Геохимическая информация по миоцен-плиоценовым эффузивам, картируемым в основании наземной части вулканического разреза, практически отсутствует. В некоторых работах (Сывороткин, Русинова, 1989; Varanov *et al.*, 2002) высказывались предположения о связи их формирования с процессами раскрытия задуговой Курильской котловины, но требуются более детальные изотопно-геохимические исследования, чтобы судить об этом с большей определенностью.

**Цель исследований.** Целью данной работы является детальное изотопно-геохимическое изучение разновозрастных преимущественно основных вулканитов о. Кунашир с целью реконструкции особенностей развития Курильской островной дуги в неоген-четвертичное время. В процессе исследования решались следующие задачи:

1. Анализ распределения петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопов Sr, Nd, Pb и Hf в разновозрастных эффузивах;
2. Оценка роли коровой контаминации в магмогенезисе;
3. Реконструкция природы субдукционного компонента;
4. Характеристика изотопного и микроэлементного состава мантийного источника;

5. Оценка влияния задуговых процессов на субдукционный магмогенезис.

**Научная новизна исследований.** Впервые выполненные детальные геохимические и изотопные (Sr, Nd, Pb, Hf) исследования неоген-четвертичных вулканитов о. Кунашир позволили выявить главные особенности эволюции магматизма южных Курил, оценить роль различных магмогенерирующих факторов на зарождение и эволюцию магм.

**Практическая значимость.** Данные по микроэлементному и изотопному составу разновозрастных лав о. Кунашир могут быть использованы при построении общей картины развития вулканизма южного сегмента Курильской островной дуги и, в качестве геохимических реперов, при геологическом картировании вулканогенных толщ, металлогенических построениях.

**Фактический материал.** В основу работы положен фактический материал собранный автором при полевых исследованиях, а также образцы из коллекций А.В. Рыбина (ИМГиГ ДВО РАН) и Ю.А. Мартынова (ДВГИ ДВО РАН). При решении геологических и петрогенетических проблем привлекались литературные источники.

**Образцы и аналитические методы.** Коллекция образцов (74 шт.) преимущественно основного и среднего составов, характеризующая миоценовые, плиоценовые, плиоцен-плейстоценовые и голоценовые этапы вулканизма, была проанализирована рентгено-флюоресцентным методом (XRF) на 10 петрогенных элементов и ограниченное число (14) микроэлементов. Истертые породы в течение трех часов прокаливались в муфельной печи при температуре более 1000°C. Смесь, состоящая из 1,8 граммов прокаленного порошка (образец) и 3,6 граммов флюса, плавилась с помощью автоматического аппарата “Bead Sampler” (Kimura, Yamada, 1996). В качестве флюса использовалась смесь  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  и  $\text{LiBO}_2$  в отношении 4 : 1. Полученные плавленые диски были проанализированы на спектрометре Rigaku RIX 2000 в университете Шимане, г. Матсуге, Япония.

31 образец был проанализирован на широкий спектр микроэлементов, включая редкоземельные (REE), масс-спектрометрическим методом с индукционно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборе VG PQ3 (Kimura *et al.*, 1995). Измерение изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (31 образец) и  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  (5 образцов) проводилось на мультиколлекторном спектрометре (MC-ICP-MS) VG P54 (табл. 3). В качестве стандартов использовались пробы JB-1b (для Nd и Sr) и JB-2 (для Pb). Процесс сепарирования Sr, Nd, Pb и Hf осуществлялся по методике, описанной в работах (Iizumi *et al.*, 1994; Iizumi *et al.*, 1995; Kimura *et al.*, 2003).

**Апробация работы.** По данной теме было опубликовано 7 работ, в том числе 6 в центральных и зарубежных периодических изданиях, рекомендованных ВАК.

Основные положения работы докладывались на различных региональных, всероссийских и международных совещаниях и

симпозиумах, в том числе на IV Всероссийском симпозиуме по вулканологии и палеовулканологии «ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА» (г. Петропавловск-Камчатский, 2009).

**Благодарности.** Автор благодарит научного руководителя академика А.И. Ханчука А.И., чл. корр. РАН В.Г. Сахно, к.г.-м.н. В.Ф. Полина за обсуждение, замечания и рекомендации, позволившие значительно улучшить качество диссертации, а также Дж.И. Кимуру и Ю.А. Мартынова за постоянную помощь в работе, полезные советы и поддержку на всех этапах исследования. Автор выражает глубокую признательность за аналитическое обеспечение Дж.И. Кимуре, Б. Розэру (Университет Шимане, г. Матсуге, Япония). За помощь в обработке материалов и техническое оформление работы автор благодарен Н.Н. Семенову, А.А. Чашину, Н.И. Гвоздевой, Л.А. Кариюк (ДВГИ ДВО РАН); за предоставленный каменный материал - А.В. Рыбину (ИМиГ ДВО РАН) и Ю.А. Мартынову (ДВГИ ДВО РАН).

#### **Краткий геологический очерк**

Курильская островодужная система, образованная в результате погружения Тихоокеанской океанической плиты под восточную окраину Евразии, состоит из Курило-Камчатского глубоководного желоба, Большой Курильской вулканической гряды и Курильской глубоководной котловины. При постоянной скорости конвергенции около 8,6 см/год, возраст океанической коры вблизи Курило-Камчатского желоба увеличивается с 90 млн. лет на севере до 118 млн. лет на юге. Древний возраст океанической плиты подтверждается и значительной, до 650 км, максимальной глубиной землетрясений. Все участки островной дуги классифицируются как зоны умеренного сжатия (Bailey, 1996).

*Курило-Камчатский глубоководный желоб* заполнен океаническими осадками с примесью континентального материала (17-80% объема), кремнистого биогенного осадка (около 9 об.%), вулканического пепла (первые об.%), небольшого количества карбонатов. Пропорция континентальной составляющей в осадке увеличивается с севера на юг (Ishikawa, Tera, 1997).

Формирование *Большой Курильской вулканической гряды* началось в олигоцене или в раннем миоцене. Общая ее протяженность превышает 1150 км, при ширине от 100 до 200 км. Традиционно в пределах дуги выделяют северную, центральную и южную зоны. Глубина до погружающейся Тихоокеанской океанической плиты под вулканическим фронтом варьирует от 94,2 км под северными до 92 км под южными Курилами (Syracuse, Albers, 2006). Мощность коры изменяется незначительно: от 28-33 км в Южной зоне, 25-30 км в Центральной до 32-36 км в Северной (Злобин *и др.*, 1987). Присутствие в вулканитах ксенолитов метаморфических пород свидетельствует о континентальной природе земной коры на всем протяжении Курильского архипелага (Подводный вулканизм..., 1992). Состав включений несколько различается во фронтальной и тыловой зонах. Во фронтальной преобладают оливин-пироксеновые габброиды (габбро,

габбро-нориты, габбро-анортозиты), иногда встречаются алливалиты, троктолиты, эвкриты, гранитоиды (о-ва Парамушир, Симушир, Кунашир), а в тыловой - амфиболовые габбро и гипербазиты. Включения габброидов и метаморфических пород в тыловодужных лавах обогащены Ti, щелочами, Rb, Ba, Sr, Ni, Cr, Zn, но обеднены Cr, V, Pb, Sn (Подводный вулканизм..., 1992).

Вулканические и вулканогенно-осадочные породы, слагающие Курильские острова, подразделяются на два структурных яруса. Нижний сформирован умеренно деформированными неогеновыми вулканогенно-осадочными отложениями, верхний – слабо деформированными плейстоцен-голоценовыми эффузивами. Вулканические породы обоих структурных ярусов варьируют по составу от базальтов до риолитов, но базальты и андезиты преобладают (Подводный вулканизм..., 1992)

Формирование *Курильской котловины* относят к раннему-среднему миоцену (32-15 млн. лет), со сменой режима растяжения на сжатие в позднем миоцене (Ваганов *et al.*, 2002). Несмотря на смену геодинамического режима, магматические процессы в тыловой зоне оставались активными, по крайней мере, вплоть до голоцена, о чем свидетельствуют высокий тепловой поток (до 105 мВт/м<sup>2</sup>) и присутствие четвертичных (0,84-1,07 млн. лет) подводных вулканов на севере-востоке задугового бассейна (Ваганов *et al.*, 2002; Тарарин *и др.*, 2000).

#### ***Вопросы расчленения вулканогенных толщ о. Кунашир***

По представлениям Б.Н. Пискунова (1987), в результате вулканической деятельности, продолжавшейся на островах Большой Курильской гряды с начала миоцена, а возможно с олигоцена, сформировались четыре вулканических формации: *зеленотуфовая, вулканогенно-кремнисто-диатомитовая, базальтовая и андезитовая*. Пространственная локализация разновозрастных вулканитов в пределах о. Кунашир показана на рис.1.

*Зеленотуфовая базальт-риолитовая формация* является наиболее древней, включающей отложения раннего и среднего миоцена общей мощностью около 4000 м. Не исключается возможность отнесения пород основания разреза к олигоцену (Рыбин, 1996). Специфика формирования формации обусловила характерное сочетание эффузивно-пирокластических и вулканогенно-осадочных пород.

На о. Кунашир зеленотуфовая формация представлена двумя стратиграфическими подразделениями – кунаширской (N<sub>1</sub><sup>1</sup>) и ловцовской (N<sub>1</sub><sup>1</sup>-N<sub>1</sub><sup>2</sup>) свитами, а также комагматичными экструзивными, субвулканическими и интрузивными телами.

Самые нижние горизонты кунаширской свиты, сформированной в подводных условиях, представлены базальтами, лавовыми брекчиями, чередующимися с туфовыми отложениями. В средней части разреза базальты переслаиваются с риолитами, часто игнимбритоподобными. Осадочные образования представлены обычно плохо или градационно сортированными отложениями щебнистых и песчаных потоков.

Особенностью о. Кунашир является высокая доля кислых вулканитов в составе кунаширской свиты, что дает основание ряду исследователей рассматривать ее в качестве контрастной базальт-риолитовой формации.

Ловцовская свита представлена тонко- и грубоциклической толщей песчаников, конгломератов, диатомитов и, в меньшей степени, алевролитов, пепловых туфов кислого состава. Породы свиты выходят на поверхность преимущественно на п-ове Ловцова, где залегают на кунаширской свите без видимого несогласия. Обломочный материал полимиктовый, главным образом вулканогенный, средний, кислый и основной по составу. Формирование ловцовской свиты, как и ранее рассмотренной кунаширской, происходило в условиях активного тектонического режима, в сейсмической зоне, на значительной глубине у подножья склона при обильном питании обломочным материалом, поступающим с островной суши.

*Вулканагенно-кремнисто-диатомитовая формация* о. Кунашир представлена пестрыми по составу и фациальной принадлежности отложениями алахинской ( $N_1^3-N_2$ ) и головнинской ( $N_1^3-N_2$ ) свит, комагматичными экструзивными и субвулканическими образованиями.

Алахинская свита отличается преимущественно среднекислым составом вулканических пород и экзогенных продуктов их переотложения. Резко преобладают игнимбриты и пемзовые туфы кислого состава, хотя встречаются базальты. Многочисленны дайки, силлы, лакколиты и магматические диапиры кислого и среднего составов. Формирование свиты происходило в субаэральных и морских условиях

Головнинская свита существенно осадочная, пемзовая с редкими прослоями базальтовых лав в основании и в средней части разреза. Наличие признаков обмеления в отдельных частях свиты, а также присутствие в песчаниках линз аллохтонного угля позволяет относить ее к флишу, заканчивающему этап длительного прогибания территории.

*Базальтовая формация* на о. Кунашир представлена григорьевской свитой ( $N_2-Q_1$ ) и комагматичными субвулканическими телами, сформированными в результате проявления третьей позднеплиоцен-плейстоценовой фазы вулканизма. Вулканиты формации пользуются широким распространением, формируя небольшие плато в западных и центральных приводораздельных частях о. Кунашир. В геологической литературе при их описании часто используется термин «платобазальты». В составе стратифицированной толщи выделяются два комплекса пород. Нижний - представлен преимущественно базальными конгломератами, гравелитами и конгломерато-брекчиями, часто замещающимися по простиранию туфоконгломератами, агломератовыми гиалокластитам и туфами основного и среднего состава. Верхний комплекс сложен субаэральными эффузивно-пирокластическими образованиями среднего и основного составов при преобладании андезибазальтов. Иногда картируются фациальные переходы лав плато в осадочные морские толщи,

что указывает на временное погружение острова или отдельных его частей ниже уровня моря.

*Андезитовая формация* ( $Q_2$ ) сформирована эффузивно-эксплозивной активностью вулканов центрального типа, небольших вулканических конусов, массивов различного строения, морфологии и состава. Вулканы фронтальной (Менделеева) и тыловой (Тятя) зон острова несколько различаются по типу извержений и составу магматических продуктов. Для первого характерна циклическая, иногда взрывная вулканическая активность с базальт-андезит-риолитовым составом продуктов извержений. Вулкан Тятя сформирован в результате излияний жидких базальтовых и андезибазальтовых лав.

Описанная выше стратиграфическая последовательность была существенно скорректирована последующими геолого-съёмочными работами. Согласно современным представлениям вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы о Кунашир объединяются в рыбаковскую ( $N_{1-2} rb$ ), камуйскую ( $N_2 km$ ) и плиоцен-плейстоценовую фрегатскую ( $N_2-Q_1 fr$ ) свиты. Более детально, чем в предшествующих исследованиях, расчленены голоценовые эффузивы с выделением головнинского, богатырского и роковского комплексов.

Обоснованность новой стратиграфической схемы, слабо подтвержденной возрастными датировками, прежде всего Ar-Ar, все еще дискутируется. Для наших исследований она не вполне удобна из-за чрезмерной генерализованности расчленения древних миоценовых толщ, выделяемых, по существу, в одно структурное подразделение. Поэтому, в данной работе использовалась возрастная терминология. Нижние части стратифицированного разреза рыбаковского комплекса, относимые ранее к кунаширской свите, рассматриваются как среднемиоценовые отложения. Породы верхних горизонтов того же комплекса (ловцовская свита) описываются как позднемиоценовые. Для лав камуйского комплекса (алехинская и головнинская свиты) используется термин плиоценовые вулканы, для фрегатского (григорьевская свита) – плиоцен-плейстоценовые. Вулканогенные образования современных центров магматической активности описываются как голоценовые.

### **Обоснование защищаемых положений**

#### **Первое защищаемое положение**

*Поперечная геохимическая зональность - типичная особенность субдукционного магматизма, проявлена в вулканитах всех временных интервалов развития о. Кунашир, за исключением плиоцен-плейстоценового. Плиоцен-плейстоценовые платобазальты формировались либо в условиях пологой субдукции, либо в несубдукционной геодинамической обстановке.*

Поперечная геохимическая зональность является индикаторным признаком субдукционных систем. Для молодых образований Курильской островной дуги она отмечалась многими отечественными и зарубежными



исследователями (Подводный вулканизм..., 1992; Ryan *et al.*, 1995; Ishikawa, Tera, 1997; Bindeman, Bailey, 1999 и др.).

Реконструкция геохимической зональности для древних вулканических комплексов сталкивается с рядом трудностей. Прежде всего, из-за возможного изменения составов пород при взаимодействии с морской водой. Но в большинстве проанализированных образцах потери при прокаливании (п.п.п.) меньше 3 мас.%, а отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  - ниже 20. Отсутствует систематическая корреляция между п.п.п. и содержанием флюидомобильных элементов, таких как  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb и Ba, что указывает на минимальную ремобилизацию щелочноземельных катионов (Miyashiro, 1974). С учетом этих фактов, для реконструкции геохимической зональности древних вулканитов использовался весь спектр элементов, хотя для более точных исследований, например оценки состава магматического источника, выбирались только «консервативные» элементы, не подверженные ремобилизации низкотемпературными метасоматическими процессами.

Другая сложность заключается в определении положения фронтальной и тыловой зон. Современная граница между ними примерно параллельна осевой линии Курило-Камчатского глубоководного желоба. Однако положение этой границы, а также глубину до поверхности субдуцирующей плиты, невозможно точно определить для геологического прошлого. Поэтому древние лавы классифицируются как тыловые и фронтальные на основании физико-географического распределения современных вулканогенных пород. Образцы, отобранные на востоке острова во фронтальной зоне голоценовых лав, классифицируются как фронтальные, вблизи охотского побережья – как тыловые.

Несмотря на эти сложности, полученные данные дают важную информацию о поперечной геохимической зональности вулканитов различных возрастных этапов формирования о. Кунашир.

*Ранний миоцен-плиоценовый этап.* Для среднемиоценовых лав поперечная геохимическая зональность в распределении  $\text{K}_2\text{O}$  проявлена отчетливо. На классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$  (рис. 2) все типы фронтальных лав попадают в поле низкокалиевой серии, а тыловодужные – умереннокалиевой. В позднемиоценовых и плиоценовых эффузивах такая закономерность выражена слабее из-за особенностей локализации первых преимущественно в пределах сравнительно небольшой территории п-ва Ловцова, а вторых – вдоль охотоморского побережья. О составе плиоценовых фронтальных лав можно судить лишь по небольшому числу проанализированных образцов.

Важной особенностью и миоценовых и плиоценовых тыловодужных вулканитов является присутствие среди них высокомагнезиальных базальтов ( $\text{MgO} > 9$  мас. %).

Поперечная зональность в отношении микроэлементов проявлена еще более отчетливо. Породы тыловой зоны обогащены LIL элементами (K, Rb, Ba, частично Sr и Cs), REE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm,

Yb, Lu) и HFSE (Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, частично Y и Ti. Pb/Ce также закономерно уменьшается по мере удаления от фронта к тылу вулканической дуги. Нормализованные к хондриту спектры распределения REE и Hf в тыловодужных лавах также достаточно характерны – высокое отношение LREE/HREE, слабо выраженная негативная Eu аномалия и отчетливо проявленный Hf минимум (рис. 3).

Ковариации между соотношениями изотопов и содержаниями элементов достаточно типичны. Предыдущими исследованиями было отмечено уменьшение содержания радиогенного Nd с возрастом содержания радиогенного Sr к тыловой зоне современных лав (Bindeman, Bailey, 1999), а также увеличение в этом направлении  $\delta^{11}\text{B}$  и Sr (Ishikawa, Tera 1997). Наши изотопные данные подтверждают возрастание содержания радиогенного Nd во фронтальной зоне миоцен-плиоценовых вулканитов, хотя это происходит практически при неизменном отношении Sr изотопов. Последнее, вероятно, связано с вторичными изменениями проанализированных образцов морской водой. Полученные данные по изотопии свинца показывают возрастание количества радиогенного Pb в лавах фронтальной зоны. Это противоречит представлениям, высказанным в работе (Bindeman, Bailey, 1999). Однако исследования этих авторов не были направлены на изучение поперечной зональности древних толщ. В отличие от цитируемой работы, полученные нами свинцовые изотопные отношения линейно коррелируют с отношениями изотопов Nd и, таким образом, явно указывают на существование поперечной зональности в их распределении.

*Голоценовый этап.* Поперечная геохимическая зональность голоценовых лав имеет определенные особенности. Породы тыловой зоны обогащены  $\text{K}_2\text{O}$  (рис. 2) и некогерентными микроэлементами, включая LILE, REE, HFSE. В то же время отсутствуют высокомагнезиальные базальты - концентрации MgO во всех проанализированных образцах не превышают 6 мас. %. Обогащение LREE, а также отрицательная Hf аномалия в тыловодужных базальтах слабо выражены.

Для фронтальных лав характерны устойчиво более высокие отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  при близких значениях  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Все типы голоценовых вулканитов близки между собой по свинцовым изотопным отношениям, отличаясь от пород ранних этапов формирования устойчиво низкими отношениями  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ .

*Плиоцен-плейстоценовый этап.* Особенностью вулканитов этого возрастного интервала является не только трещинный характер излияний и преимущественно базальтовый состав, но и локализация в пределах тыловой зоны голоценовых лав. При этом содержание  $\text{K}_2\text{O}$  в породах аномально низкое, сходное с таковым во фронтальных вулканитах других возрастных интервалов.

К характерной особенности плиоцен-плейстоценовых платобазальтов следует отнести также широкое распространение высокомагнезиальных, насыщенных оливином, разновидностей ( $\text{MgO} > 12$  мас.%). Распределение

некогерентных микроэлементов хорошо коррелирует с низкими концентрациями  $K_2O$  в исследуемых образцах. На нормированных к хондриту многокомпонентных диаграммах для платобазальтов типично либо небольшое обогащение LREE, либо (более часто) “субгоризонтальный” спектр распределения легких и тяжелых лантаноидов. Европиевая аномалия, как индикатор участия плагиоклаза в процессе плавления или фракционирования, не проявлена; Hf минимум отчетливо выражен (рис. 3).

#### **Второе защищаемое положение**

***Геологические и геохимические особенности тыловодужных вулканитов о. Кунашир свидетельствуют об определенной роли в их генезисе тектоно-магматических процессов формирования задуговой Курильской котловины.***

Причины высоких содержаний некогерентных элементов в породах тыловой зоны Курильской островной дуги до сих пор являются предметом дискуссии. Эти особенности можно объяснить:

1. Низкой степенью плавления мантийного вещества;
2. Влиянием глубинного флюида, образующегося при распаде специфических водосодержащих минералов, таких как флогопит или фенгит;
3. Плавлением океанической коры (Ryan *et al.*, 1995; Ishikawa, Tera, 1997).

Влияние компонентов океанической коры также является предметом обсуждения – являются ли главными источниками субдукционных компонентов погруженный океанический осадок или измененная океаническая кора.

В этой работе для оценки роли флюида, образованного в результате дегидратации измененных океанических базальтов и осадка, а также расплава, образованного при плавлении осадков, был использован ряд дискриминационных диаграмм. При их построении учитывались различное поведение элементов во время дегидратации океанической коры и ее плавлении (Kogiso *et al.*, 1997; Johnson, Plank, 1999; Kessel *et al.*, 2005), данные по концентрации микроэлементов и радиогенных изотопов в источнике и в субдукционных компонентах (Plank, Langmuir, 1993; Hauff *et al.*, 2003; Kimura, Yoshida, 2006).

Важнейшим геохимическим индикатором вклада расплава, образовавшегося в результате плавления осадков, является Th. Нами в качестве дискриминанта использовались не только его абсолютные концентрации, но и отношения к Yb и Nd. Все три элемента являются высоконкогерентными, поэтому отношения Th/Nd и Th/Yb не должны значительно меняться в процессах плавления или фракционной кристаллизации (Pertermann *et al.* 2004), даже в присутствии воды (Green *et al.*, 2000). Th, Yb и Nd немобильны во флюидной фазе (см. Johnson, Plank, 1999), но Th, из-за высоких концентраций в океаническом осадке, намного

легче переходит в расплав, образованный при его плавлении (например, Plank, Langmuir, 1993).

На бинарную диаграмму Th – Yb (рис. 4) вынесены фигуративные точки разновозрастных, преимущественно основных и средних по составу пород о. Кунашир, а также рассчитанные отношения элементов в водном флюиде (при 700<sup>0</sup>C) и расплаве (при 900<sup>0</sup>C), образованных, соответственно, при дегидратации и плавлении осадочного материала. Валовые составы осадочной колонны вблизи южных и северных Курил взяты из работы (Plank, Langmuir, 1998); валовые коэффициенты распределения Th и Yb между осадком, флюидом и расплавом - из публикации (Johnson, Plank, 1999).

Основные вулканы *голоценового* возраста, как фронтальной, так и тыловой зон, ложатся на крутой диагональный тренд, что указывает на преобладающий вклад в их происхождение низкотемпературного субдукционного компонента. Вблизи этого тренда, при низких концентрациях Th и Yb, располагаются фигуративные точки миоцен-плиоценовых фронтальных лав.

*Вулканы тыловой зоны среднемиоценового, плиоценового и плиоцен-плейстоценового возрастов* формируют субгоризонтальный тренд, на котором, при более высоких концентрациях Th, располагаются составы океанических осадков и расплавов, образованных при их плавлении.

На диаграмме <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd - Th/Nd (рис. 5) образцы фронтальных и тыловых голоценовых лав располагаются на линии смещения флюидных субдукционных компонентов, образованных при дегидратации измененных океанических базальтов (АОС) и осадочного чехла. Рассчитанный вклад двух источников (~95% флюид АОС и ~5% флюид осадка) близок к таковому в Изу-Бонинской дуге (Straub *et al.*, 2004), что свидетельствует о сходном механизме магмогенезиса под различными островными дугами. Вблизи субвертикального тренда смещения располагаются и фигуративные точки фронтальных лав миоцен-плиоценового возраста.

Древние миоцен-плиоценовые тыловодужные вулканы, а также плиоцен-плейстоценовые платобазальты характеризуются повышенными отношениями Th/Nd и пониженными <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, что дает основание предполагать вклад в их генезис не только низкотемпературного, но и высокотемпературного субдукционного компонента, связанного с плавлением осадка.

Сходные закономерности проявляются и при анализе диаграммы <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd - Nb/Zr. Только расплав может транспортировать низкое соотношение Nb/Zr в океаническом осадке в зону плавления надсубдукционной мантии (Aizawa *et al.*, 2004; Kessel *et al.*, 2005).

Геохимическим индикатором влияния высокотемпературного субдукционного осадочного компонента является также отрицательная Hf аномалия (рис. 3), отчетливо проявленная в базальтах тыловой зоны ранних миоцен-плейстоценовых этапов формирования Курильской субдукционной системы. Водный флюид, не приводит фракционированию LREE от HFSE,

из-за незначительной растворимости этих элементов (Pearce *et al.*, 1999; Мартынов *и др.*, 2010).

Геохимические признаки плавления субдукционного осадка в тыловой зоне миоценовой и плиоценовой субдукции, а также при формировании плиоцен-плейстоценовых платобазальтов, свидетельствуют о сравнительно высоких температурах на поверхности субдуцирующей плиты. Высокий температурный фон надсубдукционной мантии регистрируется оценками температур и давления генерации высокомагнезиальных базальтов ( $MgO > 9$  мас.%). Эти породы являются первичными мантийными выплавками, испытавшими минимальное оливиновое фракционирование. Поэтому их состав в отношении петрогенных элементов определяется, главным образом, температурой и давлением в зоне плавления надсубдукционной мантии. Для расчета этих параметров использовался экспериментально откалиброванный геотермометр (Lee *et al.*, 2009). Корректировки оливинового фракционирования проводились пересчетом составов на равновесие с мантийным оливином  $Fo_{90}$ . Содержания воды принимались равными 0 и 3 мас.%. При более высоких концентрациях  $H_2O$  плавление мантийного перидотита приводит к появлению сравнительно кислых магматических жидкостей (Lee *et al.*, 2009).

Согласно расчетным данным, в «сухих» условиях генерация миоценовых, плиоценовых и плиоцен-плейстоценовых магнезиальных базальтов в тыловой зоне о. Кунашир должна была происходить при температурах (1456–1560°C) и давлениях (1,6–3,2 ГПа) более высоких, чем MORB (1250–1450°C, 0,5–2 ГПа), близких к таковым плюмовых базальтов океанических островов (1400–1700°C, 1,5–6 ГПа). Добавление 3% воды меняет как расчетное давление (1,04–1,76 ГПа), так и, более чем на 100°C, понижает температуру плавления (1285–1365°C) до более реалистичных уровней, соответствующих нижней границе MORB ( $F \approx 10\%$ ).

Согласно геологическим данным, формирование Курильской островной дуги происходило в условиях погружения древней и «холодной» Тихоокеанской плиты. Расчетные же температуры плавления первичных магм превышают таковые для «горячей» субдукции Каскадных гор Северной Америки (0,8–2 ГПа и 1150–1300°C,  $H_2O = 3$  мас.%). Следовательно, температурный фон в тыловой зоне о. Кунашир формировался не только под влиянием субдукционных факторов. Определенную роль играли и процессы, связанные с формированием Курильской котловины.

Влияние задуговых тектоно-магматических событий на субдукционный магмогенезис установлено для целого ряда островодужных систем (например, Peate, Pearce, 1998), в том числе и для Курильской (Мартынов *и др.*, 2010).

На основании выше изложенных данных, происхождение поперечной геохимической зональности *лав ранних этапов формирования* о. Кунашир, по-видимому, связано с изменением физической природы субдукционного

компонента. Это подтверждают и расчетные данные - добавление к деплетированным базальтам фронтальной зоны 5% кислого расплава - продукта плавления терригенного осадка, существенно повышает отношение LREE/HREE в смеси до уровней тыловодужных лав.

Поскольку *голоценовые* вулканиты и тыловой и фронтальной зон формировались в условиях преобладающего влияния низкотемпературного флюидного компонента, для объяснения поперечных вариаций их составов требуются иные механизмы. Незначительное возрастание от фронта к тылу островной дуги отношений LREE/HREE и REE/HFSE согласуется с моделью, предполагающей низкую степень плавления магматического источника.

#### **Третье защищаемое положение**

***Особенности распределения изотопов Pb и Hf указывают на то, что, по крайней мере, с позднего кайнозоя, состав надсубдукционной мантии южного звена Курильской островодужной системы соответствовал резервуару индийского MORB-типа. Граница с резервуаром MORB Тихого океана проходила, вероятно, по Курило-Камчатскому глубоководному желобу.***

Западная Пацифика является границей двух основных мантийных доменов Земли - MORB Тихого и Индийского океанов. Основываясь на Pb изотопной систематике, мантия индийского MORB-типа была закартирована под юго-западной Пацификой (Loock *et al.*, 1990; Haase *et al.*, 2002; Hergt, Hawkesworth, 1994; Crawford *et al.*, 1995), северо-восточной Японией и Японским морем (Hickey-Vargas *et al.*, 1991, 1998; Tatsumoto, Nakamura, 1991; Jolivet, Tamaki, 1992; Poulet, Bellon, 1992 *et al.*). В эту же область попадают и составы разновозрастных лав о. Кунашира, что дает основание проводить западную границу мантии Тихоокеанского MORB типа к востоку от Курило-Камчатского островодужной системы.

Учитывая мобильность Pb в субдукционных процессах, изотопы Hf считаются более надежными при выделении мантийных доменов (Pearce *et al.*, 1999, 2007; Nebel *et al.*, 2007). Их изучение, в частности, подтвердило, присутствие мантии Индийского MORB-типа под Камчаткой (Munker *et al.*, 2004).

Поскольку данные по изотопии гафния в курильских образцах отсутствуют, нами были отобраны 5 образцов магнезиальных базальтов (5,27 – 12,22 мас. % MgO) среднемиоценового, плиоценового, плиоцен-плейстоценового и голоценового возрастов. Наиболее древний (среднемиоценовый) базальт умеренно обогащен калием, в то время как более молодые породы деплетированы в отношении этого элемента (0,03-0,51 мас. % K<sub>2</sub>O). Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в лавах варьирует от 14,9 до 19,52 мас. %.

Несмотря на то, что Nd-Hf изотопная система является более консервативной по отношению к флюидным субдукционным компонентам, концентрация Nd в породах может быть изменена в результате вовлечения в магмогенезис субдукционного осадка (Pearce *et al.*, 1999, 2007; Woodhead *et*

*al.*, 2001; Munker *et al.*, 2004; Мартынов *и др.*, 2010). Геохимическим индикатором такого процесса может служить отрицательная Hf аномалия на расширенных REE нормализованных диаграммах (Pearce *et al.*, 1999). Три проанализированных образца курильских базальтов фронтальной зоны не показывают относительную деплетацию гафнием, что исключает необходимость корректировки Nd изотопных данных. Отрицательная Hf аномалия отмечена только для тыловодужных базальтов плиоценового и плиоцен-пестоценового возрастов, однако эти образцы близки к трем другим по Hf изотопным отношениям (рис. 6).

Таким образом, данные по свинцовой и гафний-неодимовой изотопным системам свидетельствуют о присутствии мантии MORB Индийского океана под юго-западной частью Курильской островодужной системы в течение длительного периода времени, по крайней мере, со среднего миоцена. Граница между двумя основными мантийными доменами Земли, вероятно, располагается в пределах Курило-Камчатского желоба (Nebel *et al.*, 2007).

***Соответствие полученных геохимических данных существующим геодинамическим представлениям.***

В работе (Baranov *et al.*, 2002) выделены три основных тектонических этапа формирования задуговой Курильской котловины. В миоцене преобладал режим растяжения, сопровождаемый подъемом астеносферной мантии и активным вулканизмом. Сжатие бассейна началось в позднем миоцене и продолжается в настоящее время. В будущем предполагается формирование новой, восточной зоны субдукции, с закрытием задугового котловины.

Не обсуждая гипотетический третий этап, отметим, что полученные нами геохимические данные находятся в хорошем соответствии с геодинамическими построениями.

Геологические признаки формирования миоценовых вулканитов на значительной глубине в подводных условиях и бимодальный характер магматической активности указывают на растяжение в тыловой области. Мантийный диапиризм и вулканическая активность, связанные с растяжением, приводили к разогреву литосферы задугового бассейна, повышая температурный фон и в тыловой зоне зарождающейся субдукционной системы. В результате плавления надсубдукционной мантии и вовлечения в магомгенезис осадочного слоя океанической плиты, происходило формирование базальтовых магм со специфическими геохимическими характеристиками. Учитывая петрологические данные по плиоценовым базальтам можно предположить, что такие же условия сохранялись вплоть до плиоцен-плейстоцена.

Смена тектонического режима в задуговом бассейне произошла, скорее всего, не в позднем миоцене, как предполагают авторы геодинамической схемы, а в плиоцен-плейстоцене. С этим периодом времени связаны массовые излияния платобазальтов с необычным для

субдукционного режима особенностями локализации, ареальным характером извержений и геохимическими свойствами.

Преобладающий в голоцене режим сжатия задугового бассейна сопровождался прекращением активной магматической деятельности, охлаждением литосферы, в том числе и в тыловой зоне. Преобладающую роль в субдукционном магмогенезисе начинает играть низкотемпературный флюидный компонент.

#### **Заключение**

Впервые выполненные детальные изотопно-геохимические исследования вулканитов начальных возрастных этапов формирования о. Кунашир позволили реконструировать особенности эволюции субдукционной системы, оценить влияние на магмогенезис задуговых тектоно-магматических процессов.

Отчетливая поперечная зональность ранних миоцен-плиоценовых вулканитов о. Кунашир свидетельствует об их субдукционном происхождении, что существенно отличает южные Курилы от расположенной южнее вулканической дуги Северо-Восточной Японии. Температурный фон в тыловой зоне зарождающейся островной дуги определялся не только температурой погружающейся океанической плиты, но и активными магматическими процессами в раскрывающейся Курильской котловине. Происхождение поперечной геохимической зональности вулканитов этого возрастного интервала в значительной степени определялась вариациями физической природы субдукционного компонента – водного флюида или расплава.

Отсутствие поперечной геохимической зональности, аномально низкие концентрации  $K_2O$  и некогерентных микроэлементов свидетельствуют о формировании плиоцен-плейстоценовых платобазальтах либо в условиях пологой субдукции, либо в несубдукционном геодинамическом режиме. Требуется дополнительные исследования, чтобы судить об этом с большей определенностью.

В условиях сжатия и охлаждения задугового бассейна, преобладающую роль в магмогенезисе вулканитов *голоценового* возраста начинает играть низкотемпературный водный флюид. Происхождение поперечной геохимической зональности этих пород связано, скорее всего, с уменьшением степени плавления магматического источника к тыловой зоне острова.

Впервые полученные данные по отношению изотопов Hf позволили установить присутствие мантии MORB Индийского океана под южным звеном Курильской островодужной системы, по крайней мере с миоцена.

#### **Список основных работ по теме Диссертации**

Мартынов Ю. А., Дриль С.И., Чашин А.А., А.В. Рыбин, Мартынов А. Ю. Деpletированный характер вулканизма острова Кунашир – роль несубдукционных факторы в магмогенезисе Курильской островной дуги // ДАН. 2004. Т.394. №4. с. 527-532.



Мартынов Ю. А., Дриль С.И., Чашин А.А., Рыбин А.В., Мартынов А.Ю. Геохимия базальтов островов Кунашир и Итуруп – роль несубдукционных факторов в магмогенезисе Курильской островной дуги // Геохимия. 2005. №4. с. 369-383.

Мартынов Ю.А., Мартынов А.Ю., Чашин А.А., Рыбин А.В. Базальты вулкана Тятя: петрология и генезис (остров Кунашир, Курильская островная дуга) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 3. с. 22-31.

Мартынов Ю. А., Дж. И. Кимура, академик Ханчук А.И., Рыбин А.В., Чашин А.А., Мартынов А.Ю. Магматические источники четвертичных лав Курильской островной дуги: новые данные по изотопии стронция и неодима // ДАН, 2007. Т. 416. № 5. с 670-675.

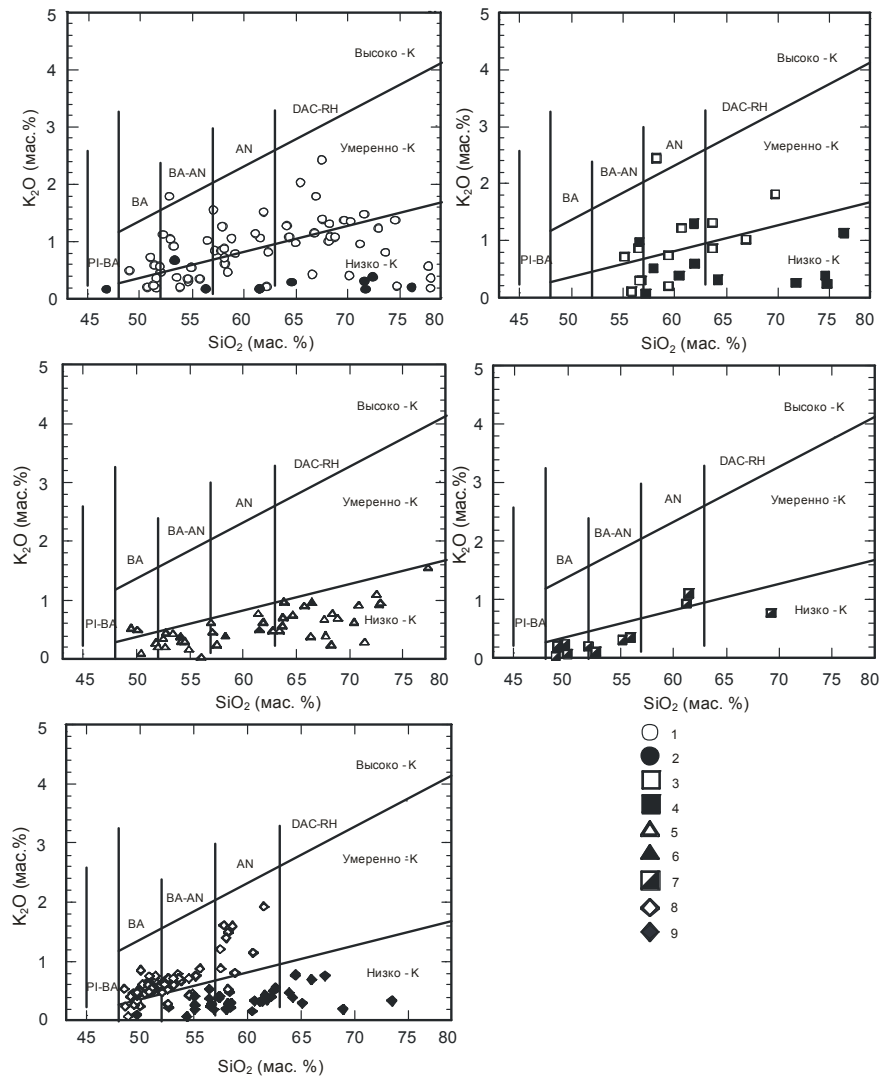
Мартынов А.Ю., Kimura J-I. Геохимия Миоценовых вулканитов острова Кунашир, Большой Курильской гряды // Материалы симпозиума “Вулканизм и Геодинамика”. Т.1. 2009. с. 421-423.

Мартынов Ю. А., Ханчук А. И., Кимура Дж.И., Рыбин А. В., Мартынов А. Ю. Геохимия петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. с. 1–25.

Martynov A.Y., Kimura J-I, Martynov Y.A., Rybin A.V. Geochemistry of late Cenozoic lavas Kunashir Island, Kurile Arc // Island Arc. 2010. V. 19. P. 86-104.



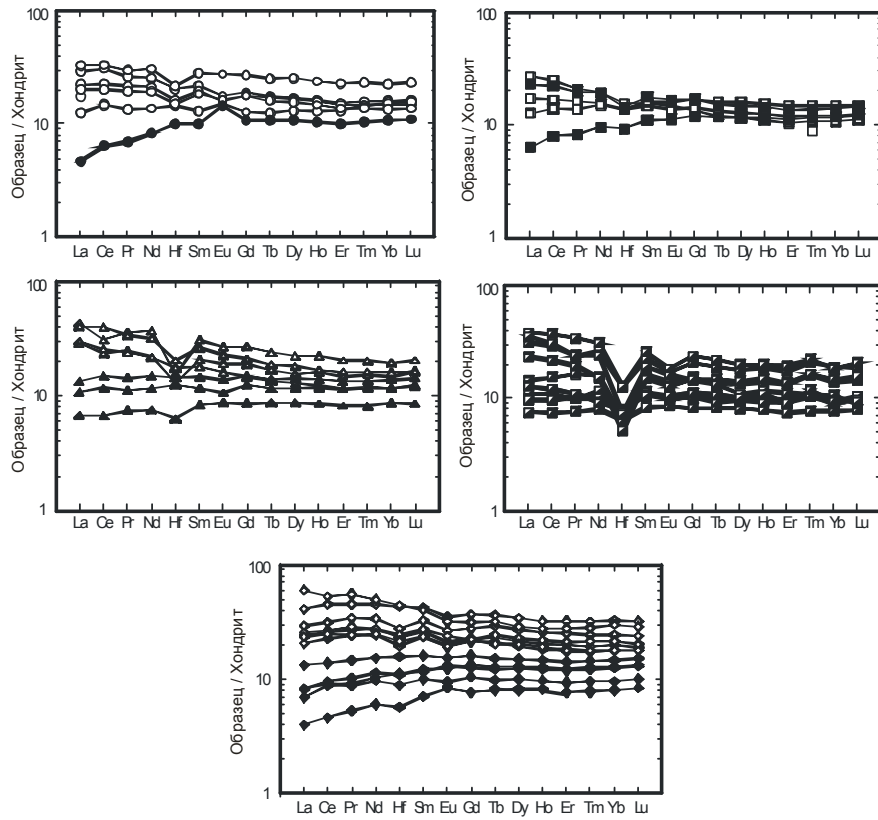
**Рис. 1. Геологическая карта о. Кунашир по (Пискунов, 1987) с небольшими изменениями**



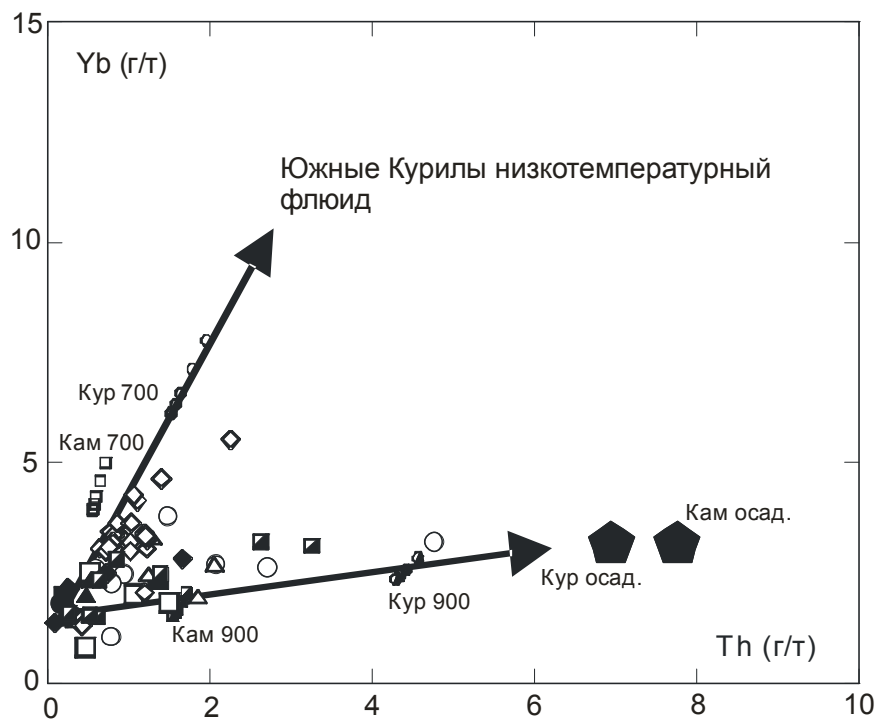
**Рис. 2. Классификационная диаграмма  $K_2O - SiO_2$  (Le Maitre et al., 1989) для пород острова Кунашир.**

1 – средний миоцен (тыловая зона); 2 – средний миоцен (фронтальная зона); 3 – поздний миоцен (тыловая зона); 4 – поздний миоцен (фронтальная зона); 5 – плиоцен (тыловая зона); 6 – плиоцен (фронтальная зона); 7 – плиоцен-плейстоцен; 8 – голоцен (тыловая зона); 9 – голоцен (фронтальная зона).

При построении диаграмм использовались данные, приведенные в работе (Фролова, 1989).



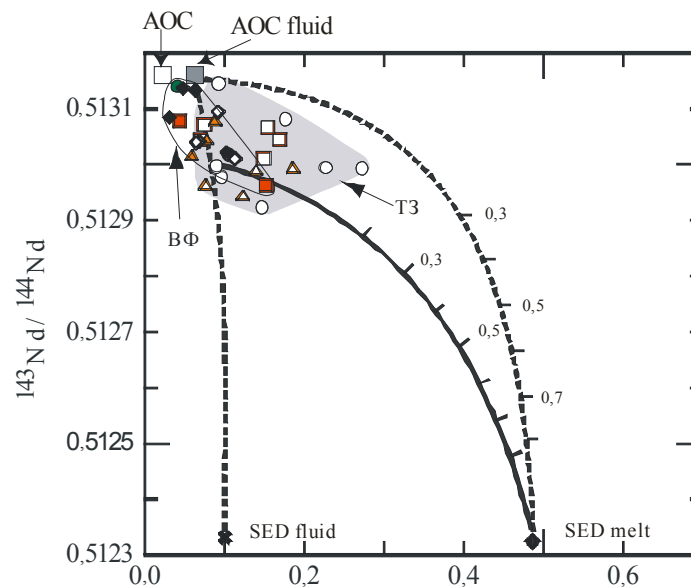
**Рис. 3. Спектры распределения содержаний редкоземельных элементов в базальтах и андезибазальтах острова Кунашир нормированных к хондриту (Sun, McDonough, 1989).  
Условные обозначения см. рис. 2.**



**Рис. 4. Диаграмма Yb – Th (г/т) для лав о. Кунашир.**

На диаграмму вынесены рассчитанные составы флюидной фазы (700 °С) и расплава (900 °С), образованные соответственно при дегидратации и плавлении осадков, субдуцирующихся под камчатский (Кам.осад.) и курильский (Кур.осад.) сегменты Курило-Камчатской островодужной системы. Состав осадков по (Plank, Langmuir, 1998); валовые коэффициенты распределения элементов в системе осадок/флюид и осадок/расплав по (Johnson, Plank, 1999).

Условные обозначения см. рис. 2.



**Рис. 5. Диаграмма  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  -  $\text{Th}/\text{Nd}$  для оценки роли субдукционных компонентов в магмогенезисе основных лав о. Кунашир.**  
 Показаны рассчитанные линии смешения флюида, образовавшегося при дегидратации измененной океанической коры (AOC fluid) и осадка (SED fluid), расплава, связанного с плавлением осадка (SED melt). Состав измененной океанической коры и субдукционного флюида по (Ishizuka et al., 2006 б). Состав флюида и расплава, образовавшихся в результате соответственно низко- и высокотемпературного преобразования осадочного материала рассчитаны с использованием валового состава осадка, субдуцирующегося под Курильскую и Японскую островодужные системы (Plank, Langmuir, 1998) и валовых коэффициентов распределения микроэлементов (Johnson, Plank, 1999),  $700^{\circ}\text{C}$  для флюида и  $900^{\circ}\text{C}$  – для расплава.  
 ВФ - фронтальная зона; ТЗ - тыловая зона  
 Условные обозначения см. рис. 2.

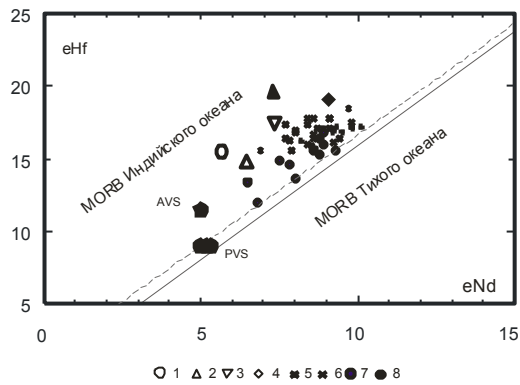


Рис. 6. Диаграмма  $\epsilon_{\text{Hf}} - \epsilon_{\text{Nd}}$  для субдукционных лав Курило-Камчатской островодужной системы и вулканических осадков Тихого океана. 1 – 4 – базальты и андезибазальты фронтальной и тыловой зон о. Кунашир среднемиоценового (1); плиоценового (2); плиоцен-плейстоценового (3) и голоценового (4) этапов формирования (залитые символы – вулканический фронт); 5-7 – плейстоцен-голоценовые вулканы Камчатки и западной части Алеутской островной дуги по (Münker et al., 2004): Восточный вулканический пояс (5), Центральная камчатская депрессия (6), Срединный хребет (7); Алеуты (8). AVS – средний состав вулканогенного океанического осадка; PVS – средний состав вулканогенного осадка Тихого океана.