

На правах рукописи



Лучицкая Марина Валентиновна

**ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И СТАНОВЛЕНИЕ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ
ТИХОГО ОКЕАНА В МЕЗОЗОЕ–КАЙНОЗОЕ**

Специальность: 25.00.01 – общая и региональная геология

Автореферат диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Москва

2012

**Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
Геологическом институте Российской академии наук**

Научный консультант:

Доктор геолого-минералогических наук

Соколов Сергей Дмитриевич

(ГИН РАН, г. Москва, зам. директора)

Официальные оппоненты:

Доктор геолого-минералогических наук

Розен Олег Маркович

(ГИН РАН, г. Москва, главный научный сотрудник)

Член-корреспондент РАН, доктор геолого-минералогических наук

Горячев Николай Анатольевич

(СВКНИИ РАН, г. Магадан, директор)

Доктор геолого-минералогических наук

Верниковская Антонина Евгеньевна

(ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск, главный научный сотрудник)

Ведущая организация:

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт
геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской академии наук
(г. Москва)

Защита состоится 20 декабря 2012 года в 14³⁰ на заседании диссертационного совета
Д 002.215.01 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
Геологическом институте РАН по адресу: 119017, Москва, Пыжевский переулок, д. 7.

С диссертацией можно ознакомиться в Научной библиотеке ИГЕМ РАН

Автореферат разослан 25 октября 2012 года

Ученый секретарь
диссертационного совета,
доктор геол.-мин. наук



А.А.Пейве

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность темы диссертации

Проблемы образования гранитов и становления континентальной коры относятся к фундаментальным проблемам геологии с начала ее формирования как науки. Гранитоидный магматизм рассматривается как прямой признак (комплекс–показатель) становления континентальной коры [Тектоника Северной Евразии..., 1980; Пейве и др., 1976]. Активные окраины Тихого океана на протяжении всего фанерозоя являются регионом, где происходило наращивание континентальной коры и внедрение разновозрастных гранитоидов. В связи с этим рассмотрение структурной позиции, особенностей состава и геодинамических обстановок проявления гранитоидного магматизма, а также выяснение роли различных типов гранитоидов в корообразующих процессах на разных этапах тектонической эволюции континентальных окраин северного обрамления Тихого океана в мезозое-кайнозое является актуальной задачей геотектоники.

Гранитоидные комплексы, участвующие в строении континентальных окраин аккреционного типа описаны как доаккреционные, аккреционные и постаккреционные образования. К доаккреционным относятся гранитоиды, входящие в состав аккрецированных террейнов различного генезиса (энсиматических островных дуг, офиолитов). Аккреционные гранитоиды прорывают мезо-кайнозойские аккреционные призмы и фиксируют этапы вхождения террейнов в структуру континентальной окраины. Постаккреционные гранитоиды запечатывают аккреционную структуру, определяют верхний возрастной предел времени аккреции и деформации вдоль определенного сегмента континентальной окраины.

За последние десятилетия 20 века появились данные о новых типах гранитоидного магматизма на активной континентальной окраине: аккреционного [Крылов, Лучицкая, 1999; Лучицкая, 2001] или его аналогов – околожелобового [Pavlis et al., 1988], преддугового [Harris et al., 1996]; границ скольжения плит или трансформных континентальных окраин [Ханчук, 1998; Ханчук, Иванов, 1999; Ханчук и др., 2008]. Сходную с аккреционным магматизмом структурную позицию занимает адакитовый магматизм, проявления которого в мезозое-кайнозое широко отмечаются в пределах активных окраин Тихого океана, в том числе его северного обрамления. Описание новых типов магматизма и сопоставление их с хорошо известными является актуальным аспектом работы.

Цель исследований

Главная цель выполненных исследований – выявление роли гранитоидного магматизма в формировании гранитно-метаморфического слоя континентальной коры на активных окраинах северного обрамления Тихого океана на основе данных о структурной позиции, особенностях состава и геодинамической типизации мезозойско-кайнозойских гранитоидных комплексов, участвующих в строении континентальных окраин аккреционного типа.

Фактический материал

В основе диссертации лежат материалы, собранные автором в течение полевых исследований (1985–1988, 1991, 1994, 2002, 2004, 2005 гг.) на полуострове Камчатка (Ганальский и Срединный хребты, п-ов Камчатский мыс), Пенжинском районе Корякского нагорья (Куюльский офиолитовый массив), полуострове Тайгонос. Для обоснования защищаемых положений изучено более 1000 тысячи шлифов, использовано около 500 оригинальных анализов горных пород на главные, редкие и редкоземельные элементы, выполненных методом весового силикатного анализа, рентгено-флюоресцентным методом, методом нейтронной активации на гамма-спектрометре с полупроводниковым детектором GEM-30185 Ortech и методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в лабораториях ГИН РАН и ИМГРЭ МПР, также были использованы данные по изотопным составам Sr и Nd для 25 проб гранитоидов, полученные на многоколлекторном масс-спектрометре Sector 54 и на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре TRITON в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН и ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П.

Карпинского. В процессе работы над диссертацией проведено U-Pb геохронологическое изучение акцессорных цирконов 10 магматических комплексов на SHRIMP-RG (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe – Reverse Geometry – чувствительный ионный зонд высокого разрешения – обратная геометрия) в микроаналитическом центре Станфорд-USGS и на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Кроме того, в диссертации синтезированы опубликованные к настоящему времени геологические, петрологические, геохимические, геохронологические и другие данные по гранитоидным комплексам Корякии, Камчатки, Чукотки, п-ова Тайгонос, Аляски, Японии, Британской Колумбии.

Научная новизна

1. Установлено два главных этапа гранитообразования в Срединном хребте Камчатки: позднемеловой – кампанский (около 80–78 млн. лет назад) и раннеэоценовый (около 52±2 млн. лет назад).

2. Показано, что раннеэоценовый этап гранитного магматизма является следствием коллизии Ачайваям-Валагинской энсиматической островной дуги с Камчатской окраиной Евразии.

3. Установлен раннемеловой (альбский) возраст постаккреционных гранитоидов Восточно- и Прибрежно-Тайгоносского поясов п-ова Тайгонос.

4. Впервые проведено изучение изотопного состава Nd и Sr в гранитоидах Восточно- и Прибрежно-Тайгоносского поясов, что позволило установить их примитивные изотопные характеристики и предположить, что древнее (дорифейское) коровое вещество ни в источнике расплава гранитоидов, ни на глубинах становления плутонов не было представлено.

5. Доказан позднемеловой (кампанский) возраст одного из офиолитовых комплексов п-ова Камчатский мыс, включающего сильно деплетированные перидотиты, габбро, плагиограниты, островодужные толеиты, бониниты, которые имеют надсубдукционное происхождение.

6. Показаны черты сходства аккреционного, впервые выделенного автором, и адакитового типов магматизма.

7. Определен комплекс признаков, позволяющих связывать процесс формирования гранитоидов с той или иной геодинамической обстановкой; выявлен ряд новых критериев применимости различных классификаций

8. Обоснована система генерации гранитоидов в зависимости от зрелости надсубдукционной новообразованной коры в доаккреционных, аккреционных и постаккреционных условиях.

Апробация результатов работы и публикации

Результаты исследований по теме работы докладывались на международных и всероссийских совещаниях: «Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-востока Азии (Якутск, 1999), Европейского союза геологических наук (EGU) (Страсбург, 2001; Ницца, 2003; Вена, 2005, 2012), 7-ой международной конференция по тектонике плит им. Л.П.Зоненшайна (Москва, 2001), конференции, посвященной 10-летию деятельности РФФИ «Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков» (Москва, 2002), «Тектоника и геофизика литосферы» (Москва, 2002), МТК XXXVI «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы» (Москва, 2003), Всероссийском совещании (XII сессии СВО ВМО), посвященном 90-летию академика Н.А.Шило (Магадан, 2003), Генеральной Ассамблее Европейского геологического союза (Вена, 2005), юбилейной научной сессии, посвященной 75-летию ГИН РАН (Москва, 2005), совместном японско-российский симпозиуме (Токио, 2006), международной конференции «Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии», посвященной памяти Л.М.Парфенова (Хабаровск, 2007), международной конференции по арктическим окраинам (ICAM-V) (Тромсе, 2007), XVII международной научной конференции по морской геологии «Геология морей и океанов» (Москва, 2007), МТК XLI «Общие и региональные проблемы

тектоники и геодинамики» (Москва, 2008), заседаниях Американского геофизического общества (AGU) (Сан-Франциско, 2004, 2008), МТК XLII «Геология полярных областей Земли» (Москва, 2009), Всероссийском совещании «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (Иркутск, 2008, 2009, 2010, 2012), Российско-Японском симпозиуме «Офиолиты и ассоциирующие комплексы: важность для геодинамических интерпретаций» (Москва, 2010), Всероссийской конференции «Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования» (Москва, 2010), конференциях по арктическим окраинам (ICAM-V, Тромсе, 2007; ICAM-VI Фэйрбанк, 2011), Хаттоновском симпозиуме «Granites and Related Rocks» (Авила, 2011), Всероссийской конференции, посвященной памяти академика В.И.Коваленко «Граниты и процессы рудообразования» (Москва, 2011), заседаниях лаборатории тектоники океанов и приокеанических зон, коллоквиумах и конкурсах научных работ ГИН РАН.

По теме диссертации опубликовано 35 научных работ, в том числе монография и 34 статьи в рецензируемых журналах.

Практическое значение

Изложенные в диссертации и публикациях автора результаты могут быть использованы при средне-крупномасштабном картировании, разработке и корректировке региональных схем магматизма, для геодинамических реконструкций, а также для прогнозно-поисковых работ на рудные полезные ископаемые.

Объем и структура работы

Диссертация состоит из четырех глав, введения, заключения и списка цитированной литературы. В первой главе работы дана краткая характеристика строения континентальной коры, основных моделей ее формирования и проведен анализ различных классификаций гранитоидов. Во второй, третьей и четвертой главах приведен материал по мезозойско-кайнозойским гранитоидным комплексам Камчатки, Корякии, Чукотки, Аляски, Японии, Британской Колумбии, участвующим в строении континентальных окраин аккреционного типа северного обрамления Тихого океана. Во второй главе рассмотрены доаккреционные гранитоиды, которые входят в состав вулканоплутонических ассоциаций энсиматических островных дуг или надсубдукционных офиолитовых комплексов. Для сравнительного анализа в данной главе приведены данные по тоналитовым комплексам Изу-Бонин-Марианской энсиматической дуги. В третьей главе рассмотрены аккреционные гранитоиды, которые прорывают аккреционные призмы и фиксируют крупные фазы вхождения террейнов в структуру континентальной окраины. Для сравнительного анализа в данной главе приведены данные по адакитовому магматизму, который имеет черты сходства с аккреционным в отношении структурной позиции, состава продуктов магматизма и моделей происхождения. В четвертой главе описаны постааккреционные гранитоиды, образующие гипабиссальные и субвулканические тела окраинно-континентальных вулканических поясов. Для сравнительного анализа в данной главе приведены данные по постколлизийному гранитоидному магматизму, связанному с этапом растяжения, коллапсом орогена и формированием комплексов гранитно-метаморфических куполов Чукотки и Аляски, а также гранитоидный магматизм трансформных континентальных окраин (Сихотэ-Алинь) и крупномасштабных сдвиговых зон (Британская Колумбия).

Диссертация состоит из 452 стр., содержит 215 иллюстраций, 29 таблиц и список литературы из 587 наименований.

Основные защищаемые положения

1. Анализ мезозойско-кайнозойских тектоно-магматических событий и тектонической эволюции континентальных окраин северного обрамления Тихого океана позволяет выделить доаккреционные, аккреционные и постааккреционные типы гранитоидов. Доаккреционные гранитоиды участвуют в строении террейнов различного генезиса (энсиматических островных дуг, океанической коры). Аккреционные гранитоиды фиксируют этапы причленения разнообразных комплексов к континентальной окраине и сосредоточены в ее фронтальной части. Постааккреционные гранитоиды

- запечатывают покровно-складчатые структуры, определяют верхний возрастной предел времени аккреции, деформации и становления континентальной коры.
2. Доаккреционные гранитоиды входят в состав вулканоплутонических ассоциаций энсиматических островных дуг или надсубдукционных офиолитовых комплексов. Они представлены преимущественно кварцевыми диоритами, тоналитами, плагиогранитами, относятся к известково-щелочной серии и имеют первично мантийный источник. Происхождение гранитоидных магм связано либо с дифференциацией базитовой магмы, либо с частичным плавлением ранее сформированных пород основного и среднего состава в фундаменте островных дуг. Эти гранитоиды маркируют процесс зарождения гранитно-метаморфического слоя в энсиматических островных дугах.
 3. Аккреционные гранитоиды прорывают аккреционные призмы и фиксируют крупные фазы вхождения террейнов в структуру континентальной окраины. Гранитоиды этого типа имеют разнообразные геохимические характеристики, которые определяются особенностями состава комплексов аккреционных призм, подвергающихся частичному плавлению. Аккреционный гранитоидный магматизм имеет черты сходства с адакитовым магматизмом в отношении структурной позиции, состава продуктов магматизма и моделей происхождения.
 4. Постаккреционные гранитоиды, образующие гипабиссальные и субвулканические тела окраинно-континентальных вулканических поясов, меняют свой состав вкрест простирания и от раннего к позднему этапу их развития. Постколлизийный гранитоидный магматизм связан с этапом растяжения, коллапсом орогена и формированием комплексов гранитно-метаморфических куполов.
 5. Становление континентальной коры на активной окраине Северо-Азиатского и Северо-Американского континентов происходило в результате взаимодействия тектонических и магматических процессов в рамках вертикальной аккреции. Многократное аккретирование разнообразных террейнов, в том числе с ювенильной корой (энсиматических островных дуг, океанической коры) приводит к наращиванию континентальной массы и увеличению мощности коры. Магматический процесс, ведущая роль в котором принадлежит гранитоидному магматизму, в сочетании с метаморфическими преобразованиями и дифференциацией вещества определяет становление гранитно-метаморфического слоя земной коры. Доаккреционные, аккреционные и постаккреционные гранитоидные комплексы характеризуют различные стадии формирования континентальной коры.

Благодарности

Диссертационная работа подготовлена в Лаборатории тектоники океанов и приокеанических зон Геологического института РАН при постоянной и благожелательной поддержке ее заведующего С.Д. Соколова, которому я искренне признательна. Живой интерес к своей работе я чувствовала со стороны академика Ю.М. Пущаровского, под чьим руководством я начинала свою трудовую деятельность. Хочу также вспомнить с любовью и теплотой главного вдохновителя данной работы М.С. Нагибину†.

Я благодарна своим коллегам из Лаборатории тектоники океанов и приокеанических зон и других лабораторий Геологического института РАН: К.А. Крылову, Г.В. Ледневой, А.В. Ганелину, С.М. Каткову, М.И. Тучковой, Ю.Н. Разницину, Е.Н. Меланхолиной, О.Л. Морозову, Г.Е. Бондаренко, А.О. Мазаровичу, А.А. Пейве, С.Г. Сколотневу, С.Ю. Соколову, А.В. Рязанцеву, А.Б. Кузьмичеву, А.В. Соловьеву, Г.Н. Савельевой, Г.Е. Некрасову, С.А. Паланджяну за очень полезные консультации на разных этапах написания диссертации.

Проведение и организация полевых работ на Камчатке, в Корьякии, п-ове Тайгонос были бы невозможны без участия в них С.Д. Соколова, К.А. Крылова, В.Н. Григорьева, Г.Е. Бондаренко, М.В. Алексютина, О.Л. Морозова, Н.П. Чамова, А.В. Рихтера, А.В. Соловьева,

Г.В.Ледневой, Б.А.Базылева, Д.М.Ольшанецкого, Т.Н.Палечек, В.В.Голозубова, Н.В.Цуканова, С.Г.Сколотнева, которых я сердечно благодарю.

Получение новых геохронологических и изотопно-геохимических данных явилось результатом совместных работ с сотрудниками Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН К.Н. Шатагиным, Департамента наук о земле Университета Калифорнии Дж.К.Хоуригана и Института геологии и геохронологии докембрия РАН Б.В.Беляцким, которым я выражаю глубокую признательность и надеюсь на дальнейшее плодотворное сотрудничество.

Особую благодарность я хочу выразить К.Е.Дегтяреву за неизменную поддержку, а также четкую конструктивную критику отдельных частей работы и автореферата.

Работы по теме диссертации проводились при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 01-05-64469, 04-05-65132, 07-05-00255, 10-05-00191; научных школ НШ-9664.2006.5; -3172.2008.5, -7091.2010.5, 5177.2012.5).

ГЛАВА 1. КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА И ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ

1.1. Континентальная кора

Проблема формирования и эволюции континентальной коры является одной из фундаментальных проблем геологии, а выявление роли гранитоидного магматизма в формировании гранитно-метаморфического слоя континентальной коры на активных окраинах континентов, в частности, Тихого океана, – одним из важнейших ее аспектов.

По современным представлениям земная кора – это твердая верхняя оболочка Земли, ограниченная поверхностью суши или дном Мирового океана и геофизической границей – разделом Мохоровичича (Мохо), фиксируемым по возрастанию скорости продольных сейсмических волн более 7.6–8.0 км/с.

Континентальная кора составляет 77% объема земной коры и 40% ее площади [Condie, 2005]; ее мощность варьирует от 30 до 70 км. В строении земной коры континентов по геофизическим данным принято выделять «гранитный» или гранитно-метаморфический, и «базальтовый» или гранулит-базитовый слои, разделенные поверхностью Конрада. По данным [Ронов и др., 1990] объем гранитно-метаморфического слоя составляет около 45% от объема континентальной коры, а по данным [Тейлор, МакЛеннан, 1988] – только 25%.

Строение континентальной коры различается в разных ее сегментах (структурах): докембрийских щитах, платформах и складчатых поясах.

Активные континентальные окраины представляют собой зоны перехода океан–континент, в которых выделяют переходный тип коры, где перемежаются блоки континентальной, океанической коры и коры островных дуг [Ронов и др., 1990]. Данные авторы считают, что переходный тип коры в целом аналогичен континентальной, т.е. имеет гранитно-метаморфический слой, но его мощность выклинивается в сторону океана. Этот тип коры также похож на кору складчатых областей, но отличается более слабо проявленными процессами внутрикорового плавления и гранитообразования [Туркина, 2008].

К. Конди [2005] к структурам с переходным типом коры относит океанические плато, островные дуги, континентальные рифты и внутриконтинентальные бассейны. В контексте данной работы большой интерес представляют островодужные структуры.

Среди островных дуг принято различать внутриокеанические (энсиматические), и окраинно-континентальные (периферийно-океанические), развивающиеся на океанической и континентальной или переходного типа коре соответственно [Магматические ..., 1987; Condie, 2005 и др.]. Разрешающая способность сейсмических данных в островодужных системах часто недостаточна и существует значительная неопределенность в характере коровой структуры (наличии четкого двух- или трехчленного строения) [Condie, 2005]. Мощность коры в островных дугах различается от 5 км в дуге Малых Антиль до 35 км в Японской дуге, в среднем составляя около 22 км. Сейсмические скорости в мантии под островными дугами меняются от (8.0–8.2 км/с) до <7.8 км/с. В некоторых островных дугах фиксируется промежуточный слой переменной мощности со скоростями 5.0–6.0 км/с.

Проблемы формирования и эволюции континентальной коры в целом и пост-архейской коры, в частности, являются предметом многолетних дискуссий. В работе приведены в кратком виде основные этапы развития взглядов на способы формирования пост-архейской континентальной коры, которые были предложены различными исследователями и их коллективами и обсуждаются в литературе. При этом необходимо отметить, что процесс формирования континентальной коры рассматривается во взаимодействии тектонических и магматических факторов [Тектоника ... , 1980; Rudnick, 1995; Соколов, 2003; Keleman, 2003; Lee et al., 2007 и др.].

В конце 70-х гг. XX века в Геологическом институте РАН была разработана концепция стадийного формирования земной коры с выделением океанической, переходной и континентальной стадий [Тектоника ... , 1980]. Первая характеризуется океаническим типом строения коры и палеогеографическими обстановками, подобными современным океанам, вторая – переходным типом коры с локальным (островным) присутствием гранитно-метаморфического слоя и обстановками, подобными современным краевым морям, островным дугам и глубоководным желобам и третья – континентальным типом коры и повсеместным развитием гранитно-метаморфического слоя и обстановками, характерными для современных материков. Гранитно-метаморфический слой и континентальная кора начинают формироваться на переходной стадии развития коры. Формирование нового гранитно-метаморфического слоя происходит постепенно и неодновременно в разных тектонических зонах складчатых областей, при этом раньше всего он образуется в структурных зонах типа островных дуг. Были также выделены комплексы–показатели становления гранитно-метаморфического слоя. К прямым признакам относится массовое развитие среди геологических образований метаморфических и магматических комплексов гранитного состава.

В результате] было сформулировано два основных способа формирования континентальной коры [Тектоника ... , 1980]: автохтонный и аллохтонный. *Автохтонный* способ подразумевает, что новый гранитно-метаморфический слой формируется за счет метаморфизма и гранитизации комплексов горных пород океанической и переходной стадий, что невозможно без длительного, многократного скупивания (тектонического сдвигания, складчатости). Термин “автохтонный” указывает только на автохтонность вещества формирующейся коры. При *аллохтонном* способе формирования коры происходит тектоническое совмещение комплексов палеоокеанической структуры с комплексами более древней континентальной коры в результате надвигания палеоокеанической структуры на континентальные окраины или пододвигания последней под океаническую кору. В этом случае значительная роль в строении новой континентальной коры принадлежит древним метаморфическим комплексам, как правило, в той или иной степени ремобилизованным.

Главное следствие данной концепции – континентальная кора является продуктом преобразования коры океанической (симатической) [Тектоника ... , 1980].

С конца 60-х гг. XX века получила широкое признание так называемая андезитовая (или субдукционная) модель формирования континентальной коры. Андезитовый состав континентальной коры и масштабные проявления андезитового вулканизма на конвергентных окраинах, привели С.Р.Тейлора к идее формирования континентов в результате аккреции островных дуг андезитового состава [Taylor, 1967, 1977]. Андезитовая модель давала возможность объяснить происхождение больших объемов материала (не менее $0,5 \text{ км}^3$ в год [Тейлор, МакЛеннан, 1988]) со средним содержанием кремнезема около 60%, что соответствует среднему гранодиоритовому (андезитовому) составу континентальной коры. С.Р.Тейлор и С.М.Макленнан [1988] считали, что по андезитовой модели могло быть сформировано 25% постархейской континентальной коры, образовавшейся после рубежа 2,5 млрд. лет. Однако они указывали на некоторые геохимические характеристики континентальной коры, которые нельзя объяснить с позиций этой модели. Так, наблюдаемые в островодужных породах содержания Ni и Sr не могут обеспечить при внутрикоровом плавлении концентраций этих элементов, установленных для

верхней континентальной коры. Кроме того, рассчитанное по андезитовой модели содержание в коре теплопродуцирующих радиоактивных элементов слишком высоко и не согласуется с данными по коровой теплогенерации и тепловому потоку, а отношение Th/U, основанное на данных по андезитам внутриокеанических островных дуг, значительно ниже, чем в континентальной коре в целом.

В конце XX-го – начале XXI века выяснилось, что средний состав интраокеанических островных дуг, при аккреции которых могла быть сформирована континентальная кора, соответствует не андезиту, а базальту [Kay, Kay, 1986; Rudnick, 1995; Holbruck et al., 1999; Kelemen et al., 2003; Tatsumi, Stern, 2006; Lee et al., 2007; Туркина, 2008]. Это можно проиллюстрировать на примере Алеутской островной дуги, мощность коры которой составляет 25–30 км, а в западной части достигает 40 км. По данным [Holbruck et al., 1999; Fleidner, Klempereger, 2000] состав коры Алеутской дуги следующий: 1) верхний вулканогенно-осадочный слой (мощность 7 км) представляет собой главным образом смесь базальтов и андезибазальтов (скорости 4.3–5.0 и 5.2–5.4 км/с); 2) средний слой (мощность 3–6 км) соответствует базальтам СОХ (скорости 6.5–6.8 км/с) и представляет собой, скорее всего, фрагмент плиты Кула; 3) нижняя кора (мощность 10–12 км) является остатком от плавления толеитовых магм (скорости 6.9–7.3 км/с). Мантийный клин со скоростями 7.4 – 8.1 км/с сложен ультраосновными кумулятами (пироксениты) вдоль границы Мохо и дунитами в более глубоких частях. По сравнению с континентальной корой и корой, сложенной террейнами аккрецированными к Северной Америке, Алеутская дуга содержит большее количество мафического материала в нижней коре, а в верхней части отсутствует слой со скоростями 6.1–6.4 км/с, характерный для континентов и аккрецированных террейнов, и нет свидетельств существенного количества материала кислого состава в верхней коре дуги [Holbruck et al., 1999].

Авторы [Holbruck et al., 1999; Fleidner, Klempereger, 2000] подчеркивают, что если островные дуги подобные Алеутской являются основной составной частью для построения континентальной коры, то их валовый коровый состав должен быть в значительной степени трансформирован в процессе аккреции дуги к континентальной окраине или после него. В случае Алеутской дуги необходимо создать слой кислого состава в верхней части ее коры и удалить часть мафического нижнекорового слоя, что может быть достигнуто за счет внутрикорового плавления и деламинации мафического/ультрамафического материала.

В работе [Туркина, 2008] отмечено, что субдукционный механизм остается одним из ведущих, но не единственным механизмом формирования континентальной коры и необходимо учитывать другие дополнительные механизмы корового роста. К ним относятся: 1) внутриплитный континентальный магматизм и андерплейтинг базитовых расплавов вблизи корово-мантийной границы; 2) аккрецию океанических плато и фрагментов океанической коры к континентальным окраинам; 3) поступление расплавов, образовавшихся при крайне малых степенях плавления мантийных перидотитов, что позволяет объяснить сильное обогащение континентальной коры несовместимыми элементами; 4) деламинацию и рециклинг в мантию эклогитизированной нижней коры, обогащенной реститовым и кумулятивным материалом; 5) «очистку» коры от MgO путем его выноса при выветривании коровых пород, осаждения в породах измененной океанической коры и последующего рециклинга в мантию при субдукции [Rudnick, 1995; Туркина, 2008 и ссылки в них].

Одна из моделей формирования континентальной коры для фанерозоя, которая рассматривает совокупность тектонических и петрологических процессов, происходящих на конвергентной окраине, была предложена С.-Т.А. Ли с соавторами [Lee et al., 2007]. Она базируется на данных по батолитам Пенинсула Рэндж и Сьерра-Невада Северной Америки, которые представляют собой эродированные остатки мезозойских окраинно-континентальных дуг, сформированных на краю Северо-Американского кратона в результате субдукции под него океанической плиты Фараллон 125–85 млн. лет назад.

Плутоны западной и восточной частей батолитов Пенинсула Рэндж и Сьерра-Невада различаются по составу и характеру субстрата. Восточные плутоны интродуцируют палеозойскую Северо-Американскую континентальную окраину, а западные – триасово-юрские островодужные комплексы, представляющие собой фрагменты островных дуг, аккретировавших к окраине континента. Граница между островодужными террейнами и окраиной континента выражена сутурой (рис. 1А).

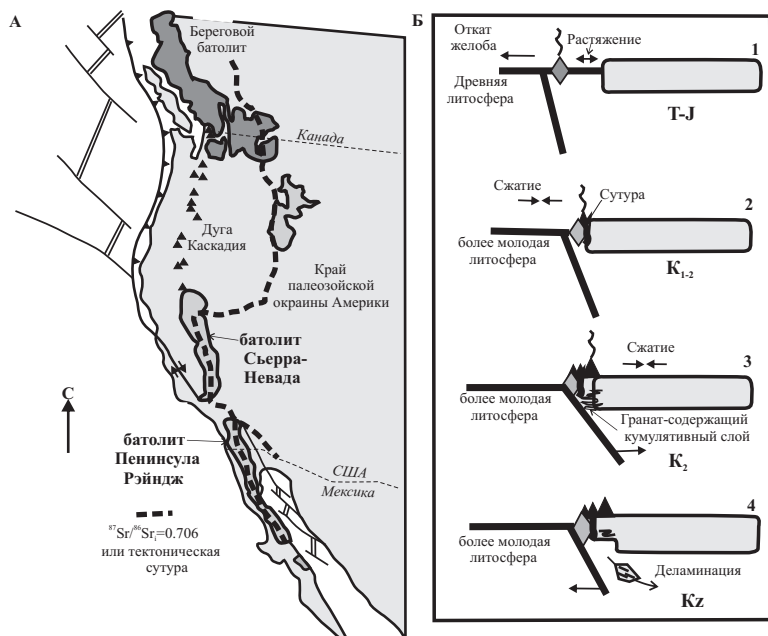


Рис. 1. Схема расположения мезозойских батолитов Сьерра-Невада и Пенинсула Рейндж (А) и модель роста Американского континента за счет аккреции островных дуг и последующего окраинно-континентального магматизма в мезозое (Б), по [Lee et al., 2007]

В состав плутонов западной части батолита Пенинсула Рэндж входят габбро, диориты, тоналиты и монцограниты, образуя, таким образом, непрерывный тренд дифференциации от габбро до гранитов (50–75% SiO₂). Породы характеризуются низкими Gd/Yb отношениями и отчетливой отрицательной Eu-аномалией на спектрах распределения РЗЭ. Такие

характеристики, по мнению авторов [Lee et al., 2007] предполагают, что гранат не был вовлечен в процесс дифференциации, а имело место фракционирование плагиоклаза. Породы имеют низкие ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ отношения и мантийные изотопные метки кислорода.

В восточной части батолита Пенинсула Рэндж преобладают тоналиты и монцограниты, а габбро и диориты очень редки. При одинаковом содержании SiO₂ в породах восточной части ниже содержания MgO и выше содержания Al₂O₃, чем в породах западной части. Для пород восточной части характерны более высокие Gd/Yb, Sr/Y отношения и более низкие содержания Y, менее отчетливая отрицательная Eu-аномалия на спектрах распределения РЗЭ. Высокие Gd/Yb и Sr/Y отношения требуют участия граната в петрогенезисе пород и начальных условий дифференциации на более глубоких уровнях. Поскольку небольшая отрицательная Eu-аномалия все-таки присутствует, то плагиоклаз тоже был вовлечен в процесс дифференциации, т.е. она начиналась на более глубоких уровнях, а заканчивалась на менее глубоких. Более высокие величины ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ отношений и больший разброс в значениях, чем в породах западной части батолита, подразумевает ассимиляцию и переплавление древней ранее существующей коры. Таким образом, доказывается, что плутоны восточной части батолита Пенинсула Рэндж интродуцировали древнюю окраину Северо-Американского континента.

Породы, которые являются кумулятами или реститами при образовании гранитоидов западной и восточной частей батолитов Пенинсула Рэндж и Сьерра-Невада, также различаются. В западных частях обоих батолитов присутствуют оливиновые габбро, которые сопоставляются с оливин-плагиоклаз-авгитовыми кумулятами океанических островных дуг. Для восточных частей батолитов в качестве кумулятов или реститов предполагаются гранатовые пироксениты. Они наблюдаются только в ксенолитах миоценовых щелочных базальтов [Ducea, Saleeby, 1996, 1998; Ducea, 2002]. Гранатовые пироксениты имеют сходные изотопные метки неодима с таковыми гранитоидных плутонов батолита Сьерра-Невада, что подтверждает генетическую связь между ними.

В целом генерализованная модель формирования континентальной коры на примере Кордильерских батолитов представляется авторами [Lee et al., 2007] в следующем виде. В триас-юрское время островная дуга формировалась вдоль побережья Северной Америки после начала субдукции плиты Фараллон (рис. 1Б-1). Характер осадков задугового бассейна, источником сноса для которых являлся Северо-Американский континент, предполагает, что дуга была периферийная (“fringing” [Busby, 2004]), т.е. располагалась недалеко от окраины континента. Плита Фараллон в месте погружения в желоб имела «древний» возраст и была холодной, поэтому происходил откат зоны субдукции, и имело место растяжение в висячем крыле. Однако с течением времени к зоне субдукции подходила кора все более молодого возраста, и скорость отката зоны субдукции замедлялась. В поздней юре – раннем мелу закрывается задуговой бассейн и дуга причленяется к континенту (рис. 1Б-2). При дальнейшем омоложении возраста коры плиты Фараллон, субдуцирующей под окраину континента в раннем мелу, происходит новый подъем мантийных магм, которые интродуцируют аккрецированные комплексы и инициируют континентальную стадию развития субдукции дуги Фараллон под Северо-Американский континент. Выплаживание зоны субдукции в средне-позднемеловое время привело к смещению фронта магматизма на восток и вызвало сжатие (рис. 1Б-3). В результате позднемеловые сшивающие интрузии прорывают аккрецированную кору, сутуру и окраину Северо-Американского континента.

Авторы [Lee et al., 2007] считают, что кора, образованная в результате перечисленных процессов (формирование островной дуги, аккреция дуги, формирование окраинно-континентальной дуги) начинает приобретать черты континентальной после аккреции дуги, т.е. на окраинно-континентальной стадии.

В процессе субдукции водные базальтовые магмы, полученные при частичном плавлении гидратированного мантийного клина, дают источник тепла для плавления нижней коры или более ранних базальтов, за счет андерплейтинга подслаивающих кору. Магмы, которые дают вклад в валовый состав континентальной коры, являются смесью глубоко фракционирующих мантийных магм с гранитными расплавами, полученными при плавлении ранее существующей коры на менее глубинных уровнях. Магмы, поднимающиеся сквозь более мощную кору (восточные части батолитов Пенинсула Рэйндж и Сьерра-Невада) оставляют в качестве реститов и кумулятов мощную колонну мафических пород, включая гранатовые пироксениты (~70 км для батолита Сьерра-Невада), в нижней коре, а отделяющиеся кислые расплавы поступают в верхнюю кору. Магмы, проникающие через менее мощную кору, состоящую из аккрецированных террейнов (западная часть батолита Пенинсула Рэйндж) не образуют таких мощных колонн дифференциации, они подстилают дугу и образуют кумуляты в виде оливиновых габбро, кислые дифференциаты также поступают в более верхние горизонты коры.

Для того чтобы создавшийся за счет тектонических и петрологических процессов разрез коры имел состав, аналогичный континентальной, необходим механизм, позволяющий отделить ее нижние, наиболее мафические части. Авторы [Lee et al., 2007] предполагают, что этим механизмом является деламинация гранатовых пироксенитов (рис. 1Б-4). Это подтверждается следующими фактами: гранатовые пироксениты отсутствуют в качестве ксенолитов в плиоценовых и четвертичных вулканитах в районе батолита Сьерра-Невада; сейсмически не диагностируется коровый «корень» и фиксируются низкие сейсмические скорости вблизи Мохо.

В заключении авторы [Lee et al., 2007] отмечают, что средний состав западной и восточной частей батолитов Пенинсула Рэйндж и Сьерра-Невада сходен с составом верхней континентальной коры Земли в отношении преобладания литофильных элементов над высокозарядными. Сравнение по другим элементам показывает, что западная часть батолита Пенинсула Рэйндж имеет меньшие содержания кремнезема и калия, легких РЗЭ, меньше Gd/Yb отношение и более глубокую отрицательную Eu-аномалию, чем верхняя континентальная кора. Состав восточной части батолита Пенинсула Рэйндж и верхней континентальной коры хорошо сопоставим в пределах ошибки, что дает авторам

возможность предположить, что значительная часть континентов была сформирована таким же образом, как в Кордильерских дугах.

Небольшие различия в некоторых элементах предполагают, по мнению авторов [Lee et al., 2007], что другие корообразующие процессы, такие, например, как внутриплитный магматизм, также необходимы для объяснения процесса формирования континентальной коры во всей его полноте. Тем не менее, «Кордильерская модель» дает основу для будущих построений.

Баланс роста и деструкции мезозойско-кайнозойской континентальной коры детально рассмотрен в работе Р.Дж.Стерна и Д.В.Шолла [2010]. По их мнению, ювенильная кора экстрагируется из мантии в виде мафической (базальтовой или бонинитовой) магмы и в дальнейшем должна быть преобразована за счет анатектического переплавления и деламинации для того, чтобы получился андезитовый валовый состав континентальной коры. Авторы считают, что независимо от тектонической обстановки формирование континентальной коры должно быть двухстадийным: 1) плавление мантии, генерация базальтов и образование мафической коры; 2) дальнейшее преобразование первичной мафической коры в гранитную с отделением реститового материала. Последнее достигается в результате образования магмы кислого состава из материала ювенильной коры через анатексис амфиболитов и фракционную кристаллизацию мафической магмы. Большая часть базальтовой магмы кристаллизуется как обогащенный пироксеном материал вблизи Мохо.

Авторы [Stern, Scholl, 2010] полагают, что прирост континентальной коры также может осуществляться при образовании рифтогенных окраин при распаде континентов, что сопровождается излияниями мощных серий мафических лав на границе континент–океан. Созданная таким образом мафическая кора требует соответствующей переработки в континентальную по той же схеме, что приведена выше. Новая континентальная кора может также образовываться за счет магматической активности в горячих точках. Здесь доминируют толеитовые базальты, которые добавляются к коре в виде андерплейтинга или внедряются в нее. Этот мафический материал также может быть преобразован в результате анатексиса и фракционирования с образованием расплава кислого состава и деламинации реститового материала. Рост ювенильной коры осуществляется и за счет аккреции океанических плато к островным дугам или континенту, например, как это происходит в случае столкновения плато Онтонг-Джава и дуги Соломоновых островов [Mann, Taira, 2004].

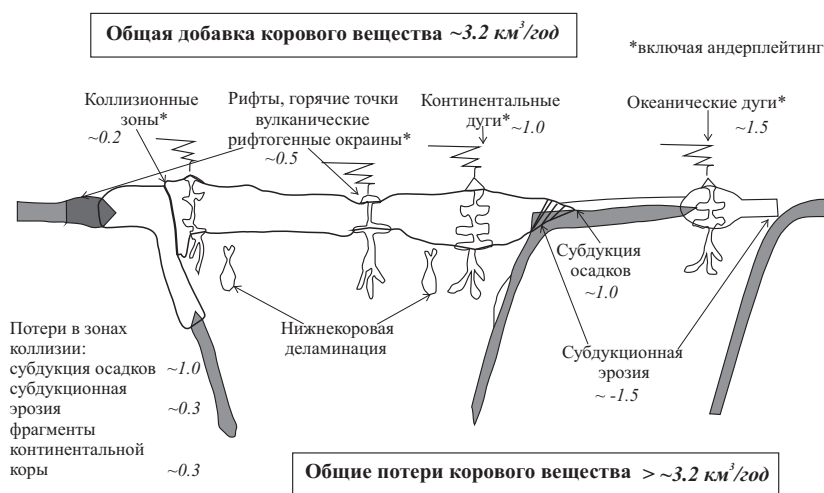


Рис. 2. Схема формирования и деструкции континентальной коры в настоящее время, по [Stern, Scholl, 2010]. Отмечается, что оценки скоростей деструкции континентальной коры более приблизительные, чем оценки скорости ее роста. Максимальный прирост коры составляет приблизительно 3.2 км^3 в год

В итоге авторами [Stern, Scholl, 2010] было показано, что либо скорости процессов роста и деструкции коры были равны ($3.2 \text{ км}^3/\text{год}$), либо несколько больший объем коры был уничтожен, чем создан (рис. 2). Эта неопределенность возникает из-за невозможности установить точно, какое количество корового материала теряется на глубине при коллизионных процессах или нижнекоревой деламинации.

1.2. Классификации и модели происхождения гранитоидов

В данном разделе рассмотрены основные классификации гранитоидов и модели их происхождения, что позволило найти свое место рассматриваемым в работе гранитоидным комплексам в ряду различных типов гранитоидов, обосновать выделение самостоятельного типа аккреционных гранитоидов, имеющих характерные особенности, отличающие его от существующих типов; определить комплекс признаков, позволяющих связывать процесс формирования гранитоидов с той или иной геодинамической обстановкой; показать, какие новые критерии применимости тех или иных классификаций установлены за последние годы.

Рассмотренные в работе гранитоидные комплексы имеют преимущественно характеристики I-типа гранитов, в меньшей степени S-типа, частично переходных от I- к A-типу. При описании гранитоидов использованы классификации Б.Чэппела и А.Уайта, Дж. Пирса с соавторами, С.Д.Великославинского, Дж. Вейлина с соавторами.

В работе использована схема, учитывающая соотношение гранитоидных комплексов с аккреционными процессами на активной континентальной окраине. Гранитоидные комплексы описаны как доаккреционные, аккреционные и постаккреционные образования. К доаккреционным отнесены гранитоиды, входящие в состав аккретированных террейнов различного генезиса (энсиматических островных дуг, офиолитов). Аккреционные гранитоиды прорывают мезо-кайнозойские аккреционные призмы и фиксируют крупные фазы вхождения террейнов в состав континентальной окраины. Постаккреционные гранитоиды запечатывают аккреционную структуру, определяют верхний возрастной предел времени аккреции и деформации вдоль определенного сегмента континентальной окраины.

В разделе, посвященном описанию аккреционных гранитоидов, рассматриваются и некоторые примеры гранитоидов коллизионного типа. Это связано с пониманием тектонической аккреции как наращивания континентальных масс. В этом случае коллизия типа островная дуга – континент и связанный с ней гранитоидный магматизм будут рассматриваться как частный случай этого глобального процесса континентального роста (аккреции).

Глава 2. Доаккреционный гранитоидный магматизм

Доаккреционные гранитоиды входят в состав вулcano-плутонических ассоциаций энсиматических островных дуг или надсубдукционных офиолитовых комплексов. В работе они рассмотрены на примере Эконайского, Куюльского и Майницкого террейнов Корякского нагорья, Западно-Пекульнейского террейна Центральной Чукотки, Берегового террейна п-ова Тайгонос, Кроноцкого террейна Восточной Камчатки, террейнов Пенинсула, Коюкук, Тогиак Аляски. Ниже изложен материал по наиболее показательным гранитоидным комплексам этой группы.

Береговой террейн, п-ов Тайгонос

В пределах п-ова Тайгонос с севера на юг выделяются следующие тектоно-стратиграфические террейны (рис. 3А). Авековский террейн сложен метаморфическими породами докембрия и нижнего палеозоя, которые перекрываются слабдеформированным чехлом верхнего палеозоя [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978; Жуланова, 1990]. По Пылгинской зоне смятия он граничит с Центрально-Тайгоносским террейном, в состав которого входят вулканогенно-осадочные комплексы, которые образовались в структурах пермско-раннемезозойской Кони-Тайгоносской и позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской островных дуг [Соколов, 1992; Соколов и др., 2001]. По Южно-Тайгоносскому надвигу Центрально-Тайгоносский террейн граничит с образованиями Берегового террейна, который характеризуется чешуйчато-надвиговой структурой южной вергентности и рассматривается как аккреционная призма, которая образовалась перед фронтом Удско-Мургальской вулканической дуги. Аккреционная структура наиболее изучена в районе мыса Поворотный, где она образована системой пластин, которые включают серпентинитовый меланж, базальт-кремнистые комплексы средней юры – раннего мела, турбидиты и вулканогенно-осадочные отложения поздне триасового-берриасского возраста (рис. 3Б).

Породы, входящие в состав глыб серпентинитового меланжа мыса Поворотный образуют две офиолитовых ассоциации. Плагиигранитный комплекс связан только с одной из них, формировавшейся в надсубдукционной обстановке. Она объединяет реститовые и кумулятивные перидотиты, габброиды с бонинитовыми характеристиками, бониниты, известково-щелочные, низкотитанистые, низкокальциевые базальты [Chekhov, Palandzhyan, 1994; Silant'ev et al., 2000; Sokolov et al., 2004].

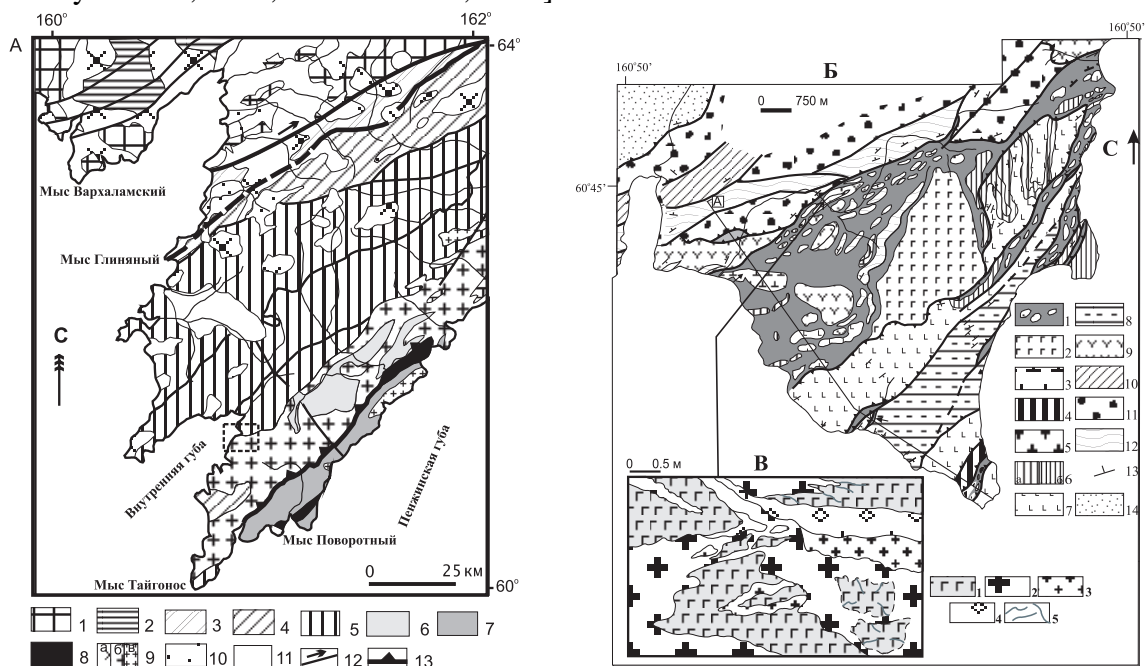


Рис. 3. Геологическая схема п-ва Тайнонос, по [Соколов и др., 2001] на основе карты 1:1.5 000 000 (А), геологическая схема мыса Поворотный (Б), жилы плагиигранитов в габброидах (В)

А: 1, 2 - Авековский террейн: 1 – докембрийские образования, 2 – метаморфизованный чехол; 3 – метаморфизованные образования Пылгинской шовной зоны 4–6 – Центрально-Тайноносский террейн: 4 – вулканогенно-терригенные образования верхнего палеозоя – нижнего мезозоя; 5 – вулканогенно-терригенные образования - Северо-Тайноносская структурная зона: 5 – верхней юры – нижнего мела осевой зоны Удско-Мургальской дуги; 6 – туфо-терригенные отложения и комплексы фундамента преддуговой части Удско-Мургальской дуги; 7, 8 – Береговой террейн: 7 – триасово-нижнемеловые терригенные, вулканогенные и кремнистые образования аккреционной структуры; 8 – офиолиты; 9 – гранитоиды поясов: а – Восточно-Тайноносского, б – Прибрежно-Тайноносского, в – Северо-Тайноносского; 10 – верхнемеловые базальты ОЧВП; 11 – неоген-четвертичные отложения; 12 – разломы (стрелками обозначены направления перемещений); 13 – Южно-Тайноносский надвиг; Б: 1 – серпентинитовый меланж; 2 – лерцолиты; 3 – гарцбургиты; 4 – габбро; 5 – плагииграниты; 6 – метаморфиты: а – зеленые сланцы, амфиболиты; 7 – кингеевская толща; 8 – турбидиты; 9–12 – лагерная толща: 9 – бониниты, 10 – выс-Тi базальты, 11 – олистострома, 12 – турбидиты; 13 – элементы залегания; 14 – туфогенный флиш; В: 1 – м/з габбро-диабаз; 2 - плагиигранит с/з; 3 – плагиигранит м/з; 4 – брекчия плагиигранитов; 5 – лейкократорвые прожилки в габбро-диабазе

Плагииграниты и тоналиты образуют жильные тела в габбро-диабазе, которые слагают глыбы в серпентинитовом меланже (рис.3В). Плагииграниты характеризуются высокими содержаниями SiO_2 (73.04–77.03%), низкими содержаниями K_2O (0.06–0.3%), Al_2O_3 (11–12,5%) и низкими отношениями $\text{K/Rb}=0.03$. На диаграмме Ab-An-Or точки их составов располагаются в области трондьемитов и тоналитов (рис. 4А), на диаграмме Rb-(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] – на границе полей гранитов вулканических дуг и океанических хребтов (Б), что характерно для плагиигранитных комплексов надсубдукционных офиолитов.

Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных (здесь и ниже) на гранит океанических хребтов, незначительно обогащены крупноионными литофильными элементами и обеднены высокозарядными, имеют Ta-Nb, Ti минимумы (В), что характерно для пород надсубдукционного генезиса. Сходство хондрит-нормализованных спектров РЗЭ для габброидов, тоналитов и плагиигранитов и постепенное возрастание суммарных

содержаний РЗЭ от габброидов к плагиогранитам с развитием отрицательной Eu-аномалии свидетельствует в пользу образования последних в результате фракционной кристаллизации базитовой магмы. Отмечается сходство хондрит-нормализованных спектров РЗЭ плагиогранитов мыса Поворотный, плагиогранитов офиолитов Троодоса и тоналитов комплекса Танзава Изу-Бонинской дуги, а также отличие в сторону более высоких суммарных содержаний РЗЭ и по-разному проявленных Eu-аномалий от трондjemитов офиолитов Омана, района Максад, которые рассматриваются как сформировавшиеся в срединно-океаническом хребте (рис. 4Г).

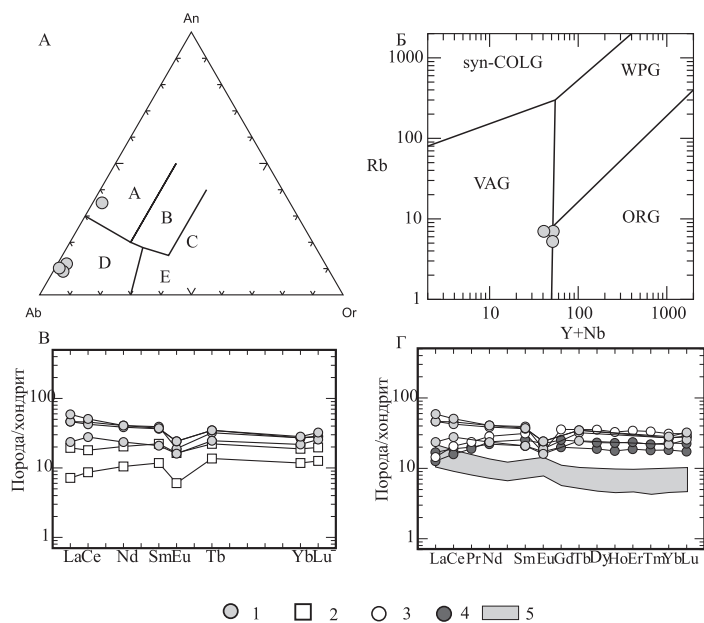


Рис. 4 Диаграммы Ab-An-Or (А), Rb-Y+Nb (Б), спайдер-диаграмма элементов-примесей, нормированных на гранит океанических хребтов (здесь и ниже) (В), хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ для габброидов и плагиогранитов (Г) мыса Поворотный 1 – плагиограниты мыса Поворотный; 2 – габброиды; 3 – плагиограниты офиолитов Троодоса, Кипр; 4 – тоналиты комплекса Танзава, Япония; 5 – поле плагиогранитов офиолитов Омана р-на Максад
А: поля для разных типов пород кислого состава: А – тоналиты, В – гранодиориты, С – адамеллиты, D – трондjemиты, E – граниты; Б: поля гранитов: ORG – океанических хребтов, VAG – вулканических дуг, syn-COLG – синколлизонных, WPG – внутриплитных

Кроноцкий террейн, Восточная Камчатка

Кроноцкий островодужный террейн является наиболее восточным из аллохтонных террейнов, аккрегированных к окраине Азии в кайнозое, и его фрагменты обнажаются на Восточных п-овах Камчатки [Watson, Fujita 1985; Bazhenov et al. 1992; Parfenov et al. 1993; Аккреционная ... , 1993; Nokleberg et al., 1994; Geist et al., 1994; Konstantinovskaia, 2001]. Кроноцкая вулканическая дуга существовала с позднемелового времени, ее активное развитие закончилось в среднем эоцене, а в позднем эоцене-раннем миоцене она была надвинута на континентальную окраину Камчатки [Zinkevich, Tsukanov 1993; Щербинина, 1997; Бояринова и др., 2000; Alexeiev et al., 2006].

В строении Кроноцкого террейна участвуют офиолитовые комплексы различного возраста и генезиса, известные на п-вах Камчатский Мыс и Кроноцкий. Проявления плагиогранитного магматизма связаны с офиолитами п-ова Камчатский мыс.

П-ов Камчатский мыс имеет складчато-надвиговую структуру, включающую вулканогенные, терригенные и туфогенные породы мелового и палеоцен-эоценового возраста, а также тектонические пластины серпентинитового меланжа, габбро и ультрамафитов [Хотин, 1976; Зинкевич и др., 1985; Разницин и др., 1985; Федорчук, 1989; Шапиро и др., 1987; Зинкевич и др., 1993; Бояринова и др., 2000, 2001; Савельев, 2004; Хотин, Шапиро, 2006].

Собственно офиолитовый разрез п-ова Камчатский мыс состоит из: 1) габброидов и долеритов Оленегорского массива, 2) ультрамафитов г. Солдатская, 3) габбро и плагиогранитов в серпентинитовом меланже, 4) базальтов, известковистых пород, яшм и кремней апт-сеноманского африканского комплекса и 5) базальтов и глинистых сланцев каменского комплекса палеоцен-эоценового возраста.

В районе верховьях рек 1-ая Ольховая и 1-ая Перевальная серпентинитовый меланж содержит блок габброидов, 1.5 км в поперечнике и мощностью 100 м (рис. 5). Габброиды прорваны дайками долеритов, а также содержат плагиогранитный материал как в виде сети

жил неправильной формы, мощностью от 1 до 5–7 см, так и в виде дайкообразных тел, мощностью 1.5–2.0 м. Последние прорывают габбро и содержат его ксенолиты.

Для аксессуарных цирконов из плагиогранитов получена U-Pb (SHRIMP II) оценка возраста их кристаллизации, составляющая 75 ± 2 млн. лет, что соответствует кампану [Луцицкая и др., 2006].

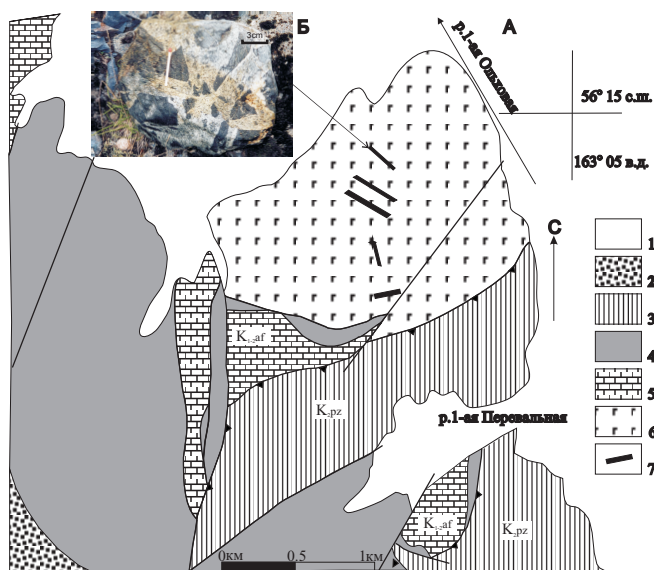


Рис. 5. Геологическая схема верховьев рек 1-ая Ольховая и 1-ая Перевальная (а), с использованием материалов [Бояринова и др., 2000; Зинкевич и др., 1985], ксенолиты габбро в плагиогранитном материале (Б)

А: 1 – плиоцен-четвертичные отложения; 2 – тышевская серия; 3 – пикажский комплекс K_2sr-m ; 4 – серпентинитовый меланж; 5 – африканский комплекс K_2ap-cn ; 6 – м/з роговообманковые габбро и габбро-нориты; 7 – дайки плагиогранитов

Точки составов пород кислого состава на диаграмме Ab–An–Or располагаются в области трондьемитов (рис. 6А), они являются низкокалиевыми и низкоглиноземистыми гранитоидами ($K_2O=0.15-0.92\%$, $Al_2O_3=11.34-12.91\%$).

На диаграмме Rb–(Y+Nb) точки составов расположены в поле гранитов вулканических дуг (рис. 6Б). Спайдер-диаграммы элементов-примесей незначительно обогащены крупноионными литофильными элементами и деплетированы в отношении высокозарядных элементов, фиксируются отчетливые минимумы Ta, Nb, Zr (рис. 6В). Для плагиогранитов характерны нефракционированные спектры распределения РЗЭ с низкими содержаниями на уровне 10 хондритовых, что незначительно превышает этих элементов содержания в габброидах. Часть образцов имеет спектры распределения РЗЭ, сходные с таковыми для габброидов, с пониженными легкими РЗЭ, остальные отличаются небольшим обогащением в легкой части спектра, для всех характерна отрицательная Eu-аномалия (рис. 6Г).

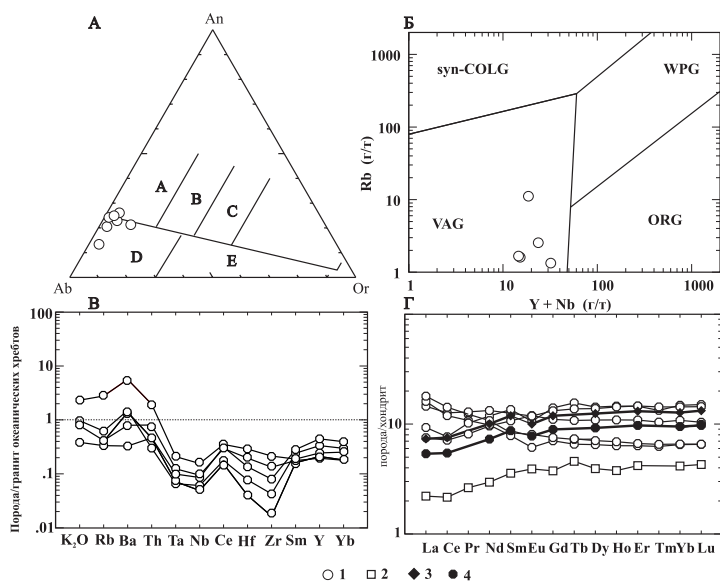


Рис. 6. Диаграммы Ab–An–Or (А), Rb–Y+Nb (Б), спайдер-диаграмма (В), хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ для габброидов и плагиогранитов (Г) верховьев рек 1-ая Ольховая и 1-ая Перевальная

1 – плагиограниты; 2 – габброиды; 3, 4 – модельные составы, рассчитанные для: 3 – 70% и 4 – 80% фракционной кристаллизации габброидной магмы

В работах [Цуканов, Федорчук, 2001; Крамер и др., 2001; Skolotnev et al., 2003; Tsukanov et al., 2007] на основании геологических, геохимических и минералогических данных для п-ова Камчатский мыс

выделено несколько офиолитовых комплексов различного происхождения: 1) апт-сеноманского возраста, состоящий из толеитовых базальтов, пелагических осадков и габброидов; 2) позднемелового возраста, объединяющий сильно деплетированные перидотиты, габбро и плагиограниты; 3) палеоцен-эоценового возраста, состоящий из

габбро, долеритов (дайковый комплекс) и базальтов, производных расплавов океанических толеитов.

Формирование офиолитовых комплексов было связано с эволюцией Кроноцкой энсиматической вулканической дуги, которая заложились в поздне меловое время. Первый офиолитовый комплекс представляет собой фрагмент океанической коры, на которой она возникла. Формирование второго и третьего офиолитовых комплексов связывается с ее активностью в поздне меловое-эоценовое время.

Габброиды и плагиограниты относятся ко второму офиолитовому комплексу. Перечисленные выше данные о поведении элементов-примесей в плагиогранитах (отрицательные аномалии Ta, Nb; соотношение Rb и Y+Nb), низких концентрациях TiO₂, Zr, Y в габброидах и данные по составу минералов из габброидов позволяют сделать вывод, что породы формировались в надсубдукционной обстановке.

В целом, данные по химическому составу габброидов и плагиогранитов позволяют считать их производными расплавов островодужных толеитов. Плагиогранитный расплав являлся остаточным при фракционировании габброидной магмы, что подтверждается данными геохимического моделирования (рис. 6Г).

На основании кампанского возраста плагиогранитов предполагается, что второй офиолитовый комплекс, в который объединяются перидотиты и габбро с плагиогранитами на основании их петро-геохимических и минералогических характеристик, сформировался в поздне меловое время. В этом случае маастрихтские бониниты и островодужные толеиты нижней части тарховской свиты, развитой в северной части п-ова Камчатский мыс, могут рассматриваться как когенетичные надсубдукционным перидотитам [Tsukanov et al., 2007].

Дальнейшая эволюция Кроноцкой вулканической дуги связана с интрадуговым растяжением и формированием третьего офиолитового комплекса. В палеоцене-эоцене формировались габброиды Оленегорского массива, дайковый комплекс, происходили излияния базальтов каменского комплекса и накопление пелагических и гемипелагических отложений [Сколотнев и др., 2001].

Реорганизация океанических плит и изменение направления движения плит Кула и Пацифик в среднем эоцене привели к прекращению активной субдукции под Кроноцкую дугу [Engebretson et al. 1987; Kononov, 1989]. Продолжение вулканизма в среднем эоцене в Кроноцкой дуге, скорее всего, было связано с остаточной магматической камерой в основании дуги. Аккреция Кроноцкой дуги к Камчатской окраине произошла в конце миоцена [Соловьев и др., 2004].

Террейн Пенинсула, Южная-Центральная Аляска

Основной объем террейна Пенинсула занимают вулканы базальт-андезитового состава, туфы и вулканогенно-осадочные породы верхнетриасовой-нижнеюрской формации Талкитна и мафит-ультрамафитовые ассоциации Бордер-Рэндж и Тонсина поздне триасового-среднеюрского возраста [Plafker et al., 1989; Nokleberg et al., 1994; Amato et al., 2007].

В палеотектоническом плане террейн Пенинсула представляет собой энсиматическую островную дугу Талкитна поздне триасового-раннеюрского возраста. По мнению [Clift et al., 2005] разрез дуги Талкитна представляет собой хорошо сохранившийся и наиболее полный коровый разрез энсиматической островной дуги. Собственно островодужный комплекс представлен вулканами формации Талкитна, а метаморфизованные тела основного и ультраосновного состава ассоциаций Бордер-Рэндж и Тонсина являются фрагментами нижней коры и верхней мантии островодужной постройки [De Bari, Coleman, 1989; Nokleberg et al., 1994; Kelemen et al., 2003]. Вдоль южного ограничения террейна Пенинсула по разлому Бордер-Рэндж выделяется останец габброидов Кланелничина, принадлежащий разрезу дуги Талкитна и сложенный габброноритами, двупироксеновыми кварцевыми диоритами и тоналитами, метаморфизованными в гранулитовой фации (T=700°C и P=7 кбар) [Kelemen et al., 2003].

В верхней части корового разреза дуги присутствуют плутоны среднего-кислого состава ранне-среднеюрского возраста [Rioux et al., 2002, 2004], которые составляют

примерно 30–40% этого разреза. Большая часть нижнекорового разреза представлена монотонными габбро-норитами. В низах прослеживается горизонт мафических гранатовых гранулитов, перекрывающих слой пироксенитов (500 м), ниже которых залегают реститовые мантийные гарцбургиты с 10% дунитов (рис. 7).

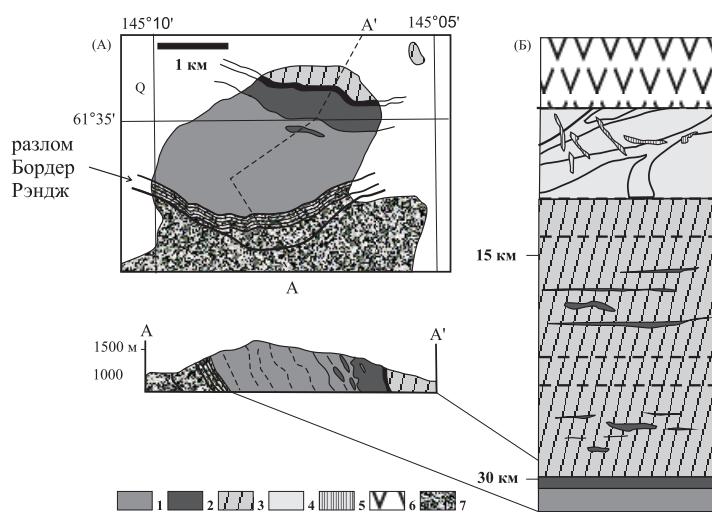


Рис. 7. Геологическая карта и разрез в горах Бернард, р-н Тонсина, где обнажены комплексы поздне триасово-раннеюрской дуги Талкитна (А), по [De Bari, Coleman, 1989] и схематический разрез дуги Талкитна, по [Greene et al., 2003] (Б)
1 – гарцбургиты; 2 – пироксениты; 3 – габбро-нориты; 4 – диориты, тоналиты, гранодиориты; 5 – дайки габбро; 6 – вулканы формации Талкитна; 7 – серпентинитовый меланж

Оценки P – T -условий по гранулитам составляют 1000°C и 10 кбар [DeBari, Coleman, 1989; Kelemen et al., 2003], что соответствует мощности коры около 30 км. Венчающие разрез вулканы имеют мощность 5–7 км, объединяю-

щие высоко-Mg базальты, магнезиальные андезиты и дифференцированную известково-щелочную серию от андезитов до риодацитов и риолитов.

Плутоны среднего-кислого состава имеют как резкие интрузивные контакты с вмещающими породами, так и контакты с переходными зонами мигматитов, локально развиты дайки и термальные ореолы во вмещающих породах. Плутоны представлены, кварцевыми диоритами, тоналитами, в меньшей степени гранодиоритами. Породы относятся к низко-средне- K известково-щелочной серии [Miller, 1994; Rioux et al., 2002]. Габбро-нориты, прорванные диоритами, тоналитами, и андезиты формации Талкитна имеют параллельные нефракционированные хондрит-нормализованные спектры РЗЭ с постепенным возрастанием суммарных содержаний РЗЭ от габбро-норитов к тоналитам (рис. 8А). Спектры тоналитов и андезитов идентичны, что указывает на их комагматичность. Наличие положительной Eu-аномалии в габбро-норитах и комплементарной ей отрицательной в тоналитах предполагает фракционирование плагиоклаза. Спайдер-диаграммы для тоналитов и вулкаников сходны между собой и имеют характеристики островодужных магматитов: обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокочargedных, Ta-Nb минимум (рис. 8Б). По данным [Rudnick, 2003] они также имеют высокие отношения Th/Nb, La/Nb, Ba/La, Pb/Ce и Sr/Nd.

Происхождение пород среднего состава, как вулканической, так и плутонической фаций, связывают с внутрикоровой дифференциацией [Rudnick, 2003]. С ростом островодужной постройки эти породы могли захораниваться на нижнекоровых глубинах, свидетельством чему является присутствие диоритов и тоналитов останца Кланелничина, содержащих кумулятивный гранат. Эти породы также могли испытывать частичное плавление с образованием расплавов кислого состава. При этом большая часть пироксенитов и гранатовых гранулитов из нижней части разреза островной дуги была удалена в результате плотностной нестабильности (деламинации).

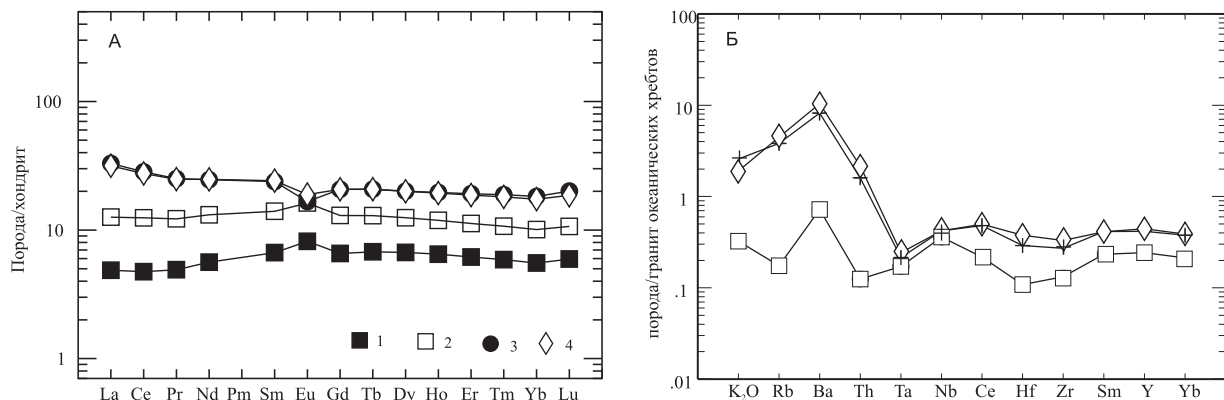


Рис. 8. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ (А) и спайдер-диаграммы (Б) для габбро-норитов, гранатовых диоритов–тоналитов, тоналитов и андезитов энсиматической дуги Талкитна и ее останца Кланелличина.

Изу-Бонин-Марианская энсиматическая дуга

Процесс зарождения материала кислого состава в современных энсиматических островных дугах, который может быть актуалистическим аналогом для процесса формирования доаккреционных гранитоидов, наиболее детально изучен на примере кайнозойской Изу-Бонин-Марианской (ИБМ) дуги.

Регион Филиппинского моря и Юго-Западной Японии характеризуется сложной структурой, которую образуют хребт Огасавара, Изу-Бонин-Марианская (ИБМ) активная вулканическая дуга, задуговые бассейны Шикоку и Паресе-Вела, хребт Кюсю-Палау (прото-ИБМ дуга), хребт Дайто и Западно-Филиппинский задуговой бассейн [Ohara et al., 1997] (рис. 9). Данная структура вулканических дуг и задуговых бассейнов образовалась в результате субдукции Тихоокеанской плиты в западном направлении под плиту Филиппинского моря [Taylor, 1992]. Присутствие плутонических и вулканических пород средне-кислого состава миоценового, плиоценового и четвертичного возраста отмечается в различных структурах данного региона:

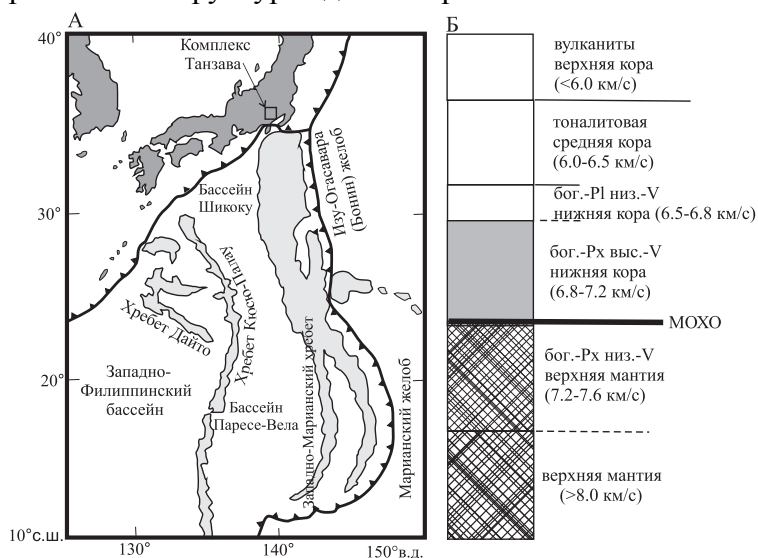


Рис. 9. Карта региона Филиппинского моря и Японии (А) и генерализованный сейсмический разрез, составленный К.Конди [2005] по данным [Syehiro et al., 1996; Takahashi et al., 2007; Kodaira et al., 2007] (Б)

Наиболее показательными являются габбро-тоналитовый и тоналитовый комплексы Танзава миоценового возраста, которые картируются на п-ове Изу Ц.Японии и являются фрагментами северной части ИБМ дуги. В этом районе происходит

коллизонное сочленение ИБМ дуги и дуги Хонсю [Soh et al., 1998; Naragushi et al., 2003 и др.]. Многими авторами комплекс Танзава рассматривается как выведенный на поверхность фрагмент средней и частично нижней коры ИБМ островной дуги [Nakajima, Arima, 1998; Kawate, Arima, 1998; Naragushi et al., 2003; Tatsumi, Stern, 2006]. Сейсмические исследования показывают, что ~30% коры Идзу-Бонинской дуги от 7 до 12 км глубины сложено тоналитовым слоем [Syehiro et al., 1996; Kitamura et al., 2003] (см. рис. 9Б).

Комплекс Танзава интрузирует вулканические, вулканокластические и гемипелагические осадочные отложения средне-верхнемиоценовой группы Танзава. Возраст комплекса Танзава устанавливается в 5–10 [Saito et al., 1986] или 7 [Saito et al., 1991] млн. лет. Последние данные U-Pb SHRIMP датирования цирконов из плутонов комплекса Танзава

указывают на возраст 4–5 млн. лет [Tani et al., 2010]. Породы испытали региональный метаморфизм от цеолитовой до прениит-пумпеллиитовой фации, а также локально метаморфизованы в амфиболитовой фации в связи с внедрением пород комплекса Танзава. Он представлен двумя интрузивными сериями: габброидной и тоналитовой (последняя составляет ~80%).

По данным [Kawate, Arima, 1998] породы тоналитовой серии комплекса Танзава принадлежат известково-щелочной серии. Спайдер-диаграммы характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных и четким Nb-минимумом (рис. 10Б), что присуще надсубдукционным магматитам. Для пород комплекса Танзава характерны относительно низкие содержания РЗЭ на уровне 1–16

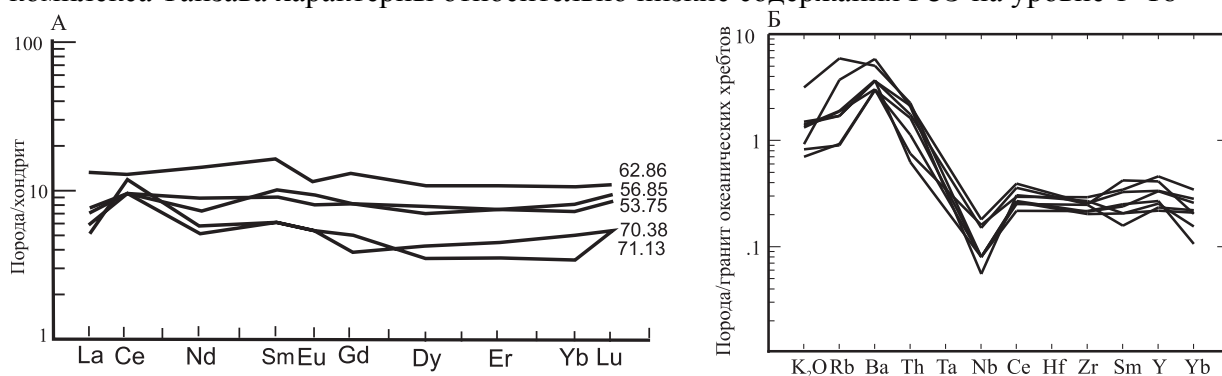


Рис. 10. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ (А) и спайдер-диаграммы (Б) для пород тоналитовой серии комплекса Танзава, по [Kawate, Arima, 1998] хондритовых ((Ce/Yb)_N<5) (рис. 10А). Для более высококремнеземистых пород отмечается отрицательная Eu-аномалия, для более мафических – положительная (Eu/Eu* = 1.02–1.97), что объясняется аккумуляцией в них основного плагиоклаза.

К.Накаджима, М.Арима [1998] показали, что продукты экспериментов по частичному плавлению низкокальциевых толеитов в условиях температур 900–1200°C, давлений 0.7–1.5 ГПа, содержания H₂O 2 и 5% сходны по химическому составу с тоналитами комплекса Танзава. Они предполагают, что родоначальный расплав мог быть образован при 50% плавлении амфиболитов нижней коры при T=1050°C и P=1.2 ГПа. Следствием процесса анатексиса низов островодужной коры могла быть деляминация пироксенитового рестита. Петрографические и геохимические черты пород тоналитовой серии указывают на дальнейшее фракционирование родоначального расплава [Kawate, Arima, 1998].

В целом, рассмотренный в работе материал по составу и происхождению плутонических и вулканических пород средне-кислого состава ИБМ островодужной системы показывает, что зарождение гранитно-метаморфического слоя начинается уже в условиях энсиматической дуги и происходит в несколько этапов, на разных стадиях ее развития. На начальном этапе имеет место фракционная кристаллизация надсубдукционной базальтовой магмы с образованием дериватов андезитового состава. В процессе развития островодужной структуры и увеличения мощности ее коры происходит формирование среднекорового тоналитового слоя (7–12 км) в результате частичного плавления нижних уровней коры (амфиболитов). Анатексис может осуществляться как под воздействием андерплейтинга базитовой магмы в основание островодужной коры с последующей деляминацией рестита пироксенитового состава, так и в результате отрыва слэба и апвеллинга астеносферной мантии к основанию коры. Дальнейшее развитие надсубдукционного магматизма приводит к поступлению новых порций горячих базальтовых магм, которые являются источником тепла для частичного плавления среднекорового андезитового (тоналитового) слоя, что ведет уже к образованию магм собственно кислого (риолитового) состава [Tamura, Tatsumi, 2002].

Глава 3. Аккреционный гранитоидный магматизм

В третьей главе рассмотрены аккреционные гранитоиды, которые фиксируют этапы приращения разнообразных комплексов к континентальной окраине и сосредоточены в ее фронтальной части.

Термин «аккреционный магматизм» был предложен автором ранее в монографии «Тоналит-грандьемитовые комплексы Корякско-Камчатского региона (геология, геодинамика)» на примере плагиогранитных комплексов Эконайского террейна Корякского нагорья, Вахталкинского террейна Ганальского хребта Камчатки и сопоставлен с аналогичным по структурной позиции «околожелобовым» или «преддуговым» тоналит-грандьемитовым магматизмом террейнов Чугач, Принс Вильям, Пенинсула Ю.Аляски. Эти объекты кратко представлены в работе с дополнением некоторых новых данных там, где они появились за последние годы. Ниже изложен материал по другим объектам аккреционного и коллизионного типов гранитоидного магматизма – раннемеловым плагиогранитным комплексам Пекульнейского и Западно-Пекульнейского террейнов хребта Пекульней и кампанским и раннеэоценовым гранитоидам Срединно-Камчатского метаморфического террейна. Кроме того, в работе рассмотрен гранитоидный магматизм аккреционных призм Шиманто и Хидака, Юго-западной и Северной Японии и террейнов Руби, Сьюард, Юкон-Танана Восточной-Центральной и Западной-Центральной Аляски. Отдельный раздел в данной главе посвящен адакитовому магматизму, имеющему черты сходства с аккреционным гранитоидным магматизмом по структурной позиции, составу продуктов магматизма и моделей происхождения.

Пекульнейский и Западно-Пекульнейский террейны, Центральная Чукотка, хр. Пекульней

Состав и строение Пекульнейского и Западно-Пекульнейского террейнов детально рассмотрены в ряде работ [Некрасов, 1978; Паланджян и др., 1982; Жуланова, Перцев, 1987, 1988; Морозов, 1992, 2001; Леднева и др., 2009]. Западно-Пекульнейский террейн имеет сложную чешуйчато-складчатую структуру, образованную разновозрастными и разноформационными комплексами позднеюрской-раннемеловой островодужной постройки и ее деформированного фундамента, которые относятся к автохтону. Пекульнейский террейн представляет собой субдукционный комплекс, состоящий из серпентинитового меланжа, тектоно-гравитационного микстита (кремнисто-туфотерригенного комплекса раннемелового возраста), фрагментов океанической коры среднеюрского-раннемелового возраста (кремнисто-вулканогенный комплекс), относящихся к аллохтонным образованиям. К перекрывающим образованиям Пекульнейского и Западно-Пекульнейского террейнов относятся различные по генезису накопления послеготеривского возраста, залегающие с несогласием на деформированных разновозрастных и разноформационных комплексах. Именно к контакту аллохтонных пластин, сложенных отложениями среднеюрского-раннемелового кремнисто-вулканогенного комплекса и микститом раннемелового возраста и надвинутых в западном направлении на позднеюрско-раннемеловые островодужные образования, приурочены два комплекса плагиогранитов в восточной части хребта Пекульней (рис. 11).

На участке (рис. 11А) наблюдаются различные взаимоотношения плагиогранитов и вмещающих пород. Плагиограниты образуют: 1) рвущие тела мощностью до 10 м в породах матрикса микстита; 2) тектонизированные оползневые тела, глыбы, обломки и их кластические шлейфы в осадочных породах матрикса микстита; 3) субсогласные маломощные тела (0,5–5 м) среди пород кремнисто-вулканогенного комплекса (в том числе среди метаморфизованных разностей, в этом случае плагиограниты также

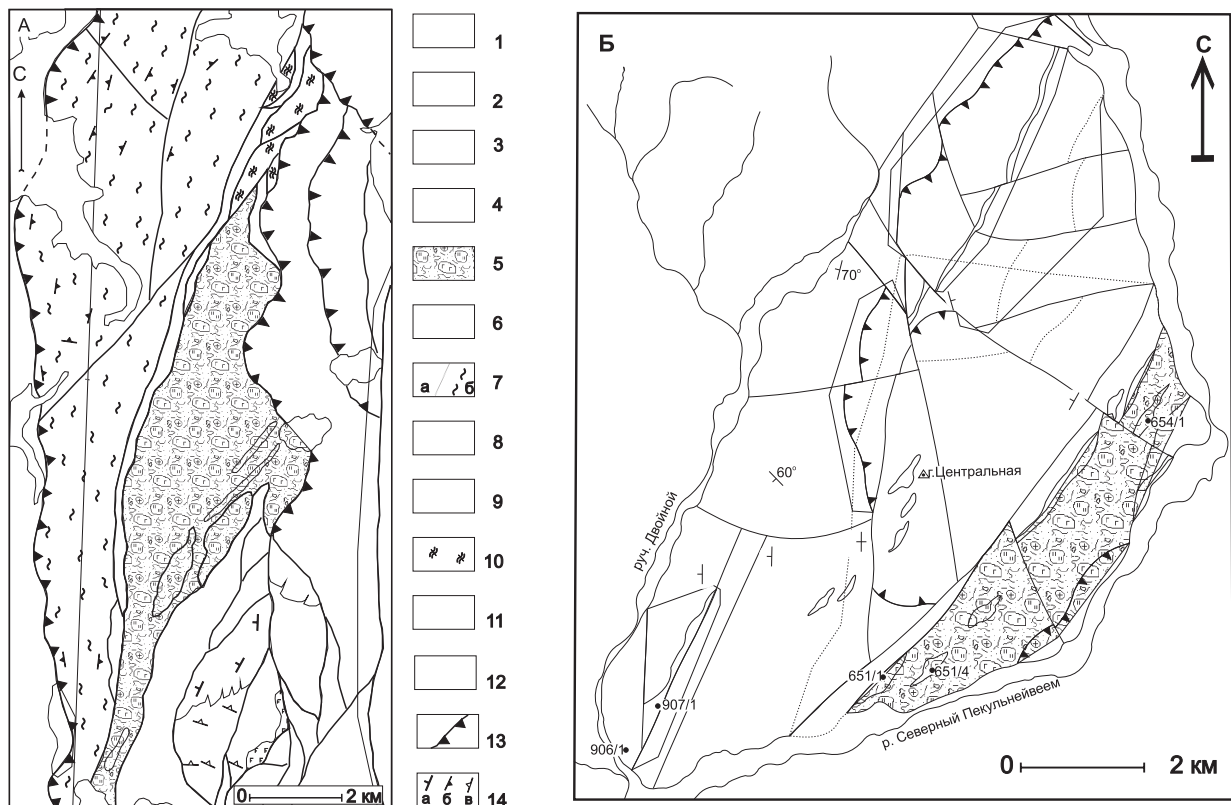


Рис. 11. Геологические карты истоков рек Янранай и Лев.Бычья (составлена О.Л.Морозовым) (А) и междуречья р.С.Пекульнейвеем и руч.Двойной (составлена С.А.Паланджяном) (Б)

1 – кайнозой; 2 – K_{1-2} туфотерригенные отложения нерасчлененные; 3 – K_2 диориты; 4 – пикрит-базальтовый меланж и блоки в нем; 5 – K_1 тектоно-гравитационный микстит; 6 – K_1 плагиограниты; 7, 8 – J_2-K_1 кремнисто-вулканогенный комплекс: 7 – эффузивно-осадочная часть (а) и зеленосланцевые метаморфиты поэтим породам (б); 8 – комплекс параллельных даек; 9 – крупнокристаллические габбро-диабазы; 10 – метаморфиты амфиболитовой фации по эффузивно-осадочной толще; 11 – метаморфогенно-магматический комплекс базит-ультрабазитового состава, докембрий (?); 12 – зоны интенсивного катаклаза и милонитизации; 13 – надвиги; 14 – элементы залегания: а – слоистости, б – сланцеватости, в – наклона даек

метаморфизованы). На участке (рис. 11Б) плагиограниты и вмещающие их породы входят в состав пакета крупных тектонических пластин, сложенных породами различных толщ кремнисто-вулканогенного комплекса и тектонизированного микстита.

Возраст плагиогранитов принимается как неокомский на основании следующих данных: 1) они интродуируют породы среднеюрского-раннемелового кремнисто-вулканогенного комплекса и микстита неокомского возраста; 2) их глыбы и мелкая кластика встречаются в виде включений в матрице микстита.

На диаграмме Ab-An-Or точки составов плагиогранитов располагаются в области трондьемитов, частично – тоналитов (рис.12А), на диаграмме Rb-Y+Nb – поле гранитов вулканических дуг (рис.12Б). Плагиограниты относятся к толеитовой и частично известково-щелочной серии. Спайдер-диаграммы элементов-примесей характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами и обеднением высокозарядными, а также тантал-ниобиевым минимумом (рис.12В, Г). Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ плагиогранитов участков А и Б (рис. 12Д, Е) различаются по степени фракционирования и наличию или отсутствию Eu-минимума. Данные геохимического моделирования позволяют предполагать различные модели их образования: частичное плавление метабазитового корового субстрата во фронтальной части дуги и фракционирование толеит-базальтовых расплавов соответственно.

Структурное положение плагиогранитов и их геохимические особенности позволяют предполагать, что их становление происходило во фронтальной части позднеюрско-

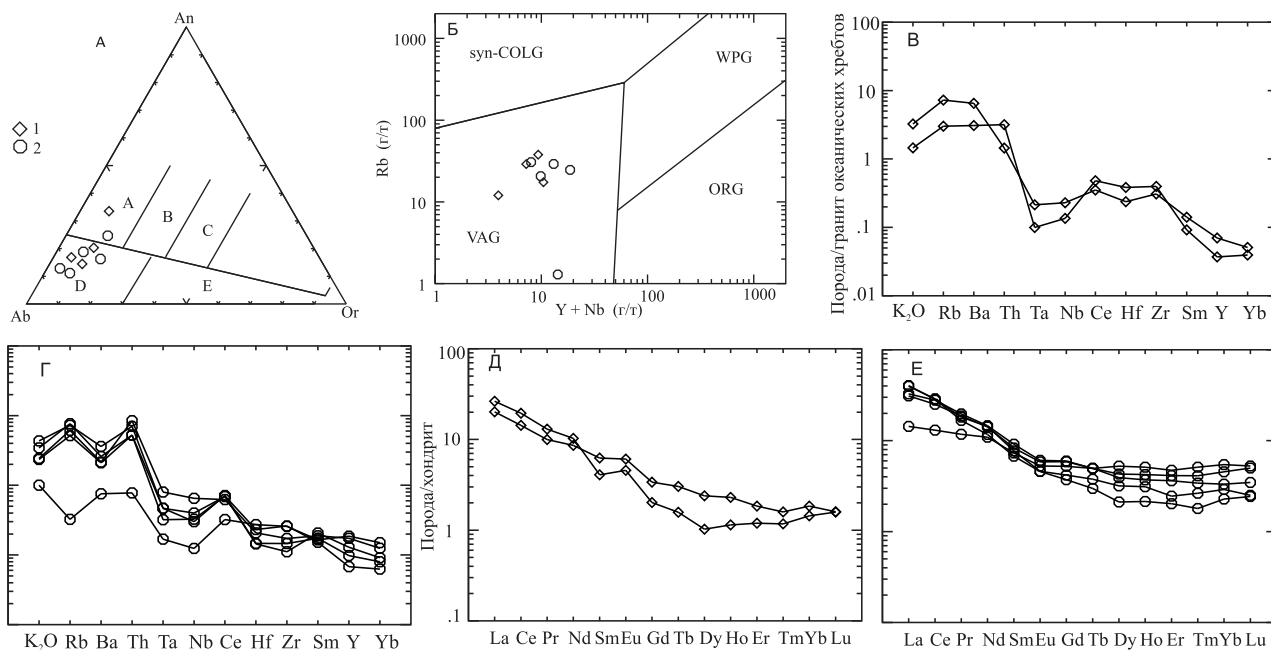


Рис. 12. Диаграммы Ab-An-Or (А), Rb-Y+Nb (Б), спайдер-диаграммы (В, Г) и хондрит-нормализованные спектры РЗЭ (Д, Е) для плагиогранитов Пекульнейского террейна

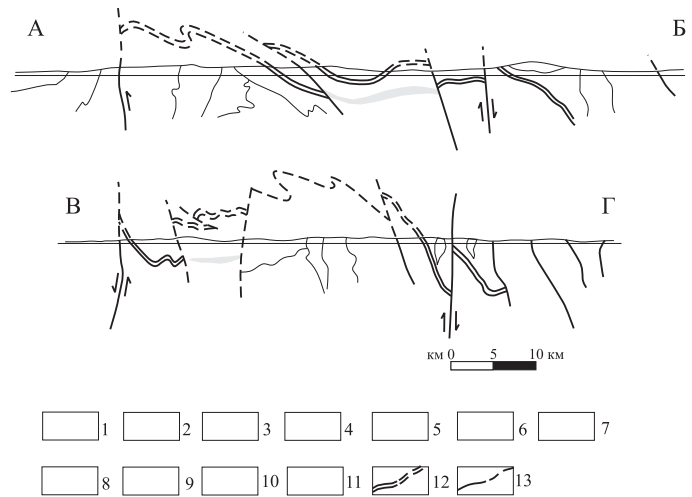
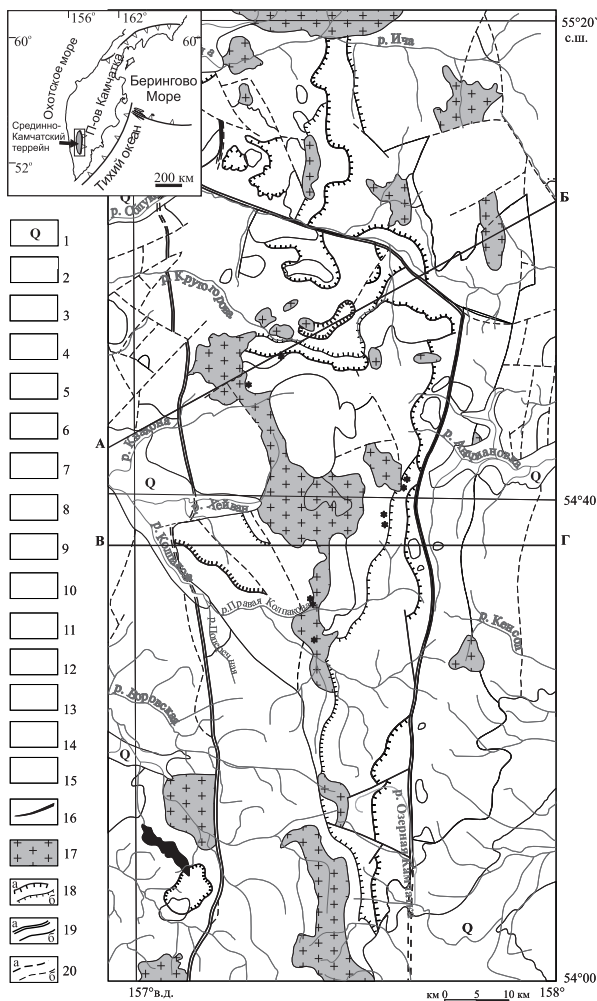
раннемеловой энсиматической островной дуги синхронно с аккрецией океанических вулканогенно-кремнистых комплексов, во время субдукции и островодужного магматизма в раннемеловое время. Внедрение плагиогранитов не было одноактным процессом. Они внедрялись в матрикс микстита и в его основание неоднократно, в ряде случаев ранние тела плагиогранитов испытывали тектонизацию, выводились на уровень подводной эрозии и подвергались деструкции. Кроме того, часть плагиогранитов испытала перекристаллизацию и зеленосланцевый метаморфизм совместно с вмещающими кремнисто-вулканогенными толщами.

Срединно-Камчатский метаморфический террейн

Срединно-Камчатский метаморфический террейн (Малкинское поднятие) расположен в центральной части Камчатского полуострова, включает несколько метаморфических комплексов, которые простираются в меридиональном направлении на расстояние около 200 км при ширине выхода 30–40 км (рис. 13) [Карта полезных ... , 1999].

Происхождение, возраст, характер структуры, соотношение комплексов и природа протолита метаморфических пород Срединного хребта Камчатки являются предметом дискуссий на протяжении последних 30 лет [Зоненшайн и др., 1990; Некрасов, 2003; Рихтер, 1995; Соловьев, 2008; Ханчук, 1985 и ссылки в них]. Разными исследователями эти метаморфические комплексы рассматриваются как: 1) срединный кристаллический массив с гранитно-метаморфическим фундаментом и вулканогенно-осадочным чехлом [Объяснительная ..., 2000; Ханчук, 1985]; 2) выступ фундамента Западно-Камчатской микроплиты [Богданов, Добрецов, 2002; Богданов, Чехович, 2002]; 3) продукт позднемелового метаморфизма и гранитизации [Лебедев, 1967]; 4) результат метаморфизма, вызванного коллизией энсиматической Ачайваям-Валагинской островной дуги с северо-восточной окраиной Азии в палеоцене – раннем эоцене [Константиновская, 2003] или в эоцене [Кирмасов и др., 2004; Соловьев, 2005; Hourigan et al., 2009]; 5) результат метаморфизма при коллизии Охотского и Срединно-Камчатского континентальных блоков [Некрасов, 2003].

В Срединном хребте Камчатки интрузивные комплексы гранитного состава разного возраста имеют широкое распространение [Геологическая ..., 1972; Ханчук, 1985; Карта полезных ... , 1999]. В основном они приурочены к области развития метаморфических толщ. В данном разделе рассмотрены два гранитоидных комплекса, формирование которых связано с аккреционной обстановкой на Камчатской окраине Евразии в позднемеловое время и с обстановкой коллизии Ачайваям-Валагинской энсиматической островной дуги с этой же окраиной в раннем эоцене.



Схематические геологические профили по линиям АБ и ВГ

Метаморфические образования автохтона (крап на фоне серой заливки): 1 – колпаковская серия, 2 – гнейсированные граниты крутогорского комплекса, 3 – камчатская серия (шихтинская свита), 4 – хейванская и стопольниковская свиты. Неметаморфизованные отложения автохтона: 5 – хозгонская свита. Образования неясного структурного положения: 6 – квахонская свита. Метаморфизованные и неметаморфизованные образования аллохтона (крап на белом фоне): 7 – андриановская, химкинская, ирунейская и кирганикская свиты, 8 – сиенитовые интрузии, прорывающие только аллохтон. 9 – раннеэоценовые гранитоиды; 10 – третичные отложения западного склона Срединного хребта; 11 – миоплиоценовые вулканиты; 12 – зона главного тектонического шва Срединного хребта; 13 – прочие разломы

Рис. 13. Схема геологического строения южной части Срединного хребта Камчатки, по [Карта полезных ..., 1999; Шапиро и др., 2008]

1 – четвертичные отложения; 2 – миоцен-четвертичные вулканиты; 3 – эоценовые (?) эффузивы г.Черной и черепановской свиты; 4 – эоцен-олигоценые морские и континентальные отложения; 5–8 – аллохтон: 5 – вулканогенные и осадочно-вулканогенные отложения кирганикской свиты (маастрихт-палеоцен), 6–8 – сантон-кампанские кремнисто-вулканогенные отложения и их метаморфизованные аналоги: 6 – ирунейской свиты, 7 – химкинской свиты, 8 – андриановской свиты; 8–12 – автохтон: 9–11 – верхнемеловые-палеоценовые терригенные отложения и их метаморфизованные аналоги: 9 – хозгонской свиты, 10 – хейванской и стопольниковской свит, 11 – камчатской серии (шихтинской свиты), 12 – нижне- и верхнемеловые метаморфические образования колпаковской серии; 13 – верхнеюрские-раннемеловые (?) вулканогенные образования квахонской серии; 14 – верхнемеловые гнейсированные граниты и гранито-гнейсы крутогорского комплекса; 15 – верхнемеловые (кампан-маастрихт) интрузивы пироксен-габбро-сиенитового состава; 16 – раннеэоценовые (?) гипербазит-базитовые интрузивы; 17 – раннеэоценовые гранитоиды; 18 – надвиги: а – главный между автохтоном и аллохтоном, б – второстепенные; 19 – субвертикальные разрывы: а – главные, б – второстепенные; 20 – предполагаемые разрывы: а – главные, б – второстепенные

В последние годы развиваются представления о покровно-складчатом строении метаморфических комплексов Срединного хребта Камчатки, впервые высказанные Г.В. Жегаловой [1978, 1981] и получившие дальнейшее развитие в работах [Рихтер, 1995; Бондаренко, 1997; Кирмасов и др., 2004; Соловьев, 2005]. В работе за основу принимается схема [Соловьев, 2008; Шапиро и др., 2008; Hourigan et al., 2009], обоснованная структурными наблюдениями и новыми геохронологическими U-Pb (SHRIMP II) данными. Согласно этой схеме колпаковская серия, прорванная гранитами крутогорского комплекса, и перекрывающие ее отложения камчатской серии (шихтинской свиты) и хейванской свиты являются автохтоном (рис. 14). Неметаморфизованные отложения хозгонской свиты также

относятся к автохтону. Аллохтон представлен образованиями андриановской, химкинской, ирунейской и кирганикской свит.

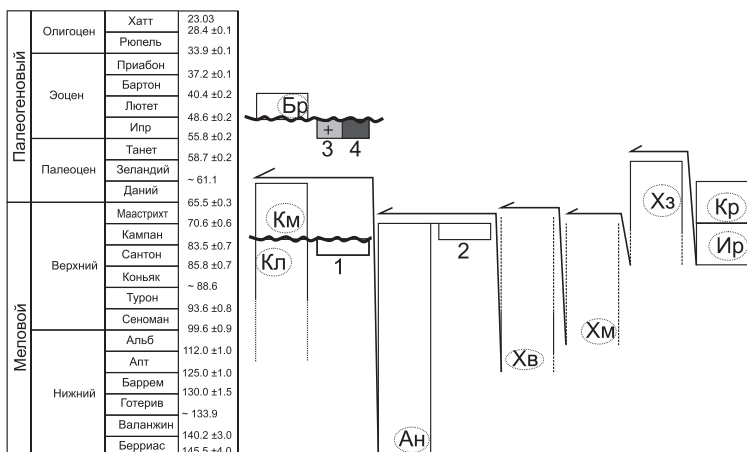


Рис. 14. Схема возрастных и структурных взаимоотношений комплексов юга Срединного хребта Камчатки (обоснование возраста свит в тексте)

Образования колпаковской серии, прорванные гнейсовидными крутогорскими гранитами (см. ниже), образуют нижний структурный этаж автохтона. Колпаковская серия представлена мигматизированными

силлиманитовыми, кианитовыми, кордиеритовыми, кордиерит-гиперстеновыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами, с редкими прослоями биотит-амфиболовых гнейсов, гранат-клинопироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов, гранатовых амфиболитов, метакарбонатных пород [Марченко, 1975; Ханчук, 1985; Тарарин, 2008]. Современные исследования [Тарарин, 2008] показывают, что региональный метаморфизм исходных терригенных образований колпаковской серии, отвечал кианитовой минеральной субфации амфиболитовой фации: температуре 560–660°C и давлению 5.9–6.9 кбар. Температура гранитизации и мигматизации плагиогнейсов оценивается в 620–660°C, а давление – в 1.9–3.0 кбар. Установлено также, что наиболее высокотемпературные минеральные ассоциации колпаковской серии, отвечающие температуре 830–840°C, образовывались в контактовых ореолах габбро-гранитоидных интрузивов лавкинского интрузивного комплекса олигоцен-миоценового возраста.

Данные о возрасте колпаковской серии противоречивы и обсуждаются в [Соловьев, 2008; Тарарин, 2008 и др.]. В легенде геологической карты третьего поколения возраст протолита колпаковской серии принят протерозойским, а возраст двух этапов ее метаморфизма – 140–127 и 70–60 млн. лет [Государственная..., 2006]. Согласно данным U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов из пород колпаковской серии установлено, что протолит гнейсов накапливался до конца раннего–начала позднего мела [Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009].

Образования колпаковской серии первично представляли собой преимущественно терригенные породы с преобладанием железистых глинистых разностей [Ханчук, 1983] или вулканогенно-граувакково-глинистые [Рихтер, 1995; Тарарин, 1988]. По данным [Ханчук, 1983], петрохимический состав терригенных пород соответствует диоритам–тоналитам. Упомянутые выше кристаллические сланцы и амфиболиты, по данным [Рихтер, 1995], образовались по высокотитанистым океаническим базальтам. Линзовидная форма амфиболитовых тел, соответствующих по составу высокотитанистым океаническим базальтам, присутствие тел метакарбонатных пород, встречающихся среди преимущественно метатерригенных пород, позволяют считать возможными аналогами колпаковской серии приконтинентальные субдукционно-аккреционные призмы [Ханчук, 1993; Соловьев, 2008].

Породы камчатской серии залегают на крутогорских гранитах, прорывающих колпаковскую серию, с несогласием и базальными конгломератами в основании [Ханчук, 1985; Тарарин, 1988; Рихтер, 1995]. Камчатская серия представлена преимущественно биотитовыми сланцами и плагиогнейсами с гранатом, ставролитом, кианитом, силлиманитом по терригенным породам. Степень метаморфизма камчатской серии (шихтинской свиты) изменяется от сланцев “зоны граната” до ставролитовой фации. Условия метаморфизма соответствуют P=3–4 кбар, T = 550–650°C [Ханчук, 1985; Hourigan et al., 2009]. Изотопные данные по цирконам (U-Pb метод, SHRIMP) из пород камчатской серии указывают на то, что

нижним пределом осадконакопления для протолита пород камчатской серии является палеоцен [Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009].

Хейванская свита, традиционно включавшаяся в состав малкинской серии [Марченко, 1965; Ханчук, 1985; Рихтер, 1995], должна быть выведена из этого подразделения, так как установлен тектонический характер нижней и верхней границ свиты [Сляднев и др., 2006; Шапиро и др., 2008] (рис. 14). Хейванская свита сложена метапесчаниками и метаалевролитами, реже аргиллитами и гравелитами и метаморфизована от филлитов хлоритовой субфации до биотит-гранатовых сланцев [Рихтер, 1995]. Датирование цирконов (U-Pb метод, SHRIMP) из сланцев хейванской свиты указывает на раннемеловой возраст протолита [Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009].

Андриановская свита, образующая нижнюю пластину аллохтона (рис. 14), сложена кварц-альбит-актинолит-хлоритовыми, кварц-полевошпат-амфиболовыми, эпидот-амфиболовыми, амфиболовыми, клинопироксен-амфиболовыми сланцами, кварцитами и амфиболитами. Отложения андриановской свиты надвинуты либо на крутогоровские граниты, либо на сланцы камчатской (шихтинской) свиты, иногда в подошве надвига отмечается серпентинитовый меланж [Рихтер, 1995; Кирмасов и др., 2004]. Кремнистые наименее метаморфизованные породы андриановской свиты содержат радиолярии сантон-раннекампанского возраста [Соловьев, Палечек, 2004]. Из амфиболовых сланцев андриановской свиты конкордантный возраст по цирконам составляет 146 ± 2 млн. лет [Кузьмин и др., 2009], что соответствует границе юры и раннего мела. Таким образом, протолит образований андриановской свиты формировался в раннем-позднем мелу. Сланцы андриановской свиты так же, как и неметаморфизованные отложения ирунейской свиты, прорваны пироксенит-габбро-сиенитовыми интрузиями позднемелового возраста [Хоуриган и др., 2004].

Отложения химкинской свиты имеют надвинуты на сланцы хейванской (Сляднев и др., 2006; Шапиро и др., 2008). Химкинская свита представлена альбит-актинолитовыми сланцами хлоритовой субфации по туфам, туффитам, метапесчаникам, а также кварцитами. Ее фациальным и возрастным аналогом считают алисторскую свиту, в составе которой преобладают амфиболовые сланцы по ультраосновным и основным эффузивам [Ханчук, 1985; Бондаренко, 1997]. Также, по-видимому, химкинская свита является фациальным аналогом андриановской свиты [Ханчук, 1985; Бондаренко, 1997; Шапиро и др., 2008]. Геохронологические данные о возрасте химкинской свиты отсутствуют.

Отложения барабской свиты, с несогласием налегающие как на метаморфические комплексы, так и на меловые отложения ирунейской свиты [Шапиро и др., 1986], являются неавтохтоном в покровно-складчатой структуре Срединного хребта (рис. 2). Они представлены континентальными конгломератами. Конкордантный возраст по цирконам (U-Pb метод, SHRIMP) из туфа базального горизонта барабской свиты составляет 51 ± 1 млн. лет [Соловьев и др., 2004], что соответствует концу раннего эоцена.

Выделяются два комплекса гранитоидов: упомянутые выше гнейсовидные крутогоровского комплекса кампанского возраста и равномернoзернистые раннеэоценового возраста.

Наиболее крупный выход гнейсовидных гранитов наблюдается в районе р. Крутогорова, где они образуют пластовое тело видимой мощностью в 1 км, участвующее в строении периклинали крупной антиформы субмеридионального простирания (рис. 15) [Ханчук, 1985; Рихтер, 1995; Лучицкая и др., 2008]. Возраст гнейсовидных гранитоидов крутогоровского комплекса, прорывающих образования колпаковской серии, определен в интервале от 83 ± 2 до 76 ± 2 млн. лет (кампан) (U-Pb SHRIMP) [Лучицкая, Соловьев, 2010]. Среди гранитоидов крутогоровского комплекса, прорывающих отложения колпаковской серии, преобладают гнейсовидные разности, хотя встречаются и равномернoзернистые породы [Лучицкая, Соловьев, 2010]. По составу крутогоровский комплекс представлен биотитовыми, реже двуслюдяными гранитами с гранатом и без него.

Равномернoзернистые (средне- и мелкозернистые) граниты образуют массивы

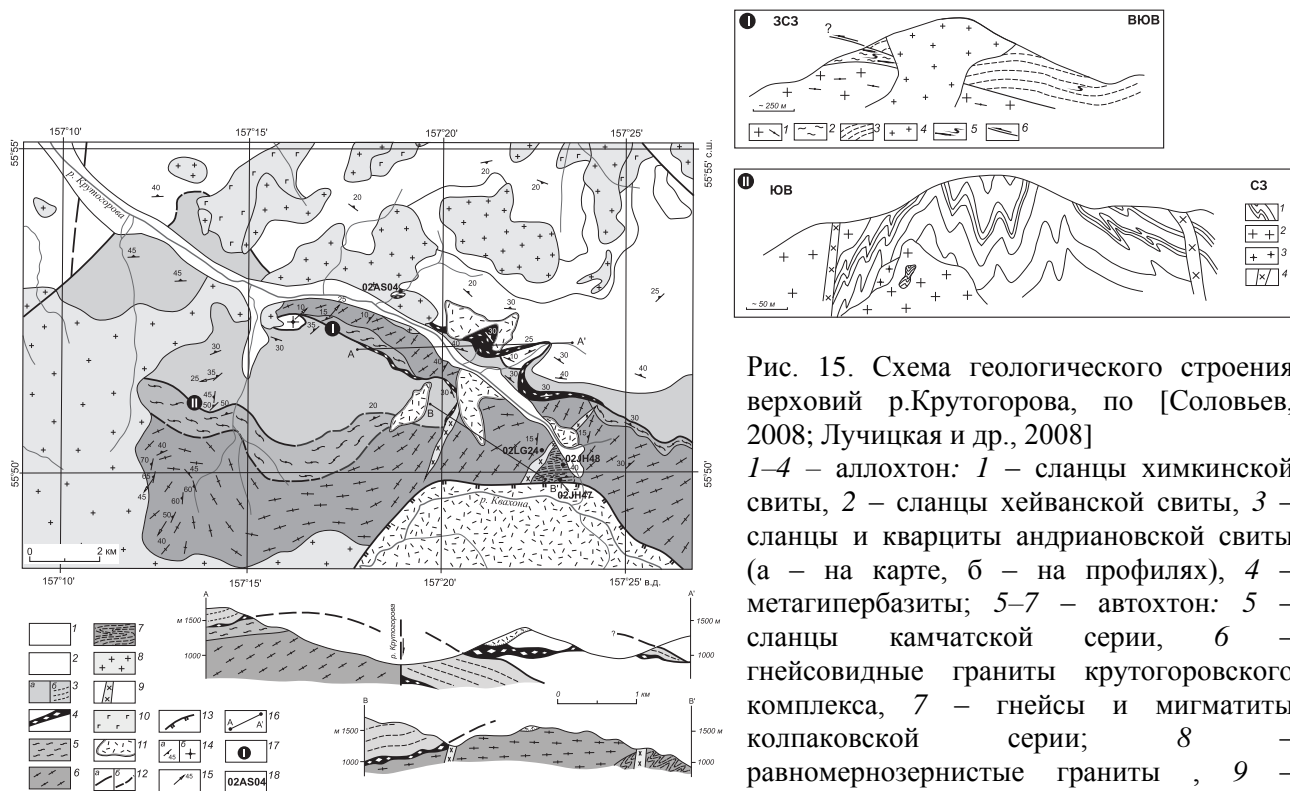


Рис. 15. Схема геологического строения верховой р.Крутогорова, по [Соловьев, 2008; Лучицкая и др., 2008]

1–4 – аллохтон: 1 – сланцы химкинской свиты, 2 – сланцы хейванской свиты, 3 – сланцы и кварциты андриановской свиты (а – на карте, б – на профилях), 4 – метагипербазиты; 5–7 – автохтон: 5 – сланцы камчатской серии, 6 – гнейсовидные граниты крутогоровского комплекса, 7 – гнейсы и мигматиты колпаковской серии; 8 – равномернoзернистые граниты, 9 – диориты, 10 – габброиды, 11 – туфы; 12 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые;

13 – уступ вулcano-тектонической кальдеры вулкана Хангар; 14, 15 – элементы залегания: 14 – сланцеватости: а – наклонной, б – субвертикальной, 15 – минеральной линейности; 16 – линии разрезов; 17 – номера детально изученных участков; 18 – номера отбора геохронологических проб.

Участок I. Принципиальная схема соотношений комплексов на левобережье р. (А.Б.Кирмасов, неопубликованные данные). 1 – гнейсовидные граниты крутогоровского комплекса; 2 – ставролит-гранат-биотитовые сланцы камчатской серии; 3 – амфиболовые и хлорит-амфиболовые сланцы андриановской свиты; 4 – кварц-полевошпат-биотит-мусковитовые сланцы хейванской свиты; 5 – равномернoзернистые двуслюдяные лейкократовые граниты; 6 – кварцево-жильная полосчатость; 7 – разрывные нарушения.

Участок II. Фрагмент складчатой структуры гнейсов колпаковской серии на водоразделе рек Крутогорова – Квахона (А.Б.Кирмасов, неопубликованные данные). 1 – биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы колпаковской серии; 2 – равномернoзернистые граниты; 3 – пегматиты; 4 – дайки диоритов и гранодиоритов

от 2 x 2 до 8 x 12 км в диаметре, имеют интрузивные контакты со сланцами камчатской и гнейсами колпаковской серии и содержат ксенолиты последних, а также образуют инъекции в гнейсовидных биотитовых гранитах (р. Поперечная). В обнажении на правом борту реки Правая Колпакова граниты содержат включения несколько более меланократового состава 10–25 см в диаметре. Возраст равномернoзернистых гранитоидов определен в интервале от 50 ± 2 до 55 ± 1 млн. лет (U-Pb SHRIMP по циркону и монациту). Гранитоиды представлены преимущественно мусковитовыми и двуслюдяными гранитами с гранатом и без него. Небольшую группу образуют тоналиты и трондьемиты, некоторые содержат гранат. В одном из правых притоков реки Крутогорова массивные равномернoзернистые гранат-биотитовые тоналиты прорывают как гнейсовидные граниты и ставролит-гранат-биотитовые сланцы камчатской серии (автохтон), так и амфиболовые, хлорит-амфиболовые сланцы андриановской свиты (аллохтон) и зону надвига между ними (см. рис. 15). Возраст данного интрузива составляет 52 ± 1 , что определяет верхний возрастной предел шарьирования.

Гнейсовидные и равномернoзернистые граниты, а также вмещающие сланцы и гнейсы камчатской серии секутся жильными телами аплитов, гранит-порфиров и пегматитов.

Надо отметить, что возрасты равномернoзернистых гранитов, лейкосомы мигматитов, развитых по гнейсам колпаковской серии и метаморфогенного монацита из гнейсов очень

близки и составляют $\sim 52 \pm 2$ млн. лет (ранний эоцен). Метаморфогенные цирконы с возрастом 47–53 млн. лет также отмечались в работе [Bindeman et al., 2002]. Недавно данные о раннеэоценовом метаморфизме подтверждены датировками цирконов из амфиболитов колпаковской серии [Кузьмин и др., 2009].

Таким образом, на основании проведенного датирования гранитоидов можно констатировать, что в пределах Малкинского поднятия выделяется два этапа гранитообразования – кампанский (~ 76 – 83 млн. лет) и раннеэоценовый ($\sim 52 \pm 2$ млн. лет). Гранитоиды первого этапа подверглись метаморфизму и были гнейсированы, а раннеэоценовые гранитоиды сформировались синхронно с пиком метаморфизма.

Гранитоиды по соотношению кремнезема и суммы щелочей относятся к породам нормального ряда и частично субщелочным, и соответствуют: раннеэоценовые – гранитам и гранодиоритам; кампанские и породы из включений в раннеэоценовых гранитах – гранодиоритам [Middlemost, 1985] (рис. 16А). Породы с содержанием $\text{SiO}_2 = 64$ – 67% и 68 – 72% , в которых Na_2O преобладает над K_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2$ – 5) относятся соответственно к раннеэоценовым тоналитам и трондьемитам (рис. 16Б), в этих же образцах Al_2O_3 превышает 15% . По соотношению K_2O и SiO_2 гранитоиды относятся к средне- и высоко-калиевой известковой щелочной сериям. Гранитоиды характеризуются схожей степенью насыщения Al относительно суммы Ca, K и Na (индекс $\text{ASI} = 0,95$ – $1,3$), и образуют компактную группу в поле высокоглиноземистых гранитов на диаграмме $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$ – $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ (рис. 16В).

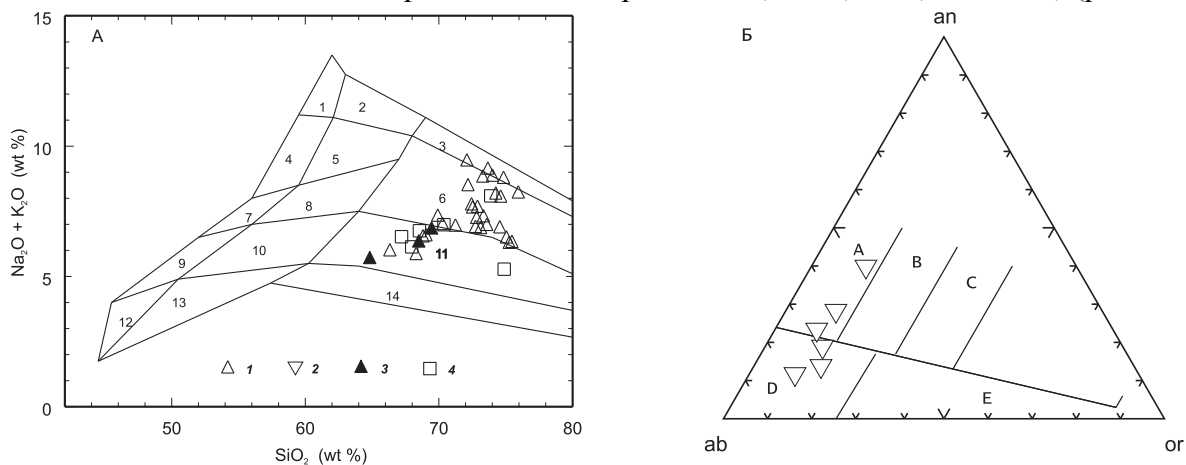


Рис. 16. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ – SiO_2 (Middlemost, 1985) (А), Ab – An – Or (Б), $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$ – $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ (В) для гранитоидов Малкинского поднятия

А: поля на диаграмме: 1 – щелочные сиениты; 2 – щелочные кварцевые сиениты; 3 – щелочные граниты; 4 – сиениты; 5 – кварцевые сиениты; 6 – граниты; 7 – монцониты; 8 – кварцевые монцониты; 9 – монцодиориты; 10 – кварцевые монцодиориты; 11 – гранодиориты; 12 – габбро; 13 – кварцевые диориты; 14 – тоналиты
 1 – равномернозернистые (раннеэоценовые) граниты; 2 – тоналиты, трондьемиты; 3 – гранодиориты из включений в равномернозернистых гранитах; 4 – гнейсовидные (кампанские) граниты

Петрохимические характеристики (соотношение ASI и SiO_2 , $\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ и SiO_2) кампанских и раннеэоценовых гранитоидов указывают на их сходство с S-гранитами коллизионных орогенов различного возраста. Большая часть гранитоидов попадает в поле гранитов S-типа, построенное П.Сильвестром [1998] по индикаторным параметрам $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ и $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ (рис. 17А). Это подтверждается данными по составам биотитов, которые соответствуют таковым из высокоглиноземистых гранитов S-типа.

На диаграмме С.Д. Великославинского [2003], точки составов кампанских и раннеэоценовых гранитоидов располагаются в поле коллизионных гранитов, а точки составов тоналитов, трондьемитов – на границе поля коллизионных и островодужных гранитов (рис. 17Б). По соотношению Rb и суммы Y и Nb большая часть составов гранитов, тоналитов и трондьемитов попадает в поле гранитов вулканических дуг и лишь частично – в поле синколлизионных гранитов. Граниты отличаются в целом более высокими содержаниями Rb, что характерно для синколлизионных гранитов.

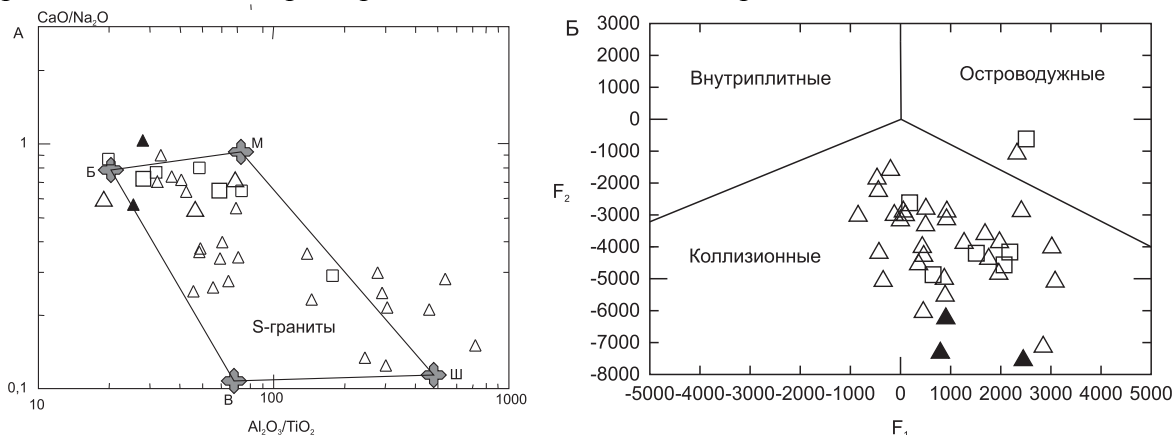


Рис. 17. Диаграммы $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ [Sylvester, 1998] (А) и F_1-F_2 [Великославинский, 2003] (Б) для гранитоидов Малкинского поднятия Срединного хребта
А - поле S-гранитов с граничными типами, по [Sylvester, 1998]; Б – F_1 и F_2 – дискриминантные функции, включающие как петрогенные, так и элементы-примеси.

Характер распределения редких земель позволяет выделить среди кампанских и раннеэоценовых гранитоидов две группы пород.

Первая группа кампанских и раннеэоценовых гранитоидов характеризуется фракционированным распределением РЗЭ ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=14.30-71.37$) (рис. 18А, В). Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ либо не имеют Eu-аномалии, либо имеют небольшую положительную аномалию ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.01-1.54$). Для части спектров раннеэоценовых гранитов характерна и небольшая отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.69-0.88$). Граниты этой группы имеют также повышенные отношения Sr/Y (59.1, 45.48). У второй группы кампанских и раннеэоценовых гранитоидов спектры менее фракционированы за счет более высоких содержаний тяжелых РЗЭ ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=1.26-5.88$) и характеризуются хорошо выраженной отрицательной Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.16-0.46$) (рис. 18Б, Г). Спектры распределения гранитоидов этой группы очень близки к таковым для вмещающих метатерригенных пород колпаковской (Б) и камчатской (Г) серий.

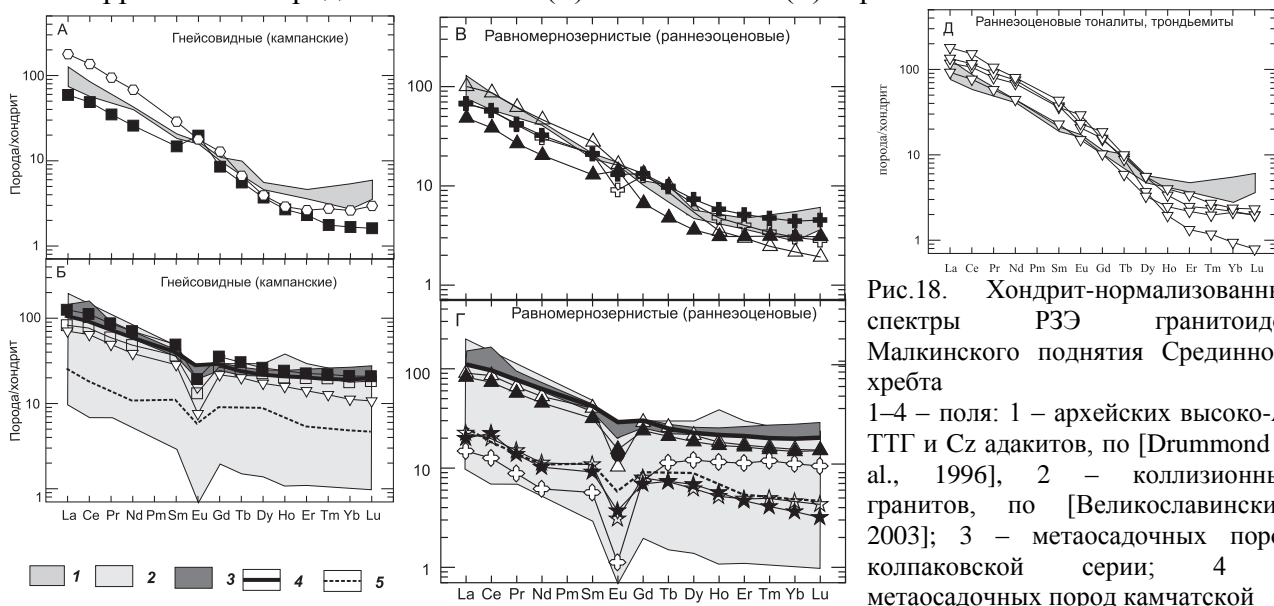


Рис.18. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ гранитоидов Малкинского поднятия Срединного хребта
1–4 – поля: 1 – архейских высоко-Al ТТГ и Cz адакитов, по [Drummond et al., 1996], 2 – коллизионных гранитов, по [Великославинский, 2003]; 3 – метаосадочных пород колпаковской серии; 4 – метаосадочных пород камчатской

серии, 5 – спектры распределения миоценовых лейкогранитов массива Манаслу, Гималаи [Crawford, Windley, 1990]

Спектры распределения РЗЭ раннеэоценовых тоналитов и трондьемитов характеризуются наиболее высокой степенью фракционирования и слабой отрицательной или положительной Eu-аномалией ($La_N/Yb_N=40.7-133$; $Eu/Eu^*=0.82-1.27$), что предполагает наличие граната в источнике (рис. 18Д). Они характеризуются повышенными Sr/Y отношениями (59–137).

Геохимические характеристики пород первой группы (повышенные La_N/Yb_N и Sr/Y отношения), выделенной как среди кампанских, так и раннеэоценовых гранитоидов, а также тоналитов и трондьемитов сближают их с адакитами и высоко-Al тоналитами, трондьемитами, гранодиоритами (ТТГ) (рис. 18 А, В, Д). Редкоземельные характеристики второй группы гнейсовидных и равномернозернистых гранитоидов сходны с таковыми коллизионных гранитов [Великославинский, 2003] (рис. 18 Б, Г).

Спайдер-диаграммы кампанских и раннеэоценовых гранитоидов сходны между собой, характеризуются максимумами Rb, Th, Ce, Sm и минимумами Ba, Ta, Nb, Zr, Hf и в целом совпадают с полем синколлизионных гранитов по [Pearce et al., 1984]. Спайдер-диаграммы тоналитов, трондьемитов отличаются более глубокой Ta-Nb аномалией, более низкими содержаниями Y, Yb и лучше сопоставляются с полем гранитов вулканических дуг.

Характер распределения РЗЭ, данные по содержаниям Sr и Y позволяют предполагать, что при формировании кампанских и раннеэоценовых гранитов и ТТГ Малкинского поднятия Срединного хребта Камчатки в процесс плавления вовлекаются два типа источника: метаосадочный и метабазитовый. Метаосадочный характер протолита большей части гранитов подтверждается сходством спектров распределения РЗЭ гранитов и вмещающих метатерригенных пород колпаковской и камчатской серий. Вариации отношений Rb/Ba и Rb/Sr [Silvester, 1998] в гранитах, для которых предполагается метаосадочный источник показывают, что их протолитом могли служить метаосадочные породы, как обедненные, так и обогащенные пелитовым компонентом.

Sm-Nd изотопные данные, полученные для части гранитов и трондьемитов Малкинского поднятия также указывают, что они могли иметь как коровый метаосадочный (граниты – $\epsilon_{Nd}(T)$ -1,27, -8.65; вмещающие метаосадочные породы камчатской серии – от -1,63 до 3.20), так и мафический первично мантийный протолит ($\epsilon_{Nd}(T)$ от 0.81 до 4.77).

В целом, все перечисленные особенности состава позволяют сравнивать раннеэоценовые гранитоиды с Кордильерскими S-гранитами (Cordilleran Interior peraluminous granites), которые выделены Патино Дусе [1999] для условий коллизии дуга-континент. Граниты такого типа не являются чисто коровыми образованиями, а в их формировании частично участвует базальтовый материал. Кампанские гранитоиды также имеют признаки гранитов S-типа, а геохимические данные позволяют предполагать, что при их формировании в процесс плавления вовлекались два типа источника: метабазитовый и метаосадочный (как обедненный, так и обогащенный метапелитовым компонентом).

Первый кампанский этап гранитного магматизма Срединного хребта – формирование гнейсовидных гранитов с возрастом ~76–83 млн. лет – связан, по всей видимости, с аккреционной обстановкой на Камчатской окраине Евразии. Образования колпаковской серии, в которые внедрялись кампанские гранитоиды, по мнению, А.И.Ханчука [1993] являются метаморфизованными отложениями аккреционной призмы; наблюдения А.В.Соловьева, А.Б.Кирмасова и Дж.К.Хоуригана подтверждают это мнение, а проведенное датирование терригенного протолита колпаковской серии, указывает на его меловой возраст [Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009]. Причины проявления гранитоидного магматизма в аккреционной призмах, как на примере Камчатки, так и других районов Тихоокеанской окраины до сих пор остаются слабо изученными. В работе Х.Шинджо [1997] на примере миоценовой аккреционной призмы Шиманто показано, что формирование аккреционных гранитоидов возможно в результате частичного плавления осадочного вещества призмы в ее основании под действием тепла, поступающего от высокотемпературной андезитовой магмы, образованной при частичном плавлении водосодержащего перидотита в преддуговой

области. При этом имеет место смешение дериватов андезитового и гранитного расплавов и некоторое фракционирование полученного расплава. Авторы [Stein et al., 1992] считают, что источником тепла, необходимым для плавления корового материала аккреционной призмы Шиманто и образования гранитоидов были базитовые расплавы, поступающие от горячей обогащенной мантии при погружении в зону субдукции океанического хребта. Наконец, авторы [Charvet et al., 1990] считают, что гранитоиды аккреционной призмы Шиманто являются постколлизийными и выплавляются примерно через 2 млн. лет после коллизии Северо-Филиппинского блока и ЮЗ Японии. Дж. Маеда и Х. Кагами [1996] связывают по времени проявление гранитоидного магматизма позднемеловой-раннепалеоценовой аккреционной призмы Хидака с субдукцией океанического хребта Кула-Пацифика в позднем палеоцене – раннем эоцене. Они считают, что магмы N-MORB типа, отделившиеся от воздымающейся астеносферной мантии вдоль хребта Кула-Пацифик, мигрировали в основание аккреционной призмы и являлись источником тепла. Аккрецированный осадочный материал был метаморфизован до гранулитовой фации и частично испытал анатексис с образованием гранитных магм [Maeda, Kagami, 1996]. Образовавшиеся при этом тоналитовые магмы кристаллизуются в виде тоналитовых плутонов, имеющих как характеристики высокоглиноземистых гранитов S-типа, так и низкоглиноземистых гранитов I-типа [Osanaï et al., 2006].

Для объяснения причин кампанского гранитообразования Срединного хребта Камчатки мы можем предполагать андерплейтинг мафического материала в основании аккреционной призмы в результате плавления мантийного клина над зоной субдукции, хотя в ассоциации с гранитами мы не наблюдаем выходов магматических пород основного состава. Второй вариант по аналогии с аккреционными призмами Шиманто и Хидака и другими – погружение океанического хребта под Камчатскую окраину, образование мантийного окна, разогрев основания аккреционной призмы и выплавление гранитов – не проходит, так как геологических доказательств существования такого океанического хребта пока нет. В любом случае надо учитывать сделанные выше заключения о присутствии в составе источника выплавления метабазитовых и метаосадочных пород. В качестве метаосадочного источника можно рассматривать вещество аккреционной призмы. Мафический источник мог представлять собой фрагменты океанической коры (верхняя базальтовая часть), включенные в аккреционную призму. Это соответствует данным А.В.Рихтера [1995] о составе амфиболитовых тел колпаковской серии, образованных по высокотитанистым океаническим базальтам.

Второй раннеэоценовый этап гранитного магматизма – формирование гранитов и тоналитов, трондьемитов – совпадает по времени с коллизией Ачайваям-Валагинской энсиматической островной дуги с Камчатской окраиной Евразии. Датировки цирконов из гранитов, лейкосомы мигматитов колпаковской серии и синкинематических гранат-биотитовых тоналитов из дайки, прорывающей образования колпаковской серии (автохтон), зону надвига, сложенную метабазитами, и образования аллохтона определяют возраст как $\sim 52 \pm 2$ млн. лет [Hourigan et al., 2009]. Максимальная температура метаморфизма, охватившего глубинные уровни коллизийной структуры, достигала $660\text{--}675^\circ\text{C}$ [Ханчук, 1985; Тарарин, 2008; Hourigan et al., 2009], а температура мигматизации составляла $620\text{--}650^\circ\text{C}$ [Тарарин, 2008]. Температура начальных стадий кристаллизации гранитов и лейкосомы мигматитов колпаковской и камчатской серий, определенная на основе равновесия [Watson, Harrison, 1983], фиксирующей зависимость степени насыщения расплава цирконом от температуры и состава расплава, показывают, что мигматизация и выплавление части гранитов ($T=640\text{--}675^\circ\text{C}$) могли происходить на пике метаморфизма. Однако для гранитов определены и более высокие температуры кристаллизации до 804°C , а для тоналитов, трондьемитов они составляют $740\text{--}815^\circ\text{C}$. Очевидно, что необходим дополнительный привнос тепла, чтобы обеспечить выплавление соответствующих гранитоидных расплавов.

Существующие модели развития коллизионных систем [England, Thompson, 1984; Patino Douce et al., 1990] показывают, что образование гранитного расплава происходит за счет термальной релаксации anomalно утолщенной коры (Гималаи; пояс Севьер, Северная Америка) через 25–30 млн. лет после начала коллизии или через 10 млн. лет после окончания коллизионных деформаций. Механизм фрикционного разогрева в процессе надвиго- или сдвигообразования для формирования гранитных (лейкогранитных) расплавов при коллизии дуга–континент не может быть применен, так как данные численного моделирования этого процесса указывают на его большую длительность (60 млн. лет) [Nabelek, Liu, 1999; Nabelek et al., 2001], что не согласуется с данными для Срединного хребта Камчатки. Таким образом, перечисленные механизмы не удовлетворяют геологическим и геохронологическим данным и не подходят для объяснения петрогенезиса гранитных комплексов Срединного хребта Камчатки.

Геохронологические данные для комплексов Срединного хребта показывают, что интервал времени между началом коллизии, пиком метаморфизма, внедрением гранитов и выводом метаморфитов и гранитоидов на поверхность составляет не более 3–5 млн. лет [Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009]. Близкий интервал времени (~4,4 млн. лет) между коллизией дуги Ализитос с окраиной Северо-Американского континента и внедрением гранитоидного батолита Пенинсула Рэндж юрско-мелового возраста (Калифорния, Мексика) приведены в работах [Tate et al., 1999; Johnson et al., 1999, 2002].

Наиболее реалистичным вариантом для объяснения условий формирования раннеэоценовых гранитоидов Срединного хребта Камчатки является модель андерплейтинга базитового материала в основание коры, ее быстрый прогрев и выплавление гранитных магм. Часть базитового материала, преобразованного в амфиболитовой фации, могла быть протолитом при выплавлении тоналитов, трондьемитов. Геологическими признаками, свидетельствующими о проявлении мантийного магматизма в рассматриваемом районе в раннеэоценовое время, являются интрузивы норит-кортландитовой формации на северном и южном фланге метаморфического комплекса Срединного хребта Камчатки, описание которых приведено выше.

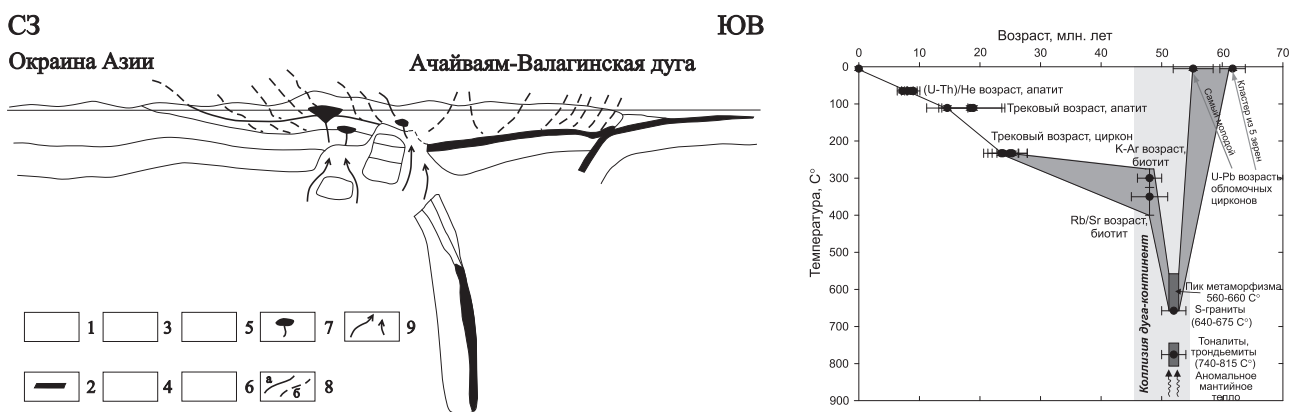


Рис. 19. Геодинамическая схема формирования гранитоидов в зоне коллизии южного сегмента Ачайваям-Валагинской островной дуги с СВ окраиной Азии (около 52 млн. лет назад) (А) и позиция раннеэоценовых гранитоидов в термотектонической эволюции комплексов Малкинского поднятия Срединного хребта Камчатки, с изменениями по (Hourigan et al., 2009) (Б)

А: 1 – литосферная мантия; 2 – океаническая кора; 3 – континентальная кора; 4 – кора энсиматической островной дуги; 5 – терригенные отложения; 6 – вулканогенные образования; 7 – гранитоиды и интрузивы норит-кортландитовой формации; 8 – разрывы (а – главные, б – второстепенные); 9 – восходящие мантийные потоки

Около 60 млн. лет назад Ачайваям-Валагинская энсиматическая дуга приблизилась к Камчатской окраине Евразии на расстояние первых сотен километров [Коваленко, 2003; Константиновская, 2003]. После 55 млн. лет назад в процессе коллизии начиналась быстрое надвигание окраинно-морских и островодужных пластин на гетерогенные образования

окраины, в результате которого последние испытывали быстрое захоронение под пакетом тектонических пластин. В пределах современного Малкинского поднятия сразу после надвигания пород Ачайваям-Валагинской дуги на терригенные толщи континентальной окраины начались интенсивные и быстрые преобразования структуры, включающие глубокое погружение, быстрый прогрев коры. Быстрый (максимум 3–5 млн. лет) прогрев привел к метаморфизму высоких температур (550-650°C) и умеренных давлений, охватившему нижнюю часть коллизионной зоны (рис. 19). Это событие произошло 52±2 млн. лет назад. Согласно датированию цирконов (U-Pb метод, SHRIMP) в это же время происходят мигматизация, частичное плавление и внедрение гранитов. Выведение метаморфитов и гранитов к поверхности произошло уже к концу раннего эоцена.

Такой быстрый прогрев был бы невозможен только в результате кондуктивного переноса тепла из нижней коры в терригенные отложения и вулканиты, погребенные под нагромождением покровов. Для этого требовался дополнительный мощный источник тепла. Быстрый прогрев коры произошел, по-видимому, в результате разрушения нижних частей литосферы и прорыва астеносферных масс (“аномальной мантии”) к основанию коры или даже к ее верхнему слою (рис. 19) [Константиновская, 2003; Шапиро и др., 2008]. В последние годы на многочисленных примерах было показано, что в коллизионных зонах такой подъем может происходить при так называемом “отрыве слэба” (“slab breakoff”) (Atherton, Ghani, 2002; Davies, von Blanckenburg, 1995). Поступление мантийного материала привело как к становлению интрузивов норит-кортландитовой формации, так и обеспечило прогрев коры и выплавление гранитоидов на разноглубинных уровнях в раннеэоценовое время. Геологическими признаками, свидетельствующими о проявлении мантийного магматизма в рассматриваемом районе в раннеэоценовое время, являются интрузивы норит-кортландитовой формации, для которых в последние годы установлен возраст в интервале 49–51 млн. лет [Степанов, Трухин, 2007; Тарарин и др., 2007].

Глава 4. Постааккреционный гранитоидный магматизм

Постааккреционные гранитоиды входят в состав вулканоплутонических ассоциаций окраинно-континентальных вулканических поясов, характеризующих окраину андийского типа. В работе они рассмотрены на примере Магаданского батолита Охотско-Чукотского вулканического пояса, Восточно- и Прибрежно-Тайгоносского поясов гранитоидов Центрально-Тайгоносского и Берегового террейнов п-ова Тайгонос, гранитоидов вулканических поясов Кускоквим и хребта Аляска Восточной-Центральной и Западной-Центральной Аляски. В сравнительном плане с постааккреционными гранитоидами в работе рассматриваются постколлизионные гранитоиды Алярмаутского поднятия Западной Чукотки, которые фиксируют время окончания коллизии структур активной окраины Северо-Азиатского континента и микроконтинента Чукотка-Арктическая Аляска. Кроме того, в этой главе представлены данные об особом типе гранитоидного магматизма трансформных границ литосферных плит или трансформных континентальных окраин, который было предложено выделять, на примере раннемеловых гранитоидных комплексов Сихотэ-Алиня [Ханчук, 2000; Ханчук и др., 1995, 2008; Геодинамика... , 2006]. Ниже изложен материал по гранитоидным комплексам Восточно- и Прибрежно-Тайгоносского поясов п-ова Тайгонос и Алярмаутского поднятия Западной Чукотки, которые являются наиболее представительными для данной группы гранитоидов.

Центрально-Тайгоносский и Береговой террейны, п-ов Тайгонос

Выше в описании главы «Доаккреционный гранитоидный магматизм» было кратко описано строение Центрально-Тайгоносского и Берегового террейнов, первый из которых включает вулканогенно-осадочные комплексы пермско-раннемезозойской Кони-Тайгоносской и позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской островных дуг, а второй рассматривается как аккреционная призма, которая образовалась перед фронтом Удско-Мургальской вулканической дуги. По структурной позиции гранитоидный магматизм п-ова Тайгонос является постааккреционным, гранитоиды прорывают складчатые и чешуйчато-

надвиговые структуры Центрально-Тайгоносского и Берегового террейнов и запечатывают становление аккреционной структуры.

По данным Г.Е.Некрасова [1976] в южной части п-ова Тайгонос выделяется два пояса гранитоидов: Восточно-Тайгоносский и Прибрежно-Тайгоносский.

Восточно-Тайгоносский пояс представлен одноименным массивом, имеющим ЮЗ–СВ линейную ориентировку, его протяженность составляет 200 км при ширине 25 км. Его юго-восточная граница осложнена Южно-Тайгоносским надвигом (см. рис. 3). Гранитоиды Восточно-Тайгоносского массива прорывают вулканогенно-осадочные островодужные комплексы позднепермско-раннемезозойского и позднеюрско-раннемелового возраста Центрально-Тайгоносского и Берегового террейнов (см. выше рис.3). В составе гранитоидов Восточно-Тайгоносского массива преобладают кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты; в подчиненном количестве: встречаются плагиограниты, кварцевые монзониты, двуслюдяные граниты, а также диориты, габбро-диориты.

Интрузивы Прибрежно-Тайгоносского пояса прорывают отложения Берегового террейна (рис. 20). Они сложены небольшими телами габбро-диоритового или габбро-диорит-тоналит-гранодиоритового состава, располагающимися вдоль юго-восточного побережья полуострова.

По данным ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования возраст гранитоидов Восточно- и Прибрежно-Тайгоносского поясов альбский и составляет 103 ± 1 , 103 ± 1 (по биотиту) и 101 ± 1 , 101 ± 1 , 104 ± 2 , 101 ± 1 млн. лет (по роговой обманке и биотиту) соответственно [Бондаренко и др., 1999].

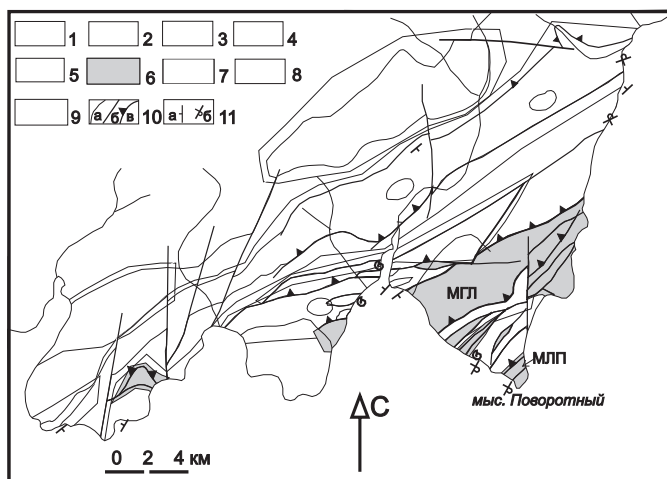


Рис. 20. Геологическая схема района мыса Поворотный (составлена Г.Е.Бондаренко с использованием материалов Г.Е.Некрасова)

1 – вулканогенно-кремнистые разрезывания (Т–К₁); 2 – полимиктовые (J₂₋₃) и вулканомиктовые (J₃–К₁) турбидиты неразделенные; 3 – вулканогенно-осадочные отложения (J_{2,3}); 4 – терригенный аккреционный меланж (тектонизированный олистостром) (J₃–К₁); 5 – грубо-терригенная толща с горизонтами вулканомиктовых турбидитов (K₁bg-h); 6 – серпентинитовый меланж; 7, 8 – гранитоиды: 7 – Восточно-Тайгоносского массива; 8 – Прибрежно-Тайгоносского пояса; 9 – габбро, диориты, тоналиты из тектонического блока;

10 – стратиграфические контакты (а), субвертикальные разломы (б), надвиги (в); 11 – элементы залегания слоистости: нормальное (а), опрокинутое (б)

Данные U-Pb SHRIMP датирования по цирконам подтвердили раннемеловой возраст гранитоидов. Для гранодиоритов Восточно-Тайгоносского массива получены значения 103 ± 2 ; 97 ± 1 и 105 ± 1 млн. лет; для тоналитов юго-западной части Прибрежно-Тайгоносского пояса – 106 ± 1 млн. лет и тоналитов северо-восточной части пояса) – 106 ± 1 млн. лет [Hourigan, 2003; Лучицкая и др., 2003].

Гранитоиды Восточно- и Прибрежно-Тайгоносского поясов содержат большое количество включений более меланократового, чем вмещающая порода состава с более мелкозернистой структурой. Эти включения имеют чаще всего округлую, эллипсоидную, реже сильно вытянутую форму. Визуально они сходны с породами эндоконтактовых фаций плутонов. Такие включения принято рассматривать как результат механического смешения магм основного и кислого состава; ряд признаков указывают также на химическое взаимодействие магм.

Гранитоиды обоих поясов имеют ряд общих петро-, геохимических черт. По соотношению глинозема и щелочей они являются низко-умеренноглиноземистыми породами

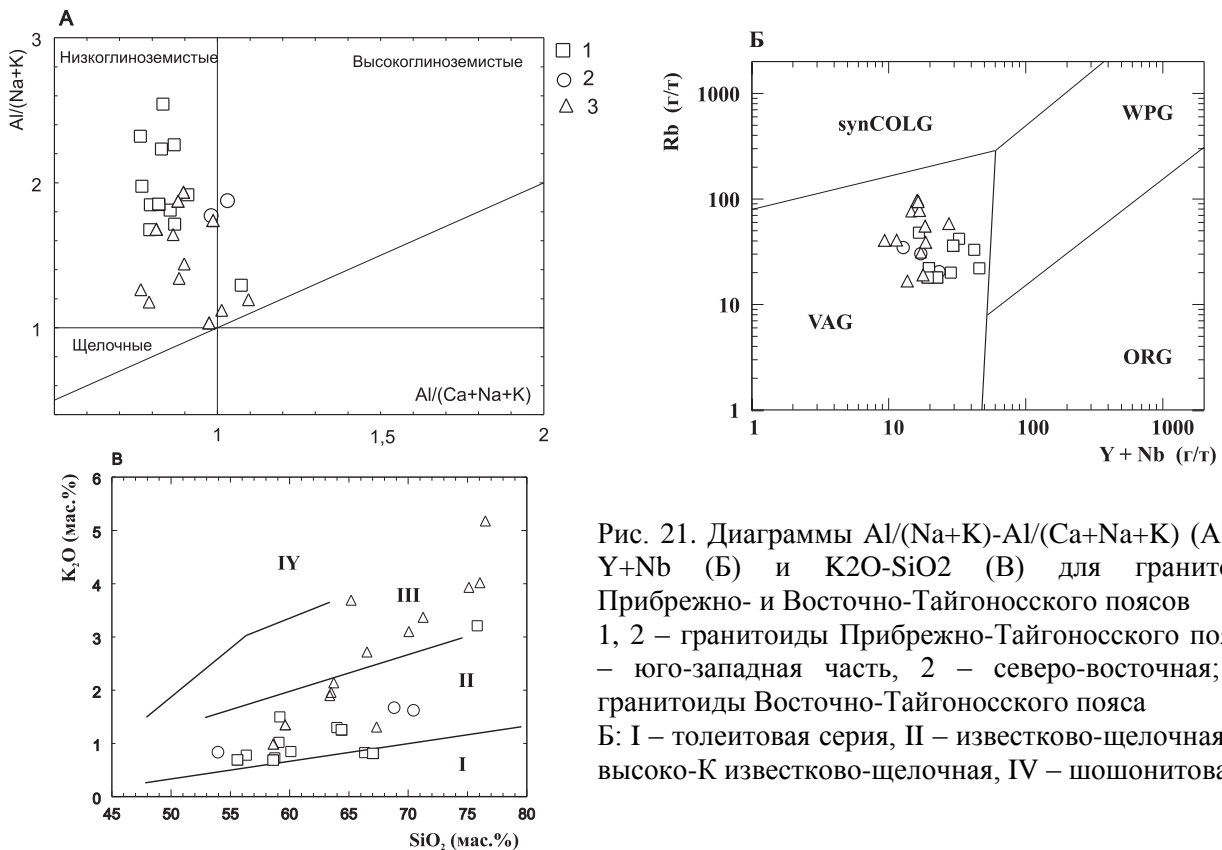


Рис. 21. Диаграммы Al/(Na+K)-Al/(Ca+Na+K) (А), Rb-Y+Nb (Б) и K₂O-SiO₂ (В) для гранитоидов Прибрежно- и Восточно-Тайгоносского поясов
 1, 2 – гранитоиды Прибрежно-Тайгоносского пояса: 1 – юго-западная часть, 2 – северо-восточная; 3 – гранитоиды Восточно-Тайгоносского пояса
 Б: I – толеитовая серия, II – известково-щелочная, III – высоко-К известково-щелочная, IV – шохонитовая

(рис. 21А). На диаграмме Rb-Y+Nb (рис. 21Б) точки составов гранитоидов располагаются в поле гранитов вулканических дуг. По соотношению K₂O и SiO₂ породы Прибрежно-Тайгоносского пояса относятся к известково-щелочной серии, Восточно-Тайгоносского – к известково-щелочной и высоко-К известково-щелочной серии (рис. 21В).

Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ гранитоидов юго-западной части Прибрежно-Тайгоносского пояса слабо фракционированы, суммарные содержания несколько увеличиваются от кварцевых диоритов к тоналитам и наблюдаются комплементарные положительная Eu-аномалия в эндоконтактовых диоритах и отрицательная в тоналитах, предполагает участие значительного количества плагиоклаза в процессе фракционной кристаллизации (рис. 22 А). Спектры гранитоидов северо-восточной части пояса более фракционированы и характеризуются отсутствием Eu-аномалии, что может свидетельствовать об отсутствии плагиоклаза в источнике (рис. 22 Б). Спектры гранитов и гранодиоритов Восточно-Тайгоносского пояса фракционированы за счет легких редких земель и имеют отрицательную Eu-аномалию (рис. 22 В). Спайдер-диаграммы гранитоидов обоих поясов характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами, обеднением высокозарядными, тантал-ниобиевым минимумом, что свойственно надсубдукционным магматитам (рис. 22 Г–Е).

Все изученные гранитоиды в целом имеют высокие положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ (+3.84–6.20) и сравнительно низкие значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ (0.70355–0.70523). В сравнении с гранитоидными плутонами Тихоокеанского региона мелового возраста гранитоиды полуострова Тайгонос имеют наиболее примитивные мантийные изотопные характеристики. Все это позволяет утверждать, что древнее (дорифейское) коровое вещество ни в источнике расплава гранитоидов, ни на глубинах становления плутонов не было представлено. Вместе с тем нельзя полностью исключать влияние палеозойской континентальной коры.

В целом, петрографический состав гранитоидов Прибрежно-Тайгоносского (габбро, диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты) и Восточно-Тайгоносского (габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, плагиограниты, кварцевые монзониты, граниты с преобладанием тоналитов и гранодиоритов) поясов; присутствие роговой обманки и биотита в кислых разностях; наличие меланократовых включений;

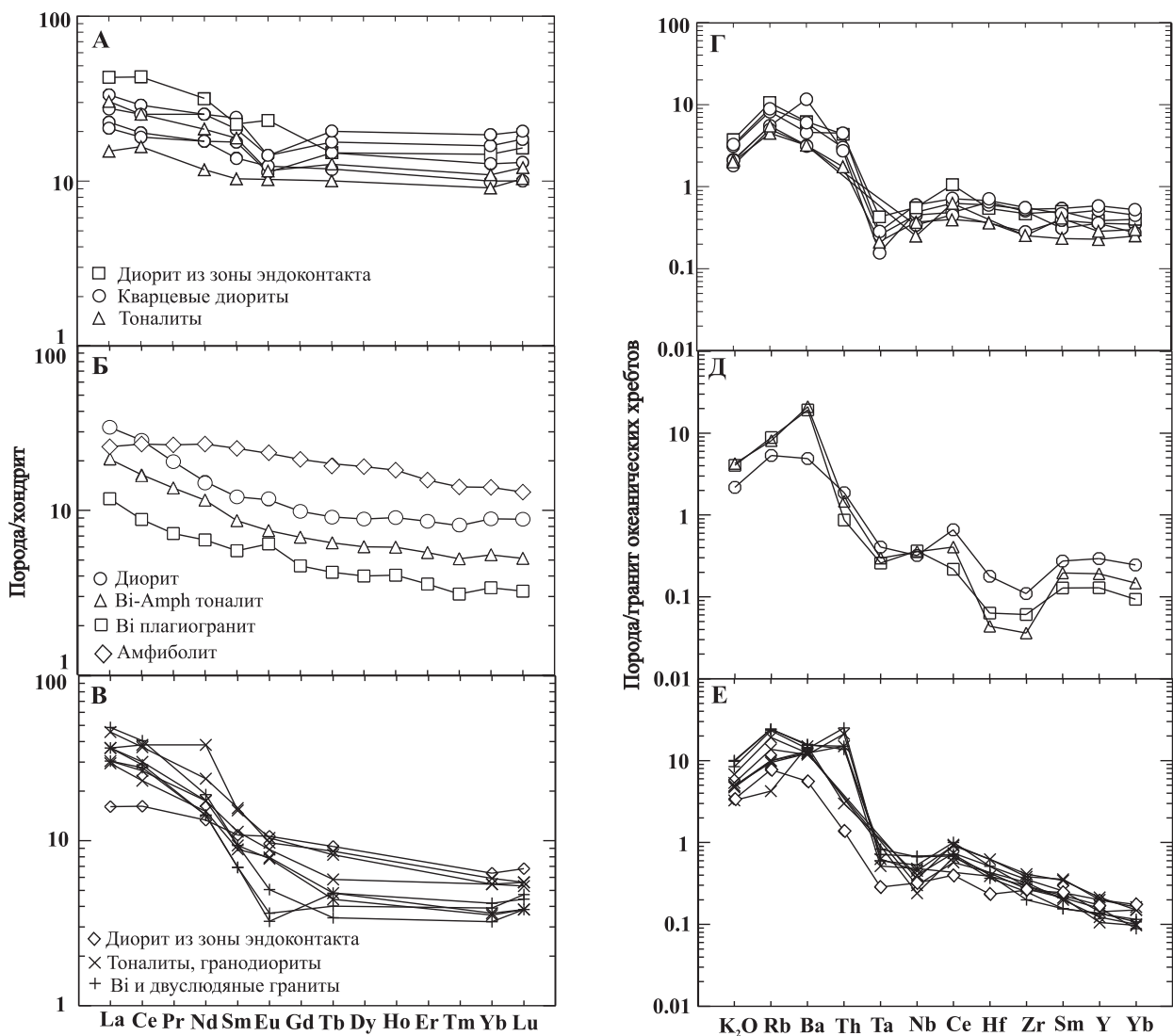


Рис. 22. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ и спайдер-диаграммы редких элементов, нормированных на гранит океанических хребтов для гранитоидов юго-западной части Прибрежно-Тайгоносского пояса (А, Г), северо-восточно части Прибрежно-Тайгоносского пояса (Б, Д) и Восточно-Тайгоносского пояса (В, Е)

умеренная глиноземистость; составы биотитов, характерные для известково-щелочных гранитов I-типа; положительные значения ϵ_{Nd} ; низкие значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ отношений позволяют сопоставлять их с гранитами Кордильерского I-типа, по [Pitcher, 1987].

Гранитоиды юго-западной части Прибрежно-Тайгоносского пояса являются производными основной магмы и образовались при ее фракционной кристаллизации. В работе [Силантьев и др., 2002] предполагается, что родоначальный расплав для гранитоидов юго-западной части Прибрежно-Тайгоносского пояса образовался при плавлении базитового субстрата, близкого к амфиболитам. Более дифференцированные разности пород были сформированы за счет фракционной кристаллизации расплава. Формирование тоналитов, плагиогранитов северо-восточной части Прибрежно-Тайгоносского пояса, вероятно, было связано с частичным плавлением метабазитового субстрата. Выплавление основного объема тоналитов и гранодиоритов Восточно-Тайгоносского пояса, по-видимому, надо связывать с частичным плавлением нижних частей аккреционно-островодужной коры под воздействием надсубдукционных мантийных магм. При этом имело место частичное механическое (mingling) перемешивание кислой и основной магм, о чем свидетельствует присутствие меланократовых мелкозернистых включений в гранитоидах обоих поясов. Наиболее кислые члены серии, такие как двуслюдяные граниты, могли образоваться при переплавлении более ранних гранитоидов или частичном плавлении метаосадочного субстрата.

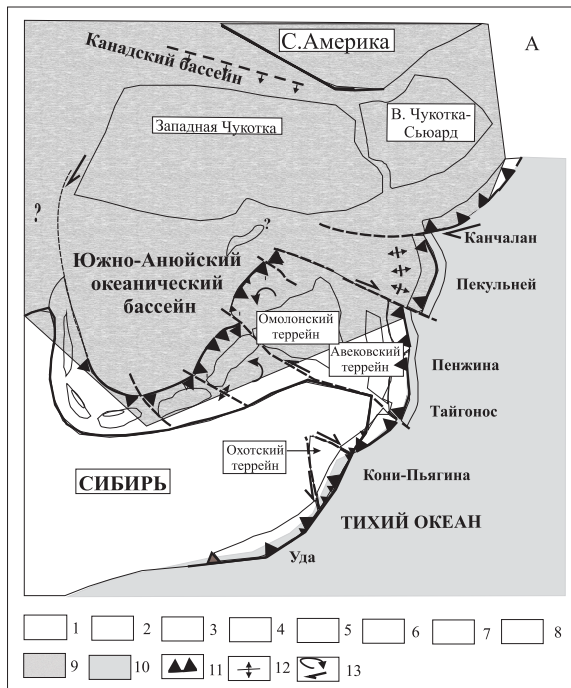


Рис. 23. Палеотектоническая реконструкция J3-K1 времени, по [Соколов и др., 1999] (А) и палинспастический профиль через Тайгоносский сегмент континентальной окраины (Б)

А: 1, 2 – Удско-Мургальская островодужная система: 1 – вулканическая дуга, 2 – аккреционная призма; 3–5 – Северо-Азиатская плита: 3 – Сибирская платформа, 4 – структуры ее обрамления, включая террейны мезозой, 5 – микроконтиненты; 6 – Чукотско-Аляский микроконтинент; 7 – Кульполнейская островная дуга; 8 – Северо-Американская плита; 9 – Арктический

океанический бассейн; 10 – Мезопаффика, 11 – зоны субдукции; 12 – зоны спрединга; 13 – сдвиги и вращения (стрелки показывают направление движений)

В целом гранитоидный магматизм обоих поясов приурочен к рубежу раннего и позднего мела, о чем свидетельствуют геологические и геохронологические ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb SHRIMP) данные. Это время характеризуется перестройкой тектонического режима региона. Завершает свое развитие Удско-Мургальская вулканическая дуга, которая существовала с позднемелового времени [Филатова, 1988; Парфенов, 1993; Соколов, 1992; Соколов и др., 1999], и начинает действовать Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП). В настоящее время не существует единой точки зрения была ли Удско-Мургальская дуга на Тайгоносском сегменте энсиматической или окраинно-континентальной [Горячев, 2005], но гранитоидный магматизм Прибрежно- и Восточно-Тайгоносского поясов, скорее всего, был связан с завершающими этапами ее развития; маловероятно, что заложение ОЧВП было связано с мощным проявлением гранитоидного магматизма. Тем не менее, ряд авторов придерживается точки зрения, что гранитоиды п-ова Тайгонос представляют собой наиболее ранние плутонические образования внутренней зоны ОЧВП [Hourigan, 2003; Hourigan, Akinin, 2004; Акинин, Тихомиров, 2006]. Отмеченное выше сопоставление гранитоидов с Кордильерским I-типом гранитов скорее свидетельствует в пользу окраинно-континентального расположения Тайгоносского сегмента Удско-Мургальской дуги (рис. 23). Данные об изотопном составе Sr и Nd гранитоидов обоих поясов показывают, что они образовались при плавлении аккреционно-островодужной коры, и в их формировании не принимал участия материал континентальной коры с дорифейским возрастом [Лучицкая, Шатагин, 2006].

Пост-коллизийный гранитоидный магматизм гранитно-метаморфических куполов, Чукотский террейн, террейн Сьюард, Аляска

Для Чукотки и Аляски фиксируется пространственная и временная взаимосвязь средне меловых гранитоидных плутонов и метаморфических ареалов, образующих в комплексе структуры, подобные метаморфическим ядрам кордильерского типа. Структуры средне меловых метаморфических куполов локализованы в тех регионах, где в раннемеловое время происходила коллизия Северо-Азиатского (Сибирского) континента и Чукотского микроконтинента (для Чукотки) или коллизия раннемеловой энсиматической дуги Коюкук и Северо-Американского континента (для Аляски). Таким образом, тектоническая (структурная) позиция средне меловых гранитоидных плутонов определяется как пост-

коллизийная. Ниже постколлизийные гранитоидные комплексы будут рассмотрены на примере Алярмаутского поднятия в сравнении с таковыми куполов Коолень Восточной Чукотки и Киглуаик п-ова Сьюард Аляски.

Основными тектоническими элементами Западной Чукотки являются Алазейско-Олойская, Южно-Ануйская и Ануйско-Чукотская складчатые системы. Они образовались в результате коллизии структур активной окраины Северо-Азиатского континента и Чукотского микроконтинента [Парфенов, 1984; Зоненшайн и др., 1990; Богданов, Тильман, 1992; Соколов, 2008]. Соответственно комплексы активной окраины локализованы в Алазейско-Олойской складчатой системе (Олойском террейне), а микроконтинента – в Ануйско-Чукотской складчатой системе (Чукотском террейне). Разделяющая их Южно-Ануйская складчатая система (Южно-Ануйский террейн) рассматривается как сутурная зона, образовавшаяся в процессе закрытия океанического бассейна [Сеславинский, 1980; Натальин, 1984; Sokolov et al., 2002]. В результате коллизии континент–микроконтинент сформировался крупный дивергентный ороген, структура которого осложнена сдвиговыми деформациями [Соколов и др., 2001; Бондаренко, 2005].

В пределах Ануйско-Чукотской складчатой системы принято выделять несколько поднятий, в которых обнажаются кристаллический фундамент и палеозойский чехол Чукотского микроконтинента, который рассматривается как часть Гипербореи [Тильман, 1973], Арктиды [Зоненшайн и др., 1990] или Чукотско-Аляскинской [Grantz et al., 1991] микроплиты. Первоначально они выделялись как горстообразные выступы, в которых вскрыты палеозойские отложения чехла докембрийского массива [Садовский, Гельман, 1970; Тильман, 1973]. Позднее появились работы [Гельман, 1995, 1996; Bering., 1997; Бондаренко, Луцицкая, 2003; Катков, 2010], в которых эти поднятия стали рассматриваться как гранитно-метаморфические купола, которые в современной терминологии принято называть комплексами метаморфических ядер.

Алярмаутское поднятие расположено на территории Западной Чукотки к северу от г. Билибино (рис. 24). Общее направление структуры дискордантно к преобладающим северо-западным простираниям тектонических элементов. В пределах Алярмаутского поднятия обнажаются палеозойские и триасовые отложения.

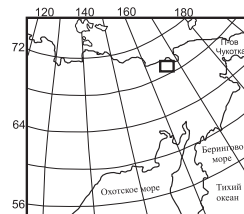
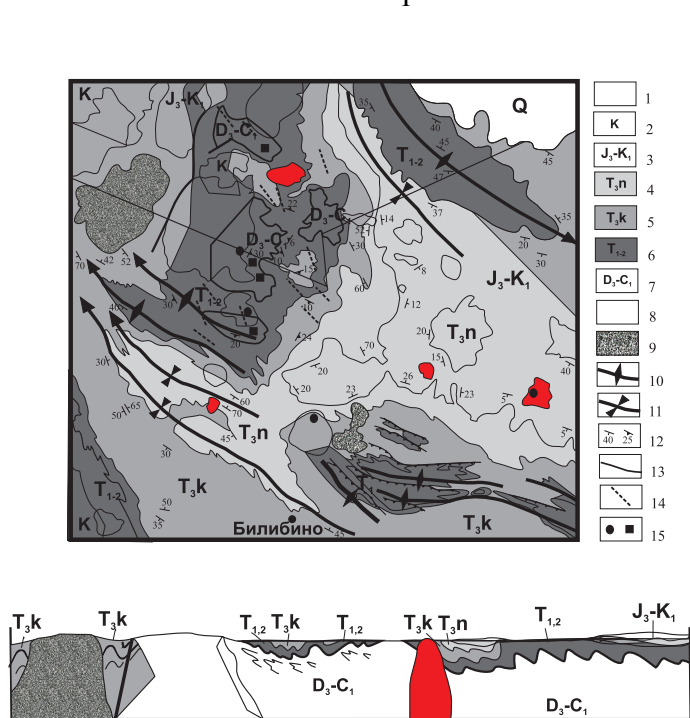


Рис. 24. Геологическая карта Алярмаутского поднятия (по [Садовский, Гельман, 1970], с изменениями) и геологический профиль по линии А-Б. На врезке показано положение района исследований

1 – четвертичные отложения; 2 – вулканогенные отложения (К); 3 – массивные песчаники J_3-K_1 ; 4 – сланцы (T_{3n}); 5 – алевриты с прослоями песчаников (T_{3k}); 6 – алевриты и песчаники (T_{1-2}); 7 – слюдяные сланцы, известняки (D_3-C_1); 8 – гранитоиды (К); 9 – диориты и габброиды (К); 10 – оси антиформ; 11 – оси синформ; 12 – элементы

залегания слоистости и сланцеватости; 13 – разрывные нарушения и надвиги; 14 – дайки основного и кислого состава (К1); 15 – места отбора геохронологических проб: а – U-Pb SHRIMP, б – $^{39}Ar-^{40}Ar$

Центральную часть поднятия занимает крупный Люпвеевский плутон, а крылья сложены метаморфизованными отложениями девона–карбона, которые перекрываются триасовыми терригенными толщами [Садовский, Гельман, 1970; Гельман, 1995].

Метаморфизм проявлен в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях и относительно природы метаморфизма существуют разные точки зрения. М.Л. Гельман [1995] считает его регионально-контактовым с последовательной сменой гранат-амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Максимальная оценка температуры и давления составляет 660°C и 5 кбар. Г.М. Сосунов (1956 г.) предполагает, что палеозойские породы Алярмаутского поднятия первоначально испытали региональный, а затем контактовый метаморфизм.

Интенсивность деформаций палеозойских пород возрастает на границе с отложениями триаса [Садовский, Гельман, 1970], где позднее были обнаружены мощные зоны бластомилонитов [Бондаренко, Лучицкая, 2003], указывающие на тектоническую природу контакта. Предшественниками отмечаются чешуи палеозойских пород в нижнем течении р. Люпвеев, что подтверждается наблюдениями и в западном обрамлении купола, где чешуи разделены горизонтами бластомилонитов [Бондаренко, Лучицкая, 2003],

Люпвеевский массив и другие представлены достаточно широким спектром пород: диоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцодиоритами, гранодиоритами, тоналитами, гранитами. Гранодиориты и граниты содержат включения с более мелкозернистой структурой и более меланократового состава, представленные кварцевыми диоритами и кварцевыми сиенитами. Раннемеловой возраст гранитоидов устанавливался по соотношению с эффузивами и К-Аг датировками в интервале 123–100 млн. лет [Гельман, 1963]. Недавно были получены данные U-Pb методом (SHRIMP-RG) по цирконам, которые составляют 116 ± 2 – 109 ± 2 [Катков и др., 2007]. По данным [Гельман, 1996] в Алярмаутском куполе также наблюдаются зоны мигматизации, облекающие плутонические тела, и среди мигматитов встречаются тела аплитов, лейкократовых микрогранит-порфиров и кордиерит-порфировых микрогранитов.

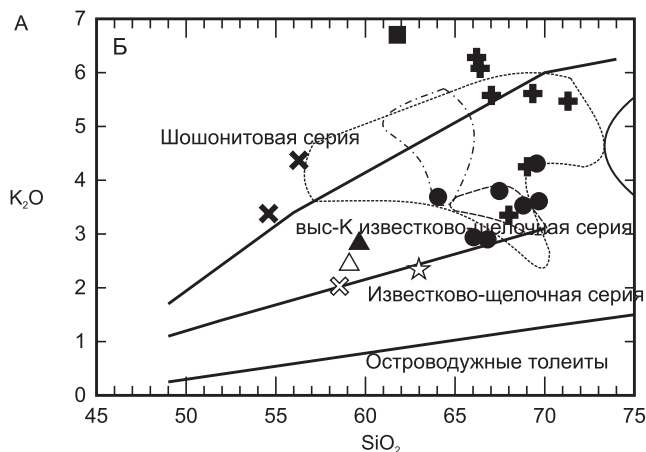
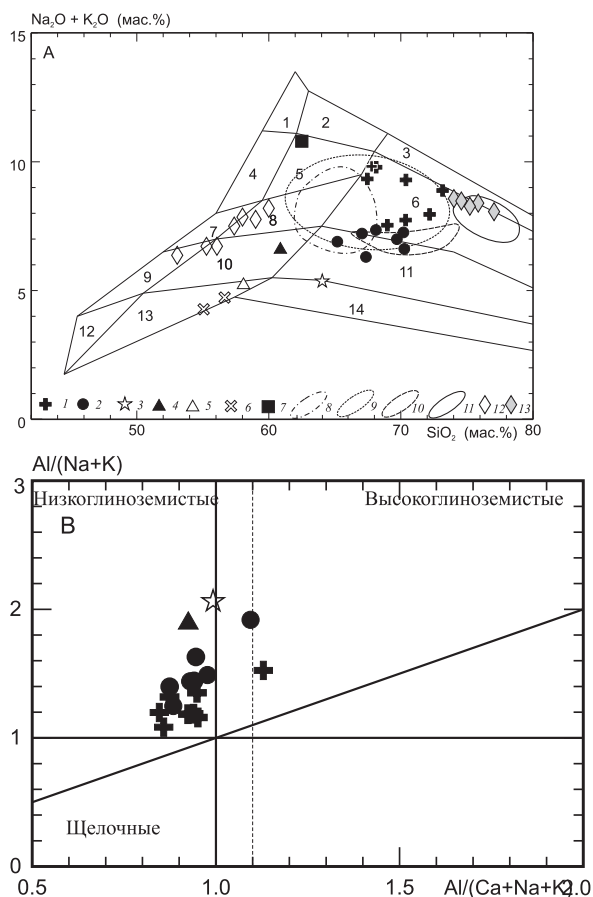


Рис. 25. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ [Middlemost, 1985] (А), $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (Б) и $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})-\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ (В) для гранитоидов Алярмаутского поднятия. 1 – граниты, 2 – гранодиориты, 3 – тоналиты, 4 – кварцевые монцодиориты, 5 – кварцевые диориты; 6, 7 – породы включений: 6 – кварцевые диориты; 8 – кварцевые сиениты; 9–11 – гранитоиды различных массивов Чаунской зоны Западной Чукотки; 12, 13 – породы плутона Киглуаик, Аляска: 12 – «мафического корня», 13 – «кислой шапки»

По соотношению $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ среди гранитоидов Алярмаутского поднятия выделяются породы нормального и субщелочного ряда (рис. 25А), по соотношению SiO_2 и K_2O они относятся к высоко-калиевой известково-щелочной и шощонитовой сериям (рис. 25Б) и являются низко-умеренноглиноземистыми породами (рис. 25В).

Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ для гранитоидов Алярмаутского поднятия хорошо сопоставляются с таковыми для близодновозрастных гранитоидов Чаунской зоны Западной Чукотки и породами «мафического корня» плутона Киглуайк одноименного купола (рис. 26А, Б, В).

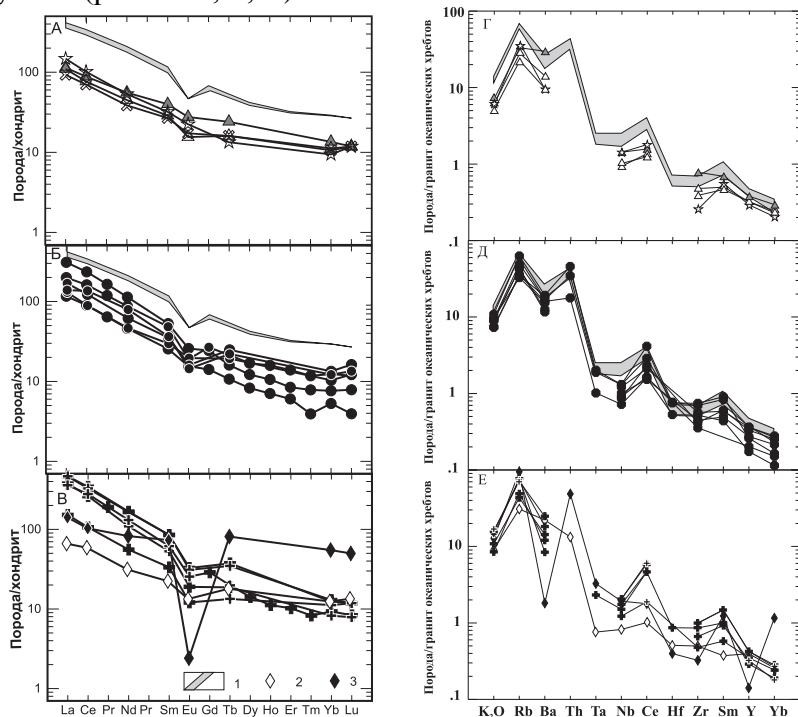


Рис. 26 Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ для кварцевых монцодиоритов, диоритов, кварцевых диоритов, тоналитов (А), гранодиоритов (Б), гранитов (В) и спайдер-диаграммы соответственно (Г, Д, Е) для гранитоидов Алярмаутского поднятия. Для сравнения нанесены спектры пород близкого состава из различных массивов Чаунской зоны Западной Чукотки и пород «мафического корня» и «кислой шапки» плутона Киглуайк, п-ов Сьюард, Аляска

Спайдер-диаграммы гранитоидов Алярмаутского поднятия имеют сходный тип распределения, для которого характерно обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных, тантал-ниобивый минимум, что свойственно магматитам надсубдукционного генезиса (рис. 26Г, Д, Е).

На диаграмме С.Д. Великославинского [2003], точки составов гранитоидов располагаются в поле коллизионных гранитов (рис. 27А); на диаграмме Rb–Y+Nb они сконцентрированы вдоль границы полей синколлизионных гранитов и гранитов вулканических дуг, но внутри поля постколлизионных гранитов [Pearce, 1996] (рис. 27Б).

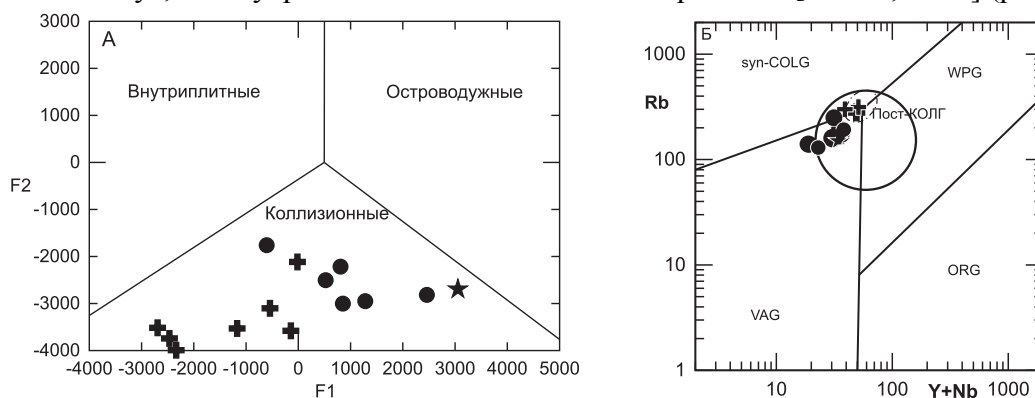


Рис. 27. Диаграммы F_1 - F_2 [Великославинский, 2003] (А) и Rb-Y+Nb [Pearce et al., 1984] (Б) для гранитоидов Алярмаутского поднятия

Составы биотитов из гранитоидов Алярмаутского поднятия преимущественно соответствуют таковым из известково-щелочных гранитов I-типа, частично – из внутриплитных гранитов А-типа [Abdel-Rahman, 1994].

Гранитоиды Алярмаутского поднятия имеют близкие отрицательные величины $\epsilon\text{Nd(T)}$ и высокие величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ отношений: -2.32 – -3.09 и $0,708563$ – $0,711779$ соответственно. По соотношению $\epsilon\text{Nd-SiO}_2$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \text{SiO}_2$ они сходны с позднемеловыми гранитоидами плутона Киглуаик одноименного купола, меловых плутонов западной части пояса Юкон-Коюкук и северо-восточной части батолита Руби Аляски.

Таким образом, перечисленные выше геохронологические и структурные данные указывают на тесную временную связь магматизма, метаморфизма и деформаций, сопровождавших формирование купольной структуры Алярмаутского поднятия. Внедрение гранитоидов происходило на стадии постколлизии растязения, сопряженного со сдвигами [Sokolov et al., 2002; Бондаренко, 2004].

Широкий петрографический спектр пород от диоритов, монцодиоритов до гранодиоритов и гранитов, наличие роговой обманки и биотита в кислых разностях и петрохимические особенности, выраженные умеренной глиноземистостью, присутствием пород нормального и субщелочного ряда, соотношением K_2O и SiO_2 , а также составы биотитов позволяют отнести гранитоиды Алярмаутского поднятия к высоко-калиевым известково-щелочным гранитам I-типа.

Происхождение магмы гранитов I-типа в коллизионных системах связывают с коровым анатексисом под воздействием горячей астеносферной мантии вследствие деляминации нижних частей литосферы или отрыва слэба в син-, постколлизии обстановках [Davies, von Blanckenburg, 1995; Altunkaynak, 2007 и др.]. В последнем случае имеют место процессы механического смешения магм разного состава (mingling), ассимиляции, фракционной кристаллизации. Подобные явления характерны для гранитоидов Алярмаутского поднятия. Следовательно, в тектоническом сценарии [Sokolov et al., 2002, Бондаренко, 2004] помимо доминирующего процесса погружения края Чукотского микроконтинента под структуры активной окраины Северо-Азиатского кратона, следует допускать отрыв слэба или деляминацию литосферной мантии, которые вызвали поступление астеносферного материала в основание коры и способствовали привнесу тепла, необходимого для выплавления магм среднего и кислого состава. Об этом может также свидетельствовать широкое проявление апт-альбского вулканизма, нередко локализованного в постколлизии структурах растязения – Нутесынская, Айнахургенская и др. впадины.

Приведенные выше величины $\epsilon\text{Nd(T)}$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ отношений в целом свидетельствуют о коровом характере исходного субстрата гранитоидов. Модельные возрасты для гранитоидов и включений указывают на возможный протерозойский возраст корового протолита

Купол Коолень Восточной Чукотки занимает площадь около 3000 км^2 и имеет ядро диаметре 100 км , сложенное высокометаморфизованными породами силлиманитовой фации, окаймленное слабометаморфизованными палеозойскими и мезозойскими осадочными породами и вулканитами мелового возраста [Bering... , 1997]. Ранее метаморфические образования картировались как этелхвылеутская серия ортогнейсов и залегающая выше с конгломератами в основании лаврентийская серия преимущественно парагнейсов, сланцев и мраморов. Мощность метаморфических пород составляет 10 – 15 км .

P-T-условия метаморфизма составляют: $T=500$ – 700°C , P от 3 до 6 – 7 кбар [Bering ... , 1997; Акинин, Калверт, 2000; Akinin, Calvert, 2002]. Все породы испытали рассланцевание, связанное с пиком метаморфизма. В целом сланцеватость падает на запад и юго-запад от центральных частей купола, где выведены наиболее глубинные образования.

Геохронологические данные по метаморфическим и магматическим породам купола Коолень приведены в работах [Жуланова, 1990; Bering ... , 1997; Natal'in et al., 1999; Котляр и др., 2001; Akinin, Calvert, 2002; Amato et al., 2003; Toro et al., 2003]. Недавно получены U-Pb SHRIMP-RG датировки обломочных цирконов из парагнейсов, которые указывают на протерозойский (1.7 – 1.1 млрд. лет) возраст протолита; цирконы из ортогнейсов имеют неопротерозойский возраст (580 – 760 млн. лет), при этом для их ядер фиксируются палеопротерозойские возрасты, а для кайм – меловые (101 млн. лет) [Akinin, 2011]. U-Pb

датировки по циркону и монациту, полученные ранее составляют 108, 104, 94 млн. лет для ортогнейсов; деформированного пегматита; недеформированного гранита соответственно [Bering ... , 1997]. Для сиенитов, гранодиоритов и гранитов восточной части купола (мыс Дежнева) получены ^{40}Ar - ^{39}Ar датировки 109 ± 9 – 100 ± 1 млн. лет [Amato et al., 2003].

Все комплексы метаморфического купола прорваны плутонами, штоками, дайками и силлами различного состава мелового возраста. В некоторых местах отмечаются зоны минглинга между гранитами и более мафическими диоритовыми породами.

Процесс формирования купола Коолень связывают с растяжением коры в Беринговоморском регионе либо за счет механизма откатывания глубоководного желоба над зоной субдукции [Bering ... , 1997], либо в результате посторогенного коллапса утолщенной коры при ослаблении нижней и средней коры за счет выплавления гранитоидов [Togo et al., 2003].

Купол Киглуаик расположен в юго-западной части п-ова Сьюард. Метаморфическое ядро купола состоит из парагнейсов и ортогнейсов группы Киглуаик и плутона Киглуаик. Оно окружено отложениями группы Ном: кварцевыми и пелитовыми сланцами, мраморами, метабазитами и редкими ортогнейсами [Amato et al., 1994; Amato, Wright, 1997]. Метаосадочные породы групп Киглуаик и Ном имеют позднепротерозойско-палеозойский возраст протолита [Till, Dumoulin, 1994]. U-Pb возраст цирконов из ортогнейсов группы Ном составляет 680 млн. лет [Amato, Wright, 1997]. Палеонтологические данные для пород группы Ном указывают на палеозойский возраст [Till et al., 1986].

Отложения групп Ном и Киглуаик подверглись сначала голубосланцевому и зеленосланцевому метаморфизму до 120 млн. лет [Till et al., 1986]; позднее между 105 и 91 млн. лет [Amato et al., 1994; Amato, Wright, 1997]) были повторно метаморфизованы в условиях верхов амфиболитовой до гранулитовой фаций, в связи с формированием купола. P–T-условия этого высокотемпературного метаморфизма составляли: T=800–850°C, P=8–10 кбар. U-Pb возраст цирконов из наиболее древних ортогнейсов составляет 555 ± 15 , из ортогнейсов мелового возраста – 110 ± 5 , 105, из пегматитов – 91 ± 1 млн. лет [Amato, Wright, 1997].

Собственно плутон Киглуаик имеет резкие и дискордантные контакты с вмещающими метаморфическими породами, содержит ксенолиты вмещающих пород. U-Pb датирование цирконов из гранитоидов плутона дало возраст 90 ± 1 млн. лет.

Авторы [Amato, Wright, 1997] выделяют в строении плутона Киглуаик «мафический корень» (mafic root) и «кислую шапку» (felsic cap). Мафический корень представлен диоритами, кварцевыми монцодиоритами, гранодиоритами и тоналитами, а кислая шапка – биотитовыми гранитами. Между гранитами и более основными породами наблюдается зона минглинга (25–50 м) с округлыми включениями гранодиорита, кварцевого монцонита и диорита меньше 1 м в диаметре в гранитном материале.

Образование купола Киглуаик в процессе растяжения связывают с механизмом откатывания глубоководного желоба над падающей на север зоной субдукции в позднемеловое время [Amato et al., 1994; Amato, Wright, 1997].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили обобщить имеющиеся к настоящему времени данные по структурной позиции, возрасту, составу и геодинамической обстановке формирования мезозойско-раннекайнозойских гранитоидных комплексов северного обрамления Тихого океана. При анализе особое внимание уделялось выявлению роли гранитоидного магматизма в процессе становления гранитно-метаморфического слоя континентальной коры на конвергентной границе Тихого океана с Азиатским и Северо-Американским континентами, а также соотношению геодинамического (аккреция, коллизия) и магматического (гранитоидный магматизм) факторов в этом процессе. В результате были выделены три крупные группы гранитоидов, участвующие в строении континентальной коры: доаккреционные, аккреционные и постаккреционные. Рассмотрение особенностей

состава гранитоидов и геодинамических обстановок их формирования имеет важное историко-геологическое значение

Доаккреционные гранитоиды входят в состав вулканоплутонических ассоциаций энсиматических островных дуг (1) или надсубдукционных офиолитов (2). К первому типу относятся гранитоиды поздне триасово-раннеюрского возраста Майницкого террейна Корякского нагорья, раннемезозойские и позднеюрско-раннемеловые гранитоиды Западно-Пекульнейского и Пекульнейского террейнов Центральной Чукотки, поздне триасово-среднеюрские, позднеюрско-раннемеловые гранитоиды террейнов Пенинсула, Врангелия, Александер (Центральная-Южная Аляска) и террейнов Коюкук, Тогиак (Западная-Центральная Аляска). Ко второму типу относятся плагиограниты офиолитовых комплексов позднепалеозойско-раннетриасового, среднеюрского, раннемелового возраста Эконайского и Куюльского террейнов Корякского нагорья, плагиограниты Берегового террейна южной части п-ова Тайгонос, плагиограниты кампанского возраста Кроноцкого террейна Восточной Камчатки.

В составе гранитоидных комплексов (1) типа преобладают диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты, в меньшей степени развиты породы основного состава и собственно граниты и гранодиориты. Породы принадлежат преимущественно известково-щелочной серии, реже являются производными бонинитовой серии; Na_2O в них преобладает над K_2O . По индексу ASI гранитоиды относятся преимущественно к низкоглиноземистому типу. Спайдер-диаграммы гранитоидов этого типа характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных и Ta-Nb минимумом. В ряде случаев данные по изотопии стронция указывают на первично мантийный характер источника гранитоидных магм. Доаккреционные гранитоиды энсиматических островных дуг могут представлять крайние по кремнекислотности продукты дифференциации толеит-базальтовых расплавов или ликваты субщелочных островодужных магм (Пекульнейский и Западно-Пекульнейский террейны Центральной Чукотки), или продукты частичного плавления пород среднего состава, в свою очередь образовавшиеся в результате внутрикоровой дифференциации и захороненные на нижнекорových глубинах в процессе роста островодужной постройки (дуга Талкитна, террейн Пенинсула Центральной-Южной Аляски) [Kelemen et al., 2003].

Плагиограниты надсубдукционных офиолитов (2 тип) являются низкокалиевыми и низкоглиноземистыми породами, по соотношению K_2O и SiO_2 относятся к толеитовой серии. Геохимические характеристики плагиогранитов указывают на их формирование в надсубдукционной обстановке, однако содержания Cr, Ni, Co, Rb, Zr в них соответствуют среднему содержанию этих элементов в современных аналогах, драгированных в срединно-океанических хребтах. Происхождение гранитоидов этого типа связывают в основном с процессом дифференциации базитовой магмы (Эконайский, Куюльский террейны Корякского нагорья, Береговой террейн п-ова Тайгонос, Кроноцкий террейн Восточной Камчатки), реже они рассматриваются как продукты частичного плавления metabазитов в зоне субдукции (офиолиты Тамватнейских гор, Майницкий террейн Корякского нагорья).

Таким образом, доаккреционные гранитоиды фиксируют формирование верхнекорového слоя средне-кислого состава, который можно рассматривать как начало становления гранитно-метаморфического слоя будущей континентальной коры.

Аккреционные гранитоиды прорывают мезо-кайнозойские аккреционные призмы и фиксируют крупные фазы вхождения террейнов в структуру континентальной окраины. В последнем случае аккреционные гранитоиды могут рассматриваться как «сшивающие интрузии». Аккреционный гранитоидный магматизм имеет черты сходства с адакитовым магматизмом в отношении структурной позиции, состава продуктов магматизма и моделей происхождения.

Для большинства примеров аккреционного магматизма характерно то, что он может проявляться одновременно с известково-щелочным островодужным или окраинно-континентальным магматизмом, при этом зона его активности параллельна осевой зоне

собственно островодужного магматизма и удалена от нее на различные расстояния в сторону океана (Аляска, Пекульней, Северо-Восточная Япония). Адакитовый магматизм занимает различную структурную позицию по отношению к известково-щелочному магматизму осевой части дуги: преддуговую, задуговую (Центральное Чили и Эквадор), собственно в пределах вулканической дуги (Камчатка, Северо-Восточная Япония, горы Китаками).

Аккреционные магматиты имеют более разнообразные геохимические характеристики, что, вероятно, связано с разным составом комплексов, входящих в состав аккреционных призм и подвергающихся частичному плавлению. Для некоторых районов проявления аккреционного магматизма (палеоценовые, эоценовые гранитоиды Аляски, миоценовые гранитоиды Японии, гранитоиды Срединного хребта Камчатки) по изотопии Sr, Nd, Pb, O устанавливается двухкомпонентность источника аккреционных гранитоидов, один из которых представляет собой осадочное вещество аккреционной призмы, а другой – базальты N-MORB типа, поступающие в основание призмы в результате субдукции океанического хребта, или высокомагнезиальные андезиты, сформированные над зоной субдукции. Адакитовый магматизм имеет ярко выраженные геохимические черты, накладывающие четкие ограничения на свойства источника плавления.

Проявления аккреционного и адакитового магматизма на конвергентной окраине Тихого океана связаны (или обусловлены) либо с аномальными свойствами погружающейся в зоне субдукции океанической плиты (молодая, горячая плита, подход к зоне субдукции и частичное погружение океанических плато), либо с нестандартными характеристиками самой зоны субдукции (пологая субдукция), либо с определенными этапами погружения плиты (начальный момент субдукции). В работе [Щипанский, 2008] подобные условия относятся к режиму нестационарной субдукции, одним из индикаторов которой может являться адакитовый магматизм. В ряде случаев одни и те же механизмы привлекаются для объяснения генезиса как аккреционных магматитов, так и адакитов, например погружение спредингового хребта в зону субдукции и образование мантийного окна (палеоценовый, эоценовый аккреционный магматизм Аляски, миоценовый аккреционный магматизм юго-западной Японии и миоценовые адакиты юго-востока Коста-Рика, Центральная Америка, плиоценовые тоналиты, гранодиориты и четвертичные низко-Si дациты с адакитовыми характеристиками, Чили; адакиты Алеутской дуги).

В целом, аккреционный гранитоидный магматизм приводит к формированию ювенильной континентальной коры в преддуговой обстановке.

Аккреционные и коллизионные гранитоиды Срединного хребта Камчатки кампанского и раннеэоценового возраста соответственно являются комплексами-показателями становления новообразованной континентальной коры Камчатки. Большая часть ее гранитно-метаморфического слоя сформировалась в конце позднего мела – палеогена и продолжает формироваться в настоящее время. Становление континентальной коры Камчатки в значительной степени было связано с процессом аккреции разновозрастных гетерогенных террейнов [Зоненшайн и др., 1990; Watson, Fujita, 1985; Чехович, 1993; Парфенов и др. 1993; Аккреционная ... , 1993; Соколов, 1992; Зинкевич и др., 1994; Шапиро, 1995; Константиновская, 2003; Геодинамика ... , 2006].

Кампанский этап гранитного магматизма Срединного хребта связан с аккреционной обстановкой на Камчатской окраине Евразии. Причины его проявления пока остаются неясными. Можно предполагать, что гранитная магма образовалась при частичном плавлении аккреционной призмы. Геохимические данные о составе гранитов показывают, что они могли образоваться при частичном плавлении различных источников, которыми могли быть как осадочное вещество аккреционной призмы, так и включенные в нее фрагменты океанической коры (верхняя базальтовая часть).

Коллизия Ачайвям-Валагинской энсиматической островной дуги с Камчатской окраиной Евразии, начавшаяся 55–53 млн. лет назад, предшествовала раннеэоценовому магматизму. В процессе коллизии комплексы дуги были надвинуты на образования континентальной окраины, что вызвало их быстрое погружение, прогрев коры,

мигматизацию и выплавление гранитов, тоналитов и трондьемитов 52 ± 2 млн. лет назад при температурах от 645 до 815°C. Для настолько быстрого прогрева (максимум 3–5 млн. лет) необходим дополнительный источник тепла, которым, по-видимому, являлась мантия, воздействовавшая на основание коры в результате отрыва слэба. Поступление мантийного материала привело к становлению разновозрастных гранитоидов интрузивов норит-кортландитовой формации, несущих сульфидную медно-никелевую минерализацию.

Петрографический состав и петрохимические характеристики большей части раннеэоценовых гранитов Срединного хребта, а также составы биотитов указывают на их сходство с гранитами S-типа. Характер распределения РЗЭ, данные по содержаниям Sr, Y позволяют предполагать, что при формировании гранитов и тоналитов, трондьемитов в процесс плавления вовлекаются два типа источника: метаосадочный и метабазитовый. Вариации отношений Rb/Ba и Rb/Sr в гранитах показывают, что их протолитом могли служить метаосадочные породы, как обедненные, так и обогащенные пелитовым компонентом. Наличие помимо основного объема гранитов, сходных с гранитами S-типа, ТТГ, вероятно, имеющих мафический характер протолита, позволяют в целом сопоставлять раннеэоценовые гранитоиды с Кордильерским типом S-гранитов [Patino Douce, 1999].

Постаккреционные гранитоиды входят в состав окраинно-континентальных вулканических поясов как часть вулканоплутонических ассоциаций в виде гипабиссальных и субвулканических тел, а также образуют многофазные габбро-гранитные плутоны или пояса батолитов.

Наиболее крупной тектонической структурой такого типа на Северо-Востоке России является Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП), представляющий собой альб-кампанскую окраину Азии андийского типа. Заложение пояса связано с субдукцией Тихоокеанской плиты под окраину Азии в альбское (позднеальбское) время. Фундамент ОЧВП является гетерогенным и представлен коллажем аккрецированных островодужных террейнов и микроконтинентов (Чукотский, Омолонский и Охотский массивы).

Состав гранитоидных формаций ОЧВП меняется как по латерали от внутренней (фронтальной) к внешней (тыловой) зоне, так и от раннемелового к позднемеловому этапу развития пояса. Так, для фронтальной зоны пояса характерна диорит-гранодиоритовая формация альб-туронского возраста, а для тыловой – гранит-монцодиоритовая формация того же возраста [Филатова, 1988]. Что касается эволюции составов гранитоидных комплексов во времени, то она отмечается различными авторами, но состав и возрастной объем формаций несколько различаются. И.Н.Котляр и Т.Б.Русакова [2004] отмечают смену ранне-среднеальбского дукчинского габбродиорит-гранодиорит-гранитного комплекса на позднеальбский-сеноманский неорчанский габбро-диорит-умеренно щелочно-гранитный комплекс. Н.А.Горячев [1998] выделяет ранне-позднемеловую тоналит-гранодиоритовую ассоциацию, которая сменяется двумя ассоциациями позднемелового возраста: гранит-лейкогранитовой (S-типа) и щелочно-гранитной (A-типа). Наконец, в работе [Геодинамика ... , 2006] отмечена смена умеренно-кислых гранитоидов сеноман-сенонского цикла, габброидами, монцодиоритами, трахиандезитами, латитами раннего сенона и аляскистыми гранит-порфирами и лейкократовыми гранитами позднего сенона.

От фронтальной к тыловой зоне пояса в интрузивных породах одинаковой основности возрастает общая щелочность и калиевоность, тогда как магнизиальность и известковистость уменьшается [Филатова, 1988]. От раннего к позднему этапу развития ОЧВП гранитоиды становятся более лейкократовыми, возрастает общая щелочность и калиевоность. Для вулканических формаций обнаруживается связь химического состава вулканитов (а именно содержания литофильных элементов) со степенью зрелости и мощности коры, что отражается в поперечной зональности ОЧВП [Белый, 1977; Филатова, 1988].

Геохимические данные для наиболее изученного многофазного Магаданского габбро-гранитного плутона фронтальной зоны ОЧВП подтверждают надсубдукционную природу слагающих его магматических комплексов и сходство с гранитоидными батолитами I-типа андийской окраины. Комплекс геохимических, изотопных и петрологических данных

указывает на сложное взаимодействие коровых анатектических и мантийных расплавов в процессе формирования Магаданского батолита и единство источника коровых пород всех габбро-гранитных серий. Эти данные также свидетельствуют, что протолитом гранитоидов являлась аккреционно-островодужная континентальная кора, которая сформировалась на окраине Азиатского континента за счет переработки в зоне субдукции океанической коры [Андреева и др., 1999].

Постаккреционный гранитоидный магматизм п-ова Тайгонос проявлялся в окраинно-континентальных условиях в позднеальбское время. По-видимому, он был связан с завершающими этапами развития позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской островной дуги, Тайгоносский сегмент которой располагался на окраине Азиатского континента.

Особенности состава гранитоидов Восточно- и Прибрежно-Тайгоносского поясов п-ова Тайгонос позволяют сопоставлять их с гранитами Кордильерского I-типа.

Выплавление основного объема тоналитов и гранодиоритов Восточно-Тайгоносского пояса, по-видимому, было связано с частичным плавлением нижних частей аккреционно-островодужной коры под воздействием надсубдукционных мантийных магм. Это подтверждают Sr-Nd изотопные данные, которые показывают, что в источнике гранитоидов Восточно- и Прибрежно-Тайгоносского поясов отсутствовал материал континентальной коры с дорифейским возрастом. Наиболее кислые члены серии, такие как двуслюдяные граниты, могли образоваться при переплавлении более ранних гранитоидов или частичном плавлении метаосадочного субстрата.

Постаккреционные гранитоиды Аляски позднемелового-раннетретичного возраста представлены батолитами или гипабиссальными телами, входящими в состав вулканоплутонических поясов, характеризующих андийскую окраину Северо-Американского континента в позднемеловое-раннетретичное время. Они входят в состав двух крупных вулканоплутонических поясов: Кускоквим и хребта Аляска. Они являются перекрывающимися образованиями для окраины кратона и аккретированных в различное время террейнов.

Рассматриваемые в этой же группе гранитоидные комплексы, связанные с постколлизийным растяжением гранитно-метаморфических куполов Чукотки и Аляски (п-ов Сьюард) формировались в раннемеловое (Алярмаутское поднятие) и позднемеловое (купола Коолень и Киглуаик) время. В результате коллизии, предшествующей становлению купольной структуры и гранитоидному магматизму, в данных регионах образовалась кора мощностью 45, 59, 60 км для Алярмаутского поднятия, куполов Коолень и Киглуаик соответственно. Становление гранитоидов Алярмаутского купола могло быть связано с локальными зонами растяжения, связанными со сдвиговыми деформациями, которые характерны для заключительного этапа коллизии. В тектоническом сценарии формирования купольной структуры Алярмаутского поднятия и гранитообразования на фоне основного процесса погружения края Чукотского микроконтинента под структуры активной окраины Северо-Азиатского кратона [Sokolov et al., 2009], возможно, происходили отрыв слэба или деляминация литосферной мантии, которые вызывали поступление астеносферного материала в основание коры и способствовали привнесу тепла, необходимого для выплавления гранитоидов.

Формирование купола Коолень связывают с растяжением коры в Берингоморском регионе либо за счет механизма откатывания глубоководного желоба над зоной субдукции [Bering ... , 1997], либо в результате посторогенного коллапса утолщенной коры при ослаблении нижней и средней коры за счет выплавления гранитоидов [Toro et al., 2003]. Растяжение и образование купола Киглуаик также связывают с механизмом откатывания глубоководного желоба над падающей на север зоной субдукции в позднемеловое время [Amato et al., 1994; Amato, Wright, 1997].

В целом, постаккреционные гранитоиды фиксируют определенный (более «зрелый») этап становления континентальной коры, зарождение которой происходило на стадии

существования энсиматических островных дуг или за счет аккреционного магматизма в преддуговых областях.

Особый класс гранитоидов, которые можно отнести к группе постаккреционных составляют *гранитоиды трансформных континентальных окраин* (термин предложен А.И.Ханчуком [1999, 2000]) и *крупномасштабных сдвиговых зон*, рассмотренный на примерах раннемеловых гранитоидов Сихотэ-Алиня и позднемеловых гранитоидов Берегового плутонического пояса Канадских Кордильер (Британская Колумбия) имеет ряд сходных черт. Это выражается в значительном влиянии сдвиговой тектоники на характер взаимодействия магм мантийного и корового генезиса при образовании гранитоидных комплексов.

В обстановке трансформной окраины, характеризующейся крупномасштабными сдвиговыми перемещениями, наблюдается сочетание разных типов гранитоидного магматизма. На ранне-среднемеловой трансформной континентальной окраине Сихотэ-Алиня создается утолщенная кора (более 30 км) за счет косоугольного сжатия всех перемещенных вдоль нее тектоно-стратиграфических единиц, включая фрагменты краевых частей континентальной коры [Ханчук, 1999, 2000; Голозубов, 2004]. В основании этой коры могли создаваться достаточные условия давлений и температур, благоприятные для выплавления гранитной магмы, формирующей раннемеловые гранитоиды, сходные с гранитами S-типа (хунгарийский комплекс). Вместе с тем сдвиги могли проникать до границы Мохо, что вызывало поступление мантийного материала в основание коры и приводило к формированию гранитоидов смешанного корово-мантийного генезиса. В Сихотэ-Алине к такому типу гранитоидов можно отнести гранитоиды татибинского комплекса со смешанными характеристиками гранитов I- и S-типов. Другой механизм поступления мантийного материала включает погружение океанического хребта и образование мантийного окна [Ханчук, 1999].

В течение мезозоя и кайнозоя на активной окраине северного обрамления Тихого океана имела место латеральная и вертикальная аккреция континентальной коры. К континентальной окраине Азиатского и Северо-Американского континентов в разное время причленялись комплексы энсиматических островных дуг и бассейнов с океанической корой, наращивание континентальной коры происходило как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Доаккреционный гранитоидный магматизм, обеспечивающий формирование верхнекорового слоя средне-кислого состава энсиматических островных дуг, фиксирует начало становления гранитно-метаморфического слоя будущей континентальной коры. Аккреционный гранитоидный магматизм приводит к формированию ювенильной континентальной коры в преддуговой обстановке и способствует дальнейшему наращиванию гранитно-метаморфического слоя. Постаккреционный гранитоидный магматизм окраинно-континентальных поясов связан с переплавлением гетерогенной аккреционно-островодужной коры.

Основные публикации по теме диссертации

1. *Лучицкая М.В.* Тоналит-трондьемитовые комплексы Корякско-Камчатского региона (геология, геодинамика). М.:ГЕОС, 2001. 123 с. (Труды ГИН РАН: Вып.552).
2. *Лучицкая М.В.* Гранитоидный магматизм в аккреционных структурах активных континентальных окраин Тихого океана // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. М.:ГЕОС, 2002. С.124–147.
3. *Лучицкая М.В.*, Рихтер А.В. Тектоническая расслоенность метаморфических образований Ганальского блока (Камчатка) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 76–85.
4. *Лучицкая М.В.* Плагиограниты Куюльского офиолитового массива, Камчатка // Петрология. 1994. Т. 2. № 2. С. 184–196.
5. *Luchitskaya M. V.* Plagiogranites of the Kuyul ophiolite massif, NE Russia // Ofioliti. 1996. V. 21. № 2. P. 131–138.

6. Колодяжный С.Ю., В.П.Зинкевич, **Лучицкая М.В.**, Бондаренко Г.Е. Признаки вязкопластичного течения в мезозойских барабских конгломератах Срединно-Камчатского массива // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т.71. Вып. 6. С.15–30.
7. **Лучицкая М.В.** Плагиограниты Куюльского офиолитового массива как комплекс-показатель трансформации океанической коры в субконтинентальную // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 3. С. 370–372.
8. **Лучицкая М.В.** Тоналит-трондьемитовый магматизм различных геодинамических обстановок // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 2. С. 3–22.
9. Соколов С.Д., Пейве А.А., Крылов К.А., Григорьев В.Н., Батанова В.Г., Голозубов В.В., **Лучицкая М.В.**, Алексютин М.В. Элементы вещественной и структурной упорядоченности в серпентинитовом меланже. // Геотектоника. 1996. № 1. С. 41–62.
10. Крылов К.А., **Лучицкая М.В.** Кислый магматизм в аккреционных структурах Корякии, Камчатки и Аляски // Геотектоника. 1999. № 5. С.35–51.
11. **Лучицкая М.В.** Геодинамическая позиция плагиогранитных комплексов южной части п-ова Тайгонос // Докл. РАН. 2000. Т. 373. № 3. С. 369–373.
12. **Лучицкая М.В.** Геохимическая характеристика гранитоидов Восточно-Тайгоносского и Прибрежно-Тайгоносского поясов в южной части п-ова Тайгонос: сходство и отличие с I- и M-типами гранитов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76. Вып. 3. С. 52–62.
13. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., **Лучицкая М.В.** Тектоника зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2001. Т. 76. Вып.6. С.24–37.
14. Силантьев С.А., **Лучицкая М.В.**, Соколов С.Д., Кононкова Н.Н. Петрология и геохимия ассоциации ксенолитов в габбро-диорит-тоналитовом комплексе Прибрежно-Тайгоносского пояса, южная часть п-ова Тайгонос, мыс Поворотный (Северо-Восток России) // Геохимия. 2002. №12 С. 1288–1305.
15. **Лучицкая М.В.** Соотношение гранитоидного аккреционного и адакитового магматизма на Тихоокеанской активной окраине // Докл. РАН. 2002. Т. 385. № 2. С. 226–230.
16. **Лучицкая М.В.**, Hourigan J., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. Новые данные SHRIMP U–Pb-исследований цирконов из гранитоидов Прибрежно- и Восточно-Тайгоносского поясов, южная часть п-ова Тайгонос // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 6. С. 763–769.
17. Бондаренко Г.Е., **Лучицкая М.В.** Мезозойская тектоническая эволюция Алярмаутского поднятия // Бюлл. МОИП. 2003. Отд. Геол. Т. 78. Вып. 3. С. 25–38.
18. Sokolov S.D., **Luchitskaya M.V.**, Silantyev S.A., Morozov O.L., Ganelin A.V., Bazylev B.A., Osipenko A.V., Palandzhyan S.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. Ophiolites in accretionary complexes along the Early Cretaceous margin of NE Asia: age, composition, and geodynamic diversity // Ophiolites in Earth History (Dilek Y., Robinson P.T. - Eds.) Geological Society.London. Special Publications. 2003. V. 218. P. 619–664.
19. Цуканов Н.В., **Лучицкая М.В.**, Сколотнев С.Г., Крамер В., Сейферт В. Новые данные о строении и составе габброидов и плагиогранитов из позднемелового офиолитового комплекса полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 2. С. 243–246.
20. **Лучицкая М.В.**, Морозов О.Л., Паланджян С.А. Два источника плагиогранитного магматизма мезозойской островодужной системы Центральной Чукотки // Геохимия. 2005. № 7. С. 733–749.
21. **Luchitskaya M.V.**, Morozov O.L., Palandzhyan S.A. Plagiogranite magmatism in the Mesozoic island-arc structure of the Pekulney Ridge, Chukotka Peninsula, NE Russia // Lithos. 2005. V. 79. P. 251–269.
22. **Лучицкая М.В.**, Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные SHRIMP U–Pb-исследований цирконов из плагиогранитов офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. РАН. 2006. Т. 408. № 4. С. 500–502.

23. *Л лучицкая М.В., Шатагин К.Н.* Первые Sr–Nd изотопные данные по гранитоидам Восточно- и Прибрежно-Тайгоносского поясов (южная часть п-ова Тайгонос, Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 5. С. 647–650.
24. *Тихомиров П.Л., Л лучицкая М.В.* Меловые гранитоиды Северо-Востока Азии. Статья 1. Геология, петрография и геохимия // Вестник МГУ. 2006. № 5. С. 13–20.
25. *Тихомиров П.Л., Л лучицкая М.В.* Меловые гранитоиды Северо-Востока Азии. Статья 2. Состав минералов и условия кристаллизации // Вестник МГУ. 2006. № 6. С. 9–15.
26. *Sokolov, S.D., Bondarenko, G.Ye., Khudoley, A.K., Morozov, O.L., Luchitskaya, M.V., Tchkova, M.I., Layer P.W.* Tectonic reconstruction of Uda-Murgal arc and the Late Jurassic and Early Cretaceous convergent margin of Northeast Asia - Northwest Pacific // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. V. 4. P. 273–288.
27. *Tsukanov N.V., Kramer W., Skolotnev S.G., Luchitskaya M.V., Seifert W.* Ophiolites of the Eastern Peninsulas zone (Eastern Kamchatka): age, composition and geodynamic diversity // Island Arc. 2007. V. 16. P.431–456.
28. *Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Л лучицкая М.В., Беляцкий Б.В.* Новые данные по Nd-, Pb-изотопным характеристикам офиолитовых комплексов Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка) // Докл. РАН. 2008. Т. 421. № 5. С.662–665.
29. *Tikhomirov P.L., Luchitskaya M.V., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* Comparison of Cretaceous granitoids of the Chaun tectonic zone to those of the Taigonos Peninsula, NE Asia: rock chemistry, composition of rock forming minerals, and conditions of formation // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. V. 4. P. 289–311.
30. *Лучицкая М.В., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.* Два этапа формирования гранитоидов Срединного хребта Камчатки: их тектоническая и геодинамическая позиция // Геотектоника. 2008. № 4. С. 49–69.
31. *Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Катков С.М.* Состав и геодинамическая обстановка гранитоидного магматизма Алярмаутского поднятия (Западная Чукотка) // Геохимия. 2010. № 9. С. 946–972.
32. *Лучицкая М.В., Соловьев А.В.* Кампанский этап гранитообразования на юге Срединного хребта Камчатки: новые U–Pb SHRIMP данные // Докл. РАН. 2010. Т.430. № 3. С. 352–358.
33. *П.Л.Тихомиров, М.В.Лучицкая, А.Л.Шац* Возраст гранитоидных плутонов Северной Чукотки: состояние проблемы и новые SHRIMP U–Pb датировки цирконов // Докл. РАН. 2011. Т.440. № 4. С. 507–510.
34. *Ломиге М.Г., Лучицкая М.В.* Субдукция спрединговых хребтов как фактор развития континентальных окраин // Геотектоника. № 1. С.53–76.
35. *Лучицкая М.В., Соловьев А.В.* Раннеэоценовый магматизм Срединного хребта Камчатки: состав и геодинамические аспекты // Петрология. 2012. Т. 20. № 2. С.1–42.