

На правах рукописи

ЕФРЕМОВ Сергей Васильевич

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЧУКОТКИ. ГЕОХИМИЯ, ИСТОЧНИКИ  
ВЕЩЕСТВА, МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ

Специальность 25.00.09 – геохимия, геохимические методы поисков полезных  
ископаемых

АВТОРЕФЕРАТ

Диссертации на соискание ученой степени доктора  
геолого-минералогических наук

Иркутск – 2012

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геохимии им. А.П.Виноградова Сибирского отделения РАН (ИГХ СО РАН)

**Официальные оппоненты:** Доктор геолого-минералогических наук, профессор, СПбГУ  
Баданина Людмила Федоровна  
Доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ИГХ СО РАН, заведующий лабораторией  
Загорский Виктор Егорович  
Доктор геолого-минералогических наук, профессор, ИГАБМ РАН, главный научный сотрудник  
Трунилина Вера Аркадьевна

**Ведущая организация:** Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры Сибирского отделения РАН (ИЗК СО РАН)

Защита состоится 28 ноября 2012г в 10 часов на заседании диссертационного совета Д003.059.01 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геохимии им. А.П.Виноградова Сибирского отделения РАН (ИГХ СО РАН) по адресу: 664033, г.Иркутск, ул.Фаворского, 1-А; факс: (3952) 42-70-50, e-mail: [korol@igc.irk.ru](mailto:korol@igc.irk.ru)

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГХ СО РАН

Автореферат разослан 10 октября 2012г.

Ученый секретарь  
диссертационного совета  
кандидат геолого-минералогических наук

Г.П.Королева

## Введение

**Актуальность работы.** Научный интерес к редкометалльному гранитоидному магматизму возник во второй половине 20 века и был обусловлен генетическим контролем гранитоидами промышленной редкометалльной минерализации. В этот период времени было выполнено изучение минерального состава редкометалльных гранитоидов [Беус, 1962; Руб, 1970; Коваленко, 1977], определены их геохимическая и изотопная характеристики [Коваленко, 1977; Таусон, 1977; Silicic..., 1989], выполнена геохимическая типизация [Таусон, 1977; Коваленко, 1977], определена геодинамическая позиция [Förster, 1999; Barbarin, 1999 и многие другие], выяснены многие генетические особенности, построены генетические модели [Беус, 1962; Schuiling, 1967; Коваленко, 1977; Трошин, 1978].

Однако несмотря на длительный период изучения, по сей день остается актуальной главная проблема генезиса редкометалльных гранитоидов – идентификация источника редких элементов. Существующие генетические модели не решают эту проблему. Они рассматривают источники редких элементов как «мантийные» или «коровые», без указания конкретных геохимических резервуаров ответственных за обогащение.

Учитывая современный уровень геологических знаний и развитие аналитических методов изучения вещества, эта проблема может быть решена на примере редкометалльных гранитоидов Чукотки. Они позволяют апробировать «коровые» и «мантийные» модели образования редкометалльных гранитоидов с выделением конкретных геохимических резервуаров, ответственных за их рудный потенциал.

**Основными целями** настоящей работы являются: Выявление геологических процессов и идентификация геохимических резервуаров участвующих в образовании редкометалльных гранитоидов Чукотки. Создание количественной генетической модели с оценкой вклада каждого из геохимических резервуаров в суммарную вещественную характеристику редкометалльных гранитоидов. Апробирование вновь созданной генетической модели на гранитоидах выдающихся редкометалльных провинций.

**Научная новизна работы.** За время исследований были получены новые изотопные и прецизионные геохимические данные по редкометалльным гранитоидам Чукотки и ассоциирующим с ними магматическим образованиям.

Впервые: (1) Определены все геохимические резервуары участвующие в образовании редкометалльных гранитоидов Чукотки; (2) Оценен вклад каждого из них в редкоэлементную характеристику гранитоидов; (3) Создана количественная генетическая модель, объясняющая обогащение гранитоидов редкими элементами; (4) Показан основополагающий вклад вещества континентальной коры в баланс редких элементов; (5)

Выделены в пределах Чукотки производные основных и средних ультракалийевых магм, показана их генетическая связь с редкометалльными гранитоидами.

**Практическая значимость** работы выражена в возможности использовать полученные результаты при металлогеническом районировании территорий, перспективных на обнаружение месторождений редких металлов, оценке потенциальной рудоносности магматических комплексов специализированных на олово и редкие элементы.

**Фактический материал.** Основу работы составили научные материалы собранные автором с 1987 по 2007 годы при изучении гранитоидного магматизма Чукотки, Восточного Саяна и Хамар-Дабана.

В работе использован большой объем прецизионной аналитической информации. Для геохимических, изотопных исследований, численного моделирования была составлена база данных содержащая: 300 (40)\* проб автора по редкометалльным гранитоидам и ассоциирующим с ними магматическим породам Центральной Чукотки; 120 проб по магматическим и метаморфическим породам Восточной Чукотки, любезно предоставленных И.Л.Жулановой. Из литературных источников было добавлено 1472 (1022) проб по основным и средним породам калиевой, ультракалийевой серий Средиземноморской провинции и Тибета, редкометалльным гранитоидам и вулканитам Центрально-Амазонской провинции, Богемского массива, Боливийского оловорудного пояса, Аляски.

Пробы автора были проанализированы в Институте геохимии СО РАН. Применялись следующие методы анализа: РФА (петрогенные оксиды, Ba, Sr, Nb, Zr, Y, U, Th), пламенной фотометрии (K, Na, Rb, Li, Cs), количественный спектральный (Be, B, F, Sn, W, Mo, Co, Ni, Cr, V); ICP-MS (Be, Rb, Ba, Sr, Cu, Co, Ni, Cr, V, Pb, Zn, Nb, Ta, Zr, Hf, Sn, W, Mo, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, U, Th).

Изотопные отношения Sr, Nd, Pb были измерены на масспектрометре Finnigan MAT 262 Байкальского центра коллективного пользования СО РАН. Изотопный анализ O был выполнен в Центре коллективного пользования ДВО РАН на масспектрометре Finnigan MAT 262.

#### **Основные защищаемые положения:**

1. Редкометалльные граниты Чукотки имеют гетерогенный источник вещества. В их образовании участвовало вещество субконтинентальной литосферной мантии, осадочного и базальтового слоя океанической литосферы, средней континентальной коры.

---

\* Количество проб содержащих информацию по изотопам Sr, Nd, Pb, O.

2. Гранитоиды образовались в результате плавления источников специализированных на редкие элементы, расположенных в континентальной коре и субконтинентальной литосферной мантии региона. Часть гранитоидов является прямыми продуктами плавления геохимически специализированных коровых источников, другая образовалась в результате их смешения с продуктами плавления геохимически специализированного мантийного источника.
3. Геохимически специализированные источники были образованы в зоне субдукции, при воздействии на породы континентальной коры и литосферной мантии метасоматизирующего агента, выделившегося при дегидратации океанической литосферы.
4. Главным источником редких элементов было вещество осадочного слоя (верхней континентальной коры) океанической литосферы рециклированное в зоне субдукции.

**Публикации и апробация работы.** Результаты исследований опубликованы в 69 печатных работах (26 статей в журналах списка ВАК), докладывались на научных форумах: «Геология океанов и морей», Геленджик, 1990; «Всероссийское металлогеническое совещание», Иркутск, 1998; «Изотопное датирование геологических процессов: Новые методы и результаты» Москва, 2000; «Всероссийская научная конференция, посвященная 10-летию РФФИ», Иркутск, 2002; «Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins», Vladivostok, 2004; «Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока», Иркутск, 2005; «Рудогенез и металлогения Востока Азии», Якутск, 2006; «Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды», Иркутск, 2007; «Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов», Улан-Удэ, 2008; «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», Иркутск, 2009; «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», Иркутск, 2010; «Магматизм и метаморфизм в истории Земли», Екатеринбург, 2010.

Работа поддерживалась грантами РФФИ №№ 97-05-65339-а, 01-05-65425-а, 05-05-64052-а, в двух из которых автор был руководителем.

**Структура работы.** Диссертация состоит из введения, трех тематических частей и заключения. Первая часть посвящена анализу геологической, изотопно-геохимической информации и выделению геохимических резервуаров, вещество которых участвует в образовании редкометалльных гранитоидов. Вторая часть посвящена созданию количественной модели образования редкометалльных гранитоидов и расчету вклада

каждого из геохимических резервуаров в суммарную вещественную характеристику редкометалльных гранитоидов Чукотки. Третья часть посвящена апробации модели на примере редкометалльных гранитоидов выдающихся редкометалльных провинций.

Объем работы составляет 427 страниц, включая 26 таблиц, 91 рисунок и 3 приложения. Список литературы состоит из 308 библиографических наименований.

**Благодарности.** Автор работы искренне признателен В.Д. Козлову, В.И. Левицкому, В.А. Макрыгиной, А.Б. Перепелову, И.С. Перетяжко, В.С. Антипину, В.Е. Загорскому за обсуждение работы, конструктивные замечания и предложения по устранению недостатков. Особую благодарность автор работы выражает сотрудникам аналитических служб Института геохимии СО РАН, без самоотверженного труда которых эта работа не состоялась: Т.С. Айсуевой, И.Е. Васильевой, Т.Н. Гуничевой, О.В. Зарубиной, Л.П. Коваль, А.И. Кузнецовой, В.И. Ложкину, Л.Н. Матвеевой, Т.В. Ожогойной, Л.А., Павловой, Ю.А., Пахольченко, Н.Н. Пахомовой, Г.П., Сандимировой, Е.В. Смирновой, А.Л. Финкельштейну Л.А. Чувашовой, Е.В. Чупариной, С.И. Шигаровой.

#### **Определение терминов использованных в работе**

Предложенная автором модель, рассматривающая образование редкометалльных гранитов за счет ремобилизации геохимически специализированных очагов, образовавшихся в зоне субдукции, при воздействии метасоматического агента на породы континентальной литосферы, требует определения некоторых терминов.

Геохимический резервуар. Под геохимическим резервуаром понимается одна из оболочек Земли, вещество которой участвует в образовании «суммарной» геохимической характеристики магматической породы.

Метасоматический агент. Под метасоматическим агентом понимается вещество преобразовавшее источник геохимически специализированных магм расположенный в континентальной литосфере. Термин метасоматический агент основан на представлениях о мантийном метасоматозе. В этом случае, метасоматическим агентом может быть: низкоплотный водный флюид; высокоплотный водный флюид; расплав; надкритическая жидкость (суперкритический расплав).

В большинстве генетических моделей главным источником вещества метасоматического агента преобразовавшего источник ультракалийевых магм являются породы осадочного слоя океанической литосферы [Mitchell, 1991; Nelson, 1992; Benito, 1999; Contichelly, 2004]. Что бы обладать высокими концентрациями калия и редких элементов, метасоматический агент должен быть сгенерирован при давлении более 4,5 ГПа, что соответствует глубинам превышающим 135 км. [Schmidt, 2004; Kessel, 2004].

Обычно подобный метасоматический агент генерируется в зоне субдукции, за счет плавления/растворения дегидратированного вещества базальтового и осадочного слоев океанической коры, при добавлении воды из океанической литосферной мантии. Фазовый состав агента и объем растворенного вещества зависят от температуры и давления [Kessel, 2004]:

1. При давлении 4-5 ГПа образуется высокоплотный водный флюид с количеством растворенных компонентов достигающих 22 масс %;
2. При давлении 5-5,5 ГПа и температуре превышающей 850<sup>0</sup>С, образуется водный расплав, содержащий до 30 масс % растворенного H<sub>2</sub>O;
3. При давлении более 5,5 ГПа образуется надкритическая жидкость, содержащая от 32 до 72 масс % растворенного H<sub>2</sub>O в зависимости от температуры.

Метасоматическая ассоциация минералов. Ассоциация минералов образовавшаяся при взаимодействии метасоматического агента с породами верхней мантии.

Геохимически специализированные источники вещества. Источники вещества обладающие повышенными концентрациями редких элементов, образовавшиеся под воздействием метасоматического агента на породы субконтинентальной литосферной мантии и континентальной коры.

Сокращения использованные в тексте работы:

LILE – Литофильные элементы с большим радиусом иона (K, Rb, Sr, Cs, Ba, Pb);

HSFE – Высокозарядные катионы (Zr, Nb, Hf, Ta, Ti, P, [U, Th]<sup>\*</sup>);

LREE – Легкие редкоземельные элементы (La, Ce, Pr, Nd, Sm);

HREE – Тяжелые редкоземельные элементы (Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y);

REE – Редкоземельные элементы;

ЛМ – Субконтинентальная литосферная мантия;

МА – Метасоматический агент;

ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс;

---

\* U, Th в магматическом процессе довольно часто ведут себя как элементы группы LIL. Это хорошо выражено в их совместном накоплении с щелочными и щелочноземельными элементами, в производных надсубдукционных магм [Plank, 2005].

# ЧАСТЬ 1. ИСТОЧНИКИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МЕЛОВЫХ ГРАНИТОИДАХ ЧУКОТКИ

## ГЛАВА 1.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЧУКОТКИ

Чукотка входит в состав сложно построенной орогенной области, сформировавшейся на границе между Северо-Азиатским и Северо-Американским кратами, при коллизии, аккреции и амальгамации большого числа разновозрастных геологических блоков с различной генетической природой.

Согласно современным палеогеодинамическим представлениям [Зоненшайн, 1990; Nucleberg, 2001], Чукотка и Арктическая Аляска являются фрагментами единого крупного террейна (микроконтинента), в среднеюрское время отделившегося от Северо-Американского кратона, при открытии Арктического Бассейна и аккретированного к северо-восточной границе Северо-Азиатского кратона в раннемеловое время, при закрытии Южно-Анжуйского океана.

На временной промежутке  $J_3-K_1$ , южная граница Чукотки - Арктической Аляски может рассматриваться в качестве активной континентальной окраины андийского типа. О существовании активной субдукции под Чукотский микроконтинент в доаптское время может свидетельствовать широкое развитие известково-щелочных вулканических пород подстилающих ОЧВП, имеющих возраст около 140 млн. лет [Тихомиров, 2008]. Об этом же свидетельствует отчетливая латеральная зональность типа континент-океан, проявленная в коллизионных гранитоидах Чукотки [Козлов, 1995; Тихомиров, 1998].

Подобная зональность в составах магматических пород коллизионных орогенов обычно связывается с плавлением протолита, подготовленного в зоне субдукции на одном из ранних этапов геологического развития [Benito, 1999]. Это позволяет рассматривать рециклируемое в зоне субдукции вещество в качестве потенциального источника редких элементов в редкометалльных гранитоидах региона.

Базовым районом изучения редкометалльных гранитоидов Чукотки было выбрано восточное побережье Чаунской губы (рис.1). Все меловые магматические образования этого региона контролируются зоной сквозьлитосферных глубинных разломов. К зоне приурочена отрицательная аномалия поля силы тяжести, фиксирующая разуплотнение (магмогенерация и метасоматические преобразования) в породах континентальной коры и верхней мантии до глубины 100 км. Эта зона может рассматриваться как область взаимодействия пород субконтинентальной литосферы с веществом, выделившимся при дегидратации пород океанической коры в зоне субдукции [Ефремов, 2009].

Меловые гранитоиды Чукотки по взаимоотношению со складчатыми структурами могут быть подразделены на позднеорогенные ( $K_1$ ) и посторогенные ( $K_2$ ) [Милов, 1975].

Геодинамическим событием ответственным за образование позднеорогенных гранитоидов считается коллизия Чукотского микроконтинента с Северо-Азиатским кратоном [Зоненшайн, 1990; Nokleberg, 2001]. Образование посторогенных гранитоидов связывается с процессами растяжения возникшими при заложении ОЧВП, вдоль южной границы вновь образовавшегося коллизионного орогена [Ефремов, 2000]. Все меловые гранитоиды региона являются редкометалльными и соответствуют геохимическому типу плюмазитовых лейкогранитов [Таусон, 1977].

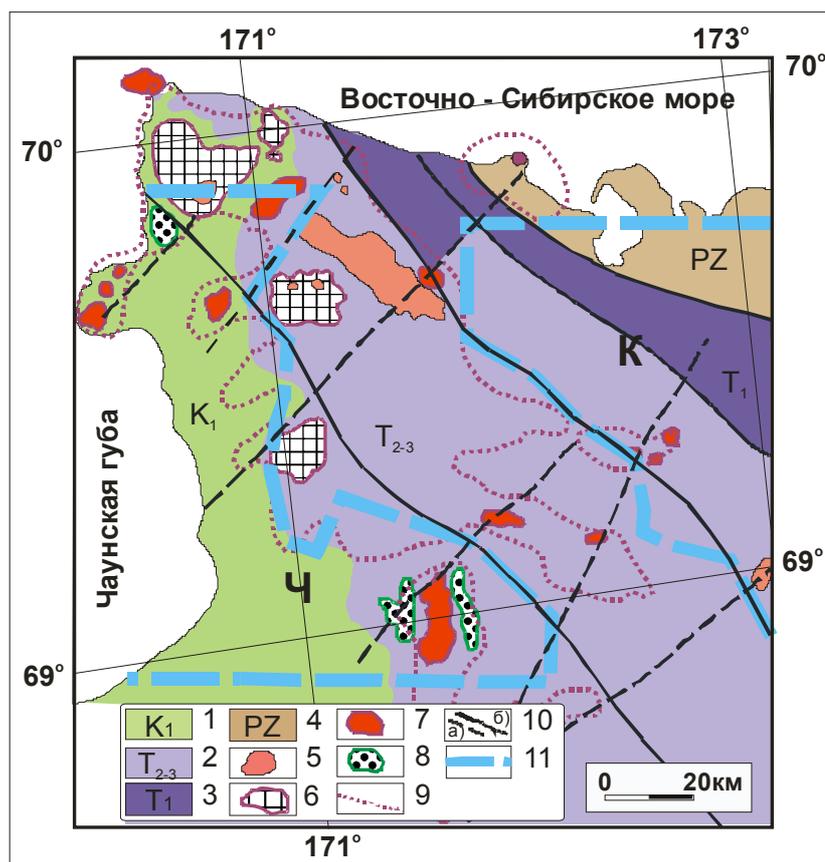


Рис.1.1.4. Геологическая карта восточного побережья Чаунской губы.

1 - Раннемеловые вулканогенно-осадочные отложения. Осадочные отложения: 2 - среднего-позднего триаса; 3 - раннего триаса. 4 - Терригенные и карбонатные породы позднего палеозоя. 5 - Гранитоиды бимодальной ассоциации. Вулкано-плутоническая ассоциация: 6 - “коровые” гранитоиды; 7 - “мантийные” гранитоиды; 8 - ультракалиевые вулканиты. 10 – Разломы. 11 - Зоны высоких градиентов поля силы тяжести.

Среди позднеорогенных гранитоидов по морфологии и составу выделяется две группы массивов. Первые («мантийные») слагают небольшие штоки с отчетливой гомодромной зональностью (рис.1). В этих массивах отмечается постепенный переход от пород мантийного генезиса (основные и средние породы ультракалиевой серии) к редкометалльным гранитоидам [Ефремов, 1996], позволяющий рассматривать вещество мантии в качестве одного из источников редких элементов. С плутонами «мантийных» гранитоидов генетически связаны субвулканические и вулканические образования соответствующие производным калиевой и ультракалиевой серий [Ефремов, 2009].

Позднеорогенные гранитоиды второй группы («коровые») образуют крупные изометричные массивы (рис.1). Они сложены исключительно гранитами и по вещественной характеристике почти полностью соответствуют породам центральных частей массивов первой группы, что указывает на их генетическое единство и, наряду с другими признаками, позволяет рассматривать в качестве плутонов единого комплекса.

Генетическая связь позднеорогенных гранитоидов с вулканическими и субвулканическими образованиями позволяет объединить их в единую вулканно-плутоническую ассоциацию.

Посторогенные гранитоиды развиты менее широко. Они образуют крупные линейные массивы, либо небольшие штоки, приуроченные к зонам глубинных разломов. Геологические взаимоотношения между позднеорогенными и посторогенными гранитоидами интрузивные. Массивы посторогенных гранитоидов сложены лейкократовыми гранитами, иногда топазсодержащими. Они предваряются внедрением даек лампрофиров, калиевой и ультракалиевой серий. Это подчеркивает их анорогенную природу и позволяет рассматривать производные ультракалиевых магм и посторогенные редкометалльные лейкограниты в составе единой бимодальной ассоциации.

Позднеорогенные гранитоиды региона позволяют протестировать на одном объекте исследований «мантийные» и «коровые» генетические модели и выявить геохимические резервуары ответственные за редкоэлементную специализацию. Посторогенные гранитоиды позволяют проверить корректность полученных результатов и генетических построений.

Наиболее благоприятным фактором при этом является генетическая связь гранитоидов с производными первичных мантийных ультракалиевых магм, модели образования которых могут быть использованы как инструмент идентификации мантийных источников редких элементов.

## **ГЛАВА 1.2. ПОЗДНЕОРОГЕННАЯ ВУЛКАННО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ. УЛЬТРАКАЛИЕВАЯ СЕРИЯ**

Ультракалиевые породы ассоциации (калиевые трахибазальты, шошониты, минетты, керсантиты, монцониты) выделены в раннюю фазу. По содержанию  $\text{SiO}_2$  они соответствуют основным и средним породам, обладают высокой щелочностью ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 5,71-8,56$  масс %), содержанием  $\text{MgO}$ , не редко превышающим 8 масс %, концентрацией калия ( $\text{K}_2\text{O} = 4,77-6$  масс %), значительным преобладанием калия над натрием ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2,2-6$ ), при невысокой концентрации титана ( $\text{TiO}_2 < 1,5$  масс %).

По составу они соответствуют производным орогенных ультракалиевых магм, образование которых связывают с коллизионным событием, произошедшим после закрытия океанического бассейна [Foley, 1987]. Считается, что источники этих магм были

сформированы в зоне субдукции, при воздействии рециклированного вещества океанической литосферы на породы субконтинентальной литосферной мантии [Foley, 1987; Nelson, 1992; Contichelly, 2004; Peccerillo, 2005]. Областями, являющимися классическими в отношении орогенного ультракалиевого магматизма, считаются северное, северо-западное Средиземноморье (Испания, Италия, Балканы) и Тибет.

Важной особенностью орогенных ультракалиевых магматических пород является их тесная ассоциация с производными известково-щелочной и калиевой (шошонит-латитовой) серий [Benito, 1999; Conticelly, 2002; Peccerillo, 2005], что позволяет рассматривать образование пород этих серий в контексте единой генетической модели [Benito, 1999; Prelevic, 2004; Peccerillo, 2005].

Отнесение ультракалиевых пород Чукотки к орогенным вполне согласуется с их геологическим положением и подчеркивается тесной ассоциацией с производными калиевых магм. Это позволяет использовать модели образования орогенных ультракалиевых пород для идентификации источников вещества всей позднеорогенной вулканно-плутонической ассоциации Чукотки.

Большинство исследователей связывает геохимические особенности орогенных ультракалиевых пород с вовлечением в их петрогенезис рециклированного вещества океанической литосферы [Nelson, 1992; Conticelli, 2002; Peccerillo, 2005]. На геохимических спектрах это выражено в высоких концентрациях и относительном избытке LIL относительно недостатка HSF элементов, высоких значениях величин отношений LIL/HFS, LIL/LRE, LRE/HRE элементов. При этом высокие концентрации LILE и высокие отношения LIL/LRE элементов, обычно рассматриваются как индикаторы осадочной природы рециклированного вещества [Hawkesworth, 1997; Plank, 2005].

Все это наглядно иллюстрируется спайдердиаграммой (рис.2а), построенной для позднеорогенных ультракалиевых пород Чукотки и позволяет говорить о возможности образования их источника в зоне субдукции и о важной роли рециклированного вещества осадочной природы в их генезисе.

К аналогичным выводам можно придти анализируя особенности изотопного состава ультракалиевых пород. Им свойственны высокие величины изотопных отношений Sr, Pb, O, низкие величины отношений изотопов Nd, типичные для пород континентальной коры и субдуцированных осадков [Plank, 1998]. Происхождение ультракалиевых пород Чукотки может быть рассмотрено в рамках моделей плавления источника, образованного добавлением вещества осадочной природы (метасоматического агента выделившегося при плавлении/растворении осадочного слоя океанической литосферы) к породам субконтинентальной литосферной мантии, что вполне согласуется

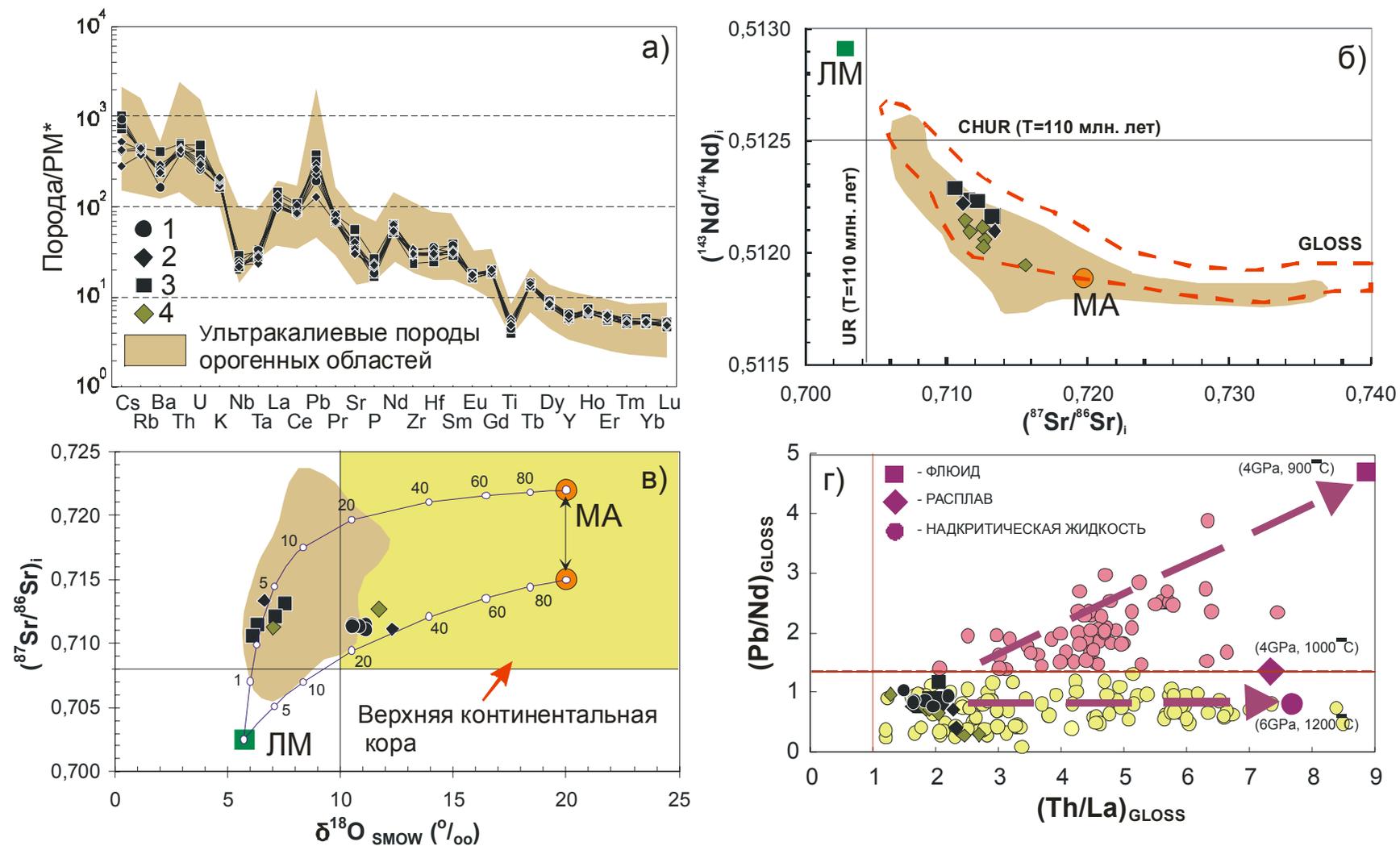


Рис.1. Диаграммы иллюстрирующие образование источников ультракалийных магм Чукотки при взаимодействии метасоматического агента (МА) и пород литосферной мантии (ЛМ). Ультракалийные породы: Вулкано-плутоническая ассоциация: 1- интрузивные, 2 - субвулканические, 3 - вулканические; Бимодальная ассоциация: 4 - субвулканические.

с моделями образования орогенных ультракалийевых магм (рис.2б, рис.2в).

Местоположение источника ультракалийевых магм Чукотки определено с помощью геологической, геофизической и изотопно-геохимической информации. Контроль конкретной геологической структурой, вариации составов первичных мантийных магм при переходе от одного литосферного блока к другому, пространственная ассоциация с зоной эндогенных преобразований, захватывающих континентальную кору и субконтинентальную литосферную мантию, позволяют говорить о том, что источник ультракалийевых магм расположен в литосферной мантии региона.

Этот же результат может быть получен при анализе изотопных и геохимических характеристик ультракалийевых пород. Согласно модели [Foley, 1992c], источник ультракалийевых магм в субконтинентальной литосферной мантии представляет собой сеть прожилков, сложенных метасоматической ассоциацией минералов (флогопит, апатит). Генерация магм в пределах подобных источников имеет геохимический эффект и приводит к изотопному неравновесию в продуктах их плавления. Изотопное неравновесие зафиксировано по линейным трендам на диаграммах, построенных для производных первичных мантийных ультракалийевых магм Чукотки, что косвенно свидетельствует о положении их источника в субконтинентальной литосферной мантии.

Опираясь на полученные результаты, можно говорить о том, что источник ультракалийевых магм Чукотки был сформирован в зоне субдукции, при воздействии вещества океанической литосферы на субконтинентальную литосферную мантию. Этот вывод имеет важное значение, так как позволяет выделить геохимические резервуары, вещество которых принимало участие в этом процессе. Такими резервуарами являются субконтинентальная литосферная мантия и океаническая литосфера.

Состав метасоматизирующего агента, с помощью которого происходит рециклинг вещества океанической литосферы, имеет комплексный характер. Он содержит вещество осадочного и базальтового слоев [Kessel, 2004]. Это указывает на необходимость их выделения в качестве двух самостоятельных геохимических резервуаров.

Для расчета балансов вещества, помимо составов геохимических резервуаров, необходимо знать фазовый состав метасоматического агента, так как он влияет на мобильность редких элементов. Для определения фазового состава была построена геохимическая диаграмма (рис.2г), дополненная экспериментальными данными из работы [Kessel, 2004]. Согласно полученным результатам, метасоматическим агентом преобразовавшим источник ультракалийевых магм Чукотки, была надкритическая жидкость.

### ГЛАВА 1.3. ПОЗДНЕОРОГЕННАЯ ВУЛКАННО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ. КАЛИЕВАЯ СЕРИЯ

Данная глава работы посвящена выявлению источников вещества участвовавших в образовании редкометалльных гранитоидов Чукотки. По геологическим признакам и составу, гранитоиды позднеорогенной вулканно-плутонической ассоциации были подразделены на две совокупности: «мантийные» и «коровые».

По составу «Мантийные» гранитоиды наиболее близки к породам калиевой серии [Foley, 1987]. Им свойственна высокая суммарная щелочность ( $K_2O+Na_2O = 6.02-8.65$  масс %), при невысоких содержаниях титана ( $TiO_2 = 0.92-0.16$  масс %), преобладание калия над натрием ( $1 < K_2O/Na_2O < 2$  масс %). Содержание кремнекислоты в этих породах колеблется от 59,18 до 72,95 масс %. Концентрация  $SiO_2$  меняется постепенно от эндоконтактной, к центральной частям интрузий. Все гранитоиды аномально обогащены редкими элементами [Ефремов, 2009]. Образование широких вариаций составов рассматривается в контексте модели смешения специализированных на редкие элементы мантийных и коровых магм [Ефремов, 2007; Ефремов, 2009].

Наиболее основные породы массивов соответствуют производным ультракалиевых магм орогенных областей и близки к составам ультракалиевых вулканитов, являющихся оценкой составов первичных мантийных магм Чукотки.

Мантийная природа основных и средних ультракалиевых магм признается всеми исследователями и это создает основу генетической модели, использованной в настоящей работе. Она заключается в том, что производные первичных мантийных ультракалиевых магм связаны постепенными переходами с редкометалльными гранитоидами [Ефремов, 2009]. Эта особенность гранитоидного магматизма Чукотки позволяет снять ряд противоречий. Во-первых, она исключает необходимость доказательства связи редкометалльного гранитоидного магматизма с мантийным источником, во-вторых, позволяет рассматривать источник первичных ультракалиевых магм как минимум в качестве одного из источников геохимической специализации редкометалльных гранитоидов.

Другим источником вещества в «мантийных» гранитоидах должен быть кислый коровый расплав. Оценка состава этого расплава и идентификация его источника может быть выполнена по составам «коровых» гранитоидов.

«Коровые» гранитоиды образуют крупные изометричные плутоны, сложенные исключительно гранитами. Большие объемы, кислый состав пород и его незначительные вариации ( $SiO_2 = 68-71$  масс %) позволяют рассматривать их как продукты плавления континентальной коры региона. По своему составу они соответствуют породам калиевой серии [Foley, 1987] и обладают аномальными концентрациями редких элементов.

Близость составов наиболее кислых «мантийных» и «коровых» гранитоидов позволяет использовать их для оценки состава корового расплава, смешивавшегося с первичной мантийной ультракалиевой магмой.

Потенциальными источниками вещества «коровых» и «мантийных» гранитоидов могли быть породы Эттельхвылеутской («гранитизированная» толща) и Лаврентьевской («слоистая» толща) серий. Эти два резервуара можно сопоставить с двумя типами континентальной коры, слагающей главные структурные элементы Чукотской складчатой области: антиклинории и синклинории.

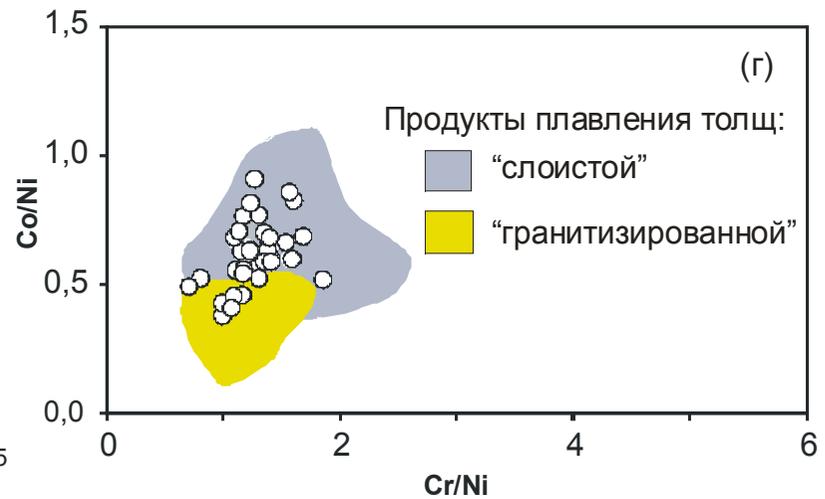
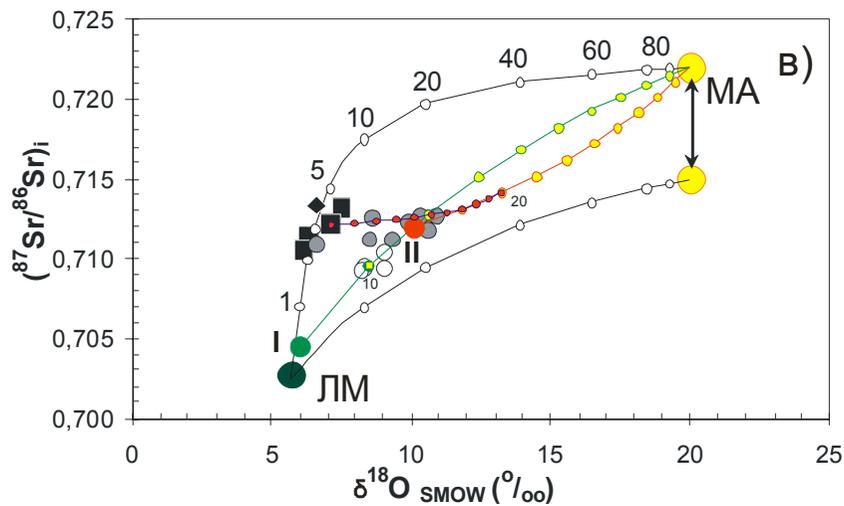
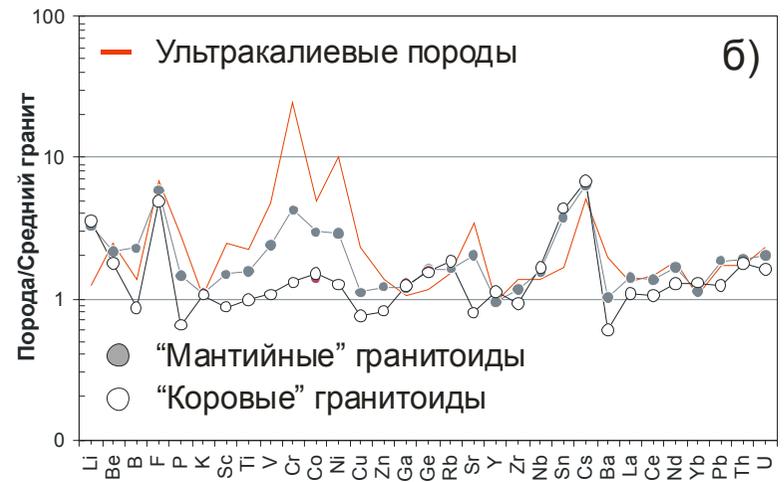
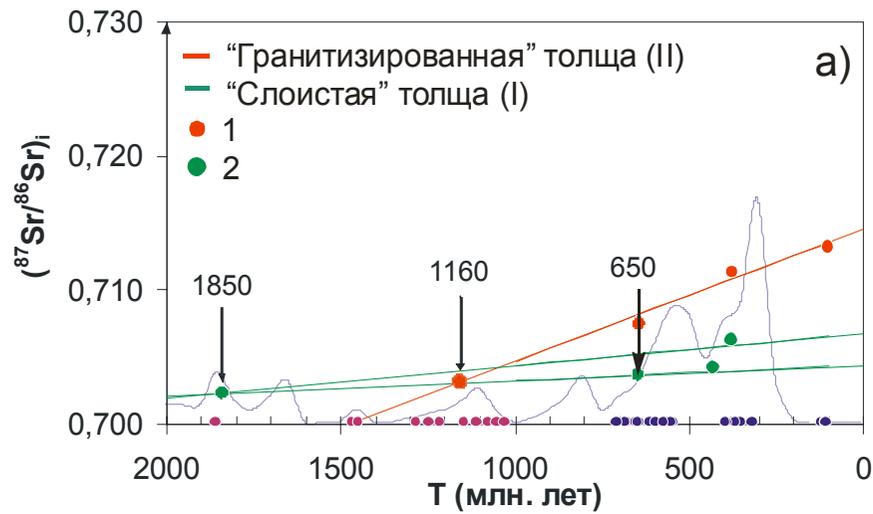
Для оценки возможности контроля этими толщами гранитоидного магматизма, была построена изотопная модель эволюции докембрийской континентальной коры Чукотки во времени (рис.3а). Основу модели составили данные по изотопии Sr метаморфических пород и разновозрастных гранитоидов, приведенные в работах [Жуланова, 1990; Rowe, 1998]. Согласно модели, именно две эти толщи контролировали весь гранитоидный магматизм региона длительный промежуток времени (1150 – 90 млн. лет).

Анализ геохимических данных показал, что все разновозрастные гранитоиды не являются редкометалльными. Следовательно, образование «коровых» гранитоидов вулканоплутонической ассоциации должно быть связано с другим источником, либо предусмотрен механизм обогащения выделенных резервуаров гранитофильными элементами.

Учитывая гипсометрическое положение метаморфических толщ, P-T условия необходимые для генерации большого объема магм [Chen, 2007], другой источник мог находиться только в нижней континентальной коре. Однако этому противоречит низкий уровень концентраций гранитофильных элементов в этом резервуаре [Тэйлор, 1988], свидетельствующий о неспособности продуцировать кислые редкометалльные расплавы.

Иными словами, в обоих случаях, мы должны предусмотреть механизм обогащения коровых резервуаров гранитофильными элементами. Некоторые предположения о природе этого обогащения могут быть сделаны на основании совпадения ассоциации элементов «привноса» в «коровых», «мантийных» гранитоидах и производных первичных, мантийных ультракалиевых магм (рис.3б).

Учитывая геохимическую близость и временную ассоциацию с ультракалиевыми породами, можно предположить, что коровый источник «мантийных» и «коровых» гранитоидов образовался в зоне субдукции, при воздействии на породы континентальной коры метасоматического агента, выделившегося при дегидратации океанической литосферы.



**Рис.3.** Диаграммы иллюстрирующие образование геохимически специализированных резервуаров в континентальной литосфере Чукотки. Разновозрастные гранитоиды: 1 - продукты плавления “гранитизированной” толщи; 2 - продукты плавления “слоистой” толщи.

О местоположении источника в средней коре свидетельствуют близкие величины отношений немобильных элементов в «коровых» и разновозрастных гранитоидах региона (рис.3г). Это свидетельствует о том, что «коровые» гранитоиды могли образоваться за счет плавления «слоистой» или «гранитизированной» толщ континентальной коры Чукотки. Метасоматические преобразования такого протолита приведут к росту содержаний гранитофильных элементов. Плавление такого протолита будет давать гранитоидные магмы обогащенные гранитофильными элементами, однако соотношение немобильных элементов в них останутся такими, как в гранитоидах выплавившихся из этого же источника до метасоматических преобразований.

Приведенные выше данные показывают, что мы должны рассматривать «коровые» гранитоиды как продукты плавления геохимически специализированного корового источника, претерпевшего обогащение гранитофильными элементами. Вещественные характеристики и временная ассоциация с производными ультракалиевых магм позволяет связать это обогащение с подтоком вещества, выделившегося при дегидратации океанической литосферы в зоне субдукции. К списку геохимических резервуаров должны быть добавлены «слоистая» и «гранитизированная» толщи континентальной коры региона.

Эти генетические положения были протестированы с использованием изотопных характеристик как самих гранитоидов, так и геохимических резервуаров участвующих в их образовании (рис.3в). Рисунок иллюстрирует образование геохимически специализированных резервуаров под воздействием метасоматического агента на породы континентальной коры региона, образование кислых гранитоидных магм при их плавлении и смешение ультракалиевых магм с кислыми коровыми расплавами.

#### **ГЛАВА 1.4. ПОСТОРОГЕННАЯ БИМОДАЛЬНАЯ АССОЦИАЦИЯ**

Породы бимодальной ассоциации могут быть использованы для тестирования модели о геохимически специализированных очагах расположенных в континентальной литосфере Чукотки.

Само по себе, существование двух возрастных уровней мантийного ультракалиевого и редкометалльного гранитоидного магматизма, контролируемых одними геологическими структурами, но приуроченных к разным геодинамическим событиям, позволяет говорить о возможности их образования за счет плавления и ремобилизации одних и тех же источников вещества. Проверить это предположение можно при сравнении геохимических и изотопных характеристик ультракалиевых пород и редкометалльных гранитоидов обеих ассоциаций.

Ультракалиевые породы бимодальной ассоциации по содержанию кремнекислоты относятся к породам основного и среднего рядов, обладают высоким  $K_2O/Na_2O$  отношением, магнезиальностью, высокими концентрациями  $K_2O$  и суммарной щелочностью. Им свойственны аномальные концентрации LIL, LRE, HSF элементов, высокие величины изотопных отношений Sr и невысокие Nd.

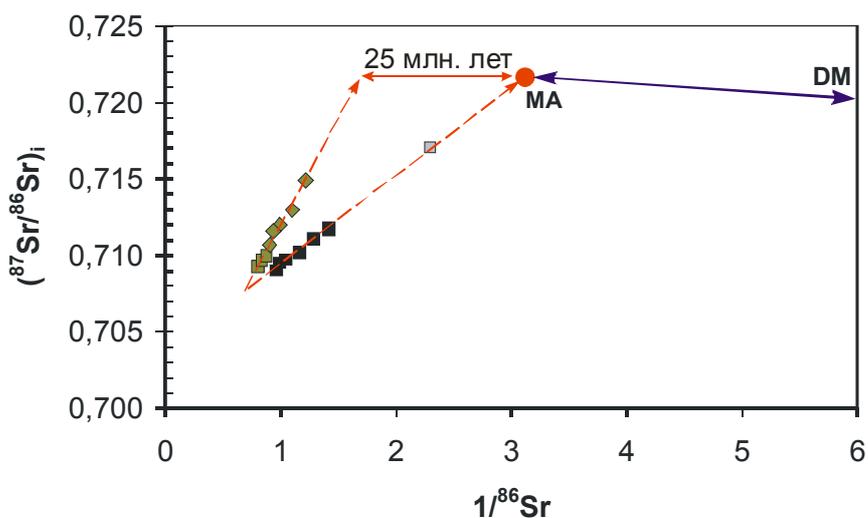
По своей вещественной характеристике они соответствуют орогенным ультракалиевым породам [Foley, 1987], что не совсем согласуется с их геодинамической позицией. Теоретически, их связь с рифтогенной обстановкой должна быть выражена в появлении продуктов плавления первичных мантийных резервуаров, таких как базальты OIB, MORB, либо анорогенных ультракалиевых пород, чего на самом деле не наблюдается.

Геохимические спектры ультракалиевых пород имеют форму типичную для производных надсубдукционных магм. Им свойственен относительный недостаток HSF элементов, относительный избыток LIL и LRE элементов, высокие LILE/HSFE, LILE/LREE отношения. Эти геохимические особенности обычно рассматриваются в качестве «субдукционной метки» и связываются с преобразованиями мантийного источника магм метасоматическим агентом, выделившимся при дегидратации океанической литосферы [Plank, 2005]. Высокие величины отношений изотопов Sr, LIL/LRE элементов, низкие величины отношений изотопов Nd, позволяют говорить о важной роли осадочного вещества в составе метасоматического агента.

Иными словами, ультракалиевые породы бимодальной и вулканоплутонической ассоциаций имеют одни и те же генетические особенности, позволяющие связать их образование с плавлением одного и того же очага. Обе разновидности пород имеют близкую геохимическую характеристику, отличия заключаются в более высокой магнезиальности и концентраций редких элементов в ультракалиевых породах бимодальной ассоциации. Эти особенности легко объяснить стабильностью флогопита при первой и последующей плавках единого источника. В первом случае флогопит был реститовой фазой, а во второй, расплавлен полностью.

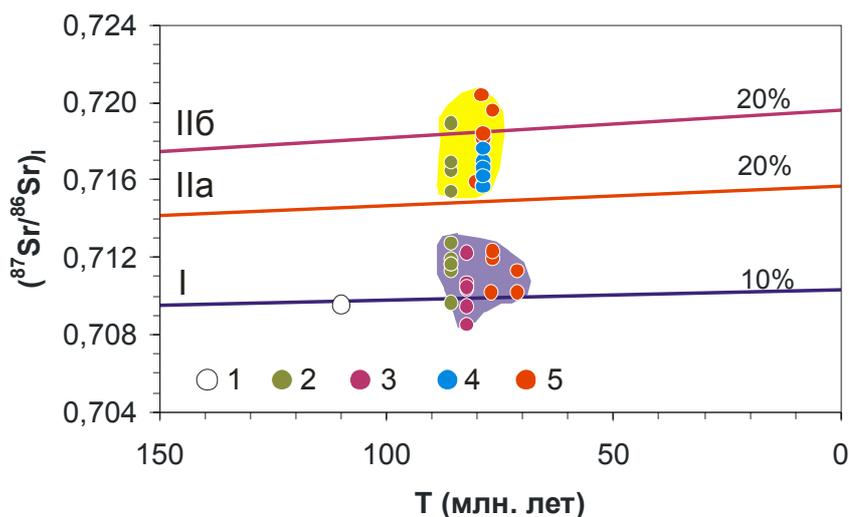
Вопрос о единстве источника вещества может быть протестирован с помощью изотопных данных. Наиболее наглядно это может быть сделано на примере рис.4, где составы ультракалиевых пород обеих ассоциаций слагают самостоятельные линейные тренды. Подобная картина может быть получена при повышении Sr отношения на пять тысячных единицы, в результате распада  $^{87}Rb$  за 25 млн. лет, прошедших между последующими тектоническими событиями. Такое увеличение вполне возможно, так как главным минералом влияющим на изотопную характеристику генерируемых

ультракалийевых магм является флогопит, обладающий крайне высоким Rb/Sr отношением.



**Рис.4.** Диаграмма иллюстрирующая эволюцию во времени источника ультракалийевых магм Чукотки.

**МА** - метасоматический агент. **DM** – деплетированная мантия. Остальные условные обозначения на рис.2.



**Рис.5.** Диаграмма иллюстрирующая образование позднемеловых гранитоидов Чукотки и Аляски за счет плавления геохимически специализированных источников в континентальной коре.

**I** – «слоистая» толща, **II** – «гранитизированная» толща: **а)** зона магматического замещения; **б)** зона мигматизации. Проценты над линией означают долю рециклированного вещества. 1 - Позднеорогенные гранитоиды (средний состав). Посторогенные гранитоиды: 2-4 - Чукотка [Ефремов, 2000]; 5 - Полуостров Сьюорд, Аляска [Hudson, 1983].

Аналогичная работа была выполнена и для редкометалльных гранитоидов. Анализ геохимических и изотопных данных показал, что редкометалльные гранитоиды бимодальной ассоциации могли образоваться за счет плавления геохимически специализированного источника, расположенного в пределах «слоистой» и «гранитизированной» толщ. Этот вывод может быть проиллюстрирован с помощью диаграммы приведенной на рис.5, содержащих инициальные точки составов

позднемеловых редкометалльных гранитоидов Чукотки, Аляски и линии эволюции коровых резервуаров - потенциальных источников вещества гранитоидов. Расчет составов геохимически специализированных резервуаров в пределах «слоистой» и «гранитизированной» толщ был выполнен на основании данных из изотопной модели приведенной на рис.3г.

Результаты полученные при изучении магматических пород вулканоплутонической и бимодальной ассоциаций позволяют говорить о том, что они являются продуктами плавления геохимически специализированных очагов в континентальной литосфере. Очаги были образованы в зоне субдукции, при воздействии метасоматического агента, выделившегося при дегидратации океанической литосферы, на породы континентальной коры и субконтинентальной литосферной мантии. Эти очаги были ремобилизованы при последующих тектонических перестройках, с образованием ультракалиевых и редкометалльных гранитоидных магм. В образовании редкометалльных гранитоидов участвовали следующие геохимические резервуары: осадочный и базальтовый слой океанической коры; субконтинентальная литосферная мантия; породы «гранитизированной» и «слоистой» толщ континентальной коры региона. Метасоматизирующим агентом была надкритическая жидкость, главный вклад в геохимическую специфику которой вносило осадочное вещество. Эта генетическая информация может быть использована для построения количественной модели образования редкометалльных гранитоидов Чукотки.

## **ЧАСТЬ 2. КОЛИЧЕСТВЕННАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ. ОЦЕНКА СОСТАВОВ ГЕОХИМИЧЕСКИХ РЕЗЕРВУАРОВ**

Модель описывает образование геохимически специализированных источников при воздействии метасоматического агента на породы континентальной литосферы, их плавление с образованием «коровых» и «мантийных» гранитоидов. Она также учитывает изменение концентраций при морском выветривании и гидротермальном преобразовании пород океанической коры, ее дегидратацию в зоне субдукции и генерацию метасоматического агента. Для упрощения восприятия, модель была подразделена на десять составляющих (задач), каждая из которых имеет самостоятельное значение:

- I. Оценка составов геохимических резервуаров;
- II. Оценка влияния процессов дегидратации на редкоэлементную характеристику осадочного и базальтового слоев океанической литосферы;
- III. Образование метасоматического агента и оценка его состава;
- IV. Образование источника ультракалиевых магм при взаимодействии метасоматического агента и пород субконтинентальной литосферы;

- V. Генерация ультракалиевых магм в пределах этого источника.
- VI. Образование геохимически специализированного источника в пределах «слоистой» толщи;
- VII. Образование геохимически специализированного источника в пределах «гранитизированной» толщи;
- VIII. Плавление в пределах «слоистой» толщи и образование гранитоидных магм;
- IX. Плавление в пределах «гранитизированной» толщи и образование гранитоидных магм;
- X. Образование гибридных гранитоидных магм.

Все эти задачи могут быть решены с использованием имеющихся у автора и литературных данных. Наиболее важной задачей на первом этапе создания количественной модели является оценка составов геохимических резервуаров, участвующих в образовании редкометалльных гранитоидов Чукотки.

## **ГЛАВА 2.1. ОКЕАНИЧЕСКАЯ ЛИТОСФЕРА**

В пределах океанической плиты выделяется три слоя, обладающих разными геохимическими характеристиками: осадочный, базальтовый слои океанической коры и океаническая литосферная мантия.

Процессы, приводящие к генерации метасоматизирующего агента, не затрагивают всю океаническую литосферу. Мощность участвующей в этом процессе океанической коры может быть ограничена 2000 метрами. Для получения корректных результатов необходимо получить оценки составов двух геохимических резервуаров: осадочного слоя и верхней части разреза базальтовой океанической коры.

Осадочный слой океанической литосферы является геохимическим резервуаром, обогащенным гранитофильными элементами. Концентрации редких элементов в нем находятся на уровне содержаний в верхней континентальной коре [Plank, 1998]. Этот геохимический резервуар является наиболее важным потенциальным источником вещества метасоматического агента, что заставляет отнестись к оценке его состава с повышенным вниманием.

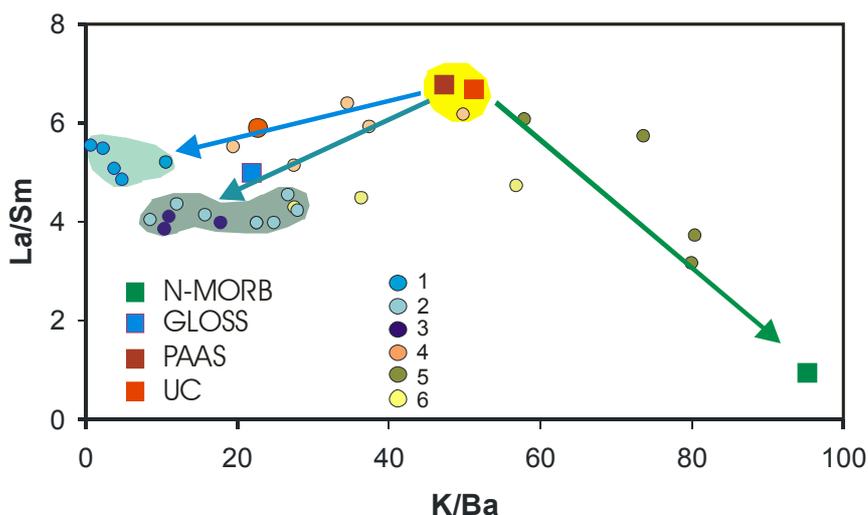
Задачи оценки состава субдуцированной осадочной колонны обычно решаются на основе данных бурения в пределах глубоководных желобов, либо при ее реконструкции в пределах аккреционных клиньев коллизионных орогенов. Однако подобная оценка возможна и по составу магматических пород.

Методическую основу этому подходу дает *прямая корреляция* между составами субдуцированного осадка и основных магматических пород в современных островных дугах [Plank, 1998; Plank, 2005]. Этот метод может быть применим и к ультракалиевым

породам Чукотки, основной вклад в геохимическую характеристику которых вносило рециклированное осадочное вещество океанической литосферы.

В работе оценка состава субдуцированного осадка была выполнена методом подбора наиболее подходящей современной осадочной колонны, по близости величин геохимических критериев в магматических породах и осадках. Осадочные колонны приведенные в работе [Plank, 1998], характеризует большинство современных зон субдукции и «фиксируют» большое количество вариантов процесса осадкообразования. Это дает возможность корректно оценить состав рециклированного осадка по составу магматических пород.

Выбор критерия является сложной задачей. Он должен включать соотношения химических элементов однозначно характеризующих генетический тип осадочных отложений. Для этого был выполнен анализ литературных данных по геохимии процесса осадконакопления и построена серия диаграмм, основанных на отношениях элементов, позволяющих разделять генетические типы осадочных образований. Наилучшие результаты были получены для диаграммы Ba/K-La/Sm.



**Рис.6.** Диаграмма K/Ba-La/Sm. Построена для разделения осадочных колонн.

Цветными кружками даны оценки составов осадочных колонн глубоководных желобов [Plank, 1998], объединённые по генетическому признаку: 1-3-пелагические биогенные осадки с преобладанием: 1) карбонатных илов, 2) кремнистых отложений, 3) кремнистые отложения с большим количеством биогенного апатита и Fe-Mn оксигидратов; 4-6-детритовый материал: 4) с преобладанием зрелого корового вещества, 5) с преобладанием вулканокластических отложений, 6) вулканокластические отложения с биогенным веществом. Красная окружность - состав шохонита Чукотки.

Диаграмма Ba/K-La/Sm позволяет разделить осадочные колонны по генетическому типу (рис.6). Точка состава шохонита Чукотки, рассматриваемая как оценка состава субдуцированной колонны, тяготеет к вектору, иллюстрирующему смешение между веществом зрелой континентальной коры и пелагическими биогенными карбонатными илами. Это свидетельствует о том, что субдуцированный осадок отлагался в крупном

океаническом бассейне, на пелагических равнинах с высокой биогенной продуктивностью, а источником детритового материала были породы докембрийской континентальной коры.

Наиболее близко к точке состава шошонита Чукотки тяготеют состав осадочной колонны преддугового прогиба около острова Ява. Однако он расположен недостаточно близко, что бы использовать его в качестве оценки субдуцированного осадка. Для получения более корректного результата, рассчитана оценка его состава с использованием осадочных колонн, «тяготеющих» к точке состава шошонита. Для этого были взяты четыре состава колонн из преддугового прогиба к западу от Индонезийского архипелага.

Состав субдуцированной короны был рассчитан как среднее взвешенное по составам выбранных колонн. При расчете «весов» той или иной осадочной колонны использовалась весовая функция  $F = 1/D^3$ , где  $F$  - «вес» точки, а  $D$  - расстояние в долях единицы от точки ее состава до оцениваемой точки. Третья степень в весовой функции была выбрана для того, чтобы максимально «сгладить» влияние составов «далеко удаленных» колонн. Концентрации элементов рассчитывались по формуле:  $C = \Sigma (C_i * F_i) / \Sigma(F_i)$ , где  $C_i$  – концентрация элемента в  $i$ -й осадочной колонне.

Базальтовый слой океанической литосферы имеет трехуровневое строение. Первый слой сложен подушечными лавами, второй щитовыми дайками, а третий массивным габбро. По вещественной характеристике породы этих слоев довольно близки и соответствуют базальтам срединно-океанических хребтов (MORB).

Базальты MORB обычно подвергаются гидротермальным изменениям в пределах срединных океанических хребтов, а на удалении от последних, взаимодействуют с холодной морской водой, находящейся в равновесии с осадочным слоем океанической коры. Все это значительно изменяет составы пород базальтового слоя и приводит к его обогащению редкими элементами [Jochum, 1995; Staudigel, 1995; Kelley, 2003].

Для обозначения измененных пород базальтовой оболочки океанической литосферы обычно используется аббревиатура АОС (altered oceanic crust). Оценки составов АОС были получены по данным глубоководного драгирования, глубоководного бурения (проекты DSDP/ODP), изучения офиолитов. Однако все они недостаточно полно характеризуют состав измененной океанической коры.

Оценки полученные на основе данных по глубоководному бурению наиболее приемлемы. Однако главным их недостатком является то, что они сделаны на основе «усеченного» разреза базальтового слоя океанической литосферы. Обычно для расчета используется верхний слой базальтовой коры, не превышающей 500-600 м, подвергшийся

наиболее интенсивному изменению, что приводит к завышению содержаний рассеянных элементов в этом резервуаре.

Анализ термохимических моделей зоны субдукции показывает, что в плавлении может участвовать вещество первых полутора километров океанической коры. Это позволяет сделать заключение, что оценка полученная для первых 500-600 м не может корректно отражать состав базальтового слоя.

Необходимая оценка состава АОС рассчитана на базе скважины 504В (проект DSDP), расположенной в районе срединно-океанического рифта, около Галапагосских островов. Глубина этой скважины составляет 2100 м от поверхности дна океана, общая мощность вскрытых базальтовых отложений составляет 1827 м, что вполне покрывает необходимый интервал. Породы скважины хорошо изучены. На ее базе построена подробная модель метаморфических преобразований при формировании АОС и накоплен большой объем аналитической информации по содержаниям химических элементов.

По геологическому строению и характеру изменений, породы скважины были подразделены на 5 частей [Kawahata, 1987; Alt, 1996]. Первый интервал (275-550м) сложен породами претерпевшими низкотемпературное (0-30<sup>0</sup>С) изменение в окислительных условиях при воздействии морской воды. Второй интервал (550-890м), сложен породами претерпевшими низкотемпературное изменение (0-60<sup>0</sup>С) при взаимодействии с морской водой при недостатке свободного кислорода. Третий (1059-1500м) и четвертый (1500-2100м) интервалы сложены гидротермально измененными породами. Гидротермальные породы третьего интервала образовались в зоне взаимодействия вздымающихся гидротермальных растворов с просачивающейся морской водой. Оценки температуры минералообразования составляют 360-380<sup>0</sup>С. Породы четвертого интервала образовались при высокотемпературном гидротермальном изменении (> 400<sup>0</sup>С). Минерализованная зона приурочена к области наибольшего дробления магматических пород на границе второго и третьего интервалов (890-1059м). Она является отражением геохимического барьера, возникшего на границе взаимодействия холодной морской воды и горячего гидротермального раствора. Взаимодействие привело к «разгрузке» гидротерм и отложению сульфидов тяжелых металлов.

Для каждой из четырех зон, свойственны свои закономерности в поведении химических элементов, что приводит к идентичности геохимических характеристик слагающих их пород. Это позволяет выделить секции, колебание содержаний химических элементов в которых будет минимальным и использовать эти секции для расчета средневзвешенного значения оценки состава АОС.

Многие исследователи первые два интервала колонны рассматривают вместе. Степень изменения пород и обогащение некогерентными элементами в них связана с количеством «усвоенной» морской воды и уменьшается с глубиной. Отмечается обогащение АОС более чем на 100% Li, K, Rb, Cs, U, на 5 – 15% Ca, Pb, Ba, Si, Fe, рост концентраций LRE элементов, образование небольших Ce и Eu отрицательных аномалий. В настоящий период времени существует две корректных оценки состава этих интервалов. Для расчета АОС была использована оценка SUPER 801 [Kelley, 2003].

Образование минерализованной зоны, зон среднетемпературных и высоко температурных гидротермальных изменений генетически связано. Это позволяет рассматривать поведение химических элементов при их образовании в рамках единого блока.

Зона высокотемпературных гидротермальных изменений (1500-2100 м.) является источником многих элементов для более высоких зон океанической коры. Взаимодействие с высокотемпературным гидротермальным раствором приводит к обеднению пород Th, Li, Zr, Ti, P, Nb, Hf, Zn, Cu, S, Sc, Mo, Y, REE. Интенсивность выноса этих элементов напрямую связана со степенью изменения пород. Для высокоподвижных элементов, таких как Rb, Ba, U отмечается рост концентраций с увеличением степени изменения.

Поведение химических элементов в зоне среднетемпературных гидротермальных изменений (1059-1500м) выражены в росте концентраций, вызванных частичной разгрузкой гидротерм, взаимодействовавших с просачивающейся морской водой. Наблюдается значительный привнос K, S, Cu, Zn, Rb, Ba, Zr, Nb, повышение концентраций Na, Mn, Sr, редкоземельных элементов, Hf, Ta, Th, U.

Наибольшей интенсивности эти процессы достигают в минерализованной зоне (интервал 910 – 1059 м), где появляются сульфиды Fe, Cu, Zn, Pb и карбонаты обогащенные Mn [Alt, 1983].

Геохимическая направленность процессов происходящих при формировании АОС приводит к росту концентраций многих рассеянных элементов. Это позволяет рассматривать АОС как важный источник редких элементов.

Для расчета оценки состава АОС использованы средние данные по выделенным интервалам скважины 504В. В качестве весовых параметров, взяты относительные длины интервалов, в долях единицы. Расчет проводился по формуле:  $C = \sum C_i * D_i$ ,  $i = 1$  до  $n$ , где  $C_i$  – средняя концентрация в интервале  $i$ ,  $D_i$  – «вес» интервала в долях единицы,  $n$  – число интервалов (4).

Дегидратация океанической литосферы. Согласно результатам изложенным в первом разделе, метасоматическим агентом формирующим источники ультракалийевых магм была надкритическая жидкость (5,5 – 7,5 ГПа; 165 – 225 км.). Достигая этих глубин, субдуцирующая океаническая кора претерпевает значительные преобразования в минеральном составе и почти полностью теряет содержащуюся в ней воду, а вместе с ней и часть мобильных элементов. И эта потеря должна быть учтена при расчете состава метасоматизирующего агента.

Поведение химических элементов в зоне субдукции тесно связано с циклами  $H_2O$ , контролируемые различными реакциями дегидратации, протекающими в океанической литосфере. Для создания механизма позволяющего скорректировать оценку состава океанической коры за счет потери мобильных элементов, необходимо рассмотреть процессы дегидратации океанической литосферы, протекающие в зоне субдукции. Классические представления о этих процессах приведены в работе [Schmidt, 1998].

Основными принципами положенными в ее основу были непрерывность протекания реакций дегидратации и равновесие выделившегося флюида с релитовыми фазами. Однако рассмотренная модель является идеальной и не учитывает многих факторов влияющих на равновесие флюидной системы, кинетику движения флюидов и динамику реакций дегидратации.

Согласно современным представлениям, при реакциях дегидратации выделившийся водный флюид не сразу удаляется из системы, так как инфильтрация через поровое пространство практически невозможна [Miller, 2003]. Он накапливается в «анклавах», где давление флюидной фазы зачастую превышает литостатическое. Это приводит к образованию гидроразрывов, соединяющих «анклавы» и способствующих выравниванию давления. Эти гидроразрывы постепенно формируют сеть прожилков, пронизывающих всю океаническую кору. Помимо сети прожилков, для тока флюидов, необходимы градиенты температуры, давления и отличие в химическом составе между местом локализации флюида и зоной его разгрузки. Для модели из работы [Miller, 2003] эти условия достигаются только на глубинах около 120 км, что приводит к массовому сбросу флюида, способствует плавлению пород мантийного клина и образованию вулканической дуги над этой зоной.

Аналогичные результаты могут быть получены при анализе динамики процесса дегидратации [Rupke, 2004]. Деволатизация разных оболочек океанической литосферы происходит на разных глубинах из-за разной степени прогрева пород. Слой осадочных пород почти полностью теряет воду на глубинах около 50 км, дегидратация базальтового

слоя начинается с глубин около 100 км, а дегидратация мантийной части океанической литосферы начинается на глубинах около 150 км.

Смещение интервалов дегидратации относительно равновесной модели будет способствовать интенсивности флюидоотделения, так как основная масса флюидов из базальтовой коры должна выделиться на более «коротком» P-T интервале, а его транспортировке через систему прожилков будет способствовать температурный и химический градиенты, обусловленные контактом с «сухим» осадочным слоем [Miller, 2003]. Эта особенность ведет к смещению границ реакций дегидратации и дает возможность рассмотреть весь процесс в рамках флюидная фаза – «сухая» эклогитовая ассоциация минералов.

Использование особенностей кинетики движения флюидов и динамики процессов дегидратации позволяют упростить методику расчета оценки состава океанической коры после дегидратации, ограничившись расчетом равновесного распределения мобильных элементов между флюидной фазой и минералами «сухой» эклогитовой ассоциации.

Расчет оценки состава океанической коры после дегидратации. Ассоциация минералов «сухого» эклогитового парагенезиса была взята из работы [Hermann, 2002] для объекта Dora Maira (Альпы), эксгумированного фрагмента океанической литосферы, претерпевшего метаморфизм сверх высоких давлений (P=4.5 ГПа, T=750°C). Пропорции минералов в «сухом» эклогитовом парагенезисе были рассчитаны с использованием реальных составов минералов [Hermann, 2002], оценок составов базальтового и осадочного слоев океанической коры. Расчет баланса масс проводился методом наименьших квадратов. Для осадочной оболочки океанической коры в ассоциацию минералов были включены дистен и кварц, являющиеся типичными минералами эклогитов, образовавшихся при метаморфизме осадочных пород [Schmidt, 2004].

Коэффициенты распределения минерал/флюид рассчитывается по формуле  $K_D^{MIN/FLUID} = K_D^{MIN/CPX} * K_D^{CPX/FLUID}$ , где  $K_D^{MIN/FLUID}$  – искомый коэффициент распределения,  $K_D^{CPX/FLUID}$  – экспериментально определенный коэффициент распределения клинопироксен/флюид, а  $K_D^{MIN/CPX}$  – коэффициент распределения минерал/клинопироксен, рассчитанный как отношение концентраций элемента в сравниваемых минералах ( $K_D^{MIN/CPX} = C_{MIN}/C_{CPX}$ , где  $C_{MIN}$  – концентрация элемента в минерале,  $C_{CPX}$  – концентрация элемента в клинопироксене) [Marschall, 2007].

Коэффициенты распределения клинопироксен/флюид для Sr, Zr, Nb, La, Ce, Sm, Tb, Yb, Hf, Ta, Pb были взяты из работы [Spandler, 2003], В, Be, Li из работы [Brenan, 1998], U, Th из работы [Feineman, 2007]. При расчете коэффициентов распределения минерал/флюид для K, Rb, Cs, Ba вместо клинопироксена использовался фенгит [Zack,

2001]. Суммарный коэффициент распределения для породы в целом рассчитывался по формуле  $D = \sum K_D^i \cdot M_i$ , где  $K_D^i$  – коэффициент распределения  $i$ -го минерала, а  $M_i$  – его содержание в породе в долях единицы. Состав равновесного флюида рассчитывался по формуле  $C_F = C_O / (D + F - D \cdot F)$ , где  $F$  – весовая доля флюида в долях единицы,  $C_O$  – состав протолита до дегидратации,  $C_F$  – состав флюида. Весовая доля флюида для базальтового слоя равнялась 6 масс % [Schmidt, 1998], для осадочного слоя 7 масс % [Plank, 1998].

Редкоэлементной состав дегидратированной коры может быть рассчитан как разность концентраций в «протолите» и флюиде, с учетом «веса» каждого из них. При этом концентрации рассеянных элементов в дегидратированной коре должны быть скорректированы на потерю массы вещества при сбросе флюида. Потеря массы будет соответствовать доле  $H_2O$ , удаленной при дегидратации (6 и 7 масс % соответственно). Коррекция концентраций рассеянных элементов выполнена по формуле  $C_{R-M} = (C_O - F \cdot C_F) / (1 - F)$ , где  $C_{R-M}$  – состав дегидратированной коры с поправкой на потерю массы.

Результаты расчетов (табл.1) показывают, что концентрации большинства элементов в выделившемся флюиде очень низки. Исключение составляют Li, B, Rb, Sr, Cs, Ba, Pb. Для обоих «протолитов» элементами однозначно перераспределяющимися в пользу флюида являются Li, B и Pb, концентрации которых в флюиде в 2 – 5 раз превышают таковые в источнике вещества. LREE и U также переходят в флюидную фазу, однако их концентрации незначительны. Остальные элементы практически не выносятся из «протолита». В целом для флюида наблюдается стиль обогащения типичный для магматических пород многих островных дуг, выраженный в высоких LILE/LREE и невысоких LREE/HREE отношениях [Hermann, 2002].

В дегидратированной океанической коре отмечается увеличение концентраций, вызванное уменьшением объема системы. Потери флюидомобильных элементов были незначительны и редко превышали 10 % от их общей массы.

## **ГЛАВА 2.2. КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА ЧУКОТКИ**

Континентальная кора Чукотки имеет сложное геологическое строение. Она состоит из докембрийского основания, с залегающими на нем вулканогенно-осадочными породами палеозойского и мезозойского возрастов. Суммарная мощность палеозойских и мезозойских отложений редко превышает 4000 м, что значительно меньше глубины зоны гранитообразования [Chen, 2007]. Это позволяет не рассматривать их в качестве источника кислых расплавов и ограничиться изучением пород докембрийского основания.

В пределах континентального блока Чукотка-Арктическая Аляска докембрийские породы известны на хребте Брукса, полуострове Сьюард и Восточной Чукотке, где они

слагают полихронные гранито-гнейсовые купола. На Восточной Чукотке наиболее крупный гранито-гнейсовый купол находится в районе озера Коолень.

Метаморфические образования в пределах Кооленьского купола подразделяются на две серии: эттельхвылеутскую и лаврентьевскую [Шульдинер, 1976]. Породы эттельхвылеутской серии обнажены в ядре купола, а породы лаврентьевской серии слагают периферическую часть купола.

Породы обеих серий были метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Т и Р при метаморфизме пород лаврентьевской серии, достигали  $700^{\circ}\text{C}$  и 0,6-0,8 ГПа, что соответствует глубине около 30 км и свидетельствует о положении толщи в средней коре региона, до эксгумации купола в позднемеловое время [Akinin, 2002].

В целом, геологическое строение, условия метаморфизма, ассоциация горных пород и минеральных новообразований позволяют рассматривать купол как эксгумированную зону гранитообразования. Согласно этому генетическому подходу [Chen, 2007], центральная часть купола является поверхностью «гранитного слоя», с начинающей вскрываться зоной магмогенерации (диатектиты), а облегающие его породы являются протолитом вновь образующихся гранитоидных магм (метатектиты).

Как свидетельствует изотопная модель эволюции континентальной коры региона (рис.3а), породы обеих серий являлись потенциальными источниками гранитоидных магм и, следовательно, по их составам могут быть рассчитаны оценки коровых резервуаров, находившихся на уровне магмогенерации в раннемеловое время.

Пробы горных пород слагающих обе серии и их объемные пропорции были любезно представлены И.Л.Жулановой. Аналитические работы выполнены в Институте геохимии СО РАН.

В основу расчета оценок составов этих коровых резервуаров был положен принцип подразумевающий, что породы близкого минерального состава имеют близкие геохимические характеристики (более подробно в работе [Plank, 1998]). В связи с этим, были рассчитаны средние составы всех типичных разновидностей горных пород, затем расчет проводился с учетом их распространенности в разрезах рассматриваемых таксономических подразделений.

При расчетах среднего состава «гранитизированной» толщи (эттельхвылеутская серия) использовались пропорции между биотитовыми, амфиболовыми и кварцитогнейсами в кынэтлювээмской свите, доля палингенного гранитоидного материала была оценена в 11% (данные И.Л.Жулановой). Состав «слоистой» толщи (лаврентьевская серия) был оценен на основе данных по кынэтлювээмской свите,

являвшейся наиболее вероятным источником гранитоидных магм. Рассчитанные оценки составов приведены в табл.1.

### **ГЛАВА 2.3. СУБКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ ЧУКОТКИ**

Оценка субконтинентальной мантии Чукотки может быть сделана по геохимически примитивному базитовому магматизму, проявленному в пределах этого региона. Механизм образования расплавов ультракалиевых магм [Foley, 1992], подразумевает совместное плавление минералов метасоматической ассоциации и вмещающих их перидотитов субконтинентальной литосферы. Это позволяет использовать продукты плавления пород литосферной мантии в качестве искомой оценки.

Для расчета оценки были использованы раннемеловые «геохимически примитивные» базальты Телекайского района Чукотки. В качестве доказательства литосферного положения их источника были использованы геологические, геохимические и изотопные данные. Оценка состава приведена в табл.1.

### **ГЛАВА 2.4. РАССЧЕТ ВКЛАДА ГЕОХИМИЧЕСКИХ РЕЗЕРВУАРОВ В ОБЩИЙ БАЛАНС ВЕЩЕСТВА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЧУКОТКИ**

Состав метасоматического агента. Для расчета количественных параметров предложенной генетической модели, оценка состава метасоматизирующего агента является наиболее важной и сложной задачей. Для этого были использованы изотопные и геохимические характеристики производных первичных ультракалиевых магм, оценки составов геохимических резервуаров и экспериментальные коэффициенты распределения.

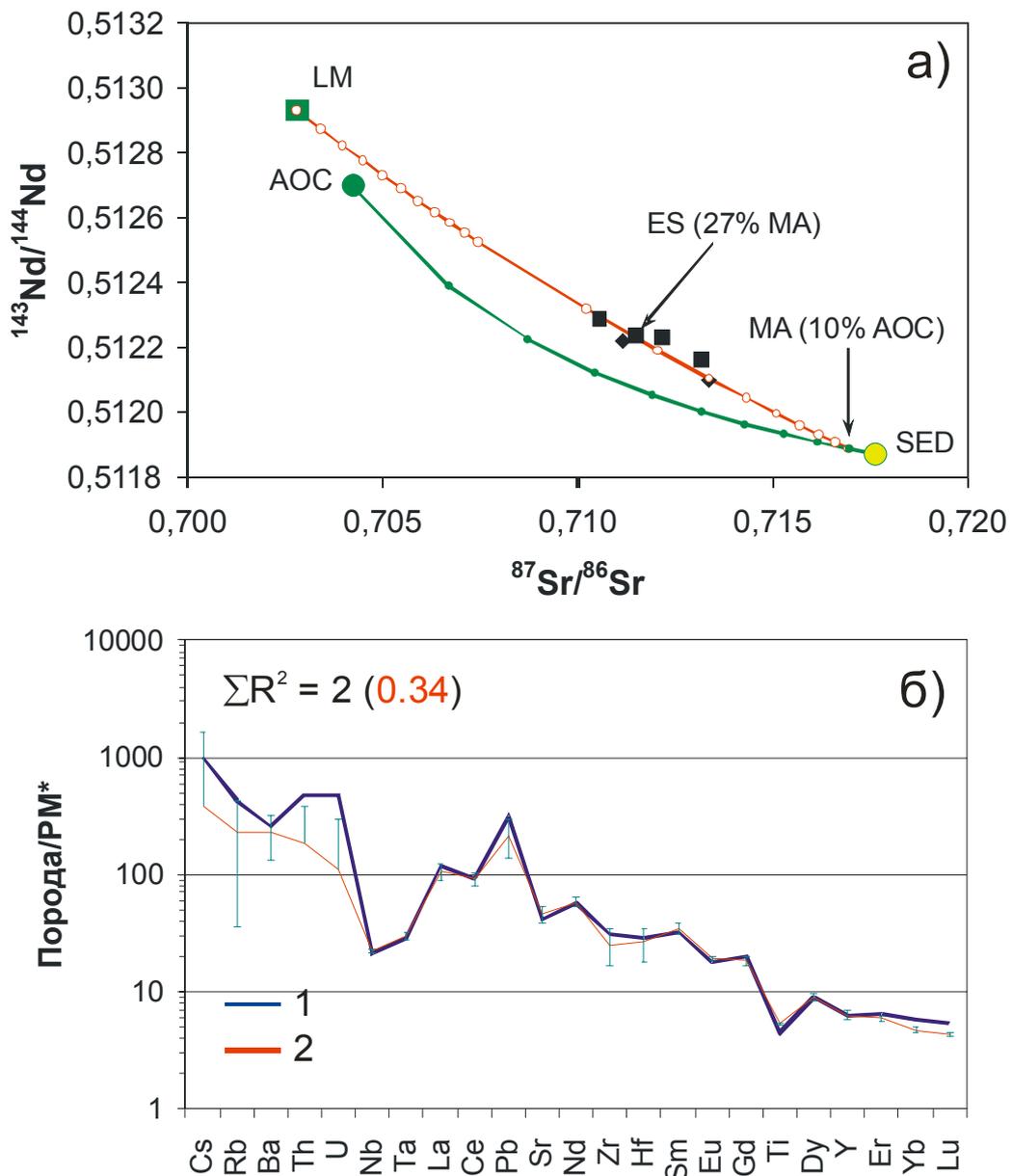
Использование изотопных характеристик оцененных геохимических резервуаров позволяет определить пропорции вещества при образовании метасоматического агента и геохимически специализированного субконтинентального литосферного источника, а геохимические характеристики - оценить качество выполненных расчетов.

Задача решалась с помощью численного моделирования. При моделировании состава метасоматического агента (МА), рассчитывались составы надкритических жидкостей, полученных при разных степенях плавления осадочной (SED) и базальтовой (АОС) оболочек океанической литосферы. Составы надкритических жидкостей были рассчитаны по формуле:  $C_L = C_0 / (F + D - F * D)$ , где  $C_L$  – концентрация элемента в надкритической жидкости,  $C_0$  – концентрация элемента в протолите,  $F$  – степень плавления/растворения,  $D$  – общий коэффициент распределения [Kessel, 2004]. Для осадочных пород была учтена доля коэсита и дистена в реститовой ассоциации минералов. В связи с чем, коэффициенты распределения были уменьшены на 50% [Tommasini, 2007]. В качестве «протолитов» использовались оценки составов базальтового и осадочного слоев дегидратированной океанической коры (табл.1).

Таблица 1

	LM	АОС			SED			МА			«Слоистая» толща					«Гранитизированная» толща				
	С <sub>0</sub>	С <sub>Р-М</sub>	D <sub>1</sub>	С <sub>F</sub>	С <sub>Р-М</sub>	D <sub>2</sub>	С <sub>F</sub>	D <sub>АОС</sub>	D <sub>SED</sub>	С <sub>МА</sub>	I	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	D	CG	II	P	D	CL	CG
<b>Li</b>	16	13	0,44	30	17	0,25	67	0,22	0,11	59	41	44	59	0,43	93	37	41	0,22	60	104
<b>Be</b>	0,95	0,6	1,54	0,39	5	1,04	4,8	0,08	0,04	20	3,2	6,4	6,1	1,2	5,4	3,1	6,3	1,8	4,8	4,9
<b>B</b>	15,8	23	0,34	68	12	0,22	55	0,08	0,04	69	9,5	21	3,3	0,2	6,9	13,7	24	0,21	35	16
<b>Rb</b>	15	4,95	1,13	4,4	85	2,29	37	0,0071	0,0036	395	72	133	132	0,145	298	135	184	0,025	303	305
<b>Cs</b>	1,75	0,32	1	0,32	4,7	0,65	7,2	0,0031	0,0015	22	2,3	6,1	6,9	0,019	19	2,7	6,4	0,022	11	25
<b>Sr</b>	970	75	1,04	72	264	0,79	335	0,0111	0,0056	1405	500	672	668	4	227	330	534	5,26	198	185
<b>Ba</b>	205	13	0,17	77	998	0,91	1095	0,0038	0,0019	4512	868	1560	1459	2,7	693	738	1455	2,85	836	559
<b>Nb</b>	4,03	1,6	30	0,05	12	18	0,66	0,2	0,1	39	14	19	19	1,17	17	15	20	1,43	17	17
<b>Ta</b>	0,17	0,1	36	0	0,91	22	0,04	0,143	0,071	3,25	n.d.	n.d.	1,3	0,52	1,9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,2
<b>Zr</b>	50	74	50	1,5	155	91	1,72	0,083	0,041	671	125	229	201	0,8	231	162	259	2,05	182	181
<b>Hf</b>	0,96	1,9	20	0,1	5	35	0,14	0,061	0,03	22	n.d.	n.d.	3,5	0,27	6,6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	6,2
<b>La</b>	15,6	1,9	3,64	0,52	41	5,97	6,9	0,0029	0,0015	192	46	74	61	0,72	75	50	77	1,85	57	57
<b>Ce</b>	39	6,7	3,94	1,7	88	6,04	15	0,0063	0,0032	417	98	159	123	0,94	128	87	150	2,1	104	103
<b>Nd</b>	24	7	n.d.	n.d.	36	n.d.	n.d.	0,023	0,011	172	43	67	67	1,35	55	32	59	1,92	43	43
<b>Sm</b>	6,9	2,7	19	0,15	7,6	19	0,41	0,112	0,056	30	n.d.	n.d.	7	0,76	8,3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	7,3
<b>Eu</b>	2,25	1	n.d.	n.d.	1,6	n.d.	n.d.	0,314	0,157	4,72	n.d.	n.d.	1	0,84	1,1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,9
<b>Gd</b>	6,46	3,9	n.d.	n.d.	6,8	n.d.	n.d.	0,398	0,199	18	n.d.	n.d.	5,8	0,8	6,7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5,8
<b>Dy</b>	5	5,1	n.d.	n.d.	6,3	n.d.	n.d.	1,259	0,63	8,5	n.d.	n.d.	4,9	0,92	5,2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4,5
<b>Er</b>	2,4	3,2	n.d.	n.d.	3,7	n.d.	n.d.	2,4	1,2	3	n.d.	n.d.	2,3	0,82	2,6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,2
<b>Yb</b>	2	3,1	582	0,01	3,6	367	0,01	3,25	1,62	2,26	3,4	3,2	3,4	1,14	3,1	3,1	2,9	1,52	2,4	2,4
<b>Lu</b>	0,28	0,49	n.d.	n.d.	0,52	n.d.	n.d.	3,56	1,78	0,3	n.d.	n.d.	0,4	0,93	0,4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,3
<b>Y</b>	20	31	n.d.	n.d.	32	n.d.	n.d.	1,25	0,63	44	34	36	36	1,23	31	33	35	1,8	27	26
<b>Pb</b>	1,3	0,36	0,23	1,6	23	0,28	79	0,0065	0,0032	104	20	36	36	1	36	22	37	1,25	34	34
<b>Th</b>	0,3	0,08	37	0	10,5	73	0,15	0,0028	0,0014	47	19	24	24	0,38	40	16	22	0,01	36	37
<b>U</b>	0,13	0,15	7,54	0,02	1,48	13	0,11	0,0038	0,0019	7,2	3,2	4	3,9	0,41	6,4	3	3,8	0,28	5,4	5,3
<b>Sn</b>	1,9	1,73	n.d.	n.d.	6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<b>13,72</b>	2,7	4,8	n.d.	n.d.	11	2,5	4,6	n.d.	n.d.	13
<b>F</b>	500	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<b>2500</b>	764	1094	n.d.	n.d.	1924	337	748	n.d.	n.d.	1139

Концентрации Sn, F в надкритической жидкости были рассчитаны по доле фенгита в SED и АОС, с использованием данных из работы [Zack, 2001]. Концентрации элементов выделенных курсивом в SED и АОС после дегидратации были определены по соотношению с элементами имеющими близкие геохимические свойства. Расшифровка сокращений в тексте работы.



**Рис.7.** Оценка состава метасоматизирующего агента по изотопным и геохимическим характеристикам производных ультракалийевых магм.

а) пропорции смешения между геохимическими резервуарами: АОС; SED; LM. ES - оцениваемый состав шшонита. б) контроль качества оценки состава МА с использованием геохимических данных. 1 - шшонит (Ч-1832). 2 - модельный состав. Сумма квадратов невязок равна 2 (0,34 без Cs, Rb, Pb, Th, U).

Состав метасоматического агента рассчитывался при различных массовых долях SED и АОС, с составами надкритических жидкостей, полученных при различных степенях плавления/растворения по формуле:  $C_{MA} = M_{SED} * C_{L1} + M_{AOC} * C_{L2}$ , где  $C_{MA}$  – концентрация элемента в метасоматизирующем агенте,  $M_{SED}$  – массовая доля SED,  $C_{L1}$  – состав надкритической жидкости полученной при плавлении осадочного вещества,  $M_{AOC}$  – массовая доля АОС,  $C_{L2}$  – состав надкритической жидкости полученной при плавлении базальтов океанической литосферы.

В дальнейшем, для рассчитанных концентраций МА и оценки LM строилась линия смешения в координатах  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_O - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_O$  и проверялось ее соответствие

положению точек составов ультракалийевых вулканитов. При хорошем соответствии рассчитывалась оценка редкоэлементного состава шошонита Ч-1832 с использованием полученных пропорций смешения и рассчитывалась сумма квадратов невязок. В случае значительных расхождений составов расчет МА проводился снова, с использованием других долей смешения АОС и SED, и/или составов надкритических жидкостей.

В результате моделирования, наилучшие значения были получены при составе метасоматизирующего агента содержащем 90 % SED, 10 % АОС, степенями плавления 20 и 2 % соответственно. Составы рассчитанных надкритических жидкостей и метасоматического агента приведены в таблице 1, а визуализация модели и пропорции смешения на рис.7.

Полученные результаты показывают, что оценка состава метасоматизирующего агента содержит 90 % осадочного вещества и обладает аномальными концентрациями большинства рассеянных элементов, что вполне согласуется с данными, полученными при интерпретации изотопной и геохимической информации.

Оценка качества расчета проводилось по соответствию расчетного и реального составов шошонита Ч-1832. Расчет оценки проводился по формуле:  $C_R = 0.73 * C_{LM} + 0.27 * C_{MA}$ , где  $C_R$  – концентрация элемента в оценке состава,  $C_{LM}$  – концентрация элемента в продуктах плавления литосферной мантии,  $C_{MA}$  – концентрация элемента в метасоматизирующем агенте. Коэффициенты 0,73 и 0,27 отражают массовую долю вещества АОС и SED в составе шошонита Ч-1832 (рис.7а). Невязки рассчитывались по формуле:  $R = C_R / C_U - 1$ , где  $R$  – величина невязки,  $C_U$  – концентрация элемента в шошоните Ч-1832.

Для визуализации контроля качества расчетов была построена диаграмма, приведенная на рис.7б. Диаграмма показывает, что для большинства элементов кривые распределения довольно хорошо согласованы. Значительные расхождения наблюдаются для Cs, Rb, Ba, Th, U, Zr, Hf, Yb, Lu. Сумма квадратов невязки для рассчитанной оценки равна 2.0, что превышает допустимое значение. При этом основной вклад в ошибку вносят вышеперечисленные элементы (1,67). Величина ошибки для остальных элементов находится в пределах нормы и составляет 0,34.

Выполненный анализ причин показал, что для Yb и Lu отклонения, скорее всего, связаны с несоответствием коэффициентов распределения нашим условиям, либо недостаточно точной оценкой количественных пропорций минералов в реститовой фазе. Недостаточно высокие концентрации Cs, Rb, Pb, Th, U в рассчитанной оценке шошонита наиболее вероятно вызваны неполным соответствием использованной модели смешения реальным условиям. Скорее всего, обогащение контролировалось перитектическими

реакциями при генерации ультракалийевых магм в субконтинентальном литосферном источнике. Несоответствие концентраций Ba, Zr, Hf, могут быть вызваны неполным соответствием оценки состава геохимического резервуара SED реальным условиям.

В целом, это не имеет большого значения, так как необходимы не абсолютные концентрации элементов, а доли геохимических резервуаров в общем балансе вещества редкометалльных гранитоидов. Необходимо только учитывать, что доля метасоматического агента в составе последних для Cs, Rb, Pb, Th, U, должна рассматриваться как минимально возможная.

Образование геохимически специализированного источника в пределах «слоистой» толщи может быть сведено выявлению пропорций смешения между оценками состава «слоистой» толщи и метасоматического агента в координатах  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ . Положение точек составов гранитоидов соответствует 19 % доле метасоматического агента в их источнике.

Согласно этому, оценка состава геохимически специализированного источника в пределах «слоистой» толщи может быть вычислена по формуле:  $P_1 = 0.81 \cdot I + 0.19 \cdot MA$ , где  $P_1$  – рассчитанная оценка состава источника,  $I$  – оценка состава «слоистой» толщи,  $MA$  – оценка состава метасоматического агента. Качество расчетов и корректность использованной модели проверялась с использованием геохимических данных. Для этого рассчитывался состав протолита с использованием среднего состава «коровых» гранитоидов первой фазы<sup>3</sup>.

Хорошее соответствие обеих оценок позволяет дополнить рассчитанный состав источника «коровых» гранитоидов элементами, отсутствующими в оценке состава «слоистой» толщи. Концентрации этих элементов были взяты из модельного состава.

Оценка состава геохимически специализированного источника в пределах «гранитизированной» толщи является более сложной задачей. Формально она может быть получена при решении последовательности задач: V, VII, IX, X включающих в себя образование ультракалийевых магм при плавлении геохимически специализированного литосферного источника, образование геохимически специализированного источника в пределах «гранитизированной» толщи, образование гранитоидной магмы и смешение ее с ультракалийевой магмой. Неизвестными при этом остаются состав гранитоидной магмы и доля метасоматического агента в ее источнике. В целом, задача сводится к подбору параметров смешения, наиболее корректно описывающих эволюцию составов «гибридных» гранитоидов. Аналогичная задача решалась при оценке состава метасоматизирующего агента в первом пункте данной главы.

---

<sup>3</sup> Исходный и модельный составы, выбранные коэффициенты распределения, приведены в таблице 1.

Для получения пропорций смешения, рассчитывались оценки составов геохимически специализированного источника, при разных долях метасоматизирующего агента. Затем рассчитывался состав гранитоидной магмы при различных степенях плавления и проверялась соответствие модели смешения этого состава с оценкой состава ультракалиевой магмы, реальной эволюции составов «гибридных» гранитоидов. Для визуализации расчетов использовалась диаграмма в координатах  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ . Рассчитанная доля МА в источнике гранитоидов 19 масс %.

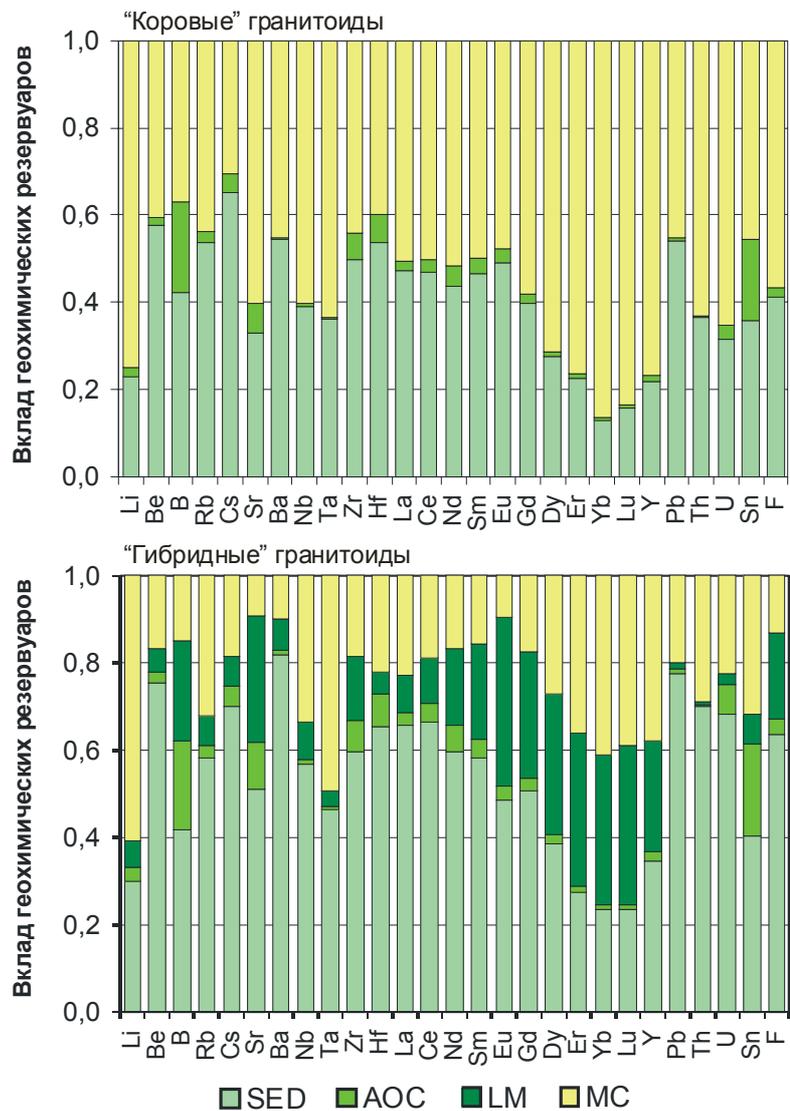
Контроль качества расчетов осуществлялся сравнением оценки состава гранитоидной магмы среднему составу «коровых» гранитоидов второй фазы, источником которых был геохимически специализированный домен, расположенный в пределах «гранитизированной» толщи<sup>4</sup>.

Полученные в результате вышеприведенных расчетов оценки составов геохимических резервуаров и пропорции их смешения позволяют рассчитать балансы вещества при образовании редкометалльных гранитоидов Чукотки.

Вклад геохимических резервуаров рассчитывался для метасоматического агента, ультракалиевых вулканитов, «коровых» и «гибридных» гранитоидов. Использованная методика расчета была довольно проста. Вначале рассчитывался вклад АОС и SED в суммарную вещественную характеристику метасоматического агента. (10 и 90 % соответственно). Доля каждого из геохимических резервуаров рассчитывалась по формуле:  $M_i = m_i * C_i / \sum(m_i * C_i) * 100$  (1), где  $M_i$  – вклад в общую концентрацию элемента (%),  $m_i$  – массовая доля геохимического резервуара (в долях единицы),  $C_i$  – концентрация элемента в резервуаре,  $\sum m_i * C_i$  – суммарная концентрация в оцениваемом веществе,  $i = 1$  до  $n$ ,  $n$  – количество участвующих геохимических резервуаров.

Аналогичным образом был рассчитан вклад различных геохимических резервуаров в состав ультракалиевых вулканитов. С диаграммы рис.7а, брались пропорции вещества LM и МА в шошоните Ч-1835 и с помощью оценок составов LM и МА (табл.1), по вышеприведенной формуле рассчитывался массовый вклад для каждого элемента. Далее, доля МА пересчитывалась на долю АОС и SED по формуле:  $M_{SED} = M_{МА} * m_{sed} / 100$ ;  $M_{АОС} = M_{МА} * m_{aos} / 100$  (2), где  $M_{SED}$  – вклад осадочного слоя океанической литосферы,  $m_{sed}$  – массовая доля SED в метасоматическом агенте (%) для данного элемента;  $M_{АОС}$  – вклад базальтового слоя океанической литосферы,  $m_{aos}$  – массовая доля АОС в метасоматическом агенте (%) для данного элемента,  $M_{МА}$  – вклад метасоматического агента в суммарную вещественную характеристику.

<sup>4</sup> Исходные и рассчитанный состав, выбранные коэффициенты распределения приведены в таблице 1.



**Рис.8.** Балансы вещества для редкометалльных гранитоидов Чукотки.

Для «коровых» гранитоидов расчет проводился аналогичным способом. Доля МА составляет 19 масс %, составы смешивающихся компонентов в табл.1. Оценка вклада «слоистой» толщи ( $MC_1$ ), AOC и SED, выполнена по приведенным выше формулам.

Оценка вклада геохимических резервуаров в суммарную вещественную характеристику «мантийных» гранитоидов является более сложной задачей, так как сами гранитоиды являются продуктом смешения ультракалийевых и редкометалльных гранитоидных магм. В начале расчета были вычислены доли смешивающихся компонентов для каждого элемента. В качестве компонентов смешения были взяты шошонит Ч-1835 и модельный расплав, полученный при плавлении геохимически специализированного корового источника, расположенного в пределах «гранитизированной» толщи. Пропорции смешения 0.5/0.5 (наиболее «примитивный» состав, характеризующий инициальные «мантийные» гранитоидные магмы).

Доля редкометалльных гранитов в «мантийных» гранитоидах пересчитывалась на доли корового вещества и метасоматического агента, а доля МА пересчитывалась на долю

АОС и SED, по формулам, аналогичным формулам (2). Аналогичный пересчет на LM, АОС и SED, был сделан и для доли ультракалиевого шошонита Ч-1835. Окончательные результаты расчетов приведены на рис.8.

Полученные результаты позволяют высказать несколько предположений относительно природы редкометалльных гранитоидов. Редкометалльные гранитоиды имеют комплексный источник металлогенической специализации. В их образовании участвует вещество континентальной коры, океанической и субконтинентальной литосферы. Наиболее значимый вклад в баланс гранитофильных элементов принадлежит рециклированному веществу верхней континентальной коры. Наиболее наглядно это проявлено для «мантийных» гранитоидов, где доля рециклированного вещества в суммарной концентрации гранитофильных элементов обычно превышает 60 масс %. В «коровых» гранитоидах доля рециклированного вещества также высока и редко бывает ниже 50 масс %. Все вышесказанное указывает на важность процессов рециклинга осадочного вещества в зоне субдукции для образования источников редкометалльных гранитоидов.

### **ЧАСТЬ 3. АПРОБАЦИЯ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ**

Для апробации модели были выбраны три разновозрастные редкометалльные провинции, расположенные в пределах Амазонского кратона, Богемского массива и Андийской активной континентальной окраины. В качестве главных критериев выбора регионов были: пространственно-временная связь с процессами субдукции, рудная продуктивность, геологическая изученность, наличие современных аналитических данных и открытость геологической информации.

Методический подход при анализе геологической и изотопно-геохимической информации по выбранным регионам был прост. Необходимо было показать присутствие рециклированного осадочного вещества в составах редкометалльных гранитоидов и ассоциирующих с ними магматических породах.

Появление «субдукционной метки» в геохимически специализированных магматических породах уже позволяет говорить об участии рециклированного вещества в образовании их источника. Однако для получения корректных результатов, должно быть зафиксировано существование палеосубдукционной зоны на одной из границ рассматриваемого континентального блока и оценена способность генерировать кислые геохимически специализированные расплавы одним из таксономических подразделений слагающих континентальную кору региона, находившимся на уровне магмогенерации в нужный временной отрезок.

Для этих целей изучалась история геологического развития региона, строение континентальной коры, состав магматических комплексов и их эволюция во времени. Методические приемы обработки подобной информации аналогичны использованным в предыдущих разделах этой работы.

### **ГЛАВА 3.1. АМАЗОНСКИЙ КРАТОН**

Для апробации модели были выбраны две геохронологические провинции: Центрально-Амазонская (архей) и Вентуари-Тападжос (палеопротерозой), слагающие центральную часть Амазонского кратона. Имеющиеся данные позволяют рассматривать эти геологические блоки как сложно построенную аккреционную структуру, аналогичную Андийской активной континентальной окраине [Santos, 2004], с полого погружавшейся под эту структуру зоной субдукции [Juliani, 2002].

Редкометалльная минерализация (Sn, W) в этом регионе связана с палеопротерозойским редкометалльным гранитоидным магматизмом, который, в свою очередь, контролируется двумя последовательными геодинамическими событиями, разделенными промежутком 10 млн. лет. По соотношению со складчатыми структурами и возрасту, эти гранитоиды могут быть разделены на позднеорогенные (коллизийные,  $1881,6 \pm 1,2$  млн. лет) и посторогенные (анорогенные,  $1871,4 \pm 2,2$  млн. лет) [Juliani, 2002, Santos, 2004].

Анализ геохимической и изотопной информации по редкометалльным гранитоидам региона и ассоциирующим с ними средним и основным магматическим породам позволил связать их образование с плавлением геохимически специализированных источников в континентальной коре и литосферной мантии. Образование этих источников происходило в зоне субдукции, при взаимодействии метасоматического агента, выделившегося при дегидратации океанической литосферы, с породами континентальной коры и субконтинентальной литосферной мантии.

### **ГЛАВА 3.2. БОГЕМСКИЙ МАССИВ**

Богемский массив (Центральная Европа) является одним из наиболее известных районов с широким развитием редкометалльного гранитоидного магматизма. Согласно современным палеогеодинамическим реконструкциям [Raumer, 2009], массив является кратонным террейном, отделившимся от Гондваны в раннепалеозойское время. Он был «зафиксирован» в Варисской складчатой области при коллизии Гондваны и Лаврентии, в результате закрытия Палеотетиса и Рейногерцинского океана. Длительное время массив находился в зоне влияния субдуцировавшей океанической литосферы.

Существование геохимически специализированных источников в субконтинентальной литосфере Богемского массива было зафиксировано прямыми

геологическими наблюдениями. Наличие процессов метасоматического преобразования пород субконтинентальной литосферной мантии выявлено при изучении эксгумированных ультраосновных массивов и ксенолитов из щелочных базальтов [Downes, 2001; Witt-Eickschen, 2003; Shaw, 2005]. Наиболее ярким примером подобных объектов являются глиммериты, слагающие сеть флогопит-апатитовых прожилков в эксгумированном фрагменте субконтинентальной литосферной мантии [Becker, 1999] (фрагмент геохимически специализированного субконтинентального источника, который мог генерировать ультракалиевые магмы [Foley, 1992]). В работах показано, что метасоматические преобразования мантии происходило под воздействием агента, выделившегося при дегидратации океанической литосферы в зоне субдукции.

Образование геохимически специализированного источника в континентальной коре Богемского массива было проиллюстрировано в работе [Vellmer, 1994], посвященной гранитоидам Южно-Богемского батолита. В работе было показано, что источник располагался в нижней континентальной коре и образовался в результате воздействия на нее метасоматического агента, выделившегося при дегидратации океанической литосферы в зоне субдукции.

Приведенных выше данных вполне достаточно для констатации факта о существовании в субконтинентальной мантии и коре Богемского массива геохимически специализированных источников, способных генерировать ультракалиевые магмы и редкометалльные гранитоиды. Эти источники образовались при добавлении рециклированного вещества океанической литосферы к породам субконтинентальной литосферной мантии и континентальной коры.

### **ГЛАВА 3.3. РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТОИДЫ БОЛИВИЙСКОГО ОЛОВОНОСНОГО ПОЯСА**

Боливийский оловоносный пояс является одной из крупнейших редкометалльных провинций мира. Он расположен в тыловой зоне Андийской континентальной окраины, на западной границе Амазонского кратона.

Одной из его главных особенностей является широкое развитие гибридных гранитоидов, обогащенных редкими элементами. Их образование рассматривается с позиций смешения ультракалиевых магм и редкометалльных кислых расплавов [Sandeman, 2004]. Совместное существование основных и кислых магм обогащенных гранитофильными элементами позволяет предполагать, что в пределах рассматриваемого континентального блока существуют геохимически специализированные источники.

Источник ультракалиевых магм расположен в субконтинентальной литосферной мантии. Он был сформирован в зоне субдукции, при добавлении рециклированного вещества к породам мантийного клина, либо литосферной мантии [Carlier, 1997;

Sandeman, 2004; Carlier, 2005]. Возраст источника ультракалийевых магм получен с использованием Nd модельных датировок [Carlier, 2005] и составил 1100 млн. лет.

Начиная с мезопротерозоя, в регионе выделяется шесть возрастных уровней гранитоидного магматизма [Mišković, 2009]. Все гранитоиды являются редкометалльными и связаны с разными геодинамическими событиями в геологической истории региона, однако их геохимические особенности остаются постоянными. Все это позволяет говорить о существовании стабильного источника вещества, обогащенного редкими элементами и расположенного в пределах континентальной коры.

При сравнении с продуктами плавления верхней континентальной коры региона, во всех редкометалльных гранитоидах была выявлена «субдукционная метка», аналогичная таковой в ультракалийевых породах. Это позволяет говорить об образовании источников этих магм в зоне субдукции, при воздействии метасоматического агента на породы континентальной коры.

Для определения возраста преобразований была рассчитана модельная датировка по изотопам Rb. Возраст источника гранитоидов составил 1100 млн. лет. Этот возраст соответствует возрасту источника ультракалийевых магм и совпадает с возрастом магматической дуги Сантос, существовавшей в мезопротерозойское время на западной границе Амазонского кратона.

Во время апробация генетической модели было установлено, что редкометалльные гранитоиды в пределах всех трех провинций являются продуктами плавления геохимически специализированных очагов, расположенных в пределах континентальной коры. Во всех случаях, гранитоиды тесно ассоциируют с производными основных и средних ультракалийевых магм, источники которых также является геохимически специализированными и расположены в субконтинентальной литосферной мантии.

Интерпретация геохимических, изотопных данных, анализ геологического строения и истории геологического развития позволила заключить, что геохимически специализированные источники образовались в зоне субдукции, при воздействии вещества выделившегося при дегидратации океанической литосферы на породы континентальной литосферы.

Полученные результаты позволяют предполагать, что предложенная генетическая модель является корректной. Она вполне адекватно описывает образование редкометалльных гранитоидов и учитывает главные геохимические резервуары, участвовавшие в формировании их источников.

Полученные научные результаты сформулированы в виде защищаемых положений и приведены в водной части работы.

### Список основных публикаций по теме диссертации.

1. Дудкинский Д.В., Ефремов С.В., Козлов В.Д. Распределение редкоземельных элементов в оловоносных гранитоидах Центральной Чукотки // Доклады АН СССР. – 1992. - Т.327. - N 1. - С.131-135.
2. Дудкинский Д.В., Ефремов С.В., Козлов В.Д. Геохимические особенности и результаты Rb/Sr датирования редкометалльных гранитоидов восточного побережья Чаунской губы (Чукотка) // Доклады АН СССР. - 1992.-Т.325.-N 5. - С.1039-1043.
3. Дудкинский Д.В., Ефремов С.В., Козлов В.Д. Геохимические черты мезозойских гранитоидов повышенной основности восточного побережья Чаунской губы (Чукотка) // Тихоокеанская геология.-1993. - N.6, - С.74-84.
4. Дудкинский Д.В., Ефремов С.В., Козлов В.Д. Литий-фтористые граниты Чукотки и их геохимические особенности // Геохимия. -1994. - N.3. - С.393 -403.
5. Ефремов С.В. Геохимия и рудоносность гранитоидов Чаун-Чукотки. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук, Иркутск,1994, 200с.
6. Козлов В.Д. Ефремов С.В. Геолого-геохимическая зональность Певекской (Валькумейской) рудно-магматической системы Чукотки // Тихоокеанская Геология – 1996. - Т.15. - N 2. - С.59-69.
7. Ефремов С.В., Дудкинский Д.В., Козлов В.Д. Новые данные о происхождении редкометалльных плюмазитовых гранитов Западной Чукотки // Доклады РАН. - 1996. - Т.349. - N 5. - С.664-665.
8. Дудкинский Д.В., Козлов В.Д., Ефремов С.В. Петролого-геохимические особенности и геодинамические условия формирования рудоносных гранитоидов Чукотки // Геология и Геофизика. - 1997. -Т.38. - N 7. - С.1202-1215.
9. Козлов В.Д., Ефремов С.В. Калиевые щелочные базальтоиды и вопросы геохимической специализации сопряженных с ними редкометалльных гранитов // Геология и геофизика. – 1999. - Т.40. - № 7. - С.989-1002.
10. Ефремов С.В., Козлов В.Д., Сандимирова Г.П. Rb/Sr возрасты гранитоидов Центральной Чукотки - новый взгляд на историю геологического развития региона // Доклады РАН. – 2000. - Т.375. - № 6. - С.816-819.
11. Ефремов С.В. Петрография, геохимические особенности и модель формирования меловых вулканитов Телекайского района (Ц.Чукотка) // Тихоокеанская геология. – 2001. - Т.20. - № 2. - С.34-61.
12. Ефремов С.В., Дудкинский Д.В., Козлов В.Д., Элиасс Ю.К. Аномальные геохимические поля оловорудных месторождений Центральной Чукотки (на примере

- Иультинского и Валькумейского месторождений) // Прикладная геохимия. В.3. Прогноз и поиски. М., ИМГРЭ. - 2002. - С.151-170.
13. Козлов В.Д., Ефремов С.В. Сравнительная геолого-геохимическая оценка рудоносности гранитоидов и продуктивности оруденения рудных районов Чукотской металлогенической провинции // Прикладная геохимия. В.3. Прогноз и поиски. М., ИМГРЭ. – 2002. - С.178-192.
  14. Ефремов С.В., Козлов В.Д. Ультракалиевые базиты Центральной Чукотки и их роль в понимании генезиса оловоносных гранитоидов // Геология и Геофизика. – 2007. - Т.48. - №2. - С.283-286.
  15. Ефремов С.В., Козлов В.Д., Сандимирова Г.П., Дриль С.И. Изотопное датирование ультракалиевого магматизма Центральной Чукотки. Rb/Sr возраст и геохимические особенности монцитонитов штока Линкор // Геология и Геофизика. – 2008. - Т.49. - №4. - С.240-244.
  16. Ефремов С.В. Источники металлогенической специализации редкометалльных гранитоидов Центральной Чукотки // Известия сибирского отделения секции наук о Земле РАН. – 2008. - Выпуск 5. - С.31-36.
  17. Ефремов С.В. Геохимия и генезис ультракалиевых и калиевых магматитов восточного побережья Чаунской губы (Чукотка), их роль в металлогенической специализации оловоносных гранитоидов // Тихоокеанская геология. – 2009. - Т.28 - № 1. - С. 84-95.
  18. Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П., Сандимиров И.В. О достоверности Rb/Sr изотопных датировок мелового гранитоидного комплекса Центральной Чукотки // Геология и геофизика. - 2010. - № 12. - С.1257-1261.
  19. Ефремов С.В. О возможности использования Rb/Sr и Sm/Nd изотопных составов гранитоидов для генетических реконструкций // Известия Сибирского отделения. Секции наук о Земле РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. - 2010. - № 2. - .Выпуск 35. - С.137-141.
  20. Ефремов С.В. Источники металлогенической специализации редкометалльных гранитоидов Центральной Чукотки // Известия Сибирского отделения. Секции наук о Земле РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. - 2010. - № 1. - Выпуск 34. - С.120-126.
  21. Ефремов С.В. Геохимически специализированные резервуары в континентальной литосфере как возможные источники редкометалльных гранитоидов и связанного с ними оруденения // Известия Сибирского отделения. Секции наук о Земле РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2011. - № 2. - Выпуск 39. - С.47-55.