

На правах рукописи



ВОБНА Галина Михайловна

**ГЕОХИМИЯ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ВОЗРАСТ
МЕТАМАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАННЕЙ СИАЛИЧЕСКОЙ КОРЫ
АЛДАНСКОГО ЩИТА.**

25.00.09 – геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Томск – 2016

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Дальневосточном геологическом институте Дальневосточного отделения РАН

Официальные оппоненты: *Ножкин Александр Дмитриевич*,
доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ФГБУН Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Макрыгина Валентина Алексеевна,
доктор геолого-минералогических наук, профессор, главный научный сотрудник ФГБУН Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН

Мельников Александр Иванович,
доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ФГБУН Институт земной коры СО РАН

Ведущая организация: ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского» («ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург

Защита диссертации состоится «9» июня 2016 г. в 14.00 часов на заседании объединенного диссертационного совета ДМ 212.269.03 при ФГАОУ ВО «Национальный исследовательский Томский политехнический университет» по адресу: 634034, г. Томск, пр. Ленина, 2а, строение 5, корпус 20, аудитория 504.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ФГАОУ ВО «Национальный исследовательский Томский политехнический университет» и на сайте: <http://portal.tpu.ru/council/2799/worklist>

Автореферат разослан «__» _____ 2016г.

Ученый секретарь
диссертационного совета,
к.г.-м.н.



Лепокурова Олеся Евгеньевна

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований

Происхождение и состав земной коры является фундаментальной проблемой геологии. Особую значимость представляют ранние этапы ее становления, которым отвечают глубоко метаморфизованные породы фундамента кратонов. К настоящему времени по этой проблеме накоплен значительный геологический, геохимический и изотопно-геохронологический материал, однако многие вопросы ранней истории Земли остаются дискуссионными. В составе структур фундамента кратонов выделены гранулит-гнейсовые и гранит-зеленокаменные области, характер взаимоотношения которых до сих пор окончательно не решен, как не решены и вопросы исходного состава слагающих эти области метаморфических комплексов, что в особенной мере относится к гранулит-гнейсовым областям. Решение этих проблем требует постановки детальных геохимических исследований метаморфических пород гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных областей кратонов по единой методике.

Имеющиеся в настоящее время материалы свидетельствуют, что ранняя сиалическая кора не состоит из тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (TTG) гнейсов интрузивного происхождения, как принято считать, а имеет более сложный состав и представлена толщей супракрystalного типа, сложенной, главным образом, исходными андезитами и дацитами известково-щелочной серии и одновозрастными, подчиненными им, вулканитами коматиит-толеитовой серии, с присутствием осадочных пород. Подробный тип исходного состава ранней сиалической коры, заложенный еще в эоархее (Гренландский щит) характерен для всех архейских кратонов. Формирование вышеуказанной ассоциации одновозрастных магматических протолитов ранней сиалической коры не может быть удовлетворительно объяснено субдукцией океанических плит и потребовало привлечения другого механизма, предусмотренного концепцией плюмового мантийного магматизма.

В металлогеническом отношении сиалическая нижняя кора рассматривается как потенциальный источник рудного вещества месторождений U, Th, Au, связанных с гранитоидами посткратонной стадии, а содержащиеся в ней базит-гипербазитовые протолиты представляют интерес на сульфидное Cu-Ni-Pt оруденение.

Ключевое значение при исследовании происхождения ранней сиалической коры имеет целенаправленное комплексное геохимическое, изотопно-геохимическое и петрологическое изучение исходных магматических пород фундамента древних щитов в их главных структурах: гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных областях. В данной работе с этой целью рассматривается Алданский щит, который является крупнейшим выступом фундамента Сибирской платформы.

Цели и задачи исследований

Основная цель выполненных исследований: установить геохимическую специфику и происхождение магматических протолитов ранней сиалической коры Алданского щита, определить этапы ее становления. Для достижения цели решались следующие задачи:

1. На основе геохимических особенностей раннекоровых пород супракрystalных метаморфических комплексов гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных областей Алданского щита установить их магматические протолиты.
2. Установить принадлежность исходных магматических пород ранней сиалической коры к определенным петрохимическим сериям, выявить их геохимические особенности и источники магматических расплавов.
3. Оценить возраст каждого из нижнекоровых метаморфических комплексов.

Фактический материал и аналитические методики

В основу работы положены материалы, собранные автором за период работы с 2003 по 2008 год в составе лаборатории физико-химической петрологии и с 2008 по настоящее время в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН. Работы проводились по плановым темам НИР ДВГИ ДВО РАН и по проектам РФФИ и ДВО РАН (06-05-96-106, 03-А-08-102, 06-05-96-057, 09-2-УО-08-004, интеграционные проекты ДВО РАН, СО РАН, УРО РАН 09-П-СУ-08-003, 12-П-СУ-08-009). Также использованы материалы и коллекции образцов, собранные коллегами по лаборатории физико-химической петрологии М.А.Мишкиным, О.В.Авченко (по Сутамскому блоку Алданского щита), А.М.Ленниковым, Р.А.Октябрьским (по Джугджурскому блоку и Батомгской гранит-зеленокаменной области Алданского щита). Кроме того, была обработана коллекция образцов по Олекминской гранит-зеленокаменной области, любезно предоставленная А.П.Смеловым и В.И.Березкиным.

В ходе работы над диссертацией были проанализированы опубликованные к настоящему времени результаты геологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований по разновозрастным раннедокембрийским супракрустальным метаморфическим комплексам Алданского щита.

Методы исследований включали как широкий круг современных аналитических методов, так и традиционные геохимические и петрографические исследования. Весь объем каменного материала был исследован по следующим позициям: 1. петрографическое изучение шлифов (около 2000 шт.), 2. петрохимические исследования пород (около 1000 обр.), 3. определение состава минералов на рентгеновском микроанализаторе JXA-8100, (около 30 обр.) 4. геохимическое изучение образцов пород с использованием ICP-MS (метод индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием) для анализа на породообразующие окислы и примесные элементы (около 1000 анализов).

Обработка петрогеохимических и изотопно-геохронологических данных и моделирование проводилось на персональном компьютере с использованием пакетов программ для ОС Windows Vista и прикладных геохронологических и петрологических программ. Исследования проводились на базе лабораторий Аналитического центра Дальневосточного геологического института ДВО РАН, в лаборатории изотопных исследований Института земной коры СО РАН (Иркутск) и Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Для изотопно-геохронологических исследований цирконов в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН был освоен под руководством автора U-Pb локальный метод LA-ICP-MS на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500a, соединенном с системой лазерной абляции образца UP-213. Геохронологические результаты по цирконам обрабатывались автором с помощью программ «Glitter v. 4.4.2» (Access Macquarie Ltd), отношения нормализовались на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2 и 91500, возраст которых принят равным 416.8 и 1065.4 млн лет соответственно. Диаграмма с конкордией строилась с использованием программы «Isoplot/Ex v. 3.00». Для 30 образцов были проведены Sm-Nd изотопные исследования по валовым пробам и U-Pb геохронологические исследования с привлечением классического U-Pb изотопного метода по микронавескам циркона. Исследования проводились в изотопной лаборатории Кольского НЦ (г.Апатиты) и в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ.

Расчет P-T параметров метаморфизма производился с использованием минеральных геотермобарометров и привлечением материалов компьютерного моделирования физико-химических условий минералообразования на программном комплексе «Селектор». Кроме того, петрологические исследования включали модельные расчёты P-T параметров образования исходных андезит-дацитовых ассоциации и ультраосновных расплавов ранней коры, выполненные на основе известных в литературе экспериментов (Вольф, Уайли, 1993, Sen, Dunn, 1994, Nisbet et al., 1993, McKenzi, Bicle, 1988, Scarrow, Cox, 1995)

Научная новизна работы и практическое значение

Научная новизна работы заключается в следующем.

Установлена важная закономерность, заключающаяся в том, что исходный состав магматических протолитов архея и раннего протерозоя ранней сиалической коры Алданского щита представлен андезит-дацитовый ассоциацией известково-щелочной петрохимической серии и подчиненными ей вулканитами коматиит-толеитовой серии.

Установлено, что андезит-дацитовая ассоциация исходных магматических протолитов ранней сиалической коры Алданского щита отличаются от средне-кислых вулканитов современных внутриокеанических островных дуг обогащением LILE, U, Th и LREE.

Исходные коматииты ранней коры Алданского щита отличаются от меловых коматиитов Тихого океана обогащением LILE, U, Th и LREE, что свидетельствует об изначальном геохимическом отличии раннедокембрийской мантии от современной мантии Тихого океана.

Выполненными изотопно-геохронологическими исследованиями установлено, что ранняя сиалическая кора восточной части Алданского щита относится к раннему протерозою, а не к архею, как считалось ранее.

Впервые образование магматических протолитов ранней сиалической коры Алданского щита рассмотрено на основе концепции мантийных плюмов.

Выявленная временная последовательность формирования ранней сиалической коры может быть использована для составления и уточнения легенд к геологическим картам нового поколения м-ба 1:200000 и 1:1000000 докембрия Алданского щита. Полученные результаты могут быть использованы при геохимическом районировании раннедокембрийских образований как Алданского щита, так и других выступов фундамента Сибирской платформы – Анабарского щита, Шарыжалгайского и Ангаро-Канского поднятий.

Результаты работы позволят уточнить поисковые признаки месторождений U, Th, Au, связанных с гранитоидами посткратонной стадии, а базит-гипербазитовые протолиты представляют интерес на сульфидное Cu-Ni-Pt оруденение.

Материалы диссертации используются в образовательных программах бакалавриата и магистратуры направления «Геология» в Дальневосточном федеральном университете.

Защищаемые положения

1. Ранняя сиалическая кора архея и раннего протерозоя¹ Алданского щита в гранулит-гнейсовых областях представлена метабазит-эндербитовой, а в гранит-зеленокаменных амфиболит-плаггиогнейсовой породными ассоциациями. Магматическими протолитами этих ассоциаций являются вулканиты андезит-дацитового состава известково-щелочной петрохимической серии, которым подчинены коматииты, коматиитовые и толеитовые базальты коматиит-толеитовой серии.

2. Исходные известково-щелочные андезиты и дациты ранней сиалической коры относятся к натровому петрохимическому ряду нормальной щелочности. В сравнении со средне-кислыми вулканитами современных внутриокеанических дуг, они обогащены LILE и рядом элементов группы HFSE, в том числе U, Th, и LREE, что отражает геохимические особенности источников их расплавов – первичной базитовой коры.

3. Раннекоровые исходные толеитовые базальты коматиит-толеитовой серии отличаются от толеитовых базальтов MOR Тихого океана повышенными содержаниями LILE, U и Th. Отношения Nb, Zr, Y свидетельствуют о плюмовом происхождении раннекоровых исходных толеитов. Метакоматииты, в сравнении с меловыми коматиитами

¹ В работе принята стратиграфическая шкала расчленения докембрия по (Решения III Всероссийского совещания «Общие вопросы...», 2001); нижний архей более 3200, верхний архей 3200-2500, нижний протерозой 2500-1650, верхний протерозой 1650-535 млн лет.

о. Горгона Тихого океана, обогащены LILE, U, Th, и LREE, что свидетельствует о геохимической специфике раннедокембрийской мантии Алданского щита.

4. Модель формирования ранней сиалической коры предусматривает подъем верхнемантийного плюма, его декомпрессионное частичное плавление с образованием магм коматиит-толеитовой серии, метаморфизм амфиболитовой фации основания первичной базитовой коры, ее частичное плавление и образование расплавов среднего и кислого составов. В раннем архее (3,3-3,2 млрд лет назад) было сформировано сиалическое ядро будущего Алданского щита, в позднем архее (3,1-3 млрд лет) и раннем протерозое (2,25-2,06 млрд лет) мантийное плюмообразование последовательно смещалось на юг и восток от этого ядра, в результате чего завершилось образование Алданского микроконтинента.

Публикации и апробация работы

По теме диссертации опубликовано более 30 работ, включая одну авторскую монографию, а также 15 статей в журналах перечня ВАК

Основные результаты докладывались и представлялись на 33-ем Международном геологическом конгрессе, 5-ти международных, а также на 10-ти всероссийских и региональных симпозиумах, совещаниях и конференциях за период с 2003 по 2013 год.

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, 7 глав и заключения, общим объемом 219 страниц, включая 89 рисунков, 27 таблиц и списка литературы из 273 наименований.

Благодарности

Настоящий труд является итогом многолетней работы автора, в котором нашли отражение идеи его учителей – д.г.-м.н. В.Т.Фролова (МГУ им. М.В.Ломоносова) и д.г.-м.н. М.А.Мишкина (ДВГИ ДВО РАН), способствовавшим научному становлению автора, которым он выражает глубочайшую признательность.

Особую благодарность автор выражает д.г.-м.н. А.Д.Ножкину (ИГМ СО РАН) за конструктивное и доброжелательное обсуждение данной работы и многолетнее творческое общение. Выполнению исследований способствовали плодотворные дискуссии с директором ДВГИ ДВО РАН, академиком А.И.Ханчуком, которому автор обязан еще и прекрасной рабочей атмосферой на протяжении всей своей научной деятельности.

Искреннюю благодарность автор выражает коллегам по институту, которые поддерживали автора и с которыми обсуждались мнпроблемы, затронутые в работе - чл.-корр. РАН В.Г.Сахно, д.г.-м.н. О.В.Авченко, д.г.-м.н. А.М.Ленникову, к.г.-м.н. Р.А.Октябрьскому, д.г.-м.н. С.В.Высоцкому, к.г.-м.н. И.А.Александрову, к.г.-м.н. С.Н.Лаврику.

Трудно переоценить аналитическую и методическую помощь коллег из Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН в лице Н.В.Зарубиной, к.г.-м.н. А.А.Карабцова, к.г.-м.н. В.В.Иванова.

Геохронологические исследования были бы неполными без поддержки к.г.-м.н. В.И.Киселева, А.А.Вельдемар, к.г.-м.н. С.А.Сергеева, к.г.-м.н. Н.В.Бережной, к.ф.-м.н. И.Н.Капитонова, И.Г.Ванганен.

Выполнению работы способствовали советы академика Д.Ю.Пущаровского, д.г.-м.н. Л.Л.Перчука, д.г.-м.н. О.М.Розена, д.г.-м.н. Д.Г.Кошуга, д.г.-м.н. Т.И.Фроловой, д.г.-м.н. А.П.Смелова, к.г.-м.н. Н.И.Гусева.

За творческое общение, науку полевых исследований автор благодарен д.г.-м.н. М.М.Буслову, д.г.-м.н. А.Н.Диденко, чл.-корр. РАН Е.В.Склярору, д.г.-м.н. В.С.Имаеву, к.г.-м.н. Л.П.Имаевой, д.г.-м.н. А.В.Корсакову.

Большая техническая помощь в оформлении работы была оказана Л.И.Грабко, Л.И.Смирновой, которым автор весьма признателен.

Автор благодарен семье и близким за поддержку и душевный комфорт, которые способствовали написанию данного труда.

ГЛАВА 1.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1. Вводные положения

Происхождение и рост континентальной коры является одной из главных проблем в изучении геологической эволюции Земли. Полученные в последние десятилетия обширные материалы по вещественному составу и изотопной геохронологии сиалической докембрийской коры континентов позволяют по-новому взглянуть на закономерности ее роста и происхождения. Рассмотрение этого вопроса тесно связано с проблемой формирования Земли как планеты. Не останавливаясь на существующих наиболее распространенных концепциях происхождения Земли, обзор которых можно найти в работах А.Е. Рингвуда (1982), В.Е. Хаина (2003), и др. надо отметить, что автор придерживается модели Шмидта-Сафронова (Сафронов, 1969; Сафронов и др., 1978; Шмидт, 1957), рассматривающей происхождение планет Солнечной системы из холодного протопланетного газопылевого облака. Согласно модели, формирование Земли (аккреция) на заключительной стадии происходило в результате соударения крупных планетезималей, которые по массе соизмеримы с Луной. Процесс аккреции Земли занял около 100 млн лет. Наиболее важные положения модели Шмидта-Сафронова для проблемы, рассматриваемой в работе, следующие: 1. Участием в аккреции Земли тел астероидных размеров на заключительных стадиях обусловлено то, что «отдельные области в недрах Земли отличались физическими свойствами, деталями химического состава, концентрацией радиоактивных элементов и т.п.» (Шмидт, 1957). 2. Наибольшая начальная температура Земли, близкая к точке плавления ее вещества, достигалась на глубинах 300-500 км при наличии поверхностного твердого слоя.

Исходя из первого положения модели Шмидта-Сафронова, можно полагать, что, ввиду неоднородности состава планетообразующих астероидов, произойдет неравномерное распределение в мантии тугоплавких литофильных элементов, таких как Са, Al, Ba, U, Th, РЗЭ. Таким образом, в мантии образуются области, относительно обогащенные U и Th, которые будут играть решающую роль в радиогенной теплогенерации (Мёрти, 1980).

Основываясь на втором положении модели Шмидта-Сафронова, автор настоящей работы полагает, что ввиду разности плотностей вещества квазирасплавленного слоя и твердого поверхностного слоя мантии неизбежно произойдет подъем мантийного вещества в виде отдельных струй (плюмов) с декомпрессионным частичным плавлением. Из этого положения модели Шмидта-Сафронова проистекает, что процессы плюмообразования охватывали глубины, примерно соответствующие современной верхней мантии.

Магматическая деятельность мантийных плюмов после исчезновения ударной тепловой энергии, и снижения энергии сжатия и тепла от распада короткоживущих радиоактивных элементов (^{26}Al и др.) в дальнейшем могла поддерживаться лишь в отдельных областях, где существовал достаточный дополнительный приток тепла за счет распада долгоживущих радиоактивных элементов (РАЭ) - ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th . Такие области верхней мантии автор называет аномальными (Мишкин, Вовна, 2009б). Именно в аномальных областях верхней мантии продолжалась магматическая деятельность плюмов, которая носила импульсный характер, по мере накопления радиогенного тепла. Здесь происходит быстрое увеличение мощности первичной базальтовой коры и последующее ее подплавление снизу с образованием расплавов среднего и кислого состава под влиянием тепла поднимающихся более поздних мантийных плюмов. При пульсационной деятельности мантийных плюмов мощность базальтовой, а точнее, базитовой коры наращивается не только на поверхности путем излияния базальтов, но и при подслаивании (андерплейтинг) ее базитовыми интрузиями снизу (Rudnic, 1992). Эти интрузии базитов

могут располагаться на глубинах, достаточных для термального воздействия и расплавления последующими поднимающимися плюмами. (Мишкин, Вовна, 2009б).

Автор полагает, что областям аномальной верхней мантии в коровом слое в настоящее время соответствуют кратоны, сформировавшиеся в интервале времени хадей-архей. Это подтверждается исследованиями свинец-свинцовой изотопной системы пород кратонов, свидетельствующие об их высоких значениях величины $\mu(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$ (Kamber et al., 2003)

На основании изотопного датирования ксеногенных и детритовых цирконов предполагается, что отдельные области формирования ранней сиалической коры над аномальной мантией существовали уже в хадее: Северо-Атлантический кратон (Гренландия, Акаста, Вайоминг), Австралийский кратон (блок Йилгарн), Антарктида (Мишкин, Вовна, 2010, Вовна, Мишкин, 2011).

В результате последующего архейского корообразования были сформированы первые блоки сиалы (протоконтиненты), разделенные протоокеаном. В сравнении с областями аномальной мантии под архейскими кратонами, мантия под протоокеаном была относительно обеднена теплотворными РАЭ и поэтому процессы корообразования здесь шли с запозданием и были проявлены только в протерозое (2,5-0,54 млрд лет).

1.2. Структура континентальной коры кратонов

В настоящее время в континентальной коре кратонов принято выделять верхнюю и нижнюю кору (Wedepohl, 1995). В составе верхней коры выделяются верхний структурный ярус – платформенный чехол и нижний структурный ярус включающий, как показала практика геологического картирования кратонов, протоплатформенные образования и зеленокаменные пояса, отделенные от нижней коры структурными несогласиями (Синицин, 1990, Кушев, 1985, Истомин, 2007) (рис.1).

Структурные отношения зеленокаменных поясов с нижнекоровыми образованиями (породами фундамента кратонов) на протяжении нескольких десятилетий были остро дискуссионными вопросами. В тектонике плит основные и ультраосновные метаспороды зеленокаменных поясов считались образованиям океанического дна, а средние и кислые – островных дуг. Другая группа исследователей зеленокаменные пояса относил к рифтогенным структурам, заложенным на континентальном основании. В последнее десятилетие получены убедительные доказательства второй точки зрения:

1. Несогласное залегание базальных слоев зеленокаменных поясов на размытые гнейсы или граниты фундамента. Как показано на рис.1., основание зеленокаменных поясов служит структурным репером, отделяющим верхнюю часть земной коры от нижней. Структурное несогласие между зеленокаменными поясами и породами фундамента зафиксировано на многих хорошо изученных кратонах: например, зеленокаменный пояс Йелоунайф Канадского щита (Baragar, Mc Glinn, 1976), зеленокаменные пояса провинции Карнатака Индийского щита (Nantigyal, 1965), зеленокаменный пояс Белингве Родезийского кратона Африки (Wilson et al., 1978), зеленокаменные пояса Кольского полуострова Балтийского щита (Вревский и др. 1996).

2. Перебуривание скважинами (в том числе глубинной Кольской скважиной) геологического разреза зеленокаменных поясов до границы с фундаментом, несущей признаки размыва (Магматические и метаморфические... 1986, Hunter et al., 1998, Bickle et al., 1994 и др.).

3. Наличие в кислых магматитах зеленокаменных поясов древних ксеногенных цирконов из сиалического фундамента (Van Kranendonk et al., 2007 и др.).

4. Nd-изотопные характеристики пород зеленокаменных поясов несут следы изотопного геохимического влияния более древней сиалической коры (Вревский, 2011).

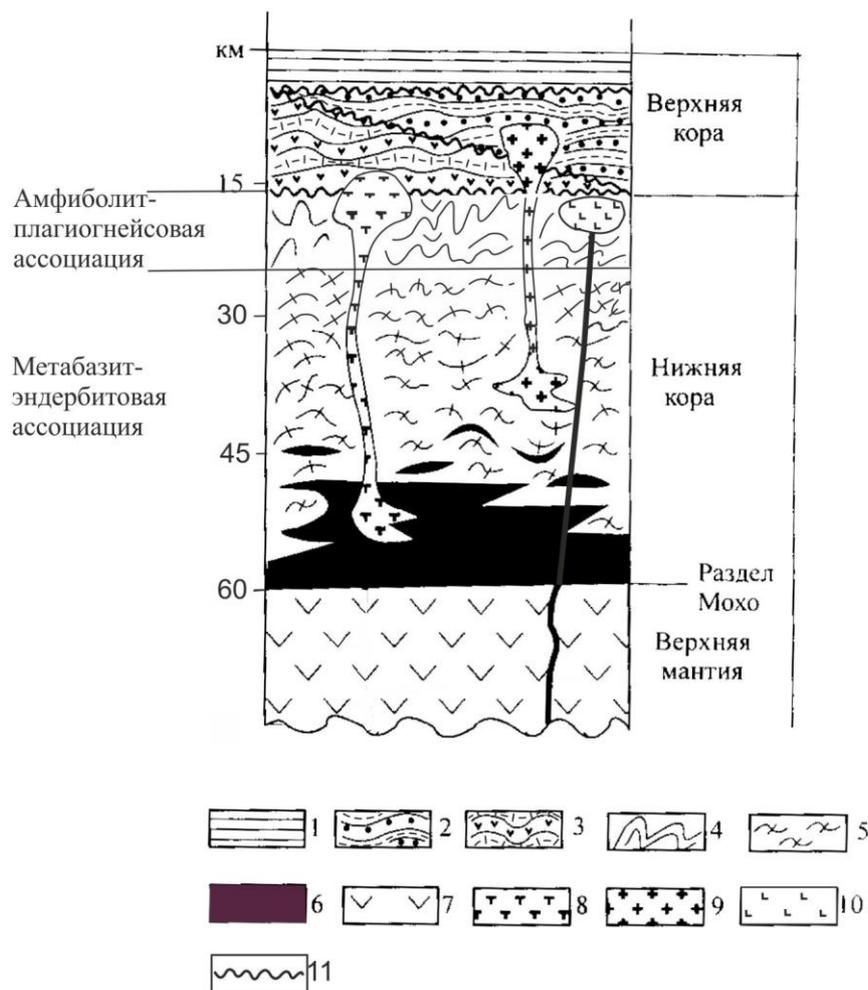


Рис. 1. Разрез континентальной коры платформ по (Wedepohl, 1995) с дополнениями автора.

1 – платформенные отложения; 2 – метавулканогенно-осадочные образования докембрийского протоплатформенного чехла; 3 - метавулканогенно-осадочные образования зеленокаменных поясов; 4 – плаггиогнейсово-амфиболитовая (серогнейсовая) ассоциация; 5 – метабазит-эндербитовая ассоциация; 6 – гранулиты основного и ультраосновного состава; 7 – шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты; 8 – плутоны тоналитов; 9 – плутоны гранитов; 10 – расслоенные плутоны габбро-перидотитов, 11 - поверхности углового несогласия.

При общей мощности континентальной коры 40-70 км, в платформенных и складчатых областях, соответственно, нижняя кора представлена базитовым основанием и верхней сиалической частью, метаморфизованными в глубинных условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций при давлении 5-11 и более кбар. Подобных или близких взглядов придерживается большинство исследователей специально занимающихся вопросами формирования земной коры и её эволюции (Wedepohl, 1995, Rudnic, 1995, Rudnic, Fountain, 1995, Weaver, Tarney, 1984, Gao et al., 1992, Rudnic, Presper, 1990, Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Сиалическая часть нижней коры, отражающая ранние этапы становления кратонов, названа автором ранней и является объектом исследования в диссертации. Как известно нижняя сиалическая кора выходит на поверхность в древних щитах и структурно приурочена к гранит-зеленокаменным и гранит-гнейсовым областям. Из рис. 1 следует, что верхние уровни нижней сиалической коры представлены амфиболит-плаггиогнейсовой ассоциацией амфиболитовой фации метаморфизма («серые гнейсы»), которые слагают гранит-зеленокаменные области щитов. Эти гнейсы являются фундаментом для зеленокаменных поясов. В гранулит-гнейсовых областях щитов ранняя сиалическая кора

представлена метабазит-эндербитовой ассоциацией, которая соответствует более глубинным уровням нижней коры. Взаимоотношения гранит-зеленокаменной и гранулит-гнейсовой структурных областей является дискуссионным вопросом. Часть исследователей полагает, что эти области отличаются только различной интенсивностью тепловых потоков. Другие же считают, что разница в степени метаморфизма пород в этих областях обусловлена различными уровнями их эродированности. Другими словами в гранулит-гнейсовых областях на поверхность выведены наиболее глубинные уровни нижней коры, (не путать с малоглубинными гранулитами зонального типа метаморфизма). Автор полагает, что широкое внедрение в практику исследований метаморфических комплексов минеральных термобарометров доказало правомочность второй точки зрения. Примером может служить линейная зона гранулитовых пород Капускейсинг гранит-зеленокаменной области Сьюпериор Канадского щита, представляющая взброшенный тектонический блок, для которых условия давления при метаморфизме соответствовали 8-10 кбар, вмещающих гнейсов амфиболитовой фации гранит-зеленокаменной области Вава – 5 кбар, а зеленокаменного пояса Мичипикотен – 3 кбар (Percival et al., 1992). Автором установлено, что на Алданском щите подобные тектонические соотношения существуют между метаморфическими образованиями гранит-зеленокаменной Олекминской области и гранулитовым Оломокитским блоком.

С другой стороны малоглубинному локальному гранулитовому метаморфизму могут подвергаться породы гранит-зеленокаменных областей, зеленокаменных поясов и протоплатформенного чехла. Примерами являются окраины Анабарского и Алданского щитов. Выявление этих обстановок стало возможным лишь в последние годы вследствие комплексных изотопно-геохронологических и термобарометрических исследований на указанных выше щитах. Так на Алданском щите было установлено, что, ранее включавшиеся в состав архейского гранулитового комплекса верхнеалданская, курумканская, амедичинская и фёдоровская свиты являются раннепротерозойскими (Ковач и др., 1999, Котов, 2003, Великославинский и др., 2006, Frost et al., 1998, Истомин, 2007) и по условиям давления своего гранулитового метаморфизма существенно отличаются от раннекоровых сиалических архейских образований. Так для курумканской толщи В.Р. Фростом с коллегами (Frost et al., 1998) установлено, что условия её метаморфизма соответствовали $T = 750^{\circ}\text{C}$, $P = 4$ кбар., поэтому она была отнесена автором к структурам протоплатформенного раннепротерозойского чехла.

1.3. Состав ранней сиалической коры кратонов

В настоящее время в геологической литературе бытует представление о том, что нижняя сиалическая кора архейских кратонов представлена гнейсами тоналит-трондjemит-гранодиоритового состава, образовавшимися при разгнейсовании и метаморфизме интрузивных тел гранитоидов.

Эти представления возникли на ранних этапах изучения гранит-зеленокаменных областей различных кратонов (Arth, Hanson, 1975, Barker et al., 1979, Bridgwater and Collerson, 1976, Condie, Hunter, 1976, Hanson, Goldich, 1972, Hunter et al., 1978, O’Nions, Pankharst, 1978, Tarney et al., 1979, Weaver, Tarney, 1980) когда для них было установлено наличие интрузивов постоянной ассоциации трех натровых плутонических типов: тоналиты, трондjemиты и гранодиориты (Moyn, Martin, 2012). Для этой триады Б.-М. Джаном с соавторами (Jahn et al., 1981) при изучении метаморфических пород блока Пилбара Западной Австралии впервые было предложено название «гнейсы TTG» состава, которое прочно закрепилось в литературе (Moyn, Martin, 2012).

Рассмотрение современных материалов показало, что упомянутые выше исследования Б.-М. Джана с соавторами были приурочены к кислым вулканитам супракрустальных образований зеленокаменного пояса Варравуна (3.53 млрд лет) и прорывающим их гранитам (ортогнейсам) с возрастом 3.43 млрд лет. Изученные ими магматические образования не относятся к фундаменту Австралийского кратона, который вообще не вскрыт в блоке Пилбара и, судя по ксеногенным цирконам в кислых

вулканитах зеленокаменных поясов, имеет возраст около 3,7 млрд лет (Van Kranendonk et al., 2007). Таким образом, изученные Б.-М. Джаном с соавторами «гнейсы TTG» являются образованиями верхней, а не нижней коры (рис.1). Одновременно с исследованиями Б.-М. Джана (1981) ряд отечественных геологов развивали представления о вулканогенной исходной природе «серых гнейсов» фундамента платформ (Богатиков и др. 1980) и др.

Как свидетельствует геологическое картирование нижнекоровых метаморфических комплексов фундамента кратонов, главную роль в их составе играют супракрустальные исходно вулканогенно-осадочные комплексы, в которых средне-кислые вулканиты представлены андезит-дацитовый ассоциацией. Этой известково-щелочной андезит-дацитовый ассоциации всегда сопутствуют в подчиненном количестве одновозрастные исходные вулканиты коматиит-толеитовой серии, как в гранулит-гнейсовых, так и гранит-зеленокаменных областях. Эта закономерность прослеживается на всех кратонах. На Сибирском кратоне, кроме Алданского щита, указанная нижнекоровая породная ассоциация характерна для нижнего архея Шарыжалгайского поднятия и верхнего архея Анабарского щита (Вовна и др., 2009).

Как следует из рисунка 1, нижняя кора платформ представлена породами амфиболит-гнейсовой ассоциации (амфиболитовая фация метаморфизма) и метабазит-эндербитовой ассоциацией (гранулитовая фация). При установлении исходного состава метаморфических пород этих ассоциаций, кроме структурных полевых наблюдений, важное значение имеют их геохимические особенности. На решение этих вопросов известные ограничения накладывает подвижность химических элементов при метаморфизме.

Имеющиеся в литературе статистические исследования по изменению химического состава пород в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации, включительно, свидетельствуют об относительно инертном поведении главных петрогенных элементов, (Кепежинская, 1997, Condie, 2005). Как отметили Конди и Аллен при гранулитовом метаморфизме в зонах повышенной проницаемости некоторая подвижность отмечается для К (Конди, Аллен, 1967). Эти положения позволяют считать оправданным применение петрохимических диаграмм для установления исходной природы метаморфических пород. Всё вышесказанное не относится к породам, подвергнутым процессам гранитизации или каким-либо иным видам метасоматических изменений, при которых отмечается подвижность широкого ряда химических элементов.

Наряду с главными петрогенными элементами важное значение для геохимической характеристики метаморфических пород имеют элементы – примеси. В геохимических диаграммах для метаморфических пород от зеленосланцевой до амфиболитовой фации включительно применяются крупноионные литофильные элементы: Rb, Ba, Sr, Pb, а также группа высокозарядных элементов: Sc, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, и группа редкоземельных элементов (РЗЭ). Часто в геохимических диаграммах элементы примеси используют в совокупности с отдельными петрогенными элементами. Так, например, для геохимической характеристики серых гнейсов фундамента платформ, метаморфизованных в амфиболитовой фации, Х. Мартин (Martin, 1994) и Конди (Condie, 1993) в мультиэлементной диаграмме использовали такой ряд элементов: Rb, Ba, Th, U, K, Ta, Nb, La, Ce, Sr, Nd, P, Hf, Zr, Sm, Ti, Tb, Yb. Однако, при гранулитовом метаморфизме некоторые из элементов примесей становятся относительно подвижными и это накладывает некоторые ограничения при применении геохимических диаграмм для гранулитовых пород. Геохимическое поведение рассеянных элементов при гранулитовом метаморфизме рассматривалось во многих работах. Известно, что гранулиты обеднены некоторыми литофильными элементами, такими, как Rb, U, Th (Ножкин, Туркина, 1993, Sighinolfi, 1978 и др.). Считается также, что РЗЭ относительно инертны при гранулитовом метаморфизме за исключением Eu (Конди, Аллен, 1987). Инертное поведение при метаморфизме отмечается для элементов с высоким зарядом катионов - Nb, Zr, Hf. Та и для феррофильных элементов - Ni, Co, Cr (Sun, Nesbit, 1978). Из сказанного выше следует,

что для геохимической характеристики гранулитовых пород Rb, Ba, Th, U, K следует использовать с известной осторожностью.

Для выяснения первичной природы метаморфических пород существует целый ряд петрохимических диаграмм. (Де ла Рош, 1972, Петрова и др., 1975, Неелов, 1980, Предовский, 1980, Великославинский, 1998, Юдович, Кетрис, 2000, Антипин, Макрыгина, 2006). Известно, что при определении исходной природы метаморфических пород особую сложность вызывают породы среднего и кислого состава, для которых чаще всего возникает неопределенность при отнесении их к магматическим или осадочным. Для решения этого вопроса У. Дененом и Б. Муром (Denpen, Moog, 1971) была предложена дискриминационная диаграмма $Si' - Al/Fe$ ат. кол. Ввиду того, что эта диаграмма имеет значительное поле неопределённости, автором настоящей работы разработана и приводится впервые диаграмма $Al/Fe - Al+Fe/Ca$ ат. кол. Кроме того применяются дискриминантные функции (Shaw, 1977, Великославинский и др., 2013).

Исследование разновозрастной ранней сиалической коры супракрустальных комплексов Алданского щита основано на единой методике, которое осуществлялось в следующей последовательности. 1. Выявление магматических протолитов супракрустальных метаморфических комплексов с применением указанных выше диаграмм и дискриминантных функций. 2. Разделение метаморфических пород выявленного исходного магматического происхождения на группы по кремнекислотности на диаграмме TAS. 3. Определение принадлежности метаморфических пород исходного магматического происхождения к той или иной петрохимической серии на диаграмме $Al - (Fe + Ti) - Mg$ (Jensen, 1976). 4. Далее для решения вопросов петрогенезиса магматических протолитов предусматривается применение спектров распределения РЗЭ, мультиэлементных и бинарных диаграмм известных в литературе с использованием петрогенных элементов и элементов-примесей.

Метамагматические породы сопоставлялись по геохимическому составу с соответствующими магматическими породами дна Тихого океана (Брайн, 1983, Terner, 2012, Chauvel, Blitert-Toff, 2001, Jochum et al, 1991, Kerr et al., 1996), геологическая обстановка которого сходна с условиями появления ранней сиалической коры Алданского щита, т.е. наличие первичной океанической базальтовой коры, на которой формировались первые блоки сиала.

ГЛАВА 2

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ФУНДАМЕНТА АЛДАНСКОГО ЩИТА

Алданский щит расположен в южной части Сибирской платформы и протягивается в широтном направлении от бассейна р. Витим на западе до р. Мая на востоке (рис. 2). На севере метаморфические породы Алданского щита перекрыты платформенными отложениями верхнего протерозоя – палеозоя. На юге он отделен от Становой складчатой области Становым разломом.

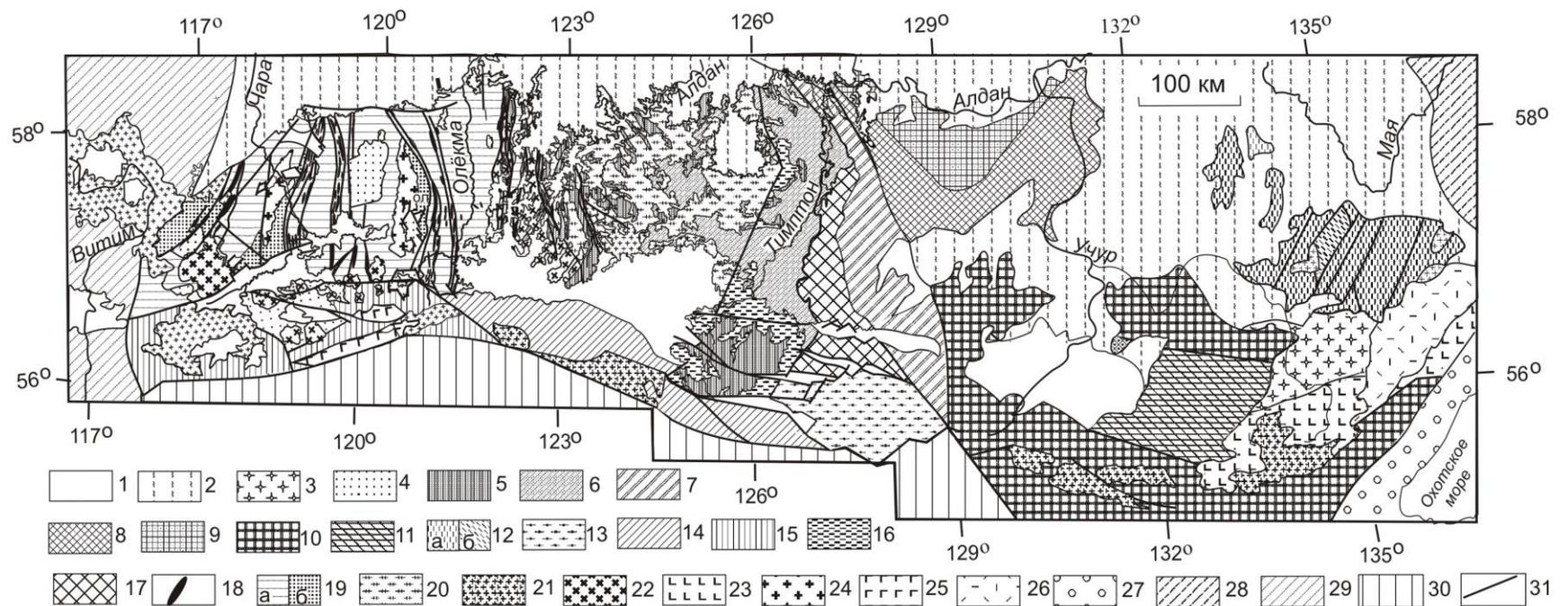


Рис.2. Схематическая геологическая карта Алданского щита. Составлена автором с использованием материалов (Котов, 2003, Ларин и др. 2012, Великославинский и др., 2006, Тектоника, геодинамика..., 2001, Глуховский, Моралёв, 1996, Федькин и др., 1996)

1 – Мезо-кайнозойские отложения наложенных впадин; 2 – отложения чехла Сибирской платформы; 3-7 – раннепротерозойские образования протоплатформенного чехла: 3 – вулканский комплекс, 4 – удоканский комплекс, 5 – курумканская, амедичинская и чугинская толщи нерасчленённые, 6 – фёдоровская толща, 7 – холболахская толща; 8-11 – супракрустальные образования раннепротерозойского фундамента: 8-9 – суннагинский комплекс: 8 – кюриканская толща, 9 – суннагинская толща, 10-11 – джугджурский комплекс: 10 – верхняя толща, 11 – нижняя толща; 12 – батомгский комплекс (а – амфиболитовая фация, б – гранулитовая фация); 13 – 17 – позднеархейские супракрустальные гранулитовые образования фундамента: 13 – сутамский комплекс, 14 – зверевский комплекс, 15 – курультинский комплекс, 16 – мелемкенский и тимптонский комплексы нерасчленённые, 17 – сеймская толща; 18 – зеленокаменные пояса позднего архея; 19 – 20 – раннеархейские супракрустальные образования фундамента: 19 – олёмминский комплекс: а – амфиболитовая, б – гранулитовая (в том числе Оломокитский блок – ол) фации, 20 – нимырский гранулитовый комплекс; 21 – фанерозойские гранитоиды; 22 – раннепротерозойские гранитоиды; 23 – раннепротерозойские анортозиты и габброиды джугджурского комплекса; 24 – позднеархейские гранитоиды; 25 – позднеархейские анортозиты и габброиды каларского комплекса; 26 – Охотско-Чукотский вулканический комплекс; 27 – Монголо-Охотская складчатая область; 28 – Верхояно-Чукотская складчатая область; 29 – Байкальская складчатая область; 30 – Становая складчатая область; 31 – разрывные нарушения.

В настоящее время геологическому строению Алданского щита посвящено огромное количество литературы, из которой, в качестве обобщающих сводок следует отметить следующие: Д.С. Коржинский (1936), Ю.К. Дзевановский (1958), Р.Ф. Черкасов (1979), А.Н. Неелов и Р.И. Милькевич (1979), Л.М. Реутов (1981), И.М. Фрумкин (1970), Л.И. Салоп (1968), Ранний докембрий ... (1986), Докембрийская геология ... (1988), Н.В. Попов и А.П. Смелов (1996), Тектоника, геодинамика ... (2001), А.Б. Котов (2003), В.А.Глебовицкий и др. (2008), А.М. Ларин и др. (2012), и др. Ранее в схеме тектонического районирования (Докембрийская геология ..., 1988) Алданский щит разделялся на Алданскую гранулитогнейсовую область, которая рассматривалась как ядро раннеархейской стабилизации и расположенные соответственно к западу и востоку от нее Олекминскую и Батомгскую позднеархейские гранит-зеленокаменные области. Позднее, в результате изотопно-геохронологических исследований было установлено, что Олекминская гранит-зеленокаменная область относится не к позднему архею, а к концу раннего архея (Nutman et al, 1992), а Батомгская гранит-зеленокаменная область к раннему протерозою (Котов, 2003; Мишкин и др. 2010).

На основе принципов тектонического районирования земной коры древних щитов (изложенных в главе I) и результатов геологических и изотопно-геохронологических исследований последних двух десятилетий, автором разработана новая структурно-тектоническая схема строения фундамента Алданского щита (рис. 3).

В соответствии с этой схемой фундамент Алданского щита сложен Центрально-Алданской, Тимптонской, Восточно-Алданской и Южно-Алданской гранулитогнейсовыми, а также Олекминской и Батомгской гранит-зеленокаменными областями, относящимися к различным возрастным подразделениям раннего докембрия: раннему архею (>3,2 млрд лет), позднему архею (3,2-2,5 млрд лет), раннему протерозою (2,5-1,65 млрд лет).

2.1. Ранний архей

Наиболее древние раннеархейские образования установлены в составе Нимнырского блока Центрально-Алданской гранулитогнейсовой области и в гранит-зеленокаменной Олекминской области (рис. 2, 3).

2.1.1. Раннеархейские образования Нимнырского блока

Нимнырский блок расположен в центральной части Алданского щита, в бассейне среднего течения р. Алдан. Западной границей Нимнырского блока служит Борсалинский разлом, отделяющий его от Олекминской гранит-зеленокаменной области, а на востоке он отделен Центрально-Алданским разломом от Тимптонского блока. Северная и южная границы Нимнырского блока перекрыты платформенными отложениями (рис. 2, 3).

Раннеархейский эндрбитовый комплекс Нимнырского блока впервые был выделен в качестве основания иенгрской толщи Алданского щита Г.М.Друговой с соавторами в 1985г. (Ранний докембрий..., 1986). Было установлено, что под верхнеалданской свитой иенгрской серии обнажается толща биотит-гиперстеновых плагиогнейсов (эндрбитов), залегающая в ядре крупной антиформы. Возраст магматических протолитов этих биотит-гиперстеновых плагиогнейсов, определенный А.П.Натманом (метод SHRIMP) оказался равным 3335 ± 2 млн лет (Nutman et al., 1992). В настоящее время это самое древнее значение возраста метаморфических пород Алданского щита. Эндрбитовый комплекс нимнырского блока претерпел несколько этапов гранулитового метаморфизма: 3.2, 2.8, 1.9 млрд лет (Nutman, 1992, Сальникова, 1993, Глебовицкий и др. 2012). При геологическом картировании толща гиперстеновых плагиогнейсов Нимнырского блока была выделена Реутовым Л.М. в качестве нимнырской свиты. (Реутов, 1981).

Раннеархейские образования Нимнырского блока перекрыты фрагментами протоплатформенного чехла, который включает исходные раннепротерозойские осадочно-вулканогенные толщи – верхнеалданскую, амедичинскую, чугинскую, курумканскую, федоровскую. Для протоплатформенного чехла характерен купольный тип складчатости, а для раннеархейского основания – линейный (Черкасов, 1979). Возраст

кристаллизации исходных андезибазальтов федоровской толщи составляет 2006 ± 3 млн лет (U-Pb метод, Великославинский и др., 2006). Породы раннепротерозойского протоплатформенного чехла и раннеархейского фундамента Нимырьского блока были совместно метаморфизованы в гранулитовой фации 1.9 млрд лет назад (U-Pb метод, Сальникова, 1993), и поэтому включались ранее в состав единой иенгрской серии архея Алданского щита (Решения ..., 1963).

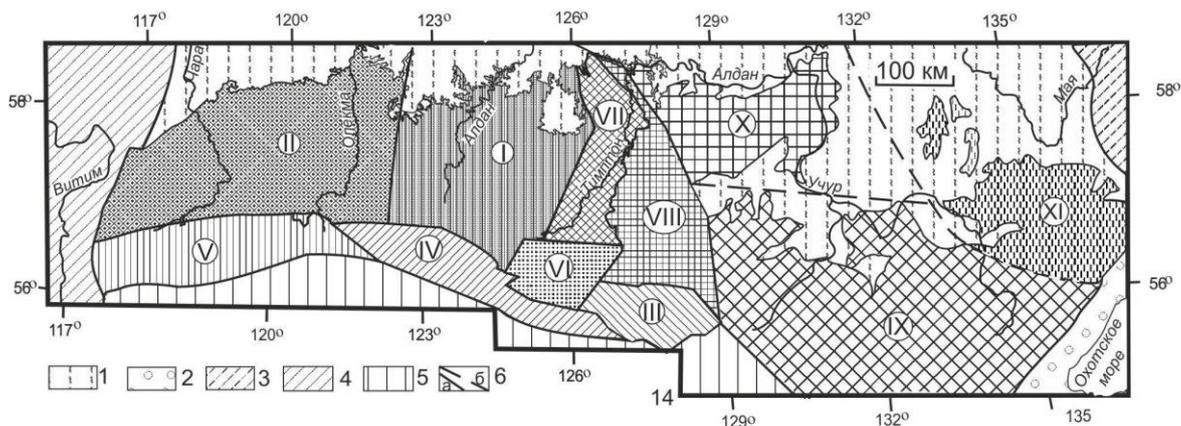


Рис. 3. Схема блокового строения фундамента Алданского щита. (Составлена на основе схематической геологической карты Алданского щита, рис 2).

1 – отложения чехла Сибирской платформы, 2 – Монголо-Охотская складчатая область, 3 – Верхояно-Чукотская складчатая область, 4 – Байкальская складчатая область, 5 – Становая складчатая область, 6 - разрывные нарушения: а – установленные, б - предполагаемые

Римскими цифрами обозначены: I, II – блоки раннеархейского фундамента: I – Центрально-Алданская гранулит-гнейсовая область, Нимырьский блок, II – Олёкминская гранит-зеленокаменная область, Олёкминский блок; III-V – блоки позднеархейского фундамента Южно-Алданской гранулит-гнейсовой области: III – Сутамский, IV – Зверевский, V – Курультинский; VI-VIII – блоки позднеархейского фундамента - Тимптонской гранулит-гнейсовой области: VI - Мелемкенский, VII – Тимптонский, VIII – Сеймский; IX-X – блоки раннепротерозойского фундамента Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой области: IX – Джугджурский, X – Суннагинский; XI – Батомгский блок раннепротерозойского фундамента Батомгской гранит-зеленокаменной области.

2.1.2. Олёкминская гранит-зеленокаменная область

Олёкминская гранит-зеленокаменная область располагается в западной части Алданского щита. На юге она граничит по тектоническим разломам с Курультинским блоком, на востоке - с Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой областью (рис.2,3). Раннеархейские метаморфические образования Олёкминской гранит-зеленокаменной области, выделенные в качестве олёкминской серии (Миронюк, 1966), смятой в линейные складки субмеридионального простирания. Структуры олёкминской серии являются фундаментом для позднеархейских зеленокаменных поясов и раннепротерозойских наложенных впадин протоплатформенного чехла (рис.2). В составе олёкминской серии Е.П. Миронюк (1966) и А.Ф. Петров (1976) выделяли олдонсинскую, хойкинскую, крестяхскую и мордженскую свиты, сложенные главным образом, биотитовыми, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми плагиогнейсами и сланцами в различных

количественных соотношениях. Следующей группой пород по количественному объему разреза (около 10 %) являются амфиболиты, присутствующие во всех свитах. Весьма незначительно распространены гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые, клинопироксеновые плагиогнейсы и кварцито-гнейсы.

Породы олекминской серии метаморфизованы в амфиболитовой фации умеренных давлений ($T = 650^{\circ} - 700^{\circ}\text{C}$; $P = 5.5-7$ кбар). (Тектоника, геодинамика ... 2001).

Возраст магматических протолитов олекминского комплекса составляет 3212 ± 18 млн лет (метод SHRIMP, Nutman, 1992). а метавулканитов ультраосновного состава 3507 ± 123 млн лет Sm-Nd изохронный метод (Магматизм Земли..., 1990). Среди пород олекминского комплекса закартированы блоки гранулитовых стратифицируемых пород, метаморфизованных при $P = 9,2-9,5$ кбар, $T = 840-860^{\circ}\text{C}$, представляющих, по мнению автора, глубинные части разреза олекминского комплекса, выдвинутые по надвиговым разломам на верхние уровни земной коры. Эта тектоническая модель, сходна для описанного в главе I глубинного блока гранулитовых пород зоны Капускейсинг гранит-зеленокаменной области Сьюперior Канадского щита. Метаморфические породы олекминского комплекса прорываются раннепротерозойскими кодарскими и позднеархейскими чародоканскими гранитами (Тектоника, геодинамика ... 2001).

Раннеархейские породы гранит-зеленокаменной Олекминской области служат фундаментом для позднеархейских зеленокаменных поясов с возрастом вулканических протолитов около 3 млрд лет (Бибикова и др., 1984, Baadsgaard et al. 1990, Nutman et al., 1992).

Раннеархейский олекминский комплекс перекрывается протоплатформенными терригенно-осадочными образованиями удоканской серии и ее аналогами. Степень метаморфизма пород удоканской серии не превышает зеленосланцевой фации. Возраст цирконов из туфопесчаников удоканской серии составляет $2,18 \pm 0,05$ млрд лет (U-Pb метод, Бережная и др., 1988).

2.2. Поздний архей

Позднеархейские образования распространены в пределах Южно-Алданской и Тимптонской гранулит-гнейсовых областей.

2.2.1. Южно-Алданская гранулит-гнейсовая область

Южно-Алданская гранулит-гнейсовая область представляет собой гигантский тектонический пояс, блоки которого надвинуты по пологим надвигам, сопровождаемых зонами меланжа, на структуры Становика. В составе Южно-Алданской гранулит-гнейсовой области выделяются Сутамский, Зверевский и Курультинский блоки (рис. 3).

2.2.1.1. Сутамский блок

Сутамский блок расположен на юге Алданского щита в бассейне р. Сутам. Он отделен на севере Атугей-Нуямским грабеном, а на юге по Южно-Алданскому разлому граничит со Становой складчатой областью. На западе его ограничением служит Давангро-Хугдинский грабен, а на востоке Иджеко-Нуямский разлом (рис.2).

Автор настоящей работы на основе анализа собственных и опубликованных материалов пришел к выводу, что в составе сутамского метаморфического комплекса выделяются две толщи.

1. Нижняя однородная толща гиперстеновых плагиогнейсов с незначительной долей прослоев метабазитов и метаультрабазитов.
2. Верхняя толща, пёстрая по составу, состоящая из гиперстеновых плагиогнейсов, переслаивающихся с различными по составу гнейсами и кварцитами (Вовна, 2007).

Верхняя толща сопоставляется автором с сеймской толщей Сеймского блока (Ранний докембрий ..., 1986).

В истории геологического развития Южно-Алданской гранулит-гнейсовой области выделяются три эпизода гранулитового метаморфизма: 2.8, 2.6 и 1.9 млрд лет (Глебовицкий и др., 2009, Сальникова 2004).

Метаморфические породы сута́мского комплекса относятся к наиболее глубокой и высокотемпературной фации гранулитового метаморфизма, выделенной А.А. Маракушевым (1965) для Алданского щита под названием «Сута́мской». По результатам массовых определений P – T параметров минеральных равновесий в метапелитах (Перчук и др., 1983, Аранович, 1991) для высокотемпературной ступени установлены P – T параметры 830-860° C и 8-9 кбар. Эта кульминационная степень метаморфизма фиксируется парагенезисом гиперстен-силлиманит-кварц (гиперстен-силлиманитовая фация). Sm-Nd изотопные исследования валовых проб метаультрабазитов и metabазитов нижней толщи сута́мского комплекса определяют изохрону с возрастом 3067± 130 млн лет, отвечающим времени излияния исходных базальтов толеит-коматиитовой серии сута́мского комплекса (Мишкин и др. 2000). Полученная датировка в пределах ошибки измерения близка к возрасту эндербитов сута́мского комплекса - 3131±74 млн лет, полученному по цирконам U-Pb методом (Шемякин и др., 1998). Таким образом metabазиты и эндербиты сута́мского комплекса представляют единую в возрастном отношении metabазит-эндербитовую ассоциацию, представляющую раннекоровые образования позднего архея юга Алданского щита.

2.2.1.2. Курультинский блок

Курультинский блок с юга ограничен массивами позднеархейских (2,62 млрд лет) анортозитов и палеозойских гранитов, а на севере Ханинским разломом и Южно-Чульманским надвигом, по которому породы блока надвинуты на юрские терригенные отложения. Западная часть блока по тектоническим разломам граничит с амфиболит-плагиогнейсовым олекминским комплексом и терригенно-осадочными отложениями раннепротерозойской удоканской серии (Смелов и др., 2009), (рис. 2, 3). В составе курультинского гранулитового комплекса выделены две породные ассоциации. Первая (70-80 % объема пород комплекса) представлена гиперстеновыми плагиогнейсами. Породы второй ассоциации имеют подчиненное распространение. Среди них выделены гранат-биотитовые, гранат-силлиманит-биотитовые плагиогнейсы с редкими прослоями гранатовых и магнетитовых кварцитов, двупироксеновых, двупироксен-амфиболовых сланцев. Условия гранулитового метаморфизма пород курультинской серии по данным И.В. Панченко составляют T = 860-960°С, P = 6.4-10.5 кбар (Панченко, 1985). Sm-Nd изохронный возраст гранат-двупироксеновых кристаллических сланцев составляет 3,10 ± 0,018 млрд лет (Jahn et al. 1990). Гранулитовые породы Курультинского блока местами перекрываются слабо метаморфизованными раннепротерозойскими протоплатформенными осадочными образованиями удоканского комплекса.

2.3. Ранний протерозой

Раннепротерозойские метаморфические образования фундамента Алданского щита распространены в пределах Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой и Батомгской гранит-зеленокаменной областей (рис. 2, 3).

2.3.1. Восточно-Алданская гранулит-гнейсовая область

В пределах Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой области выделяются Джугджурский и Суннагинский блоки (рис. 3).

2.3.1.1. Джугджурский блок

Джугджурский блок расположен в бассейнах рек Кун-Маньё, Аюмкан и Мая (рис. 2, 3). Впервые стратифицируемая природа гранулитовых пород Джугджурского блока была показана В.М. Мошкиным (Мошкин, 1962), который выделил среди них две толщи: нижнюю – пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и плагиогнейсов; и верхнюю – биотит-гранатовых гнейсов с прослоями мраморов. Автор настоящей работы на основании анализа опубликованной литературы и собственных материалов принял указанную выше схему В.М. Мошкина.

Метаморфизм пород джугджурского комплекса по данным минеральной геотермобарометрии осуществлялся в условиях гранулитовой фации с максимальными параметрами T = 800°С, P = 9 кбар (Авченко, 1990).

Возраст джугджурского комплекса ранее условно считался архейским. Однако эти представления не были подтверждены изотопным датированием. Одновременно было установлено, что анортозиты джугджурского массива прорывают гранулиты джугджурского комплекса и имеют возраст 1702-1705 млн лет (Sm-Nd изохронный метод), (Суханов, Журавлев, 1989).

Автором было проведено исследование Sm-Nd изотопной системы двупироксеновых плагиогнейсов андезито-базальтового состава нижней толщи джугджурского комплекса, в университете Хоккайдо, г. Саппоро (Япония) под руководством проф. Д. Маеды, который показал, что Nd-модельный возраст достигает 2,7 млрд лет, при $\epsilon_{Nd}T = +1.15$ (Мишкин и др., 2007)

Для гиперстеновых плагиогнейсов нижней толщи джугджурского комплекса автором, совместно с В.И. Киселёвым локальным U-Pb изотопным датированием цирконов методом LA-ICP-MS в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН получен конкордантный возраст 2247 ± 35 млн лет. Полученные данные подтверждают раннепротерозойский возраст формирования протолитов джугджурского комплекса, которые были метаморфизованы в гранулитовой фации 1,7 млрд лет назад (Вовна и др., 2014).

2.3.1.2. Суннагинский блок

Суннагинский блок располагается в междуречье Тимптона и Учюра, являющихся правыми притоками р. Алдан (рис. 2, 3). Геологическая структура Суннагинского блока рассматривалась М.З. Глуховским и В.М. Моралёвым (Глуховский, Моралев, 1996) в виде купола, ядро которого сложено гиперстеновыми плагиогнейсами, содержащими прослой и линзы метабазитов. Этот комплекс пород выделен авторами в качестве ассоциации гиперстеновых плагиогнейсов и двупироксеновых сланцев. Обрамление купола сложено кюриканской свитой, состоящей из гранат-биотитовых, биотит-гранатовых гнейсов, мраморов, кальцифиров, кварцитов и содержащих подчиненное количество прослоев двупироксенных сланцев и эндербитов. Эти данные свидетельствуют о сходстве строения разреза суннагинского комплекса с вышеописанным джугджурским.

Максимальные условия гранулитового метаморфизма супракрустального комплекса Суннагинского блока соответствовали температуре 830°C и давлению 8,7 кбар (Ранний докембрий ..., 1986).

По представлениям автора настоящей работы, возраст протолитов суннагинского комплекса является раннепротерозойским. На это указывает изохронный Sm-Nd возраст по валовым пробам согласно залегающего тела метабазитов среди гнейсов западной части Суннагинского блока, составляющий 2247 ± 99 млн лет (Глуховский и др., 2007).

Следует отметить, что границы раннепротерозойских блоков фундамента Джугджурского и Суннагинского с позднеархейскими Сеймским и Сутамским представляют собой сложные пологие надвиги с перекрытием пород позднего архея. Это подтверждается изотопными определениями возраста детритовых цирконов из исходно осадочной толщи Джугджурского комплекса, надвинутой на восточную часть Сутамского блока (Великославинский и др., 2015).

2.3.1.3. Батомгская гранит-зеленокаменная область

Батомгская гранит-зеленокаменная область расположена на востоке Алданского щита, в бассейнах рек Чумикан, Маймакан и Батомга (рис. 2, 3).

В составе батомгского комплекса амфиболитовой фации метаморфизма, преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, содержащие отдельные прослой амфиболовых плагиогнейсов, амфиболитов, мраморов и кальцифиров.

Исследования условий метаморфизма гранатовых амфиболитов батомгского комплекса с применением амфибол-гранатового геотермобарометра даёт интервалы условий температур $T = 616-712^\circ\text{C}$ и давлений $P = 7.4-9.5$ кбар (Вовна и др., 2013), что согласуется с результатами (Федькин и др., 1996), полученным по минеральным

парагенезисам гранат-биотитовых гнейсов. В этой работе установлены локальные области проявления температур метаморфизма, граничных с гранулитовой фацией (770°C).

Sm-Nd изотопными исследованиями, проведёнными А.Б. Котовым (Котов, 2003), установлен модельный возраст парагнейсов батомгского комплекса - T_{Nd} (DM) составляет 2.1-2.2 млрд лет. Позднее, U-Pb изотопным датированием по цирконам было установлено, что возраст субинтрузивных малых тел биотитовых гнейсо-плагиогранитов и амфиболовых гнейсо-диоритов, составляет 2055 ± 7 и 2062 ± 14 млн лет, соответственно. Эти гранитоиды претерпели метаморфизм амфиболитовой фации и разгнейсование 1920 млн лет назад (Мишкин и др., 2010). Исследованные метаинтрузивы, совместно с метавулканитами среднего и кислого состава, составляют единый исходный вулканоплутонический комплекс пород Батомгской гранит-зеленокаменной области.

Метаморфические образования Батомгского блока служат фундаментом для чумиканского зеленокаменного комплекса (Карсаков, 1995) и несогласно перекрываются осадочно-вулканогенным вулканским протоплатформенным комплексом, сформировавшимся в интервале 1765-1685 млн лет назад (Диденко и др., 2010, Ларин, 2011., Гурьянов и др., 2012).

В соответствии с тектонической схемой, составленной автором, фундамента Алданского щита (рис.3) в последующих главах приведена геохимическая характеристика метамагматических пород супракрустальных раннекоровых комплексов и дана интерпретация их исходного состава по единой методике.

ГЛАВА 3

РАННЯ СИАЛИЧЕСКАЯ КОРА РАННЕГО АРХЕЯ

В главе 2 было показано, что раннеархейские сиалические коровые образования распространены в центральной и западной частях Алданского щита – Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой и Олёкминской гранит-зеленокаменной областях.

3.1. Центрально-Алданская гранулит-гнейсовая область

Нимнырский блок

3.1.1. Литолого-петрографический состав нимнырского комплекса

При геологическом картировании толща гиперстеновых плагиогнейсов Нимнырского блока была выделена Реутовым Л.М. в качестве нимнырской свиты (Реутов, 1981). В разрезе нимнырской свиты преобладают гиперстеновые плагиогнейсы, среди которых выделяются биотит- и гранат-содержащие разности. Толща гиперстеновых плагиогнейсов содержит в подчинённом количестве прослойки двупироксеновых сланцев и гранатовых плагиогнейсов.

Л.М. Реутовым было показано, что гиперстеновые плагиогнейсы, составляющие главный объём этой свиты, соответствуют вулканитам среднего и кислого состава, содержащиеся среди них прослойки сланцев основного состава – базальтоидам, а гранат-биотитовых плагиогнейсов - исходным терригенным породам.

Позднее В.Л. Дуком с соавторами (Дук и др., 1986) метаморфические породы Нимнырского блока были переведены в ранг нестратифицированных инфракрустальных образований гранитоидного состава, что по мнению автора настоящей работы было неправомерным, исходя из результатов геологического картирования, проведённого Л.М. Реутовым и другими исследователями.

Автор настоящей работы придерживается взглядов Л.М. Реутова и выделяет образования нимнырской свиты в качестве стратифицированной метабазит-эндербитовой ассоциации (нимнырский комплекс).

3.1.2. Геохимические особенности гранулитов нимнырского комплекса и состав исходных магматических протолитов

Определение исходного состава метаморфических пород в работе основано на анализе петрохимических данных и закономерностей распределения элементов примесей в породах.

На диаграммах $Si' - Al/Fe$ (Dennen, Moor, 1971) и $Al/Fe - Al+Fe/Ca$, разработанной автором и впервые приведенной в настоящей работе, гиперстеновые плагиогнейсы нимнырского комплекса соответствуют породам как магматического так и осадочного происхождения. На классификационной диаграмме TAS для вулканитов (Классификация....., 1997) составы гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации, имеющих исходное магматическое происхождение, располагаются, главным образом, в полях пород нормальной щёлочности, начиная от ультраосновных пород до дацитов.

На классификационной диаграмме $Al-(Fe+Ti)-Mg$ (Jensen, 1976) гранулиты располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий (рис.4, а). Вероятно, эти петрохимические серии вулканитов были исходными для метабазит-эндербитовой ассоциации Нимнырского блока.

Метавулканиты известково-щелочной серии. В составе исходных вулканитов этой серии установлены андезиты и дациты (гиперстеновые плагиогнейсы). В цирконах из гиперстеновых плагиогнейсов обнаружены расплавные включения, отвечающие по составу андезитам и содержащие аморфные (стекловатые) фазы, что является показателем быстрого охлаждения кристаллизующихся расплавов и характерно для вулканогенных образований (Чупин и др., 1994, Котов, 2003). Это подтверждает вулканогенное происхождение протолитов гиперстеновых плагиогнейсов. Метавулканиты известково-щелочной серии выделены в качестве исходной андезит-дацитовой ассоциации. Для гиперстеновых плагиогнейсов установлены величины $T_{Nd}(DM2\ st) = 3.6-3.8$ млрд лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -2.1 - -3.2$ (Котов, 2003).

Метадациты Нимнырского блока обладают высокодифференцированным спектром распределения РЗЭ: $(La/Yb)_N = 8.7-40.3$. На мультиэлементной диаграмме топология графика распределения элементов примесей в гиперстеновых плагиогнейсах нимнырского комплекса сходна с графиком для архейских серых гнейсов основания щитов (Martin, 1994), с характерными минимумами для Ta, Nb, P, Ti (рис. 5, а), отличаясь лишь незначительным уменьшением содержаний Th и U, что характерно, как отмечалось в главе 1 для пород гранулитовой фации метаморфизма.

В сравнении с андезит-дацитовыми вулканитами океанической дуги Тонга-Кермадек гиперстеновые плагиогнейсы андезит-дацитового состава нимнырского комплекса обогащены Ba, Th, U, K, Ta, Nb, La, Ce, Nd, Hf, Zr. Эти данные свидетельствуют о разительном геохимическом отличии раннекоровых сиалических образований архейских кратонов и современных океанических островных дуг.

Метавулканиты коматиит-толеитовой серии. В составе исходных вулканитов этой серии выделены толеитовые и коматиитовые базальты. Толеитовые метабазальты характеризуются умеренно дифференцированным распределением РЗЭ: $(La/Yb)_N = 2-20.4$ при примерно 30 кратном увеличении лёгких РЗЭ по отношению к хондриту. На мультиэлементной диаграмме метатолеиты Нимнырского блока отличаются от толеитовых базальтов MOR Тихого океана повышенным содержанием Ba, Th, U, K, La, Ce, Sr, что, вероятно, косвенно отражает геохимические особенности раннеархейской мантии (рис. 6,а).

Коматиитовые метабазальты в составе нимнырской толщи имеют незначительное распространение.

В коматиитовом метабазальте наблюдается пологое, близкое к хондритовому распределение РЗЭ с увеличением общего содержания РЗЭ до 10 норм. На мультиэлементной диаграмме коматиитовые метабазальты отличаются от коматиитовых базальтов о. Горгона Тихого океана повышенным содержанием Ba, Th, U, K, La, Ce, Sr, Nd, P, что отличает архейскую мантию от современной (рис.6,г).

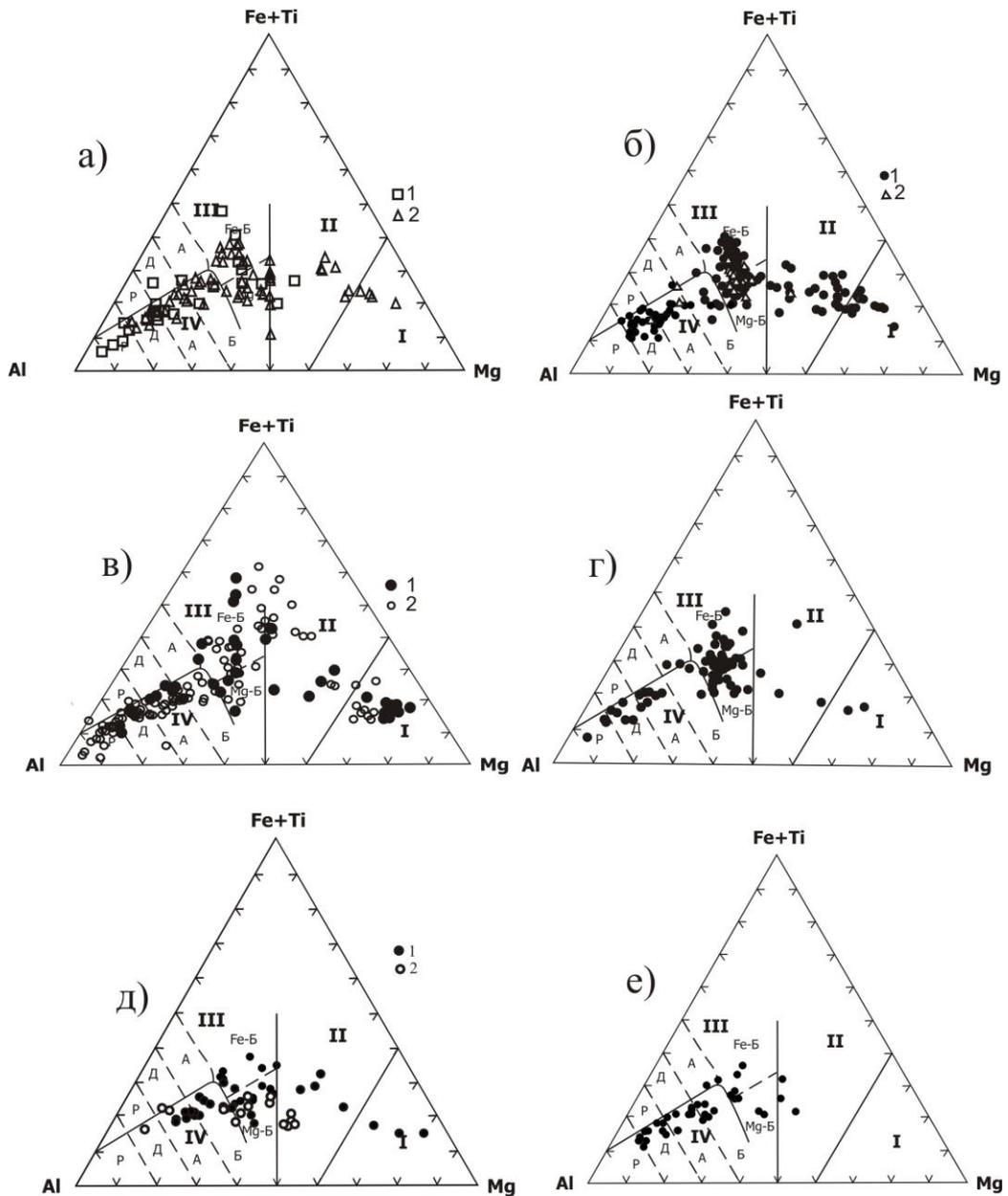


Рис. 4 Классификационные диаграммы (Jensen,1976) для раннекоровых образований Алданского щита. а, б – ранний архей. а – составы гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации: 1 – Алданского щита, Нимырский блок, 2 – Шарыжалгайского поднятия; б – составы ортопород Олёкминской гранит-зеленокаменной области (1, 2): 1 – амфиболит-плаггиогнейсовая ассоциация, 2 – метабазит-эндербитовая ассоциация оломокитского блока.

в, г – поздний архей: в: 1 – составы гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации Сугамского блока Алданского щита, 2 – составы гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации далдынского комплекса Анабарского щита. г – составы гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации Курультинского блока Алданского щита.

д, е – ранний протерозой. д – составы гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации Джугджурского блока - 1, Суннагинского блока - 2. е – составы ортопород амфиболит-плаггиогнейсовой ассоциации Батомгского блока.

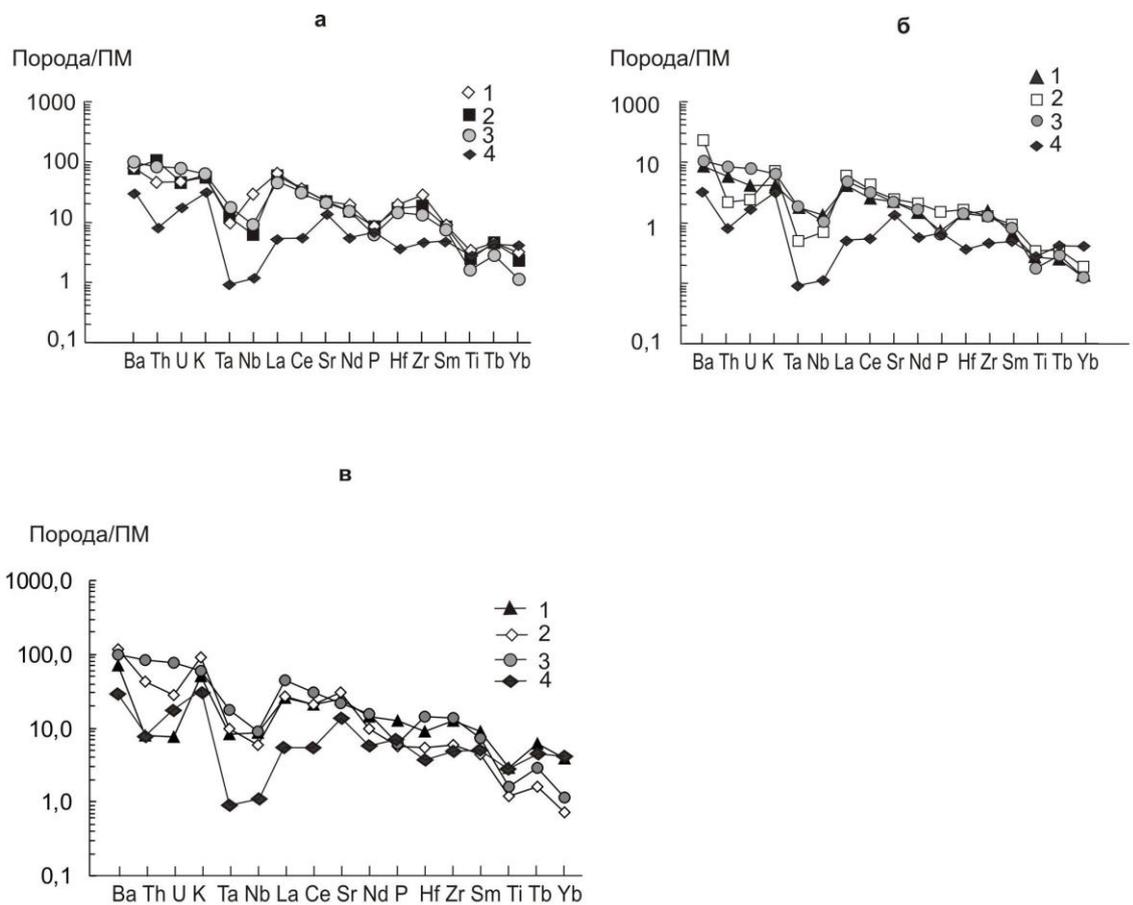


Рис. 5. Мультиэлементные диаграммы для раннекоровых сиалических образований Алданского щита.

а – ранний архей: 1 – гиперстеновые плагиигнейсы Нимнырского блока, 2 – «серые гнейсы» Олёкминской гранит-зеленокаменной области;

б - поздний архей: 1 - гиперстеновые плагиигнейсы Курультинского блока, 2 - гиперстеновые плагиигнейсы Сутамского блока;

в – ранний протерозой: 1 - гиперстеновые плагиигнейсы Джугджурского блока, 2 – «серые гнейсы» Батомгского блока.

На всех диаграммах: 3 - состав архейских «серых гнейсов» фундамента платформ (Martin, 1994), 4 – вулканиты средне-кислого состава океанической дуги Тонга-Кермадек (Брайн, 1983, Temer, 2012)

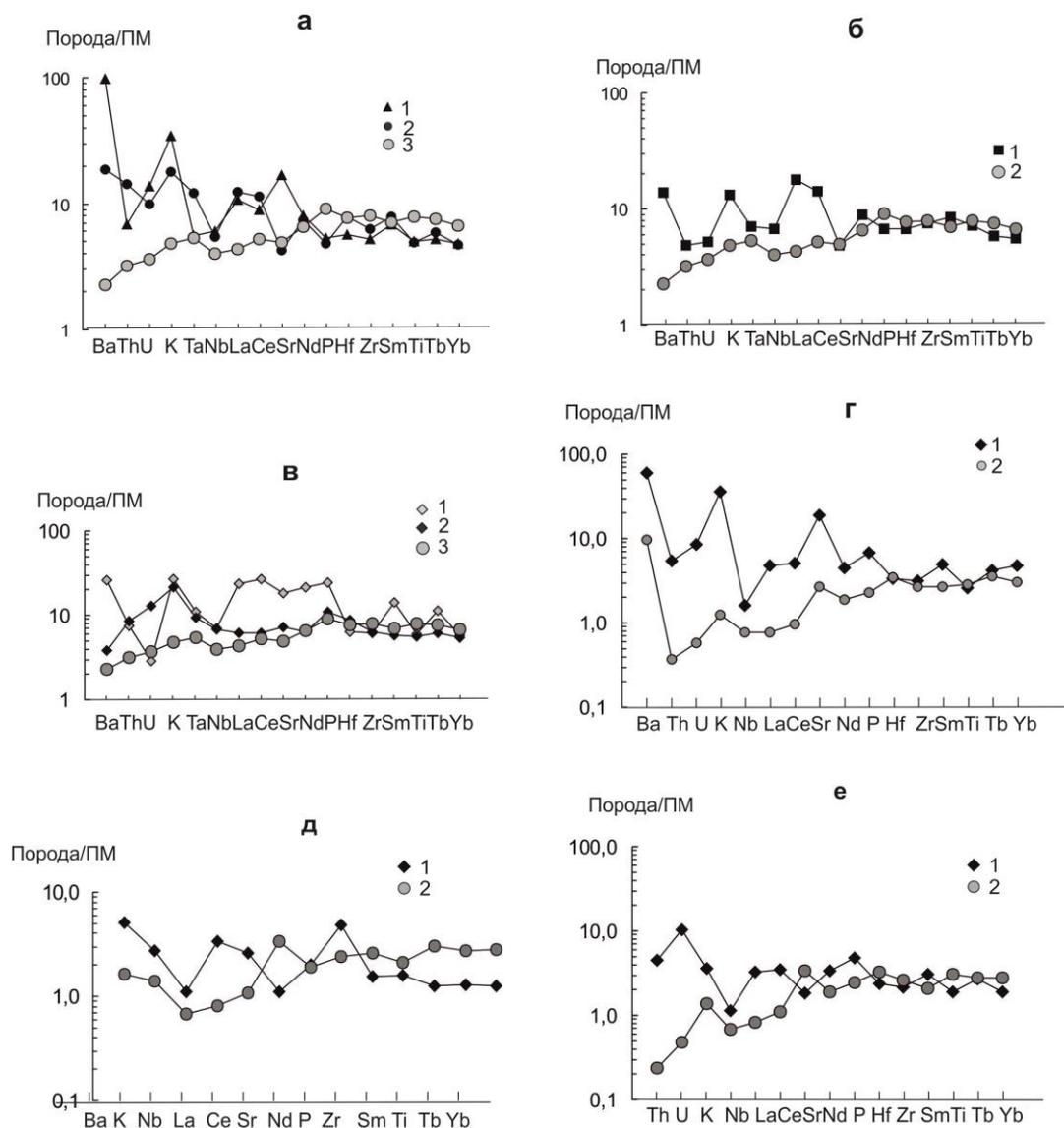


Рис. 6. Мультиэлементные диаграммы для раннекоровых толеитовых метабазальтов (а, б, в), коматиитовых метабазальтов (г) и метакоматиитов (д, е) Алданского щита

а – ранний архей: 1 – метабазальты Нимырского блока, 2 – метабазальты Олёкминской гранит-зеленокаменной области; **б** – поздний архей: 1 – Сутамский блок; **в** – ранний протерозой: 1 – Джугджурский блок, 2 – Батомгская гранит-зеленокаменная область.

На диаграмме **а, в**: 3 и на диаграмме на диаграмме **б**: 2 состав N-MOR Тихого океана (Chauvel, Blithert-Toff, 2001, Говоров и др., 1996)

г – коматиитовые метабазальты нимырского блока – 1, коматиитовые базальты о. Горгона, Тихий океан.; д – метакоматииты Сутамского блока – 1, коматииты о. Горгона, Тихий океан - 2; е – метакоматииты Джугджурского блока – 1, коматииты о. Горгона, Тихий океан – 2 (Jochum et al., 1999? Kerr et al., 1996)

3.2. Олёкминская гранит-зеленокаменная область

3.2.1. Литолого-петрографический состав

В составе олекминского комплекса преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, которым резко подчинены амфиболовые плагиогнейсы и амфиболиты. Биотитовые плагиогнейсы сложены биотитом 15-20 объем.%, плагиоклазом (20-40 An) - 30-60%, кварцем 20-35%, амфиболом - 0-5%. При увеличении содержания амфибола до 10-20% породы относились к биотит-амфиболовым плагиогнейсам. Аксессуары представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, сфеном, ортитом.

Амфиболиты образуют в разрезе олекминского комплекса отдельные прослои и линзы мощностью от 1 м до 100 м, местами они образуют частые переслаивания с плагиогнейсами (Пухтель и др., 1992). Г.М. Другова и др. (Эволюция... 1987) считала, что олекминский комплекс в целом представляет бимодальную ассоциацию основных и кислых вулканитов.

Нами комплекс пород олекминской серии выделен в качестве амфиболит-плагиогнейсовой ассоциации

3.2.2. Геохимические особенности пород амфиболит-плагиогнейсовой ассоциации и их исходная природа

Кислые и средние породы олекминского комплекса получившие на диаграммах $Si^* - Al/Fe$ (Dennen, Moog, 1971) и $Al/Fe - Al+Fe/Ca$ определение как исходно-магматические, были приняты для дальнейшего рассмотрения их петрохимических и геохимических особенностей.

На классификационной диаграмме $Al - (Fe+Ti) - Mg$ (Jensen, 1976) составы исходно магматических пород олекминского комплекса располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий (рис. 4, б).

3.2.2.1. Метавулканиты известково-щелочной серии

В составе метавулканитов этой серии установлены метабаазальты (амфиболиты), метаандезиты (амфиболовые плагиогнейсы), метаандезиты (биотит-амфиболовые плагиогнейсы) и метадациты (биотитовые гнейсы). На этом основании метавулканиты известково-щелочной серии выделены в качестве исходной базальт-андезит-дацитовой ассоциации.

По отношению Na_2O/K_2O биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы относятся к натровому ряду пород. Средние отношения щелочей в них составляют 3.8 и 5, соответственно. Породы относятся к высокоглинозёмистым, с содержанием $Al_2O_3 > 15\%$. Биотит-амфиболовые (метаандезиты) и биотитовые (метадациты) плагиогнейсы характеризуются высокой дифференциацией РЗЭ: $(La/Yb)_N$ в них составляет 18.4-59.4 и 10.2-29.7 соответственно.

На мультиэлементной диаграмме средний состав биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов олекминского комплекса топологически сходен с составом архейских серых гнейсов фундамента платформ (Martin, 1994), обнаруживая характерные минимумы Ta, Nb, P и Ti (рис. 5, а).

В сравнении с андезит-дацитовыми вулканитами океанической дуги Тонга-Кермадек, средне-кислые плагиогнейсы олекминского комплекса отличаются повышенными содержаниями Ba, Th, U, K, La, Ce, Hf, Zr и меньшей глубиной Ta-Nb минимума.

Результаты Sm-Nd систематики биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов свидетельствуют о том, что их модельный возраст составляет $T_{Nd}(DM - 2st) = 3.4-3.5$ млрд лет и $\epsilon_{NdT} = -0.1 - +0.5$ (Котов, 2003).

3.2.2.2. Метавулканиты коматиит-толеитовой серии

В составе метавулканитов этой серии установлены толеитовые метабаазальты (амфиболовые сланцы), коматиитовые метабаазальты и метакоматииты (амфиболиты). Метавулканиты коматиит-толеитовой серии выделены в качестве исходной коматиит-базальтовой ассоциации.

Метатолеиты характеризуются колебаниями содержаний SiO_2 (46-52 мас.%) при содержаниях $Al_2O_3 = 13-15$ мас.%. Концентрации MgO колеблются в пределах 4-8 мас.%, $TiO_2 = 0.7-1.4$ мас.%. Магнезиальность ($Mg^{\#} = Mg/Mg+Fe$) толеитовых метабаазальтов составляет 0.4-0.6. По характеру спектров распределения РЗЭ среди метатолеитов выделяются две группы. Для метатолеитов первой группы характерен почти не дифференцированный спектр распределения РЗЭ: $(La/Yb)_N = 1.3-1$. Для метатолеитов второй группы: $(La/Yb)_N = 3.3-2.1$. На мультиэлементной диаграмме метатолеиты 2-ой группы олекминского комплекса отличаются от толеитовых базальтов N-MOR Тихого

океана повышенным содержанием Ba, Th, U, K, La, Ce, что, вероятно, отражает геохимические особенности раннеархейской мантии (рис. 6а)

Коматиитовые метабазалты в составе олёкминского комплекса имеют значительно меньшее распространение в сравнении с толеитовыми. Имеющиеся анализы свидетельствуют о том, что содержания MgO в них варьируют в пределах 17.7-11 мас.%, TiO₂ - 0.2-1 мас.%. Магнезиальность ($Mg^{\#} = Mg/Mg+Fe$) меняется в пределах 0.4-0.7. По отношению Al₂O₃/TiO₂ среди коматиитовых метабазалтов выделено две группы - деплетированные в отношении Al₂O₃ с Al₂O₃/TiO₂ равным 12.4 и недеплетированные с Al₂O₃/TiO₂=21.3. Содержание MgO в метакоматиитах составляет 18-28.1 мас.%, TiO₂ - 0.3-1 мас.%, сумма щелочей Na₂O+K₂O < 1 мас.%. Магнезиальность Mg[#] составляет 0.6-0.8. По отношению Al₂O₃/TiO₂ среди метакоматиитов олёкминского комплекса выделено две группы: Al-деплетированные, в которых это отношение варьирует в пределах 9.8-13.9 и Al-недеплетированные, с отношениями меняющимися в интервале 19.9-21.3. По характеру распределения РЗЭ среди метакоматиитов олёкминского комплекса можно выделить две группы. Для первой группы характерно обогащение ЛРЗЭ, где (La/Yb)_N = 3.1, (La/Sm)_N = 1.3. Во вторую группу выделены метакоматииты умеренно обеднённые ЛРЗЭ с отношениями (Ce/Sm)_N = 0.6 и (Ga/Yb)_N = 1.3. На мультиэлементной диаграмме метакоматииты первой группы обнаруживают обогащения K, La, Ce, Nd и резкий минимум для Sr.

3.3. Оломокитский блок гранулитовых пород

В Олёкминской гранит-зеленокаменной области выделяются блоки гранулитовых пород, выведенных на поверхность по субмеридиональным взбросам. Наиболее крупным из них является Оломокитский блок. Он занимает западную часть междуречья Олёкма-Чоурдакан, субмеридионально протягиваясь на 100 км, имея ширину до 15 км.

Породы блока представлены главным образом гиперстеновыми и биотитовыми плагиогнейсами. Среди них встречаются прослои и линзы гранат-биотитовых, гранат-кордиерит-силлиманитовых гнейсов, амфиболитов и двупироксен-амфиболовых сланцев, содержащих местами гранат.

Выполненные О.В. Авченко (неопубликованные данные), расчёты температур метаморфизма по минеральным геотермометрам составляют 840-860°C, а давление - 9.2-9.5 кбар. Выше отмечалось, что давление при метаморфизме пород олёкминского комплекса соответствовало 5.5-7 кбар, что существенно ниже давления гранулитового метаморфизма Оломокитского блока. Эти данные подтверждают модель выведения гранулитовых блоков нижней коры по тектоническим разломам на верхние уровни земной коры в гранит-зеленокаменных областях, которая рассматривалась выше в разделе 1.2.

При выведении гранулитовых пород Оломокитского блока в условия амфиболитовой фации, изофациальные с породами олёкминского комплекса, первые претерпели регрессивный метаморфизм. В гранат-двупироксен-амфиболовых сланцах этот регрессивный метаморфизм выражен в образовании плагиоклаз-амфиболовых симплектитовых кайм вокруг зёрен граната (Смелов, 1989). На диаграмме амфиболового геотермометра (Мишкин, 1994) условия образования симплектитового амфибола отвечают условиям T = 620°C, P = 6.2 кбар, что подтверждает тектоническую модель происхождения Оломокитского блока.

Для двупироксеновых сланцев Оломокитского блока U-Pb методом по циркону установлен возраст 3150 млн лет (Левченко и др., 1987), что близко к возрасту протолитов плагиогнейсов олёкминского комплекса - 3212±18 млн лет (Nutman, 1992). Sm-Nd модельный возраст гранат-биотитового гнейса Оломокитского блока составляет 3488 млн лет (Ковач и др., 1995).

Гиперстеновые плагиогнейсы. Гиперстеновые плагиогнейсы Оломокитского блока представлены тонкополосчатыми породами, состоящими из плагиоклаза, кварца, гиперстена, с незначительной примесью клинопироксена, амфибола и биотита. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном и рудными. Содержание SiO₂ в

гиперстеновых плагиогнейсах колеблется от 56.7 до 66.16 мас.%. Эти породы относятся к натровому ряду ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$), группе высокой глинозёмистости ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$ мас.%) магматических пород. На классификационной диаграмме Дженсена (Jensen, 1978) анализы гиперстеновых плагиогнейсов исходного магматического происхождения соответствуют андезитам и дацитам известково-щелочной петрохимической серии (рис.4, б).

Двупироксен-амфиболовые сланцы и амфиболиты. На классификационной диаграмме TAS для магматических пород двупироксеновые сланцы и амфиболиты соответствуют породам нормальной щёлочности, располагаясь в поле базальтов. На классификационной диаграмме $(\text{Al} - \text{Fe} + \text{Ti}) - \text{Mg}$ (Jensen, 1976) (рис.4,б) двупироксеновые сланцы и амфиболиты соответствуют базальтам коматиит-толеитовой серии. Содержание SiO_2 в толеитовых метабазальтах Оломокинского блока варьирует в пределах 45.4-50.8 мас.%. По содержанию TiO_2 они относятся к низкотитанистым ($\text{TiO}_2 < 1.5$ мас.%) и умеренно-глинозёмистым базальтам ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 14-15$ мас.%). Отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ варьирует в пределах 10.4-29.7 при изменениях магнезиальности ($\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}$) от 0.4 до 0.6. Имеющийся анализ коматиитового метабазальта отличается от толеитовых метабазальтов меньшим содержанием $\text{TiO}_2=0.6$ мас.% и $\text{Al}_2\text{O}_3=12$ и более высоким содержанием $\text{MgO} = 12.9$ мас.% при магнезиальности $\text{Mg} = 0.7$. Приведённые данные о соответствии исходных вулканитов Оломокинского блока двум петрохимическим сериям – известково-щелочной и коматиит-толеитовой не противоречит мнению автора о принадлежности их к единому разрезу олёкминского комплекса, рассмотренного выше.

ГЛАВА 4

РАННЯ СИАЛИЧЕСКАЯ КОРА ПОЗДНЕГО АРХЕЯ

Ранняя сиалическая кора позднего архея распространена на юге Алданского шита в Южно-Алданской гранулит-гнейсовой области, где выделено три блока – Курультинский, Зверевский и Сутамский. На востоке позднеархейские образования обрамляют раннеархейский Нимнырский блок в Тимптонской гранулит-гнейсовой области (Тимптонский, Мелемкенский и Сеймский блоки) (рис.3).

4.1. Сутамский блок

4.1.1. Литолого-петрографический состав пород сутамского комплекса

В составе сутамского метаморфического комплекса автором выделяется две толщи.

1. Нижняя однородная толща гиперстеновых плагиогнейсов с незначительной долей прослоев метабазитов и метаультрабазитов.

2. Верхняя толща, пестрая по составу, состоящая из гиперстеновых плагиогнейсов переслаивающихся с различными гнейсами и кварцитами. (Вовна, 2007).

Из изученных разрезов **нижней толщи** следует, что она сложена, главным образом, гиперстеновыми плагиогнейсами - эндербитами, которым резко подчинены двупироксеновые гнейсы, амфиболиты, гранатовые плагиогнейсы.

Гиперстеновые плагиогнейсы (эндербиты) представляют собой лейкократовые и мезократовые породы полосчатой, реже массивной, текстуры. Полосчатость обусловлена чередованием лейкократовых и меланократовых полос мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров

В качестве главных минералов эндербиты содержат плагиоклаз (35-50% An, 50-65% модального состава), кварц (5-25%), гиперстен (3-8%), клинопироксен (0-6%), гранат (0-5%), калиевый полевой шпат - ортоклаз (0-5%), биотит (0-8%), амфибол (0-10%). Аксессуары - апатит, магнетит, циркон.

Кристаллические сланцы базитового и гипербазитового состава. В разрезах эти сланцы чередуются с эндербитами нижней толщи, образуя маломощные пласты и линзы. В составе верхней толщи распространены незначительно. Сложены сланцы орто- и клинопироксенами, амфиболом, плагиоклазом, реже в них присутствует оливин и биотит. Аксессуары - магнетит, шпинель.

Двупироксеновые кристаллические сланцы состоят из плагиоклаза №° 40-62 (40-50%), гиперстена (10-30%), моноклинного пироксена (5-30%)

Состав амфибол-двупироксеновых и биотит-двупироксеновых кристаллических сланцев следующий: плагиоклаз (45-55%), гиперстен и клинопироксен (10-20%), биотит (5- 15%), роговая обманка (10-20%).

Среди безгранатовых кристаллических сланцев распространена группа высокомагнезиальных разностей гипербазитового состава, представленных шпинель-двупироксен-оливиновыми, амфибол-двупироксеновыми и биотит-двупироксеновыми породами. Для этих пород характерна высокая магнезиальность (15-30 вес.% MgO).

Гранатсодержащие разности двупироксеновых кристаллических сланцев в разрезах образуют маломощные (первые метры) прослои среди безгранатовых разностей или чередуются с эндербитами.

Доминирующими группами пород **верхней толщи** являются различные плагиогнейсы (гранатые, биотит-гранатые), гнейсы (гранат-силлиманит-кордиеритовые, гиперстен-силлиманитовые и др.) и эндербиты, мощность слоев которых варьирует от первых десятков до первых сотен метров. Подчиненное значение имеют двупироксеновые сланцы, различные кварциты, в том числе и магнетитовые, с которыми связаны месторождения железных руд. Весьма незначительно распространены мраморы, кальцифиры и известково- силикатные породы.

4.1.2. Геохимические особенности гранулитов и их исходная природа

Основной состав нижней толщи сутамского комплекса представлен эндербитами, содержащими не более 10 % по объёму прослоев сланцев основного и ультраосновного состава и редкие прослои гранат-биотитовых плагиогнейсов.

В верхней толще эндербиты составляют около 50% объёма.

Эндербиты, получившие на диаграммах У. Денена и Б.Мура (Dennen, Moor, 1971) и Al/Fe-Al+Fe/Ca (настоящая работа) определение как исходно-магматические, приняты для дальнейших петрохимических и геохимических исследований наряду с метабазитами и ультраметабазитами. Для определения принадлежности исходно магматических пород сутамского комплекса к определённым петрохимическим сериям использована диаграмма Al-(Fe+Ti) – Mg (Jensen, 1976). Анализ этой диаграммы свидетельствует о том, что породы исходного магматического происхождения сутамского комплекса относятся к известково-щелочной и комацитит-толеитовой сериям (рис.4, в) (Вовна, 2007).

Ассоциация метавулканитов известково-щелочной петрохимической серии

Ассоциация метавулканитов этой серии представлена эндербитами андезитового и дацитового составов, присутствующими примерно в равных количествах. Эндербиты андезитового состава исходной андезит-дацитовой ассоциации представлены эндербитами с содержанием SiO₂ от 59,7 до 62,7 мас.%. Они относятся к натриевому петрохимическому ряду с отношением Na₂O/K₂O > 1 и обладают высокой глинозёмистостью при Al₂O₃ > 15мас.% и низкой магнезиальностью, варьирующей в пределах 36-42. Спектры распределения РЗЭ имеют высоко дифференцированный характер при (La/Yb)_N = 18.4-45. Соотношение ТРЗЭ в метаандезитах характеризуется значительной степенью обеднения – (Gd/Yb)_N = 3.8, что свидетельствует об участии граната в минеральных фазах рестита очага плавления. Метадациты, наряду с метаандезитами являются главной составной частью исходной андезит-дацитовой ассоциации. К метадацитам отнесены разности эндербитов содержащие SiO₂.в количестве от 65.1 до 71.5 мас.%. Метадациты сутамского комплекса относятся к натровому петрохимическому ряду (Na₂O/K₂O > 1) нормальной щёлочности и высокой глинозёмистости (Al₂O₃ > 15мас.%). Для них характерна низкая магнезиальность, варьирующая в узких пределах 40-42. Спектры распределения РЗЭ имеют высокодифференцированный характер (La/Yb)_N = 15.7-48.6, соотношение ТРЗЭ (Gd/Yb)_N = 3.4, что свидетельствует об участии граната в минеральных фазах рестита очага плавления.

На мультиэлементной диаграмме топология графика распределения элементов примесей в эндебитах сутамского комплекса (рис.5, б) отличается от графика для архейских серых гнейсов основания щитов (Martin, 1994) повышенным содержанием Ba и пониженным Th и U. Это понижение связано с гранулитовым метаморфизмом. Для серых гнейсов архея характерны минимумы Ta, Nb, P, Ti, которые обычно объясняются наличием в рестите исходного расплава средне-кислого состава Ti-содержащих оксидов и апатита.

В сравнении с андезит-дацитовыми вулканитами океанической дуги Тонга-Кермадек гиперстеновые плагиогнейсы сутамского комплекса отличаются повышенными содержаниями Ba, Th, U, K, La, Ce, Hf, Zr и меньшей глубиной Ta-Nb минимума.

Ассоциация метавулканитов коматиит-толеитовой петрохимической серии

Сланцы ультраосновного и основного состава коматиит-толеитовой серии, занимающие в составе нижней толщи сутамского комплекса незначительную долю (не более 10%) имеют большое значение для познания геохимических особенностей архейской мантии, участвовавшей в корообразовательных процессах.

На диаграмме Al-(Fe+Ti)-Mg (Jensen, 1976) (рис.4в) сланцы основного состава располагаются в полях толеитовых базальтов, а высокомагнезиальные в полях коматиитовых базальтов и коматиитов и выделены в качестве коматиит-толеитовой серии.

Метавулканиты коматиит-толеитовой ассоциации сутамского комплекса по химическому составу соответствуют коматиитам ($MgO = 32.7-20.6$ мас.%, коматиитовым базальтам (17.6- 11.3 мас.% MgO), толеитовым базальтам (7.9-4.2 мас.% MgO) (Вовна, 2007).

В метакоматиитах отношение Al_2O_3/TiO_2 варьирует в пределах 14.9 – 30.4, что дает основание относить их к деплетированному, недеплетированному и обогащённому Al типам коматиитов. Спектры распределения РЗЭ метакоматиитов заметно обогащены легкими РЗЭ $(La/Lu)_N = 1.9-4.8$. Отмечаются отрицательные Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 0.6-0.8$). На мультиэлементной диаграмме метакоматииты сутамского комплекса отличаются от коматиитов о.Горгона (Тихий океан) повышенными содержаниями Ba, K, La, Ce, P и отрицательной аномалией Sr (рис 6, д). В коматиитовых метабазалятах наблюдается увеличение содержаний TiO_2 (0.5-1 мас.%), Al_2O_3 (11-12.2 мас.%) и CaO (8.7-10.2 мас.%), отношения Al_2O_3/TiO_2 в них составляют 12.3-22.9. Коматиитовые метабазаляты сутамского комплекса отличаются от метакоматиитовых базальтов о.Горгона повышенными содержаниями Ba, Th, U, K, La, Ce, Sr, Nd и отрицательной аномалией P. Концентрации MgO в толеитовых метабазалятах колеблются в пределах 8.7-4.2 мас.%. При уменьшении содержания MgO в породах происходит увеличение содержаний Al_2O_3 и TiO_2 .

Среди толеитовых метабазалятов по спектрам распределения РЗЭ выделено две группы. Толеитовые метабазаляты первой группы характеризуются умеренным обогащением ЛРЗЭ: $(La/Yb)_N = 2,8-3,6$, при примерно 40-кратном увеличении их содержаний по отношению к хондриту. В толеитовых метабазалятах второй группы $(La/Yb)_N = 0,69$

Мультиэлементный спектр для двупироксеновых сланцев, соответствующих по составу толеитовым базальтам первой группы, нормированный по примитивной мантии резко отличаются от N-MOR базальтов Тихого океана более высокими содержаниями Ba, Th, U, K, La, Ce (рис. 6 б).

4.2. Курультинский блок

4.2.1. Литолого-петрографический состав Курультинского комплекса

Курультинский блок сложен гранулитовыми породами, выделенными Е.П. Миронюком (Миронюк и др., 1971) в качестве курультинской серии. В составе

Курультинской серии Е.П. Миронюком выделены три свиты (снизу вверх): каруракская, иманграканская и зверевская. В составе каруракской и иманграканской свит преобладают гиперстеновые плагиогнейсы, содержащие прослои двупироксеновых сланцев и амфиболитов. Среди пород каруракской свиты отмечаются двупироксен-оливин-амфиболовые сланцы ультраосновного состава (Панченко, 1985). В верхней части иманграканской свиты отмечаются прослои гранатовых плагиогнейсов. Происхождение пород этих свит Е.П. Миронюк считал первично-вулканогенным. Автор настоящей работы сопоставляет нижнюю часть разреза курультинской серии в составе каруракской и иманграканской свит с нижней толщей сутамского комплекса.

Вышележащая зверевская свита по данным Е.П. Миронюка резко отлична от нижней части разреза. В её составе преобладают биотит-гранатовые плагиогнейсы, содержащие прослои гиперстеновых плагиогнейсов, двупироксеновых сланцев. Реже отмечаются гранат-силлиманитовые гнейсы, кварциты, в том числе магнетитовые и кальцифиры. Эта свита по набору составляющих её пород имеет большое сходство с верхней толщей сутамского комплекса. И.В. Панченко (1985) установлено согласное залегание зверевской свиты на иманграканской свите. Граница между ними определяется по появлению в верхах разреза иманграканской свиты гранатовых плагиогнейсов.

4.2.2. Геохимические особенности гранулитов и их исходная природа

Из классификационной диаграммы Дженсена (Jensen, 1976) следует, что исходные магматические породы супракрустального курультинского комплекса соответствуют известково-щелочной и коматиит-толеитовой петрохимическим сериям (рис. 4-г).

В соответствии с полученными результатами среди исходных магматических пород супракрустального курультинского комплекса нами выделены вулканогенная ассоциация известково-щелочной петрохимической серии и вулканогенная ассоциация коматиит-толеитовой петрохимической серии.

Метавулканиды известково-щелочной серии. В составе метавулканидов этой серии преобладают дациты и андезиты, при незначительном распространении базальтов (двупироксеновых сланцев). Эндербиты андезитового состава характеризуются содержаниями SiO_2 59.9-62.3 мас.%. Они относятся к натриевому петрохимическому ряду с отношениями $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 5.9-6.1 с высокой глинозёмистостью при содержаниях Al_2O_3 равным 16.1-17.3 мас.%. Магнезиальность в метаандезитах варьирует в пределах 0.4-0.5. Спектр распределения РЗЭ в метаандезитах характеризуется умеренной степенью дифференциации при $(\text{Ce}/\text{Yb})_N = 3.9$. Эндербиты дацитового исходного состава являются преобладающими породами в составе курультинского комплекса. Содержание SiO_2 в них составляет 64.3-70.7 мас.%. Они относятся к натриевому петрохимическому ряду с отношениями $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2.1-14.3$, при содержаниях глинозёма 14.6-16.9 мас.% и железистости 0.3-0.5.

Спектры распределения РЗЭ в метадацитах варьируют от умеренно до высокодифференцированных с отношениями $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ равными 3.9 и 15.9, соответственно.

На мультиэлементной диаграмме для гиперстеновых плагиогнейсов Курультинского блока топология графика распределения элементов примесей сходна с графиком для архейских серых гнейсов основания щитов (Martin, 1999), за исключением пониженного содержания U. Для них характерны минимумы Ta, Nb, P, Ti как и для описанных в предыдущем разделе гиперстеновых плагиогнейсов Сутамского блока.

В сравнении с андезит-дацитовыми вулканитами океанической дуги Тонга-Кермадек гиперстеновые плагиогнейсы курультинского комплекса отличаются повышенными содержаниями Ba, Th, U, La, Ce, Hf, Zr и меньшей глубиной Ta-Nb минимума (рис. 5б).

Метавулканиды коматиит-толеитовой серии. В составе метавулканидов этой серии установлены толеитовые метабазальты (двупироксеновые сланцы), коматиитовые метабазальты и метакоматииты (двупироксеновые, двупироксен-оливиновые сланцы).

Метавулканыты коматиит-толеитовой серии выделены в качестве исходной коматиит-толеитовой ассоциации. В метатолитах содержания SiO_2 варьируют в пределах 46.1-50.2 мас.%, Al_2O_3 – 13.5-21.1 мас.%, MgO – 5.8-8.7 мас.%, TiO_2 – 0.6-1.3 мас.%, отношение щелочей $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в толеитовых метабазах варьирует в пределах 1.9-19.7. Магнезиальность толеитовых метабазов составляет 0.4-0.6. По характеру спектров распределения РЗЭ среди метатолитов выделяется две группы. Для метатолитов первой группы характерно обогащение ЛРЗЭ: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 2.2-4.5$. Метатолиты второй группы характеризуются обеднением ЛРЗЭ: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.7$. Следует отметить, что подобные две группы по спектрам распределения выделены среди метатолитов описанного выше сутамакского комплекса, что подчёркивает схожесть происхождения их исходных протолитов.

Коматиитовые метабазы соответствуют высокомагнезиальным сланцам с содержанием MgO в интервале 10.4-13.6 мас.%, и магнезиальностью 0.6-0.7.

Метакоматииты курульгинского комплекса соответствуют петрохимическим требованиям международной классификации (Классификация магматических ..., 1997). Содержание MgO составляет в них > 18 мас.%, $\text{TiO}_2 < 1$ мас.%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 1$ мас.%. Магнезиальность метакоматиитов составляет 0.8, что выше, чем в коматиитовых метабазах. Отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ свидетельствуют о том, что среди метакоматиитов выделяются деплетированный Al тип ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 12-14$) и обогащённый Al тип ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 33-35$).

ГЛАВА 5.

РАННЯЯ СИАЛИЧЕСКАЯ КОРА НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Ранняя сиалическая кора нижнего протерозоя развита на востоке Алданского щита – в Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой и Батомгской гранит-зеленокаменной областях (рис. 2, 3)

5.1 Восточно-Алданская гранулит-гнейсовая область

В составе Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой области выделены два блока – Джугджурский и Суннагинский (рис. 3).

5.1.1. Джугджурский блок

5.1.1. Литолого-петрографический состав пород джугджурского комплекса

Автором настоящей работы метаморфический комплекс Джугджурского блока разделён на две толщи. Нижняя толща сложена гиперстеновыми плагиогнейсами - эндербитами, переслаивающимися с двупироксеновыми сланцами. В верхней толще преобладают глинозёмистые биотит-гранатовые и биотитовые гнейсы с прослоями мраморов и подчинённым количеством эндербитов и пироксен-биотитовых гнейсов. Нижняя толща выделена в качестве метабазит-эндербитовой ассоциации.

Гиперстеновые плагиогнейсы - эндербиты, составляющие большую часть объема пород этой ассоциации, на 50-70% представлены плагиоклазом (40-50 % An) с антипертитовыми вростками, кварцем (5-10%), гиперстеном (5-10 %), роговой обманкой (8-10 %), моноклинным пироксеном - до 5 %. В качестве аксессуаров присутствуют апатит, циркон, магнетит, ильменит. Двупироксеновые сланцы на 30-40% состоят из плагиоклаза (50-58% An), моноклинного пироксена (20-40%), ромбического пироксена (5-10%). Отдельные разновидности двупироксеновых сланцев содержат примесь граната или биотита. Аксессуары представлены апатитом, цирконом, магнетитом и ильменитом. Кристаллосланцы ультраосновного состава (двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые, оливин-двупироксен-амфиболовые) сложены ортопироксеном (10-35%), клинопироксеном (10-45%), оливином (0-19%), амфиболом (0-80%). В виде примеси присутствуют магнетит, ильменит, шпинель, апатит.

5.1.2. Геохимические особенности гранулитов и их исходная природа

На диаграмме TAS породы исходного магматического происхождения относятся, главным образом, к ряду нормальной щелочности. Единичные пробы соответствуют базальтовым трахиандезитам.

На классификационной диаграмме Al-(Fe+Ti)-Mg (Jensen, 1976) гранулиты исходного магматического состава располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий (рис. 4 д).

Метавулканииты известково-щелочной серии. В составе вулканитов этой серии установлены metabазальты, метаандезибазальты (двупироксеновые сланцы), метаандезиты и метадациты (гиперстеновые плагиогнейсы - эндербиты). На этом основании метавулканииты известково-щелочной серии выделены в качестве исходной базальт-андезит-дацитовая ассоциации. Метабазальты относятся к высокоглинозёмистым разновидностям ($Al_2O_3 > 15$ мас.%). Для спектров распределения РЗЭ характерно умеренное обогащение легкими РЗЭ, $(La/Yb)_N = 12,7-6,6$. Сходной топологией спектров распределения РЗЭ характеризуется андезитобазальты, отличаясь несколько повышенным общим содержанием лёгких РЗЭ.

Метаандезиты (эндербиты) по спектру распределения РЗЭ характеризуются умеренной дифференциацией РЗЭ: $(La/Yb)_n = 5-13$ и наличием слабых Eu аномалий.

На мультиэлементной диаграмме гиперстеновые плагиогнейсы сходны с «серыми гнейсами» архея основания щитов (Martin, 1994) (рис. 5 в), отличаясь пониженным содержанием Th и U, что характерно для пород гранулитовой фации (см. гл. 1)

В сравнении с андезит-дацитовыми вулканитами океанической дуги Тонга-Кермадек гиперстеновые плагиогнейсы джугджурского комплекса отличаются повышенными содержаниями Ba, K, La, Ce, Hf, Zr и меньшей амплитудой Ta-Nb минимума.

Метавулканииты коматиит-толеитовой серии. В составе исходных вулканитов этой серии выделены толеитовые и коматиитовые базальты, а также коматииты (коматиит-толеитовая ассоциация).

Толеитовые metabазальты.

Концентрации MgO в толеитовых metabазальтах колеблются в пределах 5,1-8,2 при магнезиальности ($Mg\# = Mg/Mg+Fe$) 0,4-0,6. Толеитовые metabазальты характеризуются умеренно дифференцированным распределением РЗЭ [$(La/Yb)_N = 4-10$] при примерно 50-кратном увеличении лёгких РЗЭ по отношению к хондриту. На мультиэлементной диаграмме (рис. 6 в) метатолеиты metabазит-эндербитовой ассоциации резко отличаются от толеитовых базальтов MOR Тихого океана высоким содержанием Ba, Th, K, Ta, Nb, La, Ce, Sr, Nd, P, Sm что, вероятно, косвенно характеризует геохимические особенности корообразующей мантии раннего протерозоя рассматриваемого региона. Показательно низкое содержание U, подвижного при гранулитовом метаморфизме.

Метакоматииты и коматиитовые metabазальты.

Метакоматииты джугджурского комплекса отвечают требованиям международной классификации магматических пород (Классификация магматических..., 1997), содержание MgO в них больше 18 мас.% (22,2-27,6 мас.%), содержание $TiO_2 < 1$ мас.% (0,2-0,7 мас.%). Магнезиальность ($Mg\# = Mg/Mg+Fe$) метакоматиитов составляет 0,8, средние отношения в них Al_2O_3/TiO_2 и CaO/Al_2O_3 составляют 12,3 и 1,2 соответственно, что позволяет относить их к Al-деплементированному (барбертонскому) типу коматиитов.

Концентрации MgO в коматиитовых metabазальтах ($MgO < 18$ мас.%) 10,9-17,6 мас.% при магнезиальности 0,6-0,8. С уменьшением магнезиальности в коматиитовых metabазальтах растёт содержание Ca и Al, что свидетельствует об увеличении в расплаве клинопироксеновой и плагиоклазовой фаз. Они обладают отношениями $CaO/Al_2O_3 = 0.6-1,5$; $Al_2O_3/TiO_2 = 13 - 30$.

По спектрам распределения РЗЭ метакоматииты и метакоматиитовые базальты характеризуются слабо фракционированной, близкой к хондритовой формой распределения РЗЭ, $[(La/Yb)_N = 1.6-1.9]$. $(Gd/Yb)_N$ отношения в коматиитах, варьируют в

пределах 1,4-3,6 и подтверждают заключение сделанное выше об отнесении метакоматиитов джугджурского комплекса к барбертонскому типу, в котором это отношение составляет 1.1 и более (Nesbit, 1982). В коматиитовых метабазах наблюдается общее увеличение содержаний РЗЭ. Содержание лёгких РЗЭ превышает хондритовые в 30 раз.

На мультиэлементных диаграммах метакоматииты и коматиитовые метабазаы отличаются от коматиитов и коматиитовых метабазах о. Горгона (Тихий океан) повышенными содержаниями Th, U, K, La, Ce, Nd, P. (рис.6,е)

5.1.2. Суннагинский блок

5.1.2.1. Литолого-петрографический состав пород суннагинского комплекса

Суннагинский блок сложен гиперстеновыми плагиогнейсами, двупироксеновыми сланцами, гранат-биотитовыми гнейсами, кальцифирами и кварцитами.

5.1.2.2. Геохимические особенности гранулитов и их исходная природа

На классификационной диаграмме Al-(Fe+Ti)-Mg магматические протолиты суннагинского комплекса располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий (рис. 4.д).

Метавулканыты известково-щелочной серии. В составе метавулканиитов этой серии установлены метабазаы, метандезибазаы (двупироксеновые сланцы) и метаандезиты (эндербиты). Эти метавулканыты выделены в качестве базальт-андезитовой ассоциации. Метабазаы, метандезибазаы и андезиты относятся к высокоглинозёмистым разностям ($Al_2O_3 > 15$ мас.%). Метаандезиты характеризуются умеренной дифференциацией РЗЭ: $(La/Yb)_n = 8,5$.

Метавулканыты коматиит-толеитовой серии. Отношение Al_2O_3/TiO_2 в толеитовых метабазах составляет 34,3, магнезиальность 0,6. Концентрации MgO в коматиитовых метабазах составляют 11,4 – 12,30 мас.% при магнезиальности 0,7 и отношениях Al_2O_3/TiO_2 13-25.

5.2. Батомгская гранит-зеленокаменная область

5.2.1. Литолого-петрографический состав пород батомгского комплекса

В составе батомгского комплекса амфиболитовой фации метаморфизма преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, содержащие отдельные прослои амфиболовых плагиогнейсов, амфиболитов, мраморов и кальцифиров.

Биотитовые плагиогнейсы сложены биотитом (до 20%), плагиоклазом (35-20 An) - 30-60%, кварцем – 20-30%. Редко присутствуют амфибол и гранат. Аксессуары представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом, сфеном, ортитом, клиноцоизитом. Увеличение в биотитовых плагиогнейсах содержания амфибола от нескольких до 10-20% позволяет относить их к биотит-амфиболовым плагиогнейсам. В последних отмечаются меланократовые разности (амфиболовые плагиогнейсы), состоящие из амфибола – 30%, плагиоклаза (50-30 An) – 40-50%, кварца – 20-25%, местами с примесью граната. Аксессуары – магнетит, ильменит, апатит.

Амфиболиты состоят из амфибола – до 70%, и плагиоклаза (65-33 An) – 20-30%, и примеси клиноцоизита. В некоторых разностях амфиболитов отмечаются реликтовые зёрна бесцветного клинопироксена, замещаемого бурым амфиболом. Гранатовые амфиболиты содержат порфиробласты «ситовидного» граната. Аксессуары – сфен, ильменит, циркон, апатит.

5.2.2. Геохимические особенности метаморфических пород батомгского комплекса и их исходная природа

Определение исходного состава метаморфических пород в работе основано на материалах полевых геолого-структурных наблюдений, анализа петрохимических данных и закономерностей распределения элементo-примесей в породах.

На диаграмме Al/Fe – Al+Fe/Са плагиогнейсы средне-кислого состава располагаются в поле магматических пород, в единичных случаях – в поле граувакк и глинистых сланцев. Метаморфические породы батомгского комплекса исходного

магматического состава на классификационной диаграмме TAS (Классификация ...1997) располагаются в области пород нормальной щёлочности и соответствует полям основных ($\text{SiO}_2 = 45\text{-}52$ мас.%), средних ($\text{SiO}_2 = 52\text{-}63$ мас.%), и кислых ($\text{SiO}_2 > 63$ мас.%). Незначительная часть метабазитов и метаандезитов относится к субщелочным разностям.

На классификационной диаграмме Al-(Fe+Ti)-Mg (Jensen, 1976) составы метаморфических пород батомгского комплекса исходного магматического состав располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий (рис 4.е)

Метавулканиты известково-щелочной серии. В составе метавулканитов этой серии установлены метабазалты (амфиболиты), метаандезибазалты (амфиболовые плагиогнейсы), метаандезиты (биотит-амфиболовые плагиогнейсы) и метадациты (биотитовые гнейсы). На этом основании метавулканиты известково-щелочной серии выделены в качестве исходной базальт-андезит-дацитовая ассоциации. Среднее отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в метадацитах составляет 2.5. Метадациты характеризуются значительной дифференциацией РЗЭ: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 14.5\text{-}59.1$ и наличием слабых положительных Eu аномалий.

Метабазалты относятся к высокоглинозёмистым разновидностям ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 20\text{-}21$ мас.%). Для спектров распределения РЗЭ известково-щелочных метабазалтов батомгского комплекса характерно умеренное обогащение лёгкими РЗЭ $(\text{La}/\text{Yb})_N = 3\text{-}6.5$, чем они чётко отличаются от толеитовых метабазалтов.

На мультиэлементной диаграмме средний состав кислых известково-щелочных метаэффузивов батомгского комплекса имеет сходную топологию с архейскими серыми гнейсами фундамента платформ (Martin, 1994), отличаясь несколько пониженными содержаниями Th, U, Hf, Zr (рис. 5 в).

От андезит-дацитовых вулканитов океанической дуги Тонга-Кермадек кислые плагиогнейсы батомгского комплекса отличаются повышенными содержаниями Ba, Th, U, K, La, Ce, Hf, Zr и меньшей глубиной Ta-Nb минимума.

Метавулканиты коматиит-толеитовой серии. В составе исходных вулканитов этой серии выделены толеитовые и коматиитовые базальты.

Концентрации MgO в толеитовых метабазалтах колеблются в пределах 5.9-8.7 мас.%, при магнезиальности $\text{Mg} \# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) 0.4\text{-}0.6$.

Толеитовые метабазалты характеризуются почти не дифференцированным распределением РЗЭ: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.1$.

На мультиэлементной диаграмме метатолеиты батомгского комплекса отличаются от толеитовых базальтов N-MOR Тихого океана повышенным содержанием Ba, Th, U, K, Ta, Nb, La (рис. 6 в).

Концентрации MgO в коматиитовых метабазалтах составляют 10-11.1 мас.%, при магнезиальности 0.6. Они обладают отношениями $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.7\text{-}1$; $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 14.8\text{-}22.3$. Коматиитовые метабазалты характеризуются слабо обеднённым ЛРЗЭ спектром распределения РЗЭ: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.7\text{-}0.8$ при общем содержании РЗЭ в 7-10 хондритовых норм.

Рассмотренные в главах 3,4,5 геохимические особенности ранней сиалической коры Алданского щита свидетельствуют о повышенном содержании в ее породах РАЭ, что подтверждает принятое в работе положение об аномальной мантии раннего докембрия (глава 1) и сделать вывод, что эта кора в посткратонную стадию служила источником для расплавов гранитоидов несущих U-Th оруденение (Ножкин, Рихванов, 2014).

ГЛАВА 6.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ИСХОДНЫХ ВУЛКАНИТОВ РАННЕЙ СИАЛИЧЕСКОЙ КОРЫ АЛДАНСКОГО ЩИТА

В предыдущих главах показано, что ранняя сиалическая кора Алданского щита является разновозрастной и представлена раннеархейскими, позднеархейскими и

раннепротерозойскими исходными осадочно-вулканогенными образованиями, в которых ведущая роль принадлежит исходной андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной петрохимической серии, которой подчинена вулканическая ассоциация коматиит-толеитовой серии.

6.1. Петрогенезис раннекоровой исходной андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной серии раннего архея Алданского щита

Выше, в гл. 3 показано, что раннеархейские коровые образования распространены в Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области (Нимнырский блок), где представлены метабазит-эндербитовой ассоциацией и в Олёкминской гранит-зеленокаменной области, где представлены амфиболит-плагиогнейсовой ассоциацией.

6.1.1. Раннеархейские эндербиты нимнырского комплекса

Исходными вулканитами эндербитов нимнырского комплекса являются дациты и андезиты известково-щелочной серии.

Метавулканиты андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной серии составляют главный объём докембрийских серогнейсовых и гранулитовых комплексов фундамента древних щитов. При рассмотрении происхождения исходных расплавов магматических образований этой ассоциации в указанных структурах докембрия обычно рассматривают две основные модели: частичного плавления мафических источников и кристаллизационной дифференциации базальтовых магм. В настоящее время петрологическими исследованиями установлено, что формирование магматических пород известково-щелочной серии осуществлялось, главным образом, по первой модели, формирование по второй модели имело подчиненное значение. Первыми модель генерации магм известково-щелочной серии при частичном плавлении амфиболитов (метабазитов) на нижних уровнях земной коры предложили Т. Грин и А. Рингвуд (Green, Ringwood, 1968). Эта модель позднее была подтверждена многими экспериментами в широком диапазоне температур и давлений при $P_{H_2O} < P_{общ.}$ (Вольф, Уайли, 1993, Ермаков и др., 1976, Holloway, Burnham, 1972, Rapp et al, 1991, Sen, Dunn, 1994 и др.). Этими экспериментами была показана возможность получения широкого спектра известково-щелочных расплавов – от базальтов до дацитов – при различных вариациях степеней частичного плавления базитового источника. Основываясь на результатах этих экспериментов, можно рассчитать состав модельного расплава для природных вулканитов. Весьма важным положением при расчётах модельных расплавов является выбор источника магматического расплава. Как указывалось выше, эндербиты нимнырского комплекса являются наиболее древними сиалическими образованиями Алданского щита, т.е. предполагается, что они сформировались при плавлении первичной базитовой коры, являющейся производной примитивной (необеднённой) верхней мантии. Считается, что эта кора была полностью переплавлена, в ходе последующих магматических архейских событий. Казалось бы создалась тупиковая ситуация с определением состава магматического источника. Однако эту трудность можно преодолеть косвенным путём. Как известно, в раннем протерозое на Алданском щите появились толеитовые базальты и коматииты, обогащённые некогерентными элементами (Мишкин и др. 2007а,б). Это обстоятельство позволяет в качестве некоторого подобия первичной архейской базитовой коры, образовавшейся из примитивной мантии, использовать исходные толеитовые базальты раннепротерозойского этапа магматизма Алданского щита, обогащённые некогерентными элементами, известные в Джугджурском блоке (глава 5). Средний состав раннепротерозойских толеитовых метабазальтов Джугджурского блока принят в качестве магматического источника для дацит-андезитовых исходных расплавов эндербитов нимнырского комплекса.

Для расчета модельных расплавов андезит-дацитового состава обычно используются РЗЭ, инертные при гранулитовом метаморфизме (глава 1). Выше было показано, что спектр распределения РЗЭ нимнырских метадацитов обеднён тяжёлыми РЗЭ. Это может свидетельствовать о том, что первичный дацитовый расплав находился в

равновесии с гранатсодержащим реститом. Существующие эксперименты М.Б. Вольфа и П.Дж. Уайли (Вольф, Уайли, 1993) по плавлению метабазитов свидетельствуют о том, что минимальное давление, при котором в составе рестита плавящегося метабазальта появляется гранат, составляет около 10 кбар. В эксперименте указанных авторов расплавам с кремнезёмистостью для метадацитов нимнырского комплекса $\text{SiO}_2 = 66$ мас.% соответствует температура 900°C . Степень плавления и состав рестита (объём.%) для этой температуры, можно получить из результатов эксперимента. Используя данные по содержанию РЗЭ в источнике расплава и коэффициенты распределения элементов между минералами рестита и расплавом, рассчитан состав модельного расплава дацита на основе известного соотношения Д. Шоу (Shaw, 1970) для частичного равновесного плавления, описывающего зависимость концентрации микроэлемента в расплаве от исходного содержания в источнике, степени плавления и суммарного коэффициента распределения между реститовыми фазами и расплавом: $C_i/C_o = 1/[F+K_D(1-F)]$, где C_i и C_o – концентрации элемента в расплаве и источнике магмаобразования соответственно, F – степень плавления пород источника, K_D – суммарный коэффициент распределения элементов между расплавом и минеральной фазой.

Спектр распределения редкоземельных элементов в модельном расплаве дацита при $P = 10$ кбар и $T = 900^\circ\text{C}$ (рис. 7 а), (показан белыми звёздочками) показывает хорошее соответствие состава модельного расплава дацита природным метадацитам нимнырского комплекса, что подтверждает корректность сделанного нами допущения в отношении магматического источника исходных расплавов для эндербитов нимнырского комплекса и определяет возможные Р-Т параметры образования его исходных кислых расплавов.

Используя эксперименты Сена и Дана (Sen, Dunn, 1994) можно примерно оценить предел по давлению при формировании исходных очагов кислых расплавов в раннем архее Алданского щита. Дациту с кремнезёмностью $\text{SiO}_2 = 66$ мас.%, использованному в расчётах по эксперименту Вольфа и Уайли, в экспериментах Сена и Дана (1994) выполненных при давлении 15 кбар соответствует температура около 1000°C . Определив количественный состав рестита для этой температуры по диаграмме результатов экспериментов Сена и Дана, можно рассчитать состав модельного расплава дацита. Эти результаты, приведенные на рис. 7 а (показаны чёрными звёздочками), свидетельствуют о значительно меньшем содержании ТРЗЭ в модельном расплаве по сравнению с природными образцами эндербитов дацитового состава нимнырского комплекса. Отсюда следует, что кислые расплавы в раннем архее Алданского щита формировались при давлениях $10 \geq$ и < 15 кбар. Sm-Nd изотопными исследованиями установлено, что среди эндербитов нимнырского блока по модельному возрасту (T_{NdDM}) установлено две возрастные группы: 3.6 и 3.8 млрд лет (Котов, 2003). Это означает, что первичная базитовая кора в области Нимнырского блока (в современных географических координатах) была сформирована в результате двух импульсов плюмового магматизма: 3.6 и 3.8 млрд лет назад. Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для этих групп составляют $-0.7 - +0.6$ и $-2.1 - -3.2$, соответственно. Это значит, что 3.8 млрд лет назад раннекоровый базитовый источник имел происхождение из примитивной или обогащенной мантии, а 3.6 млрд лет назад мантия была уже слабо обеднена.

6.1.2. Биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы олёмминского комплекса

В главе 3 было показано, что исходные вулканиты биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов Олёмминского комплекса представлены андезит-дацитовой ассоциацией известково-щелочной серии. Расчёт условий образования исходных расплавов дацитового и андезитового составов проведён по методике рассмотренной выше для нимнырского комплекса. Особую роль в данном случае имеет выбор источника магматических расплавов кислого и среднего состава. Полагая, что базит-гипербазитовый магматизм, связанный с плюмовой деятельностью раннего архея

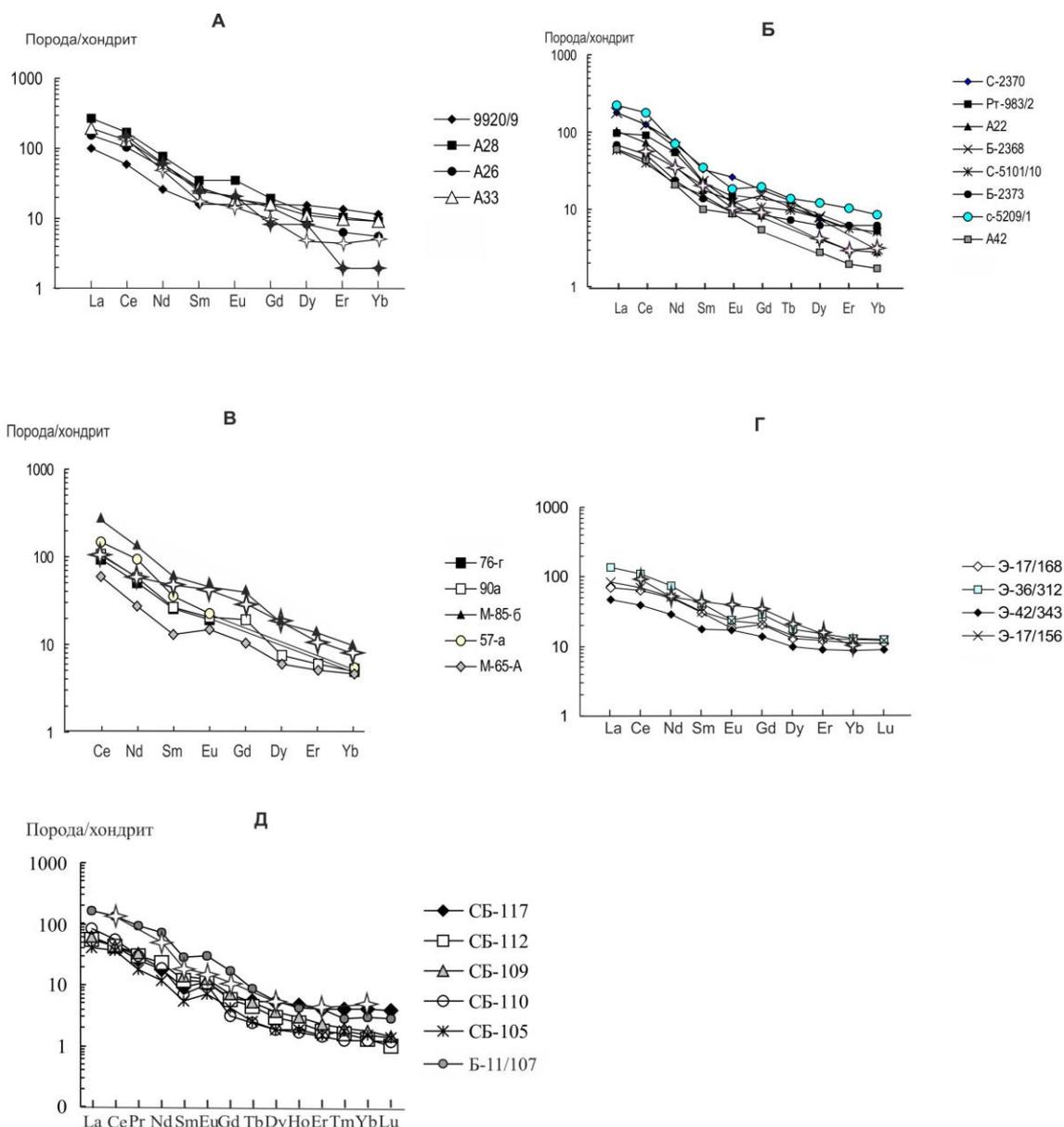


Рис.7. Спектры распределения редкоземельных элементов в исходных вулканитах среднего и кислого для раннеархейских, позднеархейских и раннепротерозойских метаморфических комплексов фундамента Алданского щита и рассчитанных модельных расплавов (для рис. А показано белыми и чёрными звёздочками, для остальных - белыми).
 А – раннеархейские эндрбиты дацитового состава Нимнырского комплекса,
 Б – раннеархейские биотитовые плагиогнейсы дацитового состава Олёкминской гранит-зеленокаменной области,
 В – позднеархейские эндрбиты андезитового состава сутамского комплекса,
 Г – раннепротерозойских эндрбиты андезитового состава джугджурского комплекса,
 Д – раннепротерозойских биотитовые плагиогнейсы дацитового состава батомгского комплекса

проявленной 3.335 млрд лет назад в пределах нынешнего Нимнырского блока проявлялся и в соседней Олёкминской гранит-зеленокаменной области, в которой происходили процессы андерплейтинга т.е. подслаивания базитами с возрастом 3.3 млрд лет древней первичной базитовой коры.

Приняв состав этих толеитов в качестве магматического источника были рассчитаны модельные составы исходных дацитов и условия их формирования для плагиогнейсов кислого состава олёкминского комплекса (рис. 7 б). Температуры плавления магматического источника при давлении 10 кбар соответствовали для дацитов с содержанием $\text{SiO}_2 = 64$ мас.%, 925°C , при степени частичного плавления 26%.

Модельный возраст (T_{NdDM}) плагиогнейсов олёмминской гранит-зеленокаменной области составляет 3.4-3.5 млрд лет (Котов, 2003). Это означает, что базитовым источником для очагов кислого магмаобразования служили андерплейтинговые базиты нимнырского плюма, подслаивавшие первичную базитовую кору Олёмминской гранит-зеленокаменной области (в современных географических координатах). Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ кислых расплавов Олёмминской области составляет -0.1 - +0.5. Это свидетельствует о том, что базиты их магматических очагов имели происхождение из слабо обеднённой примитивной мантии.

6.1.3. Петрогенезис исходной андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной серии позднего архея Алданского щита

В главе 4 рассмотрены позднеархейские образования Курультинского и Сутамского блоков Южно-Алданской гранулит-гнейсовой области, которые представлены преимущественно толщами гиперстеновых плагиогнейсов. Петрогеохимическая характеристика гиперстеновых плагиогнейсов свидетельствует о том, что исходный состав гиперстеновых плагиогнейсов Сутамского и Курультинского блоков этой области соответствует андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной серии. Используя результаты экспериментов М.Б. Вольфа и П.Дж. Уайли (Вольф, Уайли, 1993) рассчитаны условия плавления исходных андезитовых расплавов позднеархейских раннекоровых образований Алданского щита по методике, описанной выше.

Для состава андезита сутамского комплекса с кремнезёмистостью 63 мас.% SiO_2 в экспериментах Вольфа и Уайли температура плавления соответствовала $925^\circ C$. При расчетах принято, что источником магматических расплавов для позднеархейских исходных андезитов и дацитов служили базиты, аналогичные по химическому составу исходным толеитовым базальтам олёмминского комплекса. Предполагается, что эти базиты, производные олёмминского плюма в раннем архее, в результате андерплейтинга подслаивали первичную базитовую кору под нынешней Южно-Алданской гранулит-гнейсовой областью.

Результаты расчётов модельных расплавов андезитового состава отражены на рис.7 в. Из рисунка следует, что распределение РЗЭ, в модельном расплаве показало удовлетворительное соответствие с природными андезитовыми вулканитами, что подтверждает принятую модель их образования.

Следует отметить, что незначительная часть исходных средне-кислых расплавов сутамского комплекса была сформирована и по альтернативной модели дифференциации базитовых расплавов, источниками которых служили очаги в обедненной мантии, возникших при подплавлении ее поднимающимися плюмами примитивной мантии. Об этом свидетельствует модельный T_{Nd} (DM) возраст некоторых образцов эндербитов средне-кислого состава – 3-3.18 млрд лет и положительные значения их ϵ_{Nd} (+3.1, +3.5) (Котов и др., 1999) и данные автора.

В то же время, модельный возраст некоторых разностей раннепротерозойских гранитоидов, прорывающих метаморфические породы сутамского комплекса составляет 3.5 млрд лет при $\epsilon_{Nd}(T)$ равным -14 (Котов и др., 1999), что свидетельствует о существовании под Сутамским блоком (в современных географических координатах) раннеархейских базитовых коровых образований, служивших источником исходных средне-кислых расплавов эндербитов по рассмотренной выше основной модели.

6.1.4. Петрогенезис исходной андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной серии раннего протерозоя Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой области

Раннекоровые сиалические образования раннего протерозоя Алданского щита распространены в Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой (Джугджурский и Суннагинский блоки) и Батомгской гранит-зеленокаменной областях (рис. 2, 3).

Установлено, что гиперстеновые плагиогнейсы Джугджурского и Суннагинского блоков соответствуют исходной андезит-дацитовая ассоциации известково-щелочной серии.

Выше в гл. 5 было показано, что спектры распределения РЗЭ джугджурских метаандезитов (эндербитов) обеднены тяжёлыми РЗЭ. Это может свидетельствовать о том, что первичный андезитовый расплав находился в равновесии с гранатсодержащим реститом.

В эксперименте Вольфа и Уайли (1993) расплавам с кремнезёмистостью $\text{SiO}_2 = 58$ мас.% (средняя кремнезёмистость метаандезитов джугджурского комплекса) соответствуют следующие условия плавления метабазитов: $T = 975^\circ\text{C}$, степень плавления 40%; состав рестита (объём. %): гранат - 15, ортопироксен - 1, амфибол - 2, клинопироксен - 40, - плагиоклаз - 2. Используя эти данные и содержание РЗЭ в природных образцах, рассчитан состав модельного расплава андезита.

Предполагается, что источником расплавов исходных андезитов джугджурского комплекса служили раннекоровые метабазиты, сходные по составу с основными сланцами позднеархейских гранулитовых комплексов Южно-Алданской гранулит-гнейсовой области. Об этом косвенно свидетельствует модельный возраст метаандезитобазальтов джугджурского комплекса равный 2.7 млрд (Мишкин и др., 2007), а также модельный возраст габбро-норита Геранского анортозитового массива (Джугджурский блок) с $T_{\text{NdDM}} = 3076$ млн лет (Ларин и др., 2002). Прямым подтверждением существования ранней позднеархейской базитовой коры в основании Джугджурского блока служат ксеногенные цирконы с возрастом 2746 млн лет в верхнемеловых нефелиновых сиенитах (Полин и др., 2014).

В качестве аналога позднеархейской базитовой коры автором выбран средний состав метатолеитов Сутамского блока. Полученные результаты расчётов модельного андезитового расплава (рис. 7 г) показывают хорошее соответствие состава модельного андезитового расплава природным образцам метаандезитов джугджурского комплекса.

6.1.5. Петрогенезис исходной андезит-дацитовая ассоциации известково-щелочной серии раннего протерозоя Батомгской гранит-зеленокаменной области

В главе 5 рассмотрены метаморфические образования амфиболитовой фации Батомгской гранит-зеленокаменной области с возрастом 2060 млн лет. Было установлено, что биотит-амфиболовые ортогнейсы батомгского комплекса по своим петрохимическим и геохимическим особенностям соответствуют андезитам, а биотитовые – дацитам известково-щелочной серии. Значительная дифференциация спектров распределения РЗЭ в метаандезитах и дацитах батомгского комплекса позволяет предполагать участие граната в составе рестита их исходных магматических очагов, что позволяет использовать для решения вопросов их генезиса результаты экспериментов Вольфа и Уайли (1993). Источником магматических расплавов для кислых вулканитов батомгского комплекса, судя по значению модельного $T_{\text{Nd}}(\text{DM} - 2\text{st})$ возраста, равного 2.2-2.3 млрд лет распространенных здесь гранитоидов (Котов, 2003) могли служить базиты, подслаивавшие раннюю базитовую кору в результате андерплейтинга при подъёме Джугджурского плюма 2247 млн лет назад. Можно полагать, что эта базитовая кора была сходна по составу с метатолеитами джугджурского комплекса. Расчет модельного расплава выполнен для дацита с кремнезёмистостью $\text{SiO}_2 = 66$ мас. % для которого, по эксперименту Вольфа и Уайли (1993), температура плавления составляла 900°C . Результаты расчетов приведены на рисунке 7 д. Из рисунка 7 д. следует, что распределение РЗЭ в модельном дацитовом расплаве хорошо согласуется с природными метадацитами батомгского комплекса.

6.2. Петрогенезис метавулканитов коматиит-толеитовой серии

В предыдущих главах (3, 4, 5) было показано, что в раннекоровые раннеархейские, позднеархейские и раннепротерозойские метаморфические комплексы Алданского щита, наряду с описанными выше метавулканитами среднего и кислого состава, в качестве обязательного члена входит ассоциация метавулканитов коматиит-толеитовой серии. Вулканиты этих двух групп в каждом метаморфическом комплексе разновозрастны, о чем

свидетельствуют данные изотопного датирования, а также структурные признаки: переслаивание, одинаковый стиль дислокаций и сходные условия метаморфизма, однако они имеют различные магматические источники.

В составе метавулканитов коматиит-толеитовой серии изученных метаморфических комплексов обычно выделяются толеитовые и коматиитовые базальты и коматииты. В соответствии с современной классификацией магматических изверженных пород (1997) к коматиитам относятся ультраосновные метавулканиты с содержанием $MgO > 18$ мас.% и $TiO_2 < 1$ мас.%, $Na_2O+K_2O < 1$. Породы с меньшим содержанием магния относятся к коматиитовым базальтам. Граница между коматиитовыми и толеитовыми базальтами принята по содержанию $MgO = 10$ мас.% (Великославинский, 1998).

Температура базальтовых и высокомагнезиальных расплавов при извержении на поверхность ($T_{liq}^{\circ}C$) рассчитывалась по уравнению, полученному экспериментальным путём $T_{liq} = 17.86 (MgO \text{ мас.}\%) + 1061^{\circ}C$ (Nisbet et al., 1993). Далее на основе полученных значений T_{liq} рассчитывалась потенциальная температура мантийного источника, для случая адиабатического подъёма мантийного плюма ($T_{pot}^{\circ}C$). Расчет потенциальной температуры вычислялся по уравнению $T_{pot}^{\circ}C = 2.8046T_{liq} - 0.00049671(T_{liq})^2 - 1382.5$ (McKenzi, Bickle, 1988). Определение давления в магматических очагах определялось по уравнению Скарроу и Кокса (Scarrow, Cox, 1995): $P, \text{ кбар} = 213.6 - 4.05 SiO_2$, отражающем эмпирическую зависимость глубины генерации мантийных расплавов от их кремнекислотности.

Результаты расчётов температур исходных расплавов и давлений в магматических очагах для базальтов и коматиитов нимнырского, олёмминского, сутамского, курультинского, джугджурского, суннагинского и батомгского комплексов нанесены на фазовую диаграмму плавления мантийного перидотита KLB – 1 (Zhang, Herzberg, 1994, Herzberg, 1995) (рис. 8). Из рассмотрения диаграммы рис. 8. следует:

1. Ранний архей. Коматииты нимнырского и олёмминского комплексов формировались при давлении в очагах магмаобразования варьировавшем от 1.4 до 3.3 ГПа и температурах $1550-1850^{\circ}C$, а коматиитовые базальты - 1.5 - 2.2 ГПа и $1380-1540^{\circ}C$.

2. Поздний архей. Для коматиитов сутамского комплекса потенциальные температуры в магматических очагах составляли $1890-1770^{\circ}C$, а давление 3.7-2.3 ГПа. Условия формирования расплавов коматиитовых базальтов соответствуют меньшим величинам температур и давлений: $T_{pot} = 1370-1530^{\circ}C$, $P = 0.8-1.6$ ГПа.

3. Ранний протерозой. Для коматиитов джугджурского комплекса потенциальная температура в магматическом очаге составляла $1660-1760^{\circ}C$, а давление - 1.8-2.6 ГПа. Коматиитовые базальты джугджурского и суннагинского комплексов формировались в магматических очагах при $T_{pot} = 1390-1420^{\circ}C$ и давлении 0.6-2.5 ГПа.

Полученные результаты расчётов условий формирования исходных расплавов коматиит-толеитовой ассоциации подтверждают их происхождение при декомпрессионном плавлении мантийных плюмов и отражают известную закономерность снижения температуры мантии в геологической истории Земли в течение времени от архея до протерозоя (Hershberg, 1995).

Как известно, по отношению Al_2O_3/TiO_2 коматииты относятся к Al-деплементированному ($Al_2O_3/TiO_2 \approx 12$), Al-недеплементированному ($Al_2O_3/TiO_2 \approx 22$) и к Al-обогащённому ($Al_2O_3/TiO_2 \approx 30$) типам.

Ранее считалось, что деплементированные коматииты относятся к наиболее глубинным мантийным источникам, в которых устойчивой минеральной фазой является гранат. Выполненные к настоящему времени исследования по коматиитам зеленокаменных поясов различных щитов Земли показали, что выделенные выше типы коматиитов нередко встречаются в пределах одного зеленокаменного пояса. Типичным примером может являться раннеархейский зеленокаменный пояс Барбертон Каапваальского щита с возрастом 3.5 млрд лет (Robin-Popieul et al., 2012). Из диаграммы

TiO₂-Al₂O₃ (рис.9) следует, что коматииты раннекоровых метаморфических комплексов Алданского щита соответствуют Al-деплементированному, Al-недеплементированному и обогащённому типам. В олёмкинском и сутамском комплексах установлены коматииты всех трёх типов. Петрологическое объяснение этому явлению дано Робин-Попиелом с соавторами (Robin-Popieul et al., 2012).

Весьма важным вопросом является геохимический тип мантии, являвшейся источником мантийных плюмов, с которыми связана коматиит-толеитовая ассоциация рассматриваемых раннекоровых метаморфических комплексов. В настоящее время выделяются следующие главные типы современных мантийных источников: DM – деплементированная мантия, PM – примитивная мантия, EM – обогащённая мантия, которым присущи известные геохимические особенности. Для их рассмотрения используются различные геохимические вариационные диаграммы. Так из вариационной диаграммы Ti-Zr (рис. 10) следует, что источниками коматиитов раннеархейских нимырского и олёмкинского комплексов, позднеархейского сутамского и раннепротерозойского джугджурского могла служить примитивная (ПМ) и обогащённая (ЕМ) типы мантий. Эти результаты подтверждаются и на других геохимических диаграммах: (Gd/Yb)_N – Al₂O₃ и (La/Sm)_N – Al₂O₃ (Robin-Popieul et al. 2012).

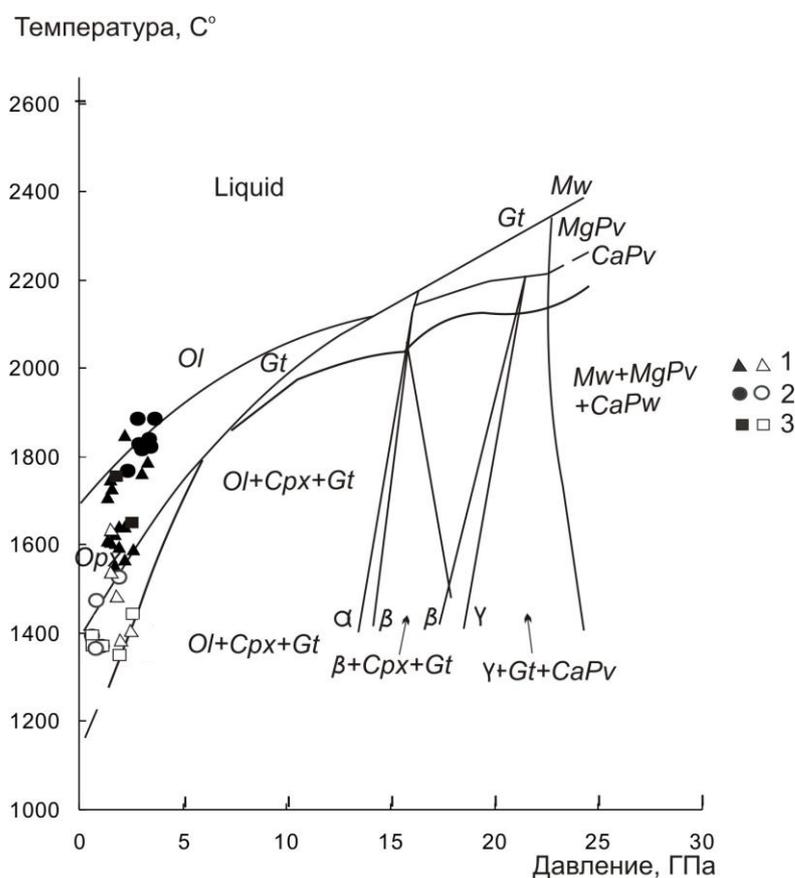


Рис. 8. Корреляция модельных P-T – параметров для коматиитовых магм на основе фазовой диаграммы мантийного перидотита KLB-1 (Zhang, Herzberg, 1994, Herzberg, 1995)

Черными знаками показаны метакоматииты, светлыми – коматиитовые metabазальты раннекоровых метаморфических комплексов Алданского щита: 1 – раннеархейских, 2 – позднеархейских, 3 – раннепротерозойских (табл. 6.2.1., 6.2.2., 6.2.3., 6.2.4.).

Ol – оливин, Opх – ортопироксен, Cpx – клинопироксен, Gt – гранат, Mw – магнезиальновюстит, MgPv – магнезиальный перовскит, CaPv – перовскит, α- оливин, β – модифицированная шпинель (MgFe)₂SiO₄, γ – шпинель - (MgFe)₂SiO₄.

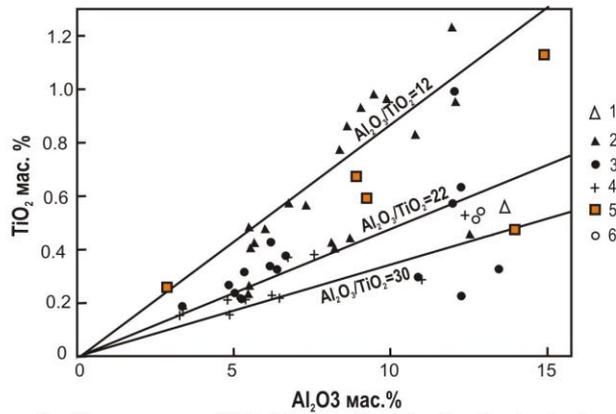


Рис. 9. Диаграмма TiO_2/Al_2O_3 (Robin-Popieul et al., 2012) для метакоматиитов и коматиитовых metabазальтов раннекоровых комплексов Алданского щита: 1 – нимнырского, 2 – олёмминского, 3 – сугамского, 4 – курультинского, 5 – джугджурского, 6 – суннагинского.

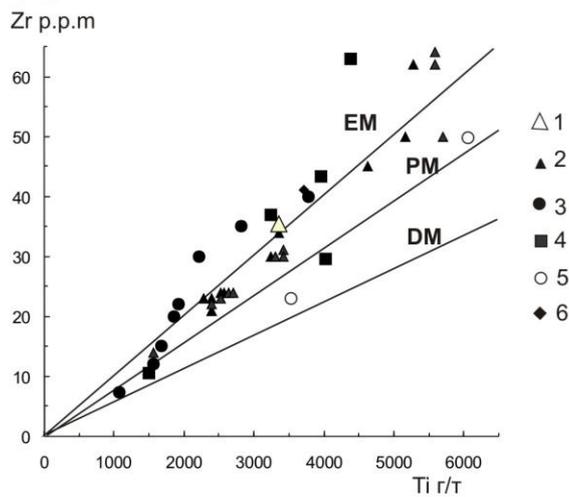


Рис. 10.. Диаграмма соотношений содержаний Ti и Zr в коматиитах и коматиитовых базальтах раннекоровых комплексов Алданского щита.

1-7 комплексы: 1 – нимнырский, 2 – олёмминский, 3 – сугамский, 4 – джугджурской, 5 – суннагинский, 6 – батомгский. EM – обогащённая мантия, PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, по (Вревский и др., 2003).

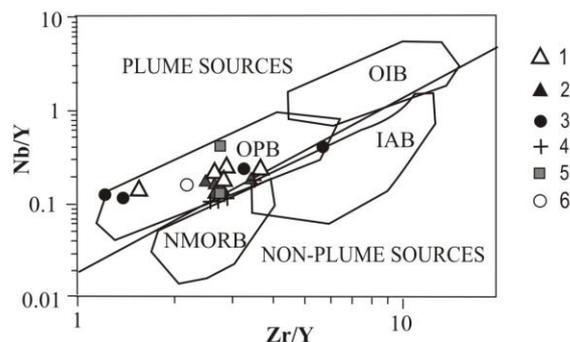


Рис. 11. Диаграмма $Nb/Y-Zr/Y$ (Condie, 2008) для толеитовых metabазальтов раннекоровых метаморфических комплексов Алданского щита. Ранний архей: 1 – нимнырский, 2 – олёмминский; поздний архей: 3 – сугамский, 4 – курультинский; ранний протерозой: 5 – джугджурской, 6 – суннагинский.

Поля пород: OPB – базальты океанических плато, OIB – базальты океанических островов, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов, IAB – островодужные базальты.

Полученные данные свидетельствуют о том, что к моменту формирования ранней сиалической коры будущего Алданского щита мантийные плюмы имели свои источники в

примитивной мантии. Верхняя часть мантии деплетированная в результате плюмовых событий, сформировавших первичную базитовую кору 3.6-3.8 млрд лет назад плюмов уже не продуцировала.

Рассмотренные исходные коматииты и коматиитовые базальты составляют, как указывалось выше, единую ассоциацию с толеитовыми базальтами. Геохимические особенности исходных толеитовых базальтов раннекоровых метаморфических комплексов Алданского щита имеют плюмовую природу, что подтверждается диаграммой Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2008) (рис. 11).

ГЛАВА 7.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ РАННЕЙ СИАЛИЧЕСКОЙ КОРЫ

7.1. Существующие модели образования ранней сиалической коры

Вопрос происхождения ранней сиалической коры находится в прямой зависимости от выбранной концепции происхождения и состава первичной коры Земли.

Происхождение и состав первичной коры Земли является фундаментальной проблемой которая до сих пор остается нерешенной. В настоящее время существует два принципиально отличных представления о составе первичной коры Земли : 1- первичная кора была гранитной (или тоналитовой), 2 – первичная кора была базитовой. Сторонники первого направления развивают представления о первичном магматическом океане Земли, возникшем после стадии ее аккреции. Фракционная кристаллизация этого океана привела к формированию гранитного (или тоналитового) слоя, ставшего первичной корой Земли (Shaw, 1972, Kramers, 1988, Ridley, Kramers, 1990, Hamilton, 2000, Шарков, Богатиков, 2001, Шкодзинский, 2009 и др.).

Альтернативные представления о базальтовой первичной коре основаны на моделях «холодной» аккреции Земли, при которых сохраняется твердая оболочка (Glikson, Lambert, 1976, Gill, 1961, Бибилова, 1989 и др.). Доказано, что в архее существовали более высокие мантийные температуры, что обусловило ее более интенсивное частичное плавление при конвекционных процессах с образованием базальтовых и коматиитовых расплавов. Существующие расчеты (Sleep, Windley, 1982, Bickle, 1986, Mc Kenzie, Bickle, 1988) показывают, что в архее формировалась базальтовая кора в 2-3 раза более мощная, нежели океаническая кора фанерозоя. По различным авторам, мощность ее могла составлять 25-60 км (Abbott et al., 1994 и др.).

Образование первичной базальтовой коры не было единовременным процессом. В начале хадея (4.4 млрд лет) первичная базальтовая кора в результате магматической деятельности плюмов образовывалась лишь в отдельных областях Земли. Это доказывается исследованиями короткоживущей ^{146}Sm - ^{142}Nd (период полураспада изотопа ^{146}Sm составляет 103 млн лет), изотопной системы пород некоторых кратонов (Caro et al., 2006), из которых положительные аномалии $\epsilon^{142}\text{Nd}$ установлены только в пределах нынешнего Гренландского щита. Приведенные данные отрицают гипотезу магматического океана, существовавшего после образования Земли как планеты, так как в этом случае положительные аномалии $\epsilon^{142}\text{Nd}$ наблюдались бы в древних кратонах повсеместно.

В настоящее время существует несколько моделей образования ранней сиалической коры кратонов за счет плавления первичной базитовой.

1. Модель сагдукции (Mc Gregor, 1979, Kroner. Layer, 1992). Суть её заключается в том, что первичная коматиит-базальтовая земная кора затягивается в литосферу нисходящими конвективными течениями мантийных струй (плюмов) и подвергается плавлению с образованием сиалических расплавов, образовавших первые острова протосиалия. Позднее эта модель была детализирована и существенно дополнена В.М. Ненаховым (Ненахов, 2001).

2. Модель обдукции (De Wit, 1998) предусматривает образование первичной базальтовой коры океанического типа спредингом срединно-океанических хребтов,

дальнейшее её сгущивание на периферии хребтов и плавление основания этого чешуйчато-покровного сооружения с образованием ТТГ – магм.

3. Сиалическое магмаобразование архея происходило в зонах субдукции, среди которых выделяется два типа: «пологая» и «нормальная». Суть её заключается в плавлении океанического «слэба» при погружении в астеносферную мантию и образовании при этом островных дуг с кислым магматизмом известково-щелочного типа (Taylor, McLennan, 1995, Nutman et al., 1999, Polat, Frey, 2005, Abbott et al., 1994, Martin, Moyn, 2002, Розен и др., 2008, Минц, 1998, Щипанский, 2012, Борукаев, 1996, Van Hunen J, Berg A.P., 2008, Rollinson, 2010 и многие другие). Неприемлемость этой модели для сиалического корообразования в архее обоснована в работе (Вревский и др., 2010).

4. Модель мантийных плюмов. Гликсон и Ламберт (Glikson, Lambert, 1973. 1976) предложили модель формирования сиалической коры на основе концепции мантийных струй (плюмов). Важным положением предложенной модели была трактовка архейских высокометаморфизованных образований как глубинных эквивалентов зеленокаменных комплексов.

Модель Гликсона-Ламберта предусматривает на начальной стадии подъем мантийных плюмов, их частичное плавление и образование гипербазит-базитовой океанической коры (ранние зеленокаменные пояса). На последующих стадиях происходит погружение океанической коры и ее частичное плавление более поздними плюмами с образованием поздних зеленокаменных поясов с натровым гранитоидным магматизмом, вулканитами известково-щелочной серии и осадками. На заключительной стадии, при дальнейшем погружении поздних зеленокаменных поясов, в условиях повышенного геотермического градиента, происходит образование коры с вертикальной метаморфической зональностью от гранулитовой до зеленосланцевой фаций и внедрение калиевых гранитоидов в ее верхние горизонты.

Изложенные в главах 3,4,5 результаты исследований автора свидетельствуют о том, что архейские и раннепротерозойские метаморфические комплексы фундамента Алданского щита имеют состав протолитов аналогичный зеленокаменным поясам: известково-щелочной андезит-дацитовый и коматиит-толеитовой ассоциациям, сопровождаемым исходными осадочными породами. Петрологические условия формирования магматических протолитов, рассмотренные в главе 6, свидетельствуют о резко различных по давлениям и температурам одновременных очагах расплавов – коровых для андезит-дацитовой ассоциации и мантийных для коматиит-толеитовой. Одновозрастность и совместное нахождение их в едином литологическом разрезе может быть удовлетворительно объяснено на основе плюмовой модели Гликсона-Ламберта, дополненной автором учетом процессов андерплейтинга первичной базальтовой коры.

7.2. Петролого-геодинамическая модель формирования ранней сиалической коры Алданского щита и этапы её становления

Результаты исследования вещественного состава и условий формирования нижнекоровых образований нижнего и верхнего архея, нижнего протерозоя, приведённые в предыдущих главах, позволяют предложить общую петрологическую модель образования нижней сиалической коры Алданского щита и наметить этапы её становления.

Принципиально важными полученными результатами являются следующие.

Установлено, что нижнекоровые разновозрастные супракрустальные метаморфические ассоциации – метабазит-эндербитовая в гранулит-гнейсовых областях и амфиболит-плагигнейсовая в гранит-зеленокаменных представлены, главным образом, двумя петрохимическими сериями исходных вулканитов: известково-щелочной андезит-дацитовой и коматиит-толеитовой. Анализ литературных материалов свидетельствует о том, что подобное сонахождение в едином разрезе исходных вулканитов указанных петрохимических серий отмечается и для комплексов основания других щитов –

Антарктического (Соботович и др., 1974), Анабарского (Розен и др., 1988), Украинского (Щербак и др., 1991), Балтийского (Куликова, 1993) и это не случайность. Установленная закономерность и рассмотренные в разделах 6.1. и 6.2. модели петрогенезиса исходных вулканитов известково-щелочной андезит-дацитов и коматиит-толеитовой серий позволяют представить общую модель формирования нижней сиалической коры Алданского щита.

Условия Р-Т формирования исходных вулканитов коматиит-толеитовой серии разновозрастных раннекоровых образований Алданского щита установленные в разделе 6.2. позволяют рассматривать их генезис как результат декомпрессионного частичного плавления поднимающегося мантийного плюма. Выплавляющиеся из мантийного материала ультраосновные магмы сопровождаются ореолом восстановленного флюида (H_2 , CO , CH_4) (Маракушев, 1996, Летников и др., 1997, Авченко и др., 2000). При подъеме мантийного плюма состав восстановленного флюидного ореола по мере охлаждения постепенно трансформировался в водный и углекисло-водный (Маракушев, 1996) в результате протекания реакций типа $H_2 + CO = C + H_2O$, $2CO = C + CO_2$ и др. Под действием тепла поднимающегося плюма и водно-углекислого флюида происходил метаморфизм амфиболитовой фации основания первичной базитовой коры, а затем и частичное плавление с образованием магм среднего и кислого состава и излияние их на поверхность одновременно с базальтовыми и ультраосновными лавами. Преобладающим излиянием на поверхность андезитов и дацитов – производных частичного плавления первичной базитовой коры, и подчиненным коматиитов и базальтов - производных частичного плавления мантийных плюмов были сформированы протолиты ранней сиалической коры. Этот комплекс вулканитов формировал на поверхности архипелага вулканических островов, которые, разрастаясь при дальнейшем функционировании магматической деятельности плюмов, превращались в первые сиалические микропротоконтиненты (Вовна и др., 2009). Существующие в настоящее время изотопные датировки возраста протолитов метаморфических комплексов Алданского щита позволяют сделать следующие выводы.

1. В раннем архее 3.33 млрд лет назад, в пределах нынешнего Нимнырского блока Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области (в современных географических координатах) в примитивной аномальной верхней мантии вследствие распада радиоактивных элементов возник очаг разогретого мантийного материала, который стал источником для плюма (рис. 12 а). В соответствии с изложенной выше моделью, под влиянием тепла плюма поднявшегося к основанию первичной базитовой коры, происходит её метаморфизм и частичное плавление с образованием известково-щелочных расплавов среднего и кислого состава и излияние её на поверхность. Параллельно изливаются коматиитовые и толеитовые лавы. Часть этих расплавов подслаивает основание ранней базитовой коры (андерплейтинг). Этот процесс андерплейтинга имеет большое значение для последующего более молодого сиалического корообразования. В конце раннего архея – 3.2 млрд лет назад образование мантийных плюмов сместилось западнее нынешнего нимнырского блока в область выделяемой в настоящее время Олёкминской гранит-зеленокаменной области (в современных географических координатах). Модельными расчётами образования средних и кислых расплавов ранней сиалической коры этого времени (раздел 6.1.) показано, что магматическим источником этих расплавов являлась не первичная базитовая кора а её базитовая подслоенная снизу часть, связанная с магматической деятельностью соседнего нимнырского плюма (рис. 12 а).

2. В позднем архее образование мантийных плюмов сместилось на юг и восток от мест проявления раннеархейских плюмов: в Южно-Алданскую гранулит-гнейсовую область и восточную часть Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области (в современных географических координатах) (рис. 12 б).

А

3.2 млрд. лет, Олёкминская гранит-зеленокаменная область 3.3 млрд. лет, Центрально-Алданская гранулит-гнейсовая область

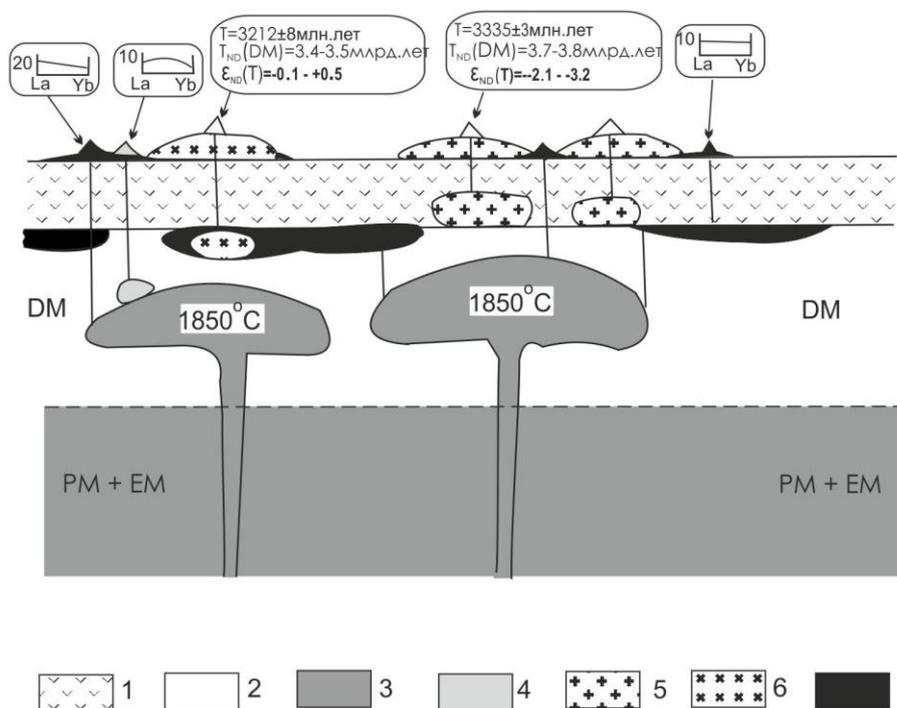


Рис. 12.А. Плюмовая модель формирования ранней сиалической коры в раннем архее.

Рисунок дан вне масштаба.

1 – первичная базитовая кора; 2 – деплетированная мантия (DM); 3 – примитивная мантия (PM); 4 – очаги плавления деплетированной мантии; 5 – очаги плавления первичной базитовой коры (3.7-3.8 млрд. лет) и излияния лав базальт-андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной серии; 6 - очаги плавления раннеархейского (3.4 млрд.лет) базитового андерплейтингового подслаивания первичной базитовой коры и излияния лав базальт-андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной серии (3.2 млрд. лет); 7 – излияния лав коматиит-толеитовой ассоциации на поверхность и андерплейтинг основания первичной базитовой коры.

Расчётами модельных расплавов андезит-дацитовой ассоциаций Сутамского блока, показано, что их источниками магматических расплавов служила андерплейтинговая базитовая кора производная раннеархейского олёкминского плюма (рис. 12 б).

3. Ранний протерозой. Плюмовой позднеархейской магматической деятельностью осуществлялся андерплейтинг первичной базитовой коры в пределах раннепротерозойской Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой области (рис.12в).

Это доказывается модельным расчётом состава исходного расплава андезитов джугджурского комплекса.

Метаморфический комплекс Батомгской гранит-зеленокаменной области раннего протерозоя (2060 млн лет) завершает формирование нижней сиалической коры восточной окраины Алданского щита. Источниками исходных сиалических расплавов батомгского комплекса служили базиты андерплейтингового подслаивания первичной базитовой коры при плюмовом магнаобразовании в соседней Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой области (в современных географических координатах). Расчёт модельного исходного расплава дацита подтверждает это положение (рис. 12 в).

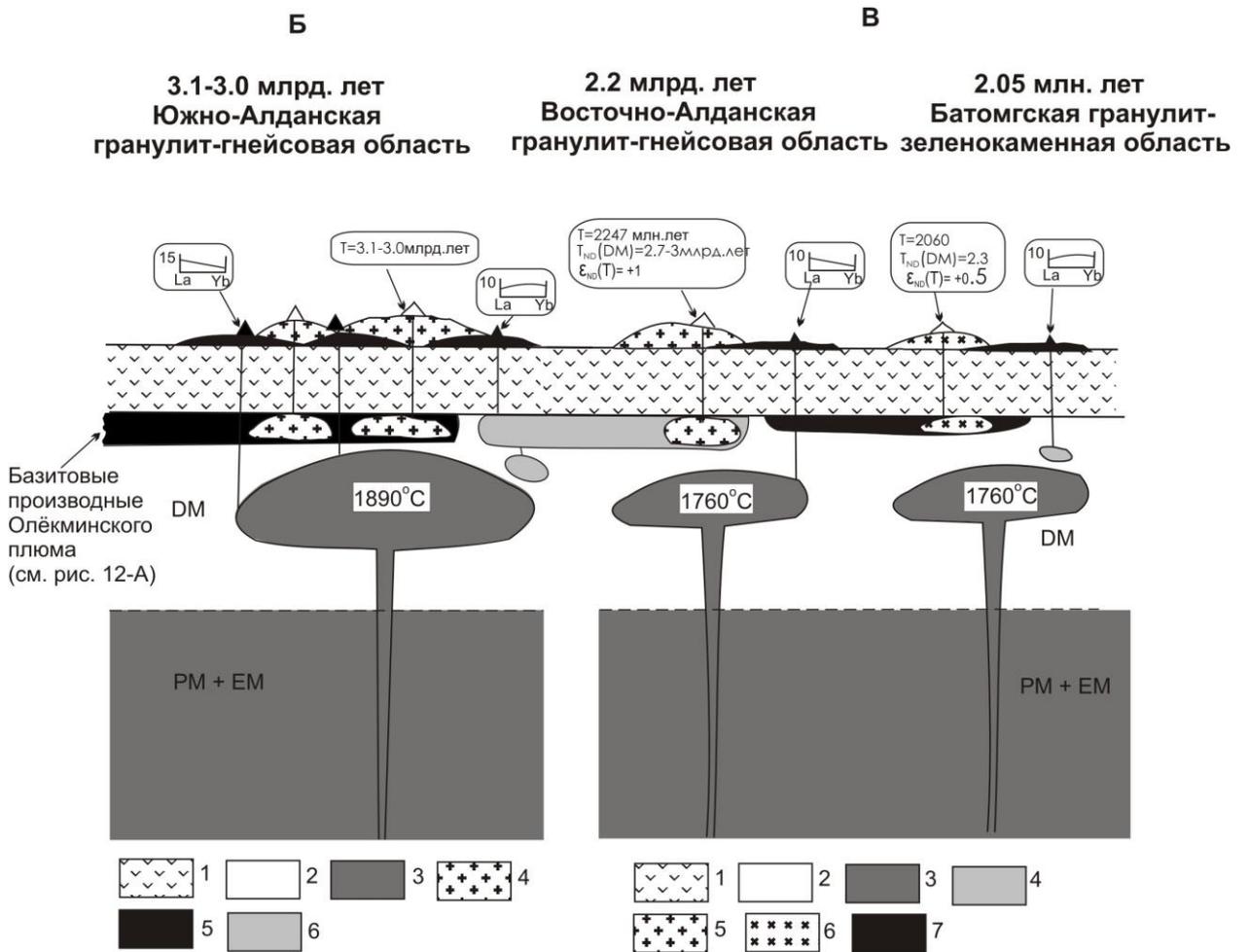


Рис. 12.Б Плюмовая модель формирования ранней сиалической коры в позднем архее.

Рисунок дан вне масштаба.

1 – первичная базитовая кора; 2 – деплетированная мантия (DM); 3 – примитивная + обогащённая мантия (PM+EM); 4 – очаги плавления андерплейтингового основания – продуктов плавления деплетированной мантии раннеархейским плюмом (3.2 млрд. лет) и излияния лав базальт-андезит-дацитовый ассоциации известково-щелочной серии (3.1-3.0 млрд. лет); 5 – излияния лав коматиит-толеитовой ассоциации на поверхность и андерплитинг основания первичной базитовой коры, 6 – очаги плавления деплетированной мантии.

Рис. 12.В. Плюмовая модель формирования ранней сиалической коры в раннем протерозое.

Рисунок дан вне масштаба.

1 – первичная базитовая кора; 2 – деплетированная мантия (DM); 3 – примитивная + обогащённая мантия (PM+EM); 4 – очаги плавления деплетированной мантии 5 – очаги плавления андерплейтингового основания – продуктов плавления деплетированной мантии позднеархейским (2.7–3 млрд. лет) плюмом первичной базитовой коры и излияния лав базальт-андезит-дацитовый ассоциации известково-щелочной серии (2.2. млрд. лет); 6 – очаги плавления раннепротерозойского (2.2 млрд. лет) базитового андерплейтингового подслаивания первичной базитовой коры и излияние лав раннепротерозойской (2 млрд. лет) базальт-андезит-дацитовый ассоциации известково-щелочной серии), 7 – излияния лав коматиит-толеитовой ассоциации на поверхность и андерплитинг основания первичной базитовой коры.

Важным результатом исследований метаморфических комплексов Алданского щита явилось выделение на его восточной окраине в Восточно-Алданской гранулитовой и гранит-зеленокаменной Батомгской областях нижнепротерозойской ранней сиалической коры (Вовна и др., 2014), которая ранее относилась к архею. Автор полагает, что

раннесиалические нижнепротерозойские образования Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой и Батомгской гранит-зеленокаменной областей Алданского щита составляют часть обширной складчатой системы, протягивающейся на север в бассейн р. Лена, до окраин Анабарского щита и Оленекского поднятия и далее до устья Лены, что подтверждается данными изотопного датирования (Ковач и др., 2000, Розен и др., 2006, Wingate et al., 2009, Прокопьев и др., 2007).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ полученных геологических, геохимических и изотопно-геохронологических данных по нижнекорovým сиалическим образованиям Алданского щита позволили сделать следующие выводы.

Ранняя сиалическая кора архея и раннего протерозоя Алданского щита в гранулит-гнейсовых областях представлена метабазит-эндербитовой, а в гранит-зеленокаменных амфиболит-плагигнейсовой породными ассоциациями. Магматическими протолитами этих ассоциаций являются вулканиты андезит-дацитового состава известково-щелочной петрохимической серии, которым подчинены коматииты, коматиитовые и толеитовые базальты коматиит-толеитовой серии.

Исходные известково-щелочные андезиты и дациты ранней сиалической коры относятся к натровому петрохимическому ряду нормальной щелочности. В сравнении со средне-кислыми вулканитами современных внутриокеанических дуг, они обогащены LILE и рядом элементов группы HFSE, в том числе U, Th, и LREE, что отражает геохимические особенности источников их расплавов – первичной базитовой коры.

Раннекоровые исходные толеитовые базальты коматиит-толеитовой серии отличаются от толеитовых базальтов MOR Тихого океана повышенными содержаниями LILE, U и Th. Отношения Nb, Zr, Y свидетельствуют о плюмовом происхождении раннекоровых исходных толеитов. Метакоматииты, в сравнении с меловыми коматиитами о.Горгона Тихого океана, обогащены LILE, U, Th, и LREE, что свидетельствует о геохимической специфике раннедокембрийской мантии Алданского щита.

Модель формирования ранней сиалической коры предусматривает подъем верхнемантийного плюма, его декомпрессионное частичное плавление с образованием магм коматиит-толеитовой серии, метаморфизм амфиболитовой фации основания первичной базитовой коры и ее частичное плавление и образование расплавов среднего и кислого составов.

В раннем архее (3,3-3,2 млрд лет назад) было сформировано сиалическое ядро будущего Алданского щита (Нимнырский блок Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области). В конце раннего архея (3,2 млрд лет назад) мантийное плюмообразование сместилось западнее Нимнырского блока, в Олёкминскую гранит-зеленокаменную область (в современных географических координатах). В позднем архее (3,1-3,0 млрд лет) мантийное плюмообразование сместилось на юг и восток от мест проявления магматизма раннеархейских плюмов. В раннем протерозое (2,25-2,06 млрд лет), в связи с планетарным понижением температуры мантии происходит понижение степени плавления мантийных плюмов, о чем косвенно свидетельствует обогащение мантийных расплавов элементами LIL и частично HFS. Среди сиалических коровых образований впервые появляются субщелочные породы. Мантийное плюмообразование смещается на восток, где процесс формирования Алданского микроконтинента завершается.

Сделан вывод, что раннесиалические метаморфические образования Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой и Батомгской гранит-зеленокаменной областей является частью раннепротерозойской складчатой системы, обрамляющей на востоке архей Алданского щита и протягивающейся до устья р.Лена, что подтверждается изотопным датированием.

Список публикаций по теме диссертации

I. Монография

1. **Вовна, Г. М.** Геохимия архейских гранулитов юга Алданского щита / Г. М. Вовна. – Москва: Наука, 2007. – 108 с.

II. Статьи в рецензируемых журналах перечня ВАК

2. Мишкин, М. А. Геохимия и Rb-Sr изотопия архейской метабазит-эндербитовой формации юга Алданского щита (Сутамский блок) / М. А. Мишкин, М. Н. Масловская, С. Н. Лаврик, **Г. М. Вовна** // Геохимия. – 1999. - № 9. – С. 931-940.
3. Мишкин, М. А. Sm-Nd изотопная систематика метабазитов Сутамского гранулитового комплекса (юг Алданского щита) / М. А. Мишкин, С. Ф. Карпенко, **Г. М. Вовна**, С. Н. Лаврик, Р. А. Октябрьский // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2000. – Т. 8. – № 2. – С. 3-8.
4. Мишкин, М. А. Геохимические особенности и происхождение гранулитов Сутамского блока / М. А. Мишкин, **Г. М. Вовна**, С. Н. Лаврик, Р. А. Октябрьский // Геохимия. – 2001. – № 7. – С. 691-711.
5. Мишкин, М. А. Нижнекоревая раннепротерозойская метабазит-эндербитовая ассоциация джугджурского блока (Алданский щит): ее исходная природа и генезис протолитов / М. А. Мишкин, **Г. М. Вовна**, А. М. Ленников, В. Г. Сахно, З. Г. Бадрединов, Р. А. Октябрьский, А. Н. Соляник // Докл. РАН. – 2007. – Т. 412. – № 3. – С. 373-378.
6. Мишкин, М. А. Геохимия и исходная природа метабазит-эндербитовой ассоциации Джугджурского блока (Алданский щит) / М. А. Мишкин, А. М. Ленников, **Г. М. Вовна**, З. Г. Бадрединов, Р. А. Октябрьский // Геохимия. – 2007. – № 6. – С. 608-623.
7. Мишкин, М. А. Происхождение глубинных метаморфических комплексов раннепротерозойского складчатого обрамления востока Алданского щита / М. А. Мишкин, **Г. М. Вовна** // Тихоокеанская Геология. – 2009а. – Т. 28. – № 2. – С. 36-52.
8. Бадрединов, З. Г. Магнетит-ильменитовые равновесия в архейских эндербитах Сутамского блока (Алданский щит) / З. Г. Бадрединов, О. И. Шарова, О. В. Авченко, М. А. Мишкин, **Г. М. Вовна** // Докл. РАН. – 2009. – Т. 425. – № 1. – С. 67-71.
9. Мишкин, М. А. Докембрийская сиалическая кора Земли, ее происхождение, состав и распространение / М. А. Мишкин, **Г. М. Вовна** // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 2009б. – Т. 84. – вып. 5. – С. 23-40.
10. **Вовна, Г. М.** Архейская ранняя сиалическая кора Сибирского кратона: ее состав и генезис магматических протолитов / Г. М. Вовна, М. А. Мишкин, В. Г. Сахно, Н. В. Зарубина // Докл. РАН. – 2009. – Т. 429. – № 4. – С. 509-512.
11. Мишкин, М. А. Хадейская протогора Земли: модель формирования и ее возможный состав / М. А. Мишкин, **Г. М. Вовна** // Докл. РАН. – 2010. – Т. 433. – № 4. – С. 504-506.
12. Мишкин, М. А. Первые результаты U-Pb геохронологических исследований докембрийских гранитоидов Батомгского блока Алданского щита / М. А. Мишкин, А. М. Ленников, Т. Б. Баянова, **Г. М. Вовна**, В. Г. Сахно, Р. А. Октябрьский, З. Г. Бадрединов // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 29. – № 3. – С. 45-49.
13. **Вовна, Г. М.** Магматические протолиты гранулитов Нимнырского блока (Алданский щит) и их петрогенезис / Г. М. Вовна, М. А. Мишкин // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 32. – № 4. – С. 40-51.
14. **Вовна, Г. М.** Геохимия и условия метаморфизма пород Батомгской гранит-зеленокаменной области (Алданский щит) / Г. М. Вовна, М. А. Мишкин, А. М. Ленников, Р. А. Октябрьский, В.Ф. Полин, З. Г. Бадрединов, Т. А. Ясныгина // Геохимия. – 2013. – № 12. – С. 1076-1089.
15. **Вовна, Г. М.** Геохимия и исходная природа метаморфических пород Батомгской гранит-зеленокаменной области (Алданский щит) / Г. М. Вовна, М. А. Мишкин, А. М. Ленников, Р. А. Октябрьский, В.Ф. Полин, З. Г. Бадрединов, Т. А. Ясныгина //

Тихоокеанская геология. – 2014. – Т. 33. – № 1. – С. 66-74.

16. **Вовна, Г. М.** Первые данные по локальному изотопному U-Pb-датированию цирконов (метод LA-ICP-MS) гиперстеновых плагиогнейсов Джугджурского блока (юго-восток Алданского щита) / Г. М. Вовна, В. И. Киселев, В. Г. Сахно, М. А. Мишкин, А. М. Ленников, Н. В. Зарубина, А. А. Вельдемар // Докл. РАН. – 2014. – Т. 459. – № 2. – С. 189-193.

III. Статьи в научных сборниках и периодических научных изданиях

17. **Вовна, Г. М.** Геологическая природа гранулитового комплекса Сутамского блока / Г. М. Вовна, М. А. Мишкин // Геодинамика и металлогения. – Владивосток: Дальнаука, 1999. – С. 194-205.

18. **Vovna, G. M.** Geologic Nature of Granulite Complex of the Southern Aldan Shield / G. M. Vovna // Abstract of International Symposium ISRGGGA, Japan, Osaka: Gondwana Research. – 2001. – № 4. – p. 809-810.

19. **Vovna, G. M.** An Early Archaean continental margin sialic crust of the East Asia: composition and origin / G. M. Vovna, M. A. Mishkin // 9 th Internat. symp. «Growth and Deformation of Asian Continent», Hokkaido University, Japan, Sapporo, 2004. – p. 56-59.

20. Мишкин, М. А. Ранняя сиалическая кора континентального обрамления Тихого океана / М. А. Мишкин, **Г. М. Вовна** // Происхождение Тихого океана. – Владивосток: Дальнаука, 2005. – С. 85-98.

21. Мишкин, М. А. Гранулитовый комплекс джугджурского блока (Алдано-Становой щит): исходная природа протолитов, их петрогенезис и возраст / М. А. Мишкин, А. М. Ленников, **Г. М. Вовна**, З. Г. Бадрединов, Р. А. Октябрьский // Материалы междунар. петрограф. совещания «Петрография XXI века». – Апатиты, 2005. – С. 141-143.

22. Мишкин, М. А. Мантийные плюмы и формирование земной коры: корреляция с данными сейсмотомографии / М. А. Мишкин, **Г. М. Вовна** // Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. – Москва: ГЕОС, 2005. – С. 6-10.

23. Mishkin, M. A. Early sialic crust of the continental frame of the Pacific ocean / M. A. Mishkin, **G. M. Vovna** // Newsletter. New Concepts in Global Tectonics, 2006. – № 37. – p. 20-27.

24. Мишкин, М. А. Докембрийская нижняя кора Востока Азии, ее происхождение, состав и геохимические особенности / М. А. Мишкин, **Г. М. Вовна** // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. – Иркутск, 2007. – Т. 1. – С. 55-59.

25. **Вовна, Г. М.** Докембрийская нижняя кора Востока Азии, ее исходная природа и генезис протолитов / Г. М. Вовна, М. А. Мишкин // Материалы. Всеросс. конф. «Чтения памяти академика К.В.Симакова». – Магадан, 2007. – С. 11-12.

26. Мишкин, М. А. Докембрийская нижняя кора фанерозойских орогенов Северо-Востока Азии, её состав и происхождение / М. А. Мишкин, **Г. М. Вовна** // Материалы междунар. науч. конф. «Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов». – Екатеринбург, 2008. – С. 79-82.

27. **Vovna, G. M.** Geologic Nature of the Lower Crustal Early Proterozoic Metabasite-Enderbite Association of the Dzhugdzhur Block (Aldan Shield) / G. M. Vovna // 33-igc. – Norway, Oslo, 2008. – e-disk.

28. **Вовна, Г. М.** Вулканизм ранних этапов становления сиалической коры Сибирского кратона / Г. М. Вовна, М. А. Мишкин // Материалы IV Всеросс. симпоз. «Вулканизм и геодинамика». – Петропавловск Камчатский, 2009. – С. 50-52.

29. **Вовна, Г. М.** Ранняя сиалическая кора фундамента Алданского щита: её состав, возраст и происхождение / Г. М. Вовна, М. А. Мишкин // Всеросс. конф. «Тектоника и глубинное строение Востока Азии. VI Косыгинские чтения». – Хабаровск, 2009. – С. 12-15.

30. **Вовна, Г. М.** Ранняя сиалическая кора Сибирского кратона: ее состав,

происхождение и возраст / Г. М. Вовна, М. А. Мишкин // Мат. XI Всеросс. петрограф. совещания. «Магматизм и метаморфизм в истории Земли». Екатеринбург, 2010. – Т. 1. – С. 125-126.

31. **Вовна, Г. М.** Мантийные плюмы и формирование раннедокембрийской континентальной коры Сибирского кратона / Г. М. Вовна, М. А. Мишкин // Мат. междунар. конф. «Современные проблемы геологии и разведки ПИ». – Томск, 2010. – С. 45-49.

32. **Вовна, Г. М.** Ранняя кора земли – эволюция от хадея до протерозоя / Г. М. Вовна, М. А. Мишкин // Материалы междунар. конф. «Современное состояние наук о земле». – Москва, 2011. – С. 362-366.

33. **Вовна, Г. М.** Древнейший гранулитовый комплекс фундамента Алданского щита: состав магматических протолитов и их происхождение / Г. М. Вовна // Материалы науч. конф. «Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли». – Петрозаводск, 2011. – С. 41-43.

34. **Вовна, Г. М.** Нимнырский блок – древнее ядро роста сиалической коры Алданского щита / Г. М. Вовна // Материалы всероссийс. конф. «VII Косыгинские чтения. Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии». – Хабаровск, 2011. – С. 19-20.

35. **Вовна, Г. М.** Состав архейского фундамента Восточно-Азиатского кратона и его происхождение / Г. М. Вовна, М. А. Мишкин // Матер. всеросс. конф. «Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского фундамента». – Якутск, 2011. – С. 58-62.

36. **Вовна, Г. М.** Ранняя сиалическая кора Алданского щита и этапы ее становления / Г. М. Вовна // Материалы всеросс. конф. «Современные проблемы магматизма и метаморфизма». – Санкт-Петербург, 2012. – С. 114-116.

37. **Вовна, Г. М.** Ранняя сиалическая кора Сибирского кратона и его складчатого обрамления: состав и генезис магматических протолитов / Г. М. Вовна, М. А. Мишкин // Материалы всеросс. конф. «VIII Косыгинские чтения Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии». – Хабаровск, 2013. – С. 56-58.