

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

ВОВНА Галина Михайловна

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

25.00.09 – геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых

диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Владивосток – 2016 год

ОГЛАВЛЕНИЕ

	СТР.
ВВЕДЕНИЕ	5-10
ГЛАВА 1.	11-29
СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ	
1.1. Вводные положения	11
1.2. Структура континентальной коры кратонов	13
1.3. Исходный состав ранней сиалической коры	24
ГЛАВА 2	30-47
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ФУНДАМЕНТА АЛДАНСКОГО ЩИТА	
2.1. Ранний архей	32
2.1.1. Раннеархейские образования Нимнырского блока	32
2.1.2. Олекминская гранит-зеленокаменная область	33
2.2. Поздний архей	35
2.2.1. Тимптонская гранулит-гнейсовая область	35
2.2.1.1. Мелемкенский блок	36
2.2.1.2. Сеймский блок	36
2.2.2. Южно-Алданская гранулит-гнейсовая область	37
2.2.2.1. Сугамский блок	37
2.2.2.2. Зверевский блок	39
2.2.2.3. Курульгинский блок	40
2.3. Ранний протерозой	41
2.3.1. Восточно-Алданская гранулит-гнейсовая область	41
2.3.1.1. Джугджурский блок	41
2.3.1.2. Суннагинский блок	43
2.3.2. Батомгская гранит-зеленокаменная область	44
ГЛАВА 3	48-72
РАННЯ СИАЛИЧЕСКАЯ КОРА РАННЕГО АРХЕЯ	
3.1. Центральнo-Алданская гранулит-гнейсовая область	48
НИМНЫРСКИЙ БЛОК	
3.1.1. Литолого-петрографический состав нимнырского комплекса	48
3.1.2. Геохимические особенности гранулитов нимнырского комплекса и состав исходных магматических протолитов.	50
<i>Метавулканы известково-щелочной серии</i>	53
<i>Метавулканы коматиит-толеитовой серии</i>	56
3.2. Олекминская гранит-зеленокаменная область	59
3.2.1. Литолого-петрографический состав	59
3.2.2. Геохимические особенности пород амфиболит-плагиогнейсовой ассоциации и их исходная природа	62
<i>Метавулканы известково-щелочной серии</i>	64
<i>Метавулканы коматиит-толеитовой серий</i>	66
3.3. Оломокитский блок гранулитовых пород	70
ГЛАВА 4	73-97
РАННЯ СИАЛИЧЕСКАЯ КОРА ПОЗДНЕГО АРХЕЯ	

4.1. Сутамский блок	73
4.1.1. Литолого-петрографический состав пород сутамского комплекса	73
4.1.2 Геохимические особенности гранулитов и их исходная природа ..	79
4.1.2.1 Ассоциация метавулканитов известково-щелочной петрохимической серии	83
4.1.2.2. Ассоциация метавулканитов коматиит-толеитовой петрохимической серии	86
4.2. Курультинский блок	91
4.2.1. Литолого-петрографический состав Курультинского комплекса	91
4.2.2. Геохимические особенности гранулитов и их исходная природа	91
<i>Метавулканиты известково-щелочной серии</i>	94
<i>Метавулканиты коматиит-толеитовой серии</i>	95
 ГЛАВА 5.	 98-118
РАННЯЯ СИАЛИЧЕСКАЯ КОРА НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ	
5.1 Восточно-Алданская гранулит-гнейсовая область	98
5.1.1. Джугджурский блок	98
5.1.2. Геохимические особенности гранулитов и их исходная природа	98
<i>Метавулканиты известково-щелочной серии</i>	102
<i>Метавулканиты коматиит-толеитовой серии</i>	102
5.1.2. Суннагинский блок	107
5.1.2.1. Литолого-петрографический состав пород суннагинского комплекса	107
5.1.2.2. Геохимические особенности гранулитов и их исходная природа	108
<i>Метавулканиты известково-щелочной серии</i>	108
<i>Метавулканиты коматиит-толеитовой серии</i>	109
5.2. Батомгская гранит-зеленокаменная область	110
5.2.1. Литолого-петрографический состав пород Батомгского комплекса	110
5.2.2. Геохимические особенности метаморфических пород батомгского комплекса и их исходная природа	111
<i>Метавулканиты известково-щелочной серии</i>	114
<i>Метавулканиты коматиит-толеитовой серии</i>	116
 ГЛАВА 6.	 119 - 136
ПЕТРОГЕНЕЗИС ИСХОДНЫХ ВУЛКАНИТОВ РАННЕЙ СИАЛИЧЕСКОЙ КОРЫ АЛДАНСКОГО ЩИТА	
6.1. Петрогенезис раннекоровой исходной андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной серии раннего архея Алданского щита	119
6.1.1. Раннеархейские эндербиты нимырского комплекса	119
6.1.2. Биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы олёкминского комплекса	124
6.1.3 Петрогенезис исходной андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной серии позднего архея Алданского щита	124
6.1.4. Петрогенезис исходной андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной серии раннего протерозоя Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой области	125
6.1.5. Петрогенезис исходной андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной серии раннего протерозоя Батомгской гранит-зеленокаменной области	127
6.2. Петрогенезис метавулканитов коматиит-толеитовой серии ...	127

ГЛАВА 7136-144
ПРОИСХОЖДЕНИЕ РАННЕЙ СИАЛИЧЕСКОЙ КОРЫ	
7.1. Существующие модели образования ранней сиалической коры136
7.2. Петролого-геодинамическая модель формирования ранней сиалической коры Алданского щита и этапы её становления140
ЗАКЛЮЧЕНИЕ145-146
ТАБЛИЦЫ147-195
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ196-219

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-грандьемит-гранодиоритовых (ТТГ) гнейсов интрузивного происхождения, как принято считать, а имеет более сложный состав и представлена толщей супракрустального 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 супракрустальных 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-геологических 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 (несколько Sm-Nd определений).

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-дацитовой 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.

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.

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 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 240 страниц, включая 89 рисунков, 30 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 проблемы, 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.Пушаровского, 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.Склярову, 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 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) и В.Е. Хаина (2003), отметим, 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 нашей работе, следующие. 1. Участие в аккреции Земли тел астероидных размеров на заключительных стадиях обусловлено тем, 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.

Начальное распределение температуры с глубиной получено с учетом нагрева падавшими телами, теплоты, выделявшейся при сжатии, радиоактивного нагрева в течение роста планеты, при котором наряду с долгоживущими отмечалась роль и короткоживущих радиоактивных элементов (^{26}Al и др.) (Сафронов, 1969; Сафронов и др., 1978). Основываясь на втором положении модели Шмидта-Сафронова, автор настоящей работы полагает, что ввиду разности плотностей вещества полурасплавленного слоя и твердого поверхностного слоя верхней мантии неизбежно происходит подъем квазирасплавленного вещества примитивной мантии в виде отдельных струй (плюмов) с частичным декомпрессионным плавлением. Магматическая деятельность мантийных плюмов в первые 300 млн лет после израсходования ударной тепловой энергии, 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 . Частичное

плавление мантийного вещества плюмов, ввиду неоднородности состава планетообразующих астероидов, приведет к неравномерному обогащению мантии тугоплавкими литофильными элементами, такими как Ca, Al, Ba, U, Th, РЗЭ. Таким образом, в мантии образуются аномальные области, обогащенные U и Th, которые будут играть решающую роль в радиогенной теплогенерации (Мёрти, 1980).

Магматическая деятельность мантийных плюмов после исчезновения ударной тепловой энергии, и снижении 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 мантии автор называет аномальными (Мишкин, Вовна, 2009). Именно в аномальных областях верхней мантии продолжалась магматическая деятельность плюмов, которая носила импульсный характер, по мере накопления радиоактивного 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, 2009).

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

Соответственно с этим, образование первичной базальтовой коры не было одновременным 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 различных кратонов (Cago 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. На

основании изотопного датирования ксеногенных и детритовых цирконов предполагается, что отдельные области формирования ранней сиалической коры хадея существовали в Северо-Атлантическом кратоне (Акаста, Вайоминг) на Западе Австралийского кратона (Маунт-Нарриер, Джек-Хиллс) и Антарктиде (Вовна, Мишкин, 2011).

В результате последующего архейского корообразования были сформированы первые блоки сиала (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, Истомина, 2007) (рис.1.2.1).

Структурные отношения зеленокаменных поясов с нижнекоровыми образованиями (породами фундамента кратонов) на протяжении нескольких десятилетий были остродискуссионными вопросами. В тектонике плит основные и ультраосновные метапороды 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. К ним относятся следующие.

1.Несогласное залегание базальных слоев зеленокаменных поясов на размытые гнейсы или граниты фундамента. Как показано на рис.1.2.1, основание зеленокаменных поясов служит структурным репером, отделяющим верхнюю часть земной коры от нижней.

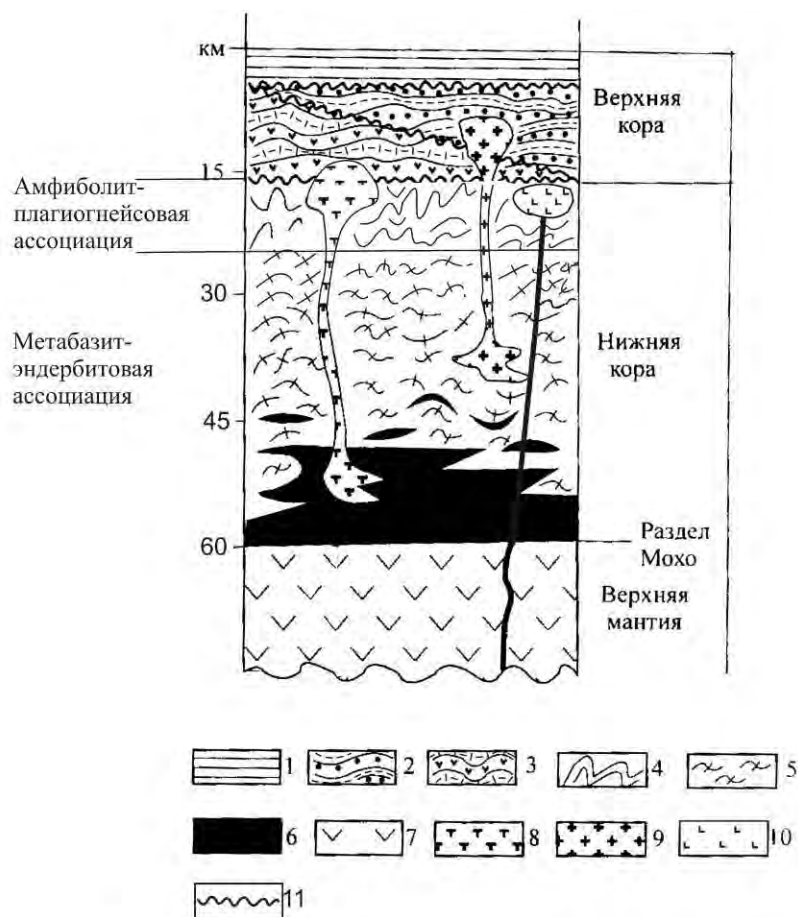


Рис. 1.2.1. Разрез континентальной коры платформ по (Wedepohl, 1995) с дополнениями автора.

1 – платформенные отложения; 2 – метавулканогенно-осадочные образования докембрийского протоплатформенного чехла; 3 – метавулканогенно-осадочные образования зеленокаменных поясов; 4 – плагиогнейсово-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.

Структурное несогласие между зеленокаменными поясами и породами фундамента зафиксировано на многих хорошо изученных кратонах: например, зеленокаменный пояс Йелоунай Канадского щита (Baragar, Mc Glinn, 1976), зеленокаменные пояса провинции Карнатака Индийского щита (Nantiyal, 1965), зеленокаменный пояс Белингве Родезийского кратона Африки (Wilson et al., 1978), зеленокаменные пояса Кольского полуострова Балтийского щита (Вревский и др. 1996) (рис.1.2.2). Однако для многих зеленокаменных поясов такие нормальные стратиграфические взаимоотношения с породами фундамента, в силу их длительной тектонической эволюции, часто нарушены и носят разломный характер. Это обстоятельство служит основанием для многих авторов построения плито-тектонических реконструкций, при которых из единого разреза зеленокаменного пояса искусственно вычленяется часть разреза, содержащая коматииты и толеитовые базальты и относится к образованиям океанического дна (офиолитам), а другая, с терригенными

осадками и кислыми эффузивами, к островным дугам. (Kusky, Kidd 1992, Kusky et al. 2001 и др.). Подобные построения критикуются другой частью исследователей (Bickle et al., 1994, Zhao et al., 2007, Hunter et al., 1998 и др.).

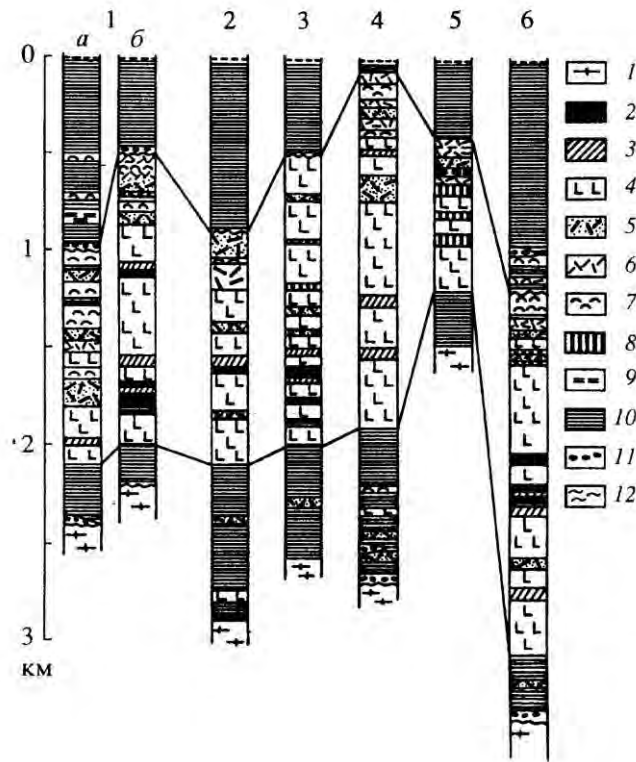


Рис. 1.2.2. Стратиграфические разрезы лопийских зеленокаменных поясов Восточной части Балтийского щита (Вревский и др., 1996). Кольский полуостров.

1 – гранитогнейсы, 2 – коматииты, 3 – коматиитовые базальты, 4 – базальты, 5 – андезиты, 6 – дациты, 7 – риолиты, 8 – железистые кварциты, 9 – кремни (черты), 10 – аркозы и граувакки, 11 – конгломераты, 12 – углеродистые сланцы.

Зеленокаменные пояса и структуры: 1 – Полмос-Порос, 2 – Каскамская, 3 – Аллареченская, 4 – Приимандровская, 5 – Заимандровская (Оленегорская), 6 – Терская.

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).

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. Стандартный разрез континентальной коры для платформ составленный с использованием материалов К.Г. Ведеполя (Wedepohl, 1995) представлен на рис. 1.2.1. Из рисунка следует, что верхняя часть сиалической нижней коры представлена плагиогнейсами амфиболитовой фации метаморфизма среднего и кислого состава (амфиболит-плагиогнейсовая ассоциация), а нижняя - гранулитами среднего и кислого (метабазит-эндербитовая ассоциация) состава. Указанные выше авторы полагают, что сведения о вещественном составе сиалической части нижней коры можно получить при изучении глубинных метаморфических комплексов, перемещённых в верхние горизонты земной коры. Сведения о мафическом основании нижней земной коры (рис. 1.2.1) могут быть получены при изучении ксенолитов кимберлитов и базальтовых лав. Эти ксенолиты в подавляющей массе представлены основными гранат-двупироксеновыми сланцами, формировавшимися при давлении 12-14 и более кбар (Тейлор, Мак-Леннан, 1988, Stosch, et al., 1995, Шацкий и др., 2005, Rudnic, 1992, Downes, 1993). В настоящей работе речь пойдёт только о верхней, сиалической части нижней континентальной коры.

Как известно, нижняя сиалическая кора выходит на поверхность в древних щитах лишённых платформенного чехла и структурно приурочена к гранит-зеленокаменным и гранулит-гнейсовым областям.

В гранит-зеленокаменных областях сиалическая кора представлена в соответствии с рис. 1.2.1, амфиболит-плагиогнейсовой ассоциацией амфиболитовой фации метаморфизма (серые гнейсы). Эти гнейсы представляют верхние уровни нижней сиалической коры и являются фундаментом для зеленокаменных поясов. В гранулит-гнейсовых областях 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 различной интенсивностью тепловых потоков. Другие же считают, что разница в степени метаморфизма пород в этих областях

обусловлена различной степенью 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 исследователей метаморфических комплексов минеральных термобарометрических исследований доказало правомочность второй точки зрения (линейная зона гранулитовых пород Капускейсинг, гранит-зеленокаменная область Сьюпериор Канадского щита (Percival et al., 1992). В качестве примера приведём материалы по провинции Сьюпериор Канадского щита. Здесь в центральной части провинции Сьюпериор распространены гранит-зеленокаменные области Вава и Абитиби. (рис. 1.2.3, А), породы которых метаморфизованы в амфиболитовой фации и перекрываются образованиями зеленокаменных поясов - Мичипикотен и др. Среди этих пород закартирован тектонический отторженец гранулитов нижней коры в верхние горизонты земной коры, образующих линейную зону Капускейсинг, в результате надвига по разлому и впоследствии обнажившихся в результате эрозии. Геологический разрез по линии А-В через гранит-зеленокаменную область Вава, зону Капускейсинг и гранит-зеленокаменную область Абитиби показан на рис. 1.2.3. Б. Восстановленная схема строения земной коры в районе зоны Капускейсинг до проявления движений по тектоническому надвигу представлена на рис. 1.2.3. В. Методами минеральной геотермобарометрии установлено, что условия метаморфизма пород зеленокаменного пояса Мичипикотен соответствуют 3 кбар, гнейсам амфиболитовой фации гранит-зеленокаменной области Вава - 4.9 кбар, гранулитам зоны Капускейсинг 8-10 кбар (Percival et al., 1992). Эти данные подтверждают схему строения земной коры в области зоны Капускейсинг (рис. 1.2.3. В) и указанную выше модель тектонического взаимоотношения гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых областей.

Другими примерами линейных зон гранулитового метаморфизма являются Западно-Австралийский гранулит-гнейсовый пояс кратона Йилгарн Австралии (Грове, Бэтт, 1987), Южно-Алданский гранулитовый пояс (Вовна, 2007), Оломокитский блок гранулитовых пород олекминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита (Смелов и др. 2009) и др. Однако, кроме линейных зон гранулитового метаморфизма связанной со взбросовой тектоникой существуют и ареальные области гранулитовых пород слагающих иногда целые щиты – например, Анабарский (рис. 1.2.4) (Розен и др., 1988) или обширные их ареалы как на Индийском кратоне. Происхождение таких обширных ареалов гранулитовых пород вероятно следует связывать с длительным воздыманием этих участков платформ и их эрозией (Хенсен и др., 1987).

A

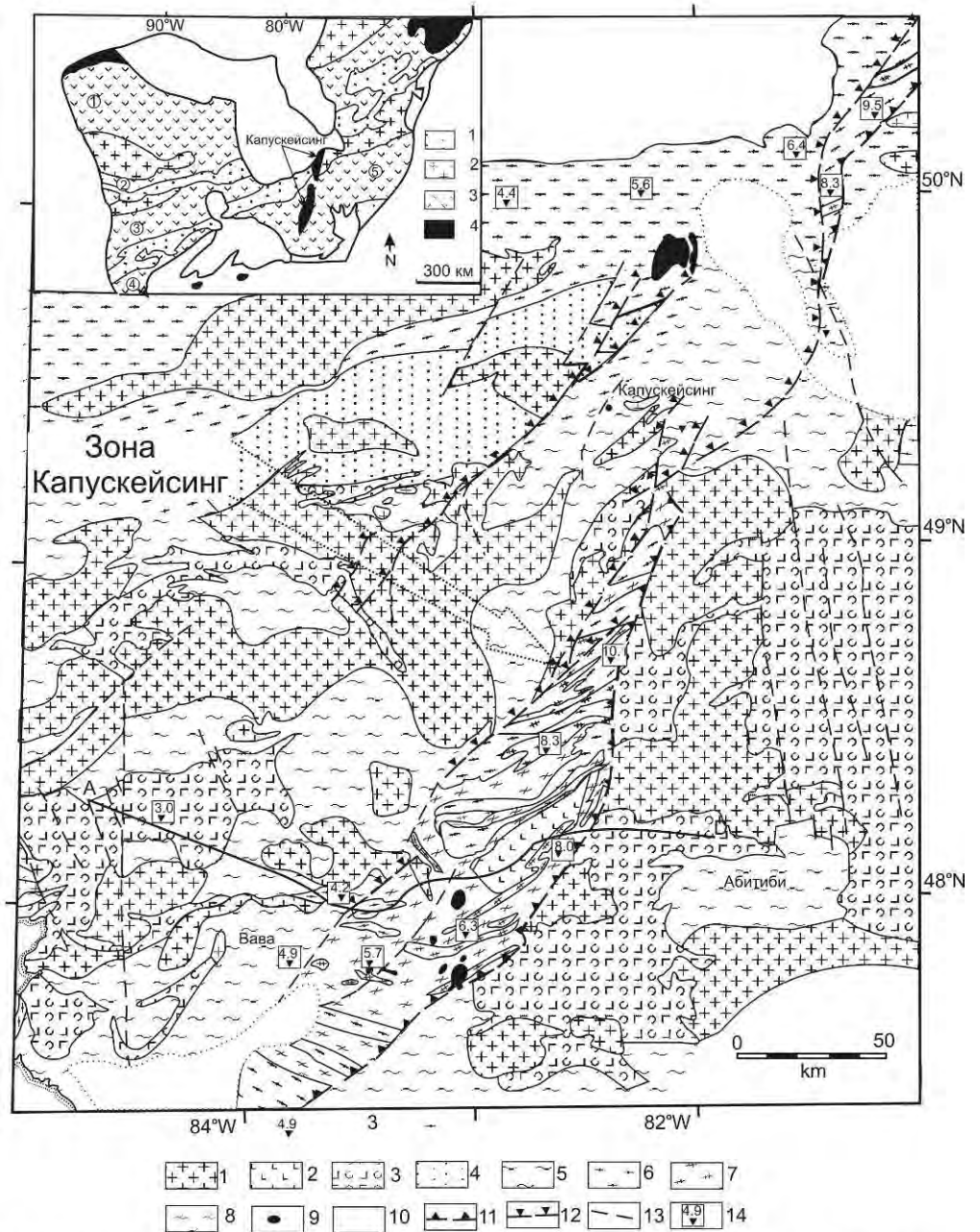


Рис. 1.2.3. А – геологическая карта центральной части провинции СьюперIOR, положение и строение зоны Капускейсинг (Канадский щит, по (Percival et al., 1992) с изменениями.

1 – гранитоиды; 2 – анортозиты; 3 – метавулканиды и сопутствующие породы; 4 – метаседименты; 5 – плагингнейсы; 7 – эндербиты; 8 – двупироксеновые сланцы и амфиболиты; 9 – протерозойские карбонатиты; 10 – фанерозойский чехол; 11 – надвиги; 12 – сбросы; 13 – прочие разломы; 14 – давление при метаморфизме, кбар; AD – линия геолого-геофизического профиля.

На врезке слева: 1 – метаседименты, 2 – гранитоиды, 3 – гранит-зеленокаменные области, 4 – гранулитогнейсовые области. Цифрами в кружках обозначены гранит-зеленокаменные области: 1 – Сачиго, 2 – Учи, 3 – Вабигун, 4 – Вава, 5 – АбитибИ.

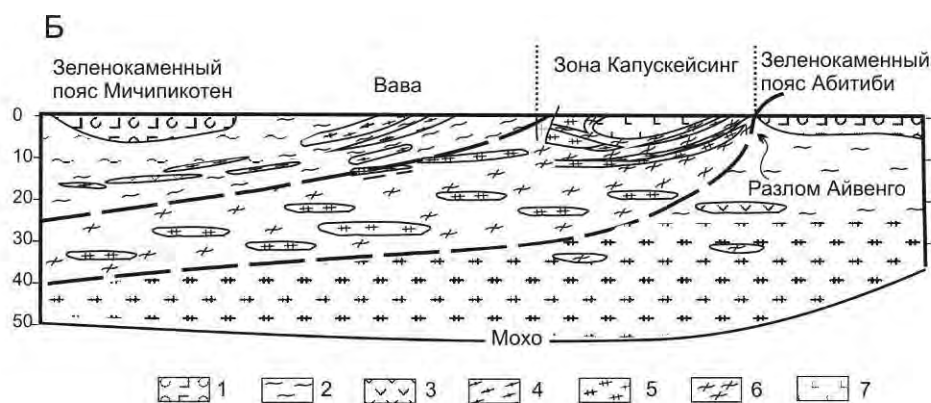


Рис. 1.2.3. Б. Геолого-геофизический профиль по линии А – D, (см. рис. 1.2.3. А)
Условные обозначения см. на рис. 1.2.3. А

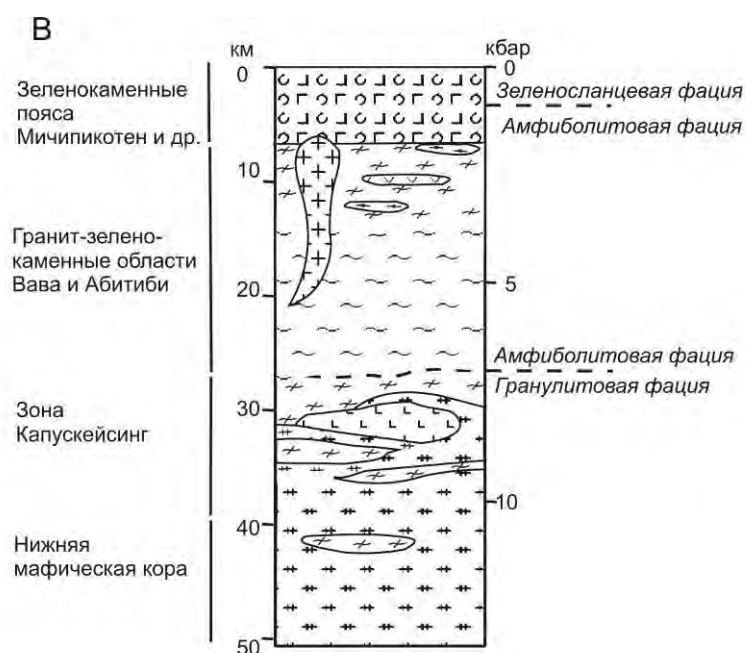


Рис. 1.2.3. В. Петролого-геологическая колонка земной коры в районе зоны Капускейсинг.
Справа указаны условия метаморфизма
Условные обозначения см. рис. 1.2.3. А

Так Э.К. Хенсен с соавторами (Хенсен и др., 1987) исследовали постепенный переход от гранит-зеленокаменной области Дхарвар к гранулитам области Пенинсула на юге штата Карнатака Индии (рис. 1.2.5.). Исследования геохимических особенностей пород этих областей, а также термобарометрические данные привели Э.К. Хенсена с соавторами к выводу, что метаморфический градиент здесь соответствует непрерывному прогрессивному переходу от амфиболитовой к гранулитовой фации с увеличением первоначальной глубины залегания метаморфических зон. Геобарометрические оценки основанные на минеральных геобарометрах указывают на постепенное увеличение давления от 5 кбар до 7.5 кбар. Эти

данные свидетельствуют о том, что южная часть Индийского кратона испытывала в фанерозе более интенсивное поднятие чем северная.

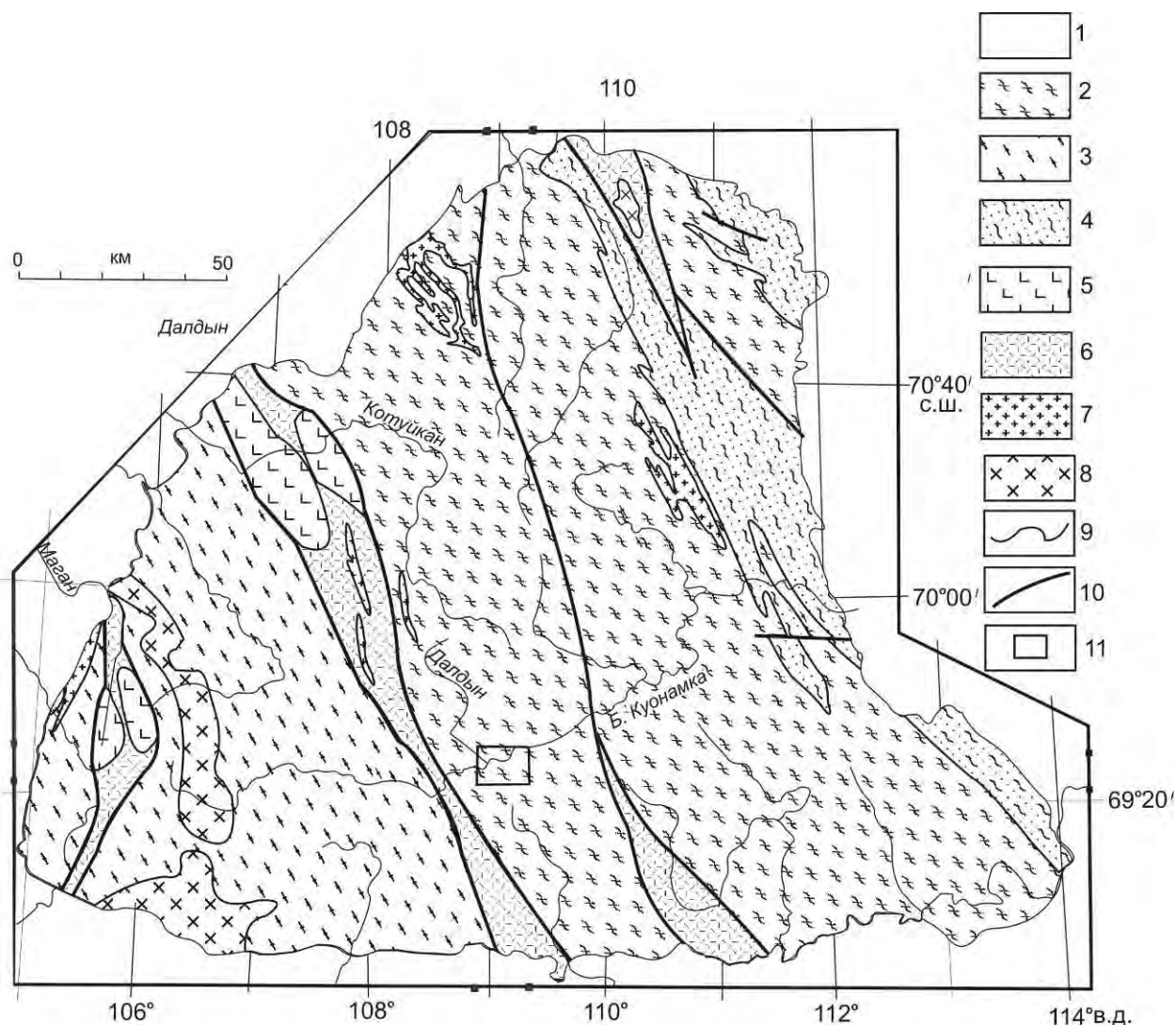


Рис. 1.2.4. Схема геологического строения Анабарского щита по (Розен и др. 1988, Лутц, Оксман, 1990, Турченко, Розен, 2012, с изменениями)

1 – платформенный чехол, 2 – далдынский гранулитовый комплекс позднего архея; 3-4 – раннепротерозойские образования протоплатформенного чехла: 3 – маганский комплекс, 4 – хатчанский комплекс, 5 – анортозиты, 6 – тектониты и мигматиты, 7 – гранитоиды, 8 – тоналиты, 9 – геологические границы, 10 – разрывные нарушения, 11 – Далдынский участок детальных исследований вещественного состава и изотопного датирования далдынского комплекса (Гусев, 2013).

Другим примером глубокого эрозионного среза архейских щитов является Анабарский щит Сибирской платформы. Этот щит целиком сложен гранулитовым далдынским комплексом позднего архея (рис. 1.2.4) (Розен и др., 1988, Турченко, Розен, 2012, Гусев, 2013). Параметры гранулитового метаморфизма указанной серии по оценкам А.Н. Вишневого (Вишневский, 1978) составляют: $P = 8-10$ кбар, $T = 850-950^{\circ}\text{C}$, что свидетельствует о принадлежности его к нижнекоровым образованиям.

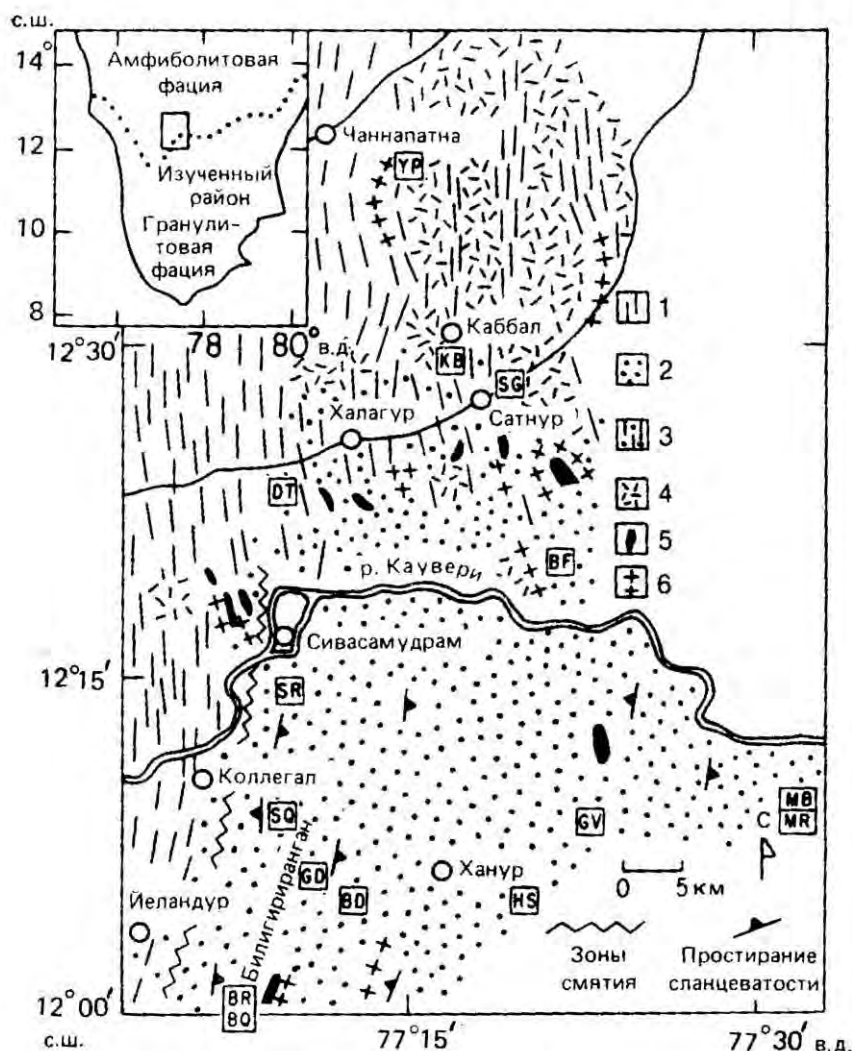


Рис. 1.2.5. Переход от амфиболитовой к гранулитовой фации в южной части шт. Карнатака на участке от Билигириранган-Хилс до Чаннапатна (Индия). (По Хенсену и др. (1987))

1 – гнейсы амфиболитовой фации; 2 – гнейсы гранулитовой фации; 3 – переходные комплексы; 4 – граниты; 5 – метабазиты; 6 – метаосадочные породы.

Латинские буквы в квадратах – места отбора образцов.

В отличие от Анабарского щита, Алданский щит обладает более сложной структурой фундамента. Здесь выделяются раннеархейские гранулит-гнейсовая и гранулит-зеленокаменная области, позднеархейские гранулит-гнейсовые области, а также раннепротерозойские гранулит-гнейсовая и гранит-зеленокаменная области. Петрохимической и геохимической характеристике раннекорковых образований этих структур посвящены последующие главы настоящей работы.

Однако, описанные выше сравнительно простые формы тектонического взаимоотношения различных уровней глубинности земной коры в сравнении со стандартным разрезом земной коры кратонов (рис. 1.2.1) могут быть осложнены другими тектоническими и магматическими факторами. 1. Локальное увеличение литологического

давления вследствие скупивания тектонических пластин земной коры при горизонтальных движениях, которые описываются понятиями "коллизонные процессы" или литосферные потоки (Леонов, 1997, Колодяжный, 2012), хотя сущность их несколько различна. Примерами проявления таких процессов являются Гималаи, Альпы и другие складчатые области. В основании этих складчатых сооружений достигаются давления достаточные для появления коэсита и микроалмазов в породах фанерозоя. Отличием таких областей является повышение величины отношения dP/dT в сравнении с нормальным геотермическим градиентом. К этому типу явлений относится формирование протерозойских эклогитов Карелии, столь бурно обсуждаемое сейчас в научной литературе (Володичев и др., 2004, Херварт и др., 2012, Моргунова, Перчук, 2012, Скублов и др., 2011, Щипанский, 2012), а также менее известные породы амфиболитовой фации повышенных давлений Удско-Майской структурно-фациальной зоны Становой складчатой области (Авченко и др., 2009). Противоположным примером являются процессы идущие в земной коре с уменьшением отношения dP/dT в сравнении с нормальным геотермическим градиентом. Эти явления связаны с подъёмом мантийных плюмов, вследствие чего малоглубинному гранулитовому метаморфизму могут подвергаться породы гранит-зеленокаменных областей, зеленокаменных поясов и протоплатформенного чехла.

Примером зонального метаморфизма пород амфиболитовой фации гранит-зеленокаменных областей с образованием незначительных ореолов гранулитовой фации может являться Карельская гранит-зеленокаменная область Балтийского щита (рис. 1.2.6.). Здесь среди пород амфиболитой фации установлены незначительные ореолы пород гранулитовой фации: онежский (Он), тулосский (Тл) и др. Так возникновение онежского ореола гранулитовых пород связывается с внедрением интрузий габбро и габбро-норитов на завершающем этапе архейской истории Водлозёрского блока (2.61-2.68 млрд лет) (Арестова и др., 2012). Гранулитовый метаморфизм осуществлялся в условиях умеренных глубин, что доказывается данными минеральной геотермобарометрии: $T = 750-830^{\circ}\text{C}$, $P = 5.1-5.3$ кбар (Слабунов и др., 2011). Наличие под ореолом гранулитовых пород интрузий основного состава подтверждается положительными гравитационными аномалиями (Куликова, 1993).

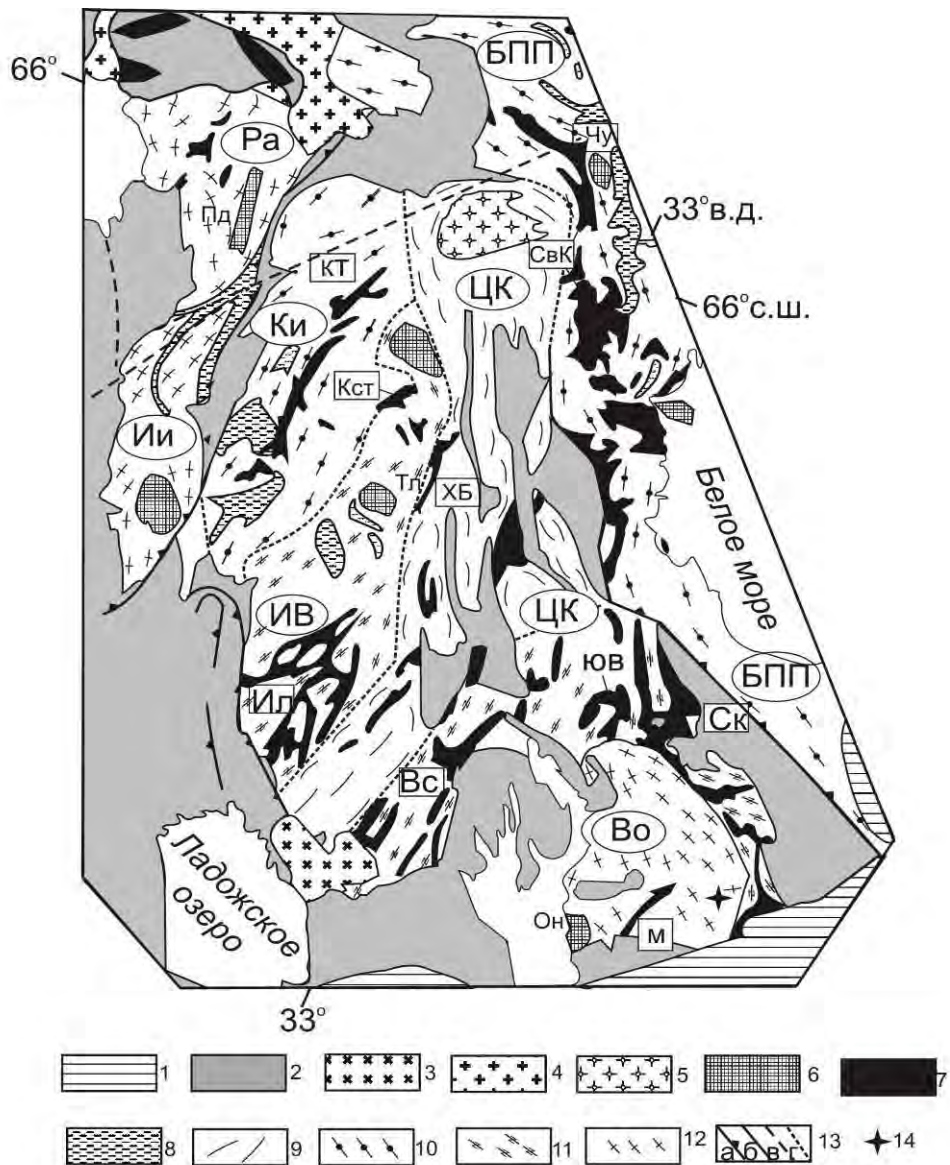


Рис. 1.2.6. Схема геологического строения Карельской гранит-зеленокаменной области по (Слабунов и др. 2006, с упрощениями).

1 – фанерозойский платформенный чехол, 2 – протоплатформенные вулканогенно-осадочные образования протерозоя; 3 – граниты рапакиви (1.65-1.62 млрд. лет); 4 – гранитоиды (1.85-1,75 млрд. лет); 5 – архейские гранитоиды (2.74-2.72 млрд. лет); 6 – гранулитовые комплексы (2.61-2.680 млрд. лет) (Он – онежский, Тл – тулосский, Нт – нотозёрский, Пд – пудасьярский); 7 – позднеархейские зеленокаменные пояса: индексы в квадратах – Вс – Ведлозёрско-Семозёрский, Ск – Семозёрско-Кенозёрский, М-Маткалахтинский, Ил – Иломантский, ХБ – Хедозёрско-Большеозёрский, Кст – Костомукшский, Кт – Кухмо-Суомуссалми-Типасярви, СвК – Северо-Карельский; 8 – позднеархейские парагнейсовые комплексы; 9 – гранитогнейсовые комплексы этапа 2.9-2.7 млрд. лет Центрально-Карельского (ЦК) террейна; 10 – Беломорского подвижного пояса (БПП), террейна Кианто (Ки); 11 – террейны этапа 3.1-2.7 млрд. лет Иломантен-Вокнаволоок (ИВ) и окраины Водлозёрского, 12 - террейны этапа 3.6-2.9 млрд. лет Водлозёрского (Во), Иисалми (Ии), Рануа (Ра); 13 – тектонические границы: а – главные надвиги, б – сбросы и взбросы, в – сдвиги, г – предполагаемые; 14 – место расположения стратотипа волоцкой толщи (3.39 млрд. лет).

Примерами гранулитового метаморфизма пород протоплатформенного чехла являются восточные окраины Анабарского (Розен и др., 1988) 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 комплекса верхнеалданская, амедичинская и фёдоровская свиты являются раннепротерозойскими (Ковач и др., 1999, Котов, 2003, Великославский и др., 2006, Frost et al., 1998, Истомин, 2007) и по глубинности своего гранулитового метаморфизма существенно отличаются от раннекоровых сиалических архейских образований, поэтому были отнесены автором к структурам протоплатформенного раннепротерозойского чехла.

Исторически сложилось так, что исследования нижней сиалической коры начались и в дальнейшем широко проводились в гранит-зеленокаменных областях древних щитов Мира. Как отметили С.Р. Тейлор и С.М. Мак-Леннан в своём фундаментальном труде «Континентальная кора, её состав и эволюция» (1988) высокометаморфизованным комплексам архея уделялось меньше внимания, что было обусловлено сложностью их структурного положения и высокой степенью метаморфизма (обычно гранулитовая фация). Эти авторы отмечают, что структурные, геохимические и петрологические данные указывают на глубины захоронения гранулитовых комплексов до 50 км. Однако, несмотря на скудость петрохимических и геохимических данных уже в то время С.Р. Тейлором и С.М. Мак-Леннаном (1988) был сделан весьма важный вывод, что исходный состав архейских глубинных метаморфических комплексов соответствует бимодальной вулканической серии, представленной основными и кислыми вулканитами. Это положение рассмотрено в следующем разделе 1.3.

1.3. Исходный состав ранней сиалической коры

В настоящее время в геологической литературе бытует представление о том, что ранняя сиалическая кора архейских кратонов представлена гнейсами тоналит-трондъемит-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, Hunter et al., 1978, Tarney et al., 1979, Weaver, Tarney, 1980) когда для них было установлено наличие интрузивов постоянной ассоциации трех натровых плутонических типов: тоналиты, трондъемиты и гранодиориты (Moyen, Martin, 2012). Для этой триады Б.-М. Джаном с соавторами (Jahn et al., 1981) при изучении метаморфических пород блока Пилбара Западной Австралии было предложено название «гнейсы TTG» состава, которое прочно закрепилось в литературе (Moyen, Martin, 2012).

По современным представлениям (Van Kranendonk et al., 2007), блок Пилбара сложен раннеархейскими зеленокаменными поясами, которые формировались в интервале времени 3.5-3.19 млрд лет. Метаморфические образования этих поясов выделены в следующие группы (начиная от древней), разделённые друг от друга региональными несогласиями: 1. Группа Варравуна (3.53-3.43 млрд лет) (в скобках указаны пределы проявлений магматизма в млрд лет), 2. Группа Келли (3.35-3.27 млрд лет), 3. Группа Сульфур Спрингс (3.27—3.23 млрд лет), 4. Группа Соннесвилл (3.23-3.19 млрд лет). Эти группы супракрустальных образований объединены в супергруппу Пилбара (рис. 1.3.1.).

Перечисленные зеленокаменные пояса местами перекрываются позднеархейскими протоплатформенными отложениями формации Фортескью накапливавшимися в течении 2.77-2.63 млрд лет, а фундамент их не известен. О наличии сиалического фундамента под зеленокаменными поясами блока Пилбара свидетельствуют ксеногенные цирконы с возрастом 3.72 млрд лет в риолитах формации Панорелис (3.46 млрд лет) и Nd-модельные возрасты пород супергруппы Пилбара достигающие 4 млрд лет. Эта величина Nd-модельного возраста не является завышенной, если учесть, что в связи с известным обнаружением в позднеархейских метатерригенных породах Западной Австралии детритовых цирконов с возрастом 4.4-4 млрд лет следует полагать, что формирование раннекорковых супракрустальных толщ с кислыми вулканитами здесь началось ещё в хадее (Мишкин, Вовна, 2010). Упомянутые выше исследования Б.-М. Джана с соавторами были приурочены к кислым вулканитам супракрустальных образований зеленокаменного пояса Варравуна (3.53-3.43 млрд лет) и прорывающим его гранитам (ортогнейсам) с возрастом 3.47 и 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.1.2.1). Одновременно с исследованиями Б.-М. Джана ряд отечественных геологов развивал представление о вулканогенной исходной природе «серых гнейсов» фундамента платформ (Богатиков и др., 1980 и др.).

Как показывает геологическое картирование нижнекорковых метаморфических комплексов фундамента кратонов, главную роль в их составе играют супракрустальные, исходно вулканогенно-осадочные комплексы, в которых средне-кислые магматические породы представлены андезит-дацитовый ассоциацией с сопутствующей ей мелкими телами субинтрузивной фации.



Рис. 1.3.1. Геологическая карта восточной части блока Пилбара Австралийского кратона (по Van Kranendonk et al., 2007, с упрощениями)

1 – образования протоплатформенного чехла группы Фортескью (2.77 млрд. лет); 2 – постектонические монцограниты (2830 млн. лет); 3 – монцограниты (3242 млн. лет); 4 – гранитоиды (3310 млн. лет); 5 – гнейсограниты (3430 млн. лет); 6 – гнейсограниты (3470 млн. лет); 7,8 группа ДЕ Грей (3.2 млрд. лет): 7 – формация Верхняя Джордж Крик; 8 – формация Бадан Крик; 9-11 – группа Келли (3.35-3.32 млрд. лет): 9 – формация Чарткрис, 10 – формация Вимен, 11 – формация Эуро Базальт; 12-15 – группа Варравуна (3.53 млрд. лет): 12 – формация Панорама, 13 – формация Апекс Базальт, 14 – формация Дюффер, 15 – формация Талга-Талга, 16 – геологические границы, 17 – разломы, 18 – тренды разгнейсования

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 нижнекоревая породная ассоциация характерна для нижнего архея Шарыжалгайского поднятия и верхнего архея Анабарского щита (Вовна и др., 2009).

Как следует из рисунка 1.1 нижняя кора Земли представлена породами амфиболит-гнейсовой ассоциации (амфиболитовая фация метаморфизма) и метабазит-эндербитовой ассоциацией (гранулитовая фация). При изучении метаморфических пород этих ассоциаций, кроме структурных полевых наблюдений, важное значение имеют геохимические особенности, которые дают возможность установить их исходный состав и генезис протолитов. При решении 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, (Кеппежинскас, 1977, Condie, 2005). Как отметили Конди и Аллен, при гранулитовом метаморфизме в зонах повышенной проницаемости некоторая подвижность отмечается для К. (Конди, Аллен, 1987). 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 исходного состава пород имеют элементы-примеси. В геохимических диаграммах для метаморфических пород от зеленосланцевой до амфиболитовой фации включительно применяются крупноионные литофильные элементы: Cs, Rb, Ba, Sr, Pb, а также группа высокозарядных элементов: Sc, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, и группу редкоземельных элементов: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. 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 К Конди (Condie, 1994) 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, 1971). Считается также, что РЗЭ относительно инертны при гранулитовом метаморфизме за исключением Eu (Конди, Аллен, 1987 Инертное поведение при гранулитовом 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, например, что для геохимической характеристики гранулитовых пород фундамента платформ из ряда элементов, использованных Х. Мартином и К. Конди для серых гнейсов следует относиться с известной осторожностью в отношении Rb, Ba, Th, U, K.

Для выяснения первичной природы метаморфических пород существует целый ряд петрохимических диаграмм. (Де ла Рош, 1972 и др., 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 (Dennen, Moor, 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, 1972, 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, Turner, et al, 2012, Chauvel, Blichert-Toff, 2001, Jochum et al, 1990, Kerr at 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. 2.1). На севере метаморфические породы Алданского щита перекрыты платформенными отложениями верхнего протерозоя – палеозоя. На юге он отделен от Становой складчатой области Становым разломом.

В настоящее время геологическому строению Алданского щита посвящено огромное количество литературы, из которой, в качестве обобщающих сводок следует отметить следующие: Д.С. Коржинский (1939), Ю.К. Дзевановский (1958), Р.Ф. Черкасов (1979), А.Н. Неелов и Р.И. Милькевич (1979), Л.М. Реутов (1981), И.М. Фрумкин (1971), Л.И. Салоп (1982), Ранний докембрий... (1986), Докембрийская геология... (1988), И.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 рассматривается как ядро раннеархейской стабилизации и расположенные соответственно к западу и востоку от нее Олекминскую и Батомгскую позднеархейские гранит-зеленокаменные области (рис. 2.1).

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 структурирования 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. 2.2).

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.

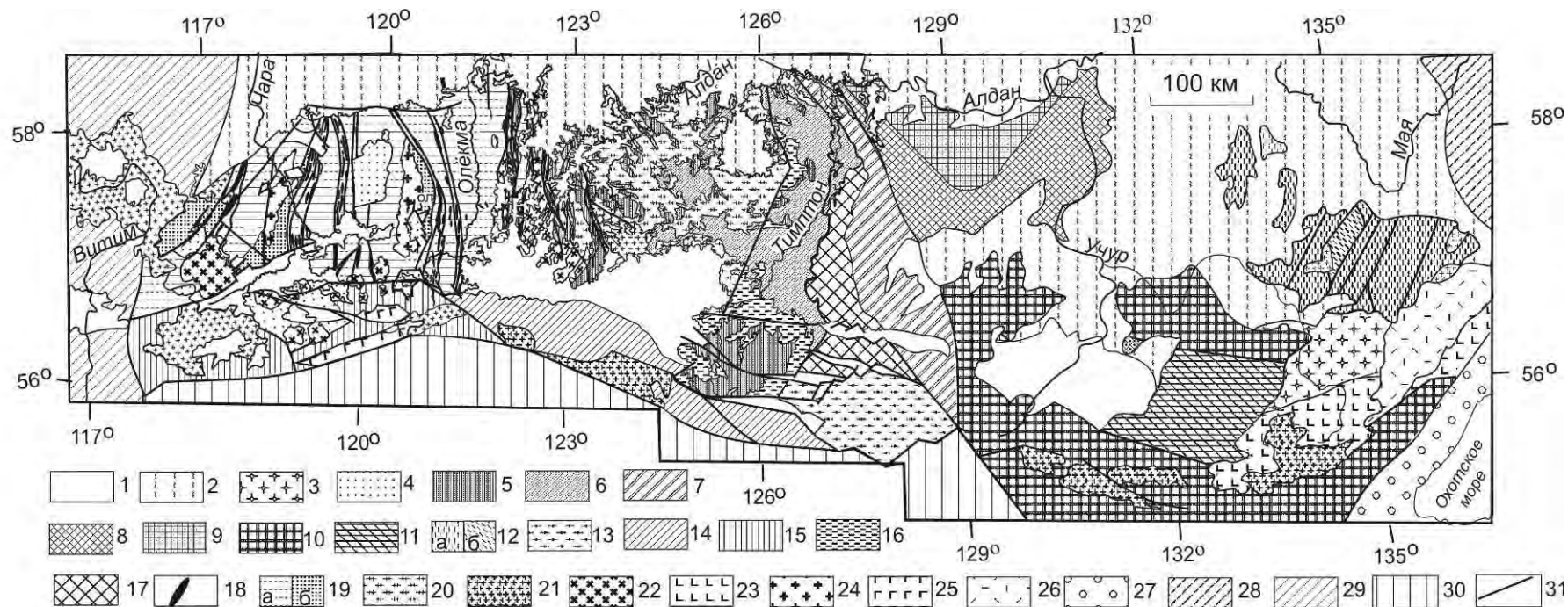


Рис.2.1 Схематическая геологическая карта Алданского щита. Составлена автором с использованием материалов (Котов, 2003, Ларин и др. 2012, Великославинский и др., 2006, Тектоника, геодинамика..., 2001, Глуховский, Моралёв, 1996, Федькин и др., 1996)

1 – Мезо-кайнозойские отложения наложенных впадин; 2 – отложения чехла Сибирской платформы; 3-7 – раннепротерозойские образования протоплатформенного чехла: 3 – вулканический комплекс, 4 – удоканский комплекс, 5 – курумканская, амедичинская и чугинская толщи нерасчленённые, 6 – фёдоровская толща, 7 – холболохская 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 – курульгинский комплекс, 16 – мелемкенский и тимптонский комплексы нерасчленённые, 17 – сеймская толща; 18 – зеленокаменные пояса позднего архея; 19 – 20 – раннеархейские супракрустальные образования фундамента: 19 – олёкминский комплекс: а – амфиболитовая, б- гранулитовая (в том числе оломокитский блок – ол) фации, 20 – нимнырский 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.

2.1. Ранний архей

Наиболее древние раннеархейские образования установлены в составе Нимнырского блока Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области и в гранит-зеленокаменной Олекминской области (рис. 2.2).

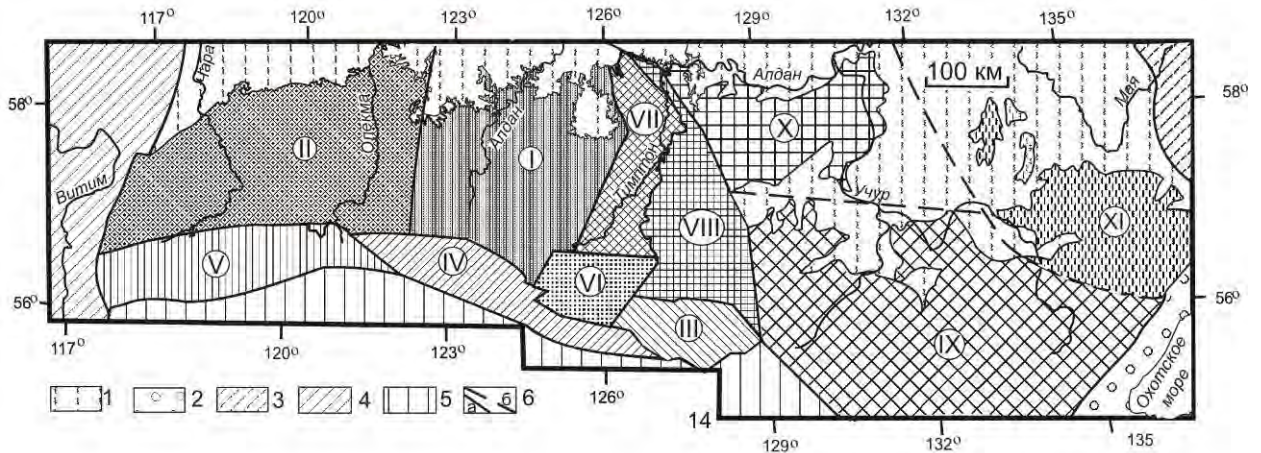


Рис. 2.2. Схема блокового строения фундамента Алданского щита. (Составлена на основе схематической геологической карты Алданского щита, рис 2.1).

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, Нимнырский 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.

2.1.1. 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 Олёкминской гранит-зеленокаменной области, а на востоке он отделен Центрально-Алданским разломом от Тимптонского блока. Северная и южная границы Нимнырского блока перекрыты платформенными отложениями (рис. 2.1).

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 позднеархейского 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 Нимнырского блока были совместно метаморфизованы в гранулитовой фации 1.9 млрд лет назад (U-Pb метод, Сальникова, 1993), и поэтому включались в состав единой иенгрской серии архея Алданского щита (Решения..., 1963). Судя по результатам исследования А.П. Натмана, породы фундамента претерпели ещё и ранний метаморфизм 2885 ± 7 млн лет назад (Nutman et al, 1992).

Раннеархейский эндербитовый комплекс Нимнырского блока впервые был выделен в качестве основания иенгрской толщи Алданского щита Г.М. Друговой с соавторами в 1985 г. (Ранний докембрий ..., 1985). Было установлено, что по р.Алдан ниже устья р.Нимныр, под верхнеалданской свитой иенгрской серии обнажается толща биотит-гиперстеновых плагиогнейсов, залегающая в ядре крупной антиформы. Возраст магматических протолитов этих биотит-гиперстеновых плагиогнейсов, определённый А.П. Натманом (метод SHRIMP) оказался 3335 ± 2 млн лет (Nutman et al, 1992). В настоящее время это самое древнее значение возраста протолита метаморфических пород Алданского щита. Эндербитовый комплекс Нимнырского блока претерпел несколько этапов гранулитового метаморфизма: 3.2, 2.8, 1.9 млрд лет назад (Nutman, 1992, Сальникова, 1993, Глебовицкий и др. 2012).

Как установлено Л.М. Реутовым (1981), нимнырская свита перекрываются метаморфизованными в гранулитовой фации вулканогенно-осадочными образованиями федоровской толщи имеющей возраст протолитов 2006 ± 3 млн лет (Великославинский и др., 2006).

Нами, учитывая установленный Л.М. Реутовым факт залегания федоровской толщи на раннеархейских породах нимнырского комплекса, разделенных временным разрывом в 1,3 млрд лет, ее вулканогенно-осадочные образования отнесены к раннепротерозойскому протоплатформенному чехлу.

2.1.2. Олекминская гранит-зеленокаменная область

Олекминская 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.3.2.1). 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. 3.2.1). 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-амфиболитовыми 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. По оценке А.Н. Неелова и Р.И. Милькевич (1979) эта группа пород, в целом, в объеме олёкминской серии составляет не более 2 %.

Сходный состав выделенных свит, изменчивость количественных соотношений основных типов их пород по простиранию и интенсивная их гранитизация не позволяют уверенно стратифицировать образования олёкминской серии, что привело ряд геологов (Дук и др., 1986) к представлениям об инфракрустальной природе олёкминской серии.

В то же время другая часть геологов (Другова и др., 1960, Эволюция... 1987) поддерживает прежние представления Е.П. Миронюка (1966) и А.Ф. Петрова (1976) о стратифицированном происхождении пород олёкминской серии. Эту точку зрения разделяет и автор настоящей работы.

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

Возраст магматических протолитов олекминского комплекса составляет 3212 ± 18 млн лет (метод SHRIMP, Nutman, 1992).

Среди пород олекминского комплекса закартированы блоки гранулитовых стратифицируемых пород, представляющих, по мнению автора, глубинные части разреза олекминского комплекса, выдвинутых по надвиговым разломам на верхние уровни земной коры.

Эта тектоническая модель сходна для описанного в главе 1 глубинного блока гранулитовых пород зоны Капускейсинг 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, среди которых выделены начиная от западной границы области Саймиганский, Тарыныхский, Токкко-Ханинский, Итчиляхский, Эвонокитский, Темулякитский, Тургунчинский, Субганский с возрастом вулканических протолитов около 3 млрд лет (Бибилова и др., 1984, Baadsgaard et al, 1990, Nutman et al, 1992).

Породы этих зеленокаменных поясов метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Исходные вулканогенные породы основного и ультраосновного состава относятся к коматиит-толеитовой, а среднего и кислого – известково-щелочной сериям.

Выделяемые восточнее, уже в пределах Нимнырского блока Булгуняхтахский и Балаганахский зеленокаменные пояса относятся к раннему протерозою с возрастом 2055 ± 18 млн лет (U-Pb метод SHRIMP, Анисимова, 2007).

Раннеархейский олекминский комплекс перекрывается протоплатформенными терригенно-осадочными образованиями удоканской серии и ее аналогами. Степень метаморфизма пород удоканской серии не превышает зеленосланцевой фации. Мощность удоканской серии более 2000 м. Возраст цирконов из туфопесчаников удоканской серии составляет $2,18 \pm 0,05$ млрд лет (U-Pb метод, Бережная и др., 1988).

Время проявления зеленосланцевого метаморфизма оценивается в $1,95 \pm 0,11$ млрд лет (Горохов и др., 1989). Породы удоканской серии прорываются гранитами кодарского комплекса с возрастом 1,8 - 1,9 млрд лет (Рублев и др., 1981).

Следует подчеркнуть, что раннепротерозойские протоплатформенные отложения Олекминской гранит зеленокаменной области близко по возрасту к таковым Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области, но отличается весьма слабой степенью метаморфизма и почти полной амагматичностью своего состава.

2.2. Поздний архей

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

2.2.1. Тимптонская гранулит-гнейсовая область

В Тимптонской гранулит-гнейсовой области позднеархейские образования окаймляют на востоке Нимнырский блок. Среди них выделяются Мелемкенский, Тимптонский и Сеймский блоки (рис. 2.2.).

2.2.1.1. Мелемкенский блок

Метаморфические толщи Мелемкенского блока рассматривались Д.С. Коржинским (1939) в качестве стратотипа выделенной им иенгрской серии. Позднее Л.М. Реутов (1981) выделил среди них (снизу) горбыляхскую, нихотскую и бугорыктинскую свиты. Однако, в результате дальнейших геологических и изотопно-геохронологических исследований (Ковач и др., 1999, Котов, 2003, Великославинский и др., 2006) было установлено, что две верхние свиты являются аналогами курумканской толщи раннего протерозоя, распространенной в пределах Нимнырского блока. Изменения в составе исходного состава курумканской толщи при переходе от западной к восточной части Нимнырского блока А.Н. Неелов и Р.И. Милькевич (1979) интерпретируют как переход от континентальных субаэральных к лагунным морским фациям. Sm-Nd изотопными исследованиями (Ковач и др., 1999) было установлено, что модельный возраст метатерригенно-осадочных аналогов курумканской толщи Мелемкенского блока $T_{Nd} (DM)$ составляет 3,1 млрд лет, что свидетельствует о позднеархейском возрасте нижележащих образований горбыляхской свиты. Разрез этих позднеархейских образований Мелемкенского блока, по данным Л.М. Реутова (1981) следующий (снизу). В основании залегают биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы с линзами клинопироксен-амфиболовых кристаллических сланцев, далее (400-500 м) лейкократовые гиперстеновые, биотит-гиперстеновые плагиогнейсы с прослоями клинопироксен-амфиболовых кристаллических сланцев. Выше залегает пачка (300 м) переслаивающихся биотит-гиперстеновых, биотит-гранатовых плагиогнейсов, амфибол-клинопироксеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев, заканчивающаяся пачкой (400-500 м) клинопироксен- и двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев с прослоями и линзами кварцитов и биотит-гранатовых плагиогнейсов.

2.2.1.2. Сеймский блок

Позднеархейские образования Сеймского блока по пологому надвигу надвинуты на породы фёдоровской толщи, а на востоке они перекрыты аллохтонно залегающей раннепротерозойской холболухской толщей (рис.2.2). Эти границы трассируются интенсивно рассланцованными породами – «карандашными» гнейсами. Слагающая этот блок сеймская толща впервые выделена А.Н. Зедгенизовым в 1971 г. (Ранний докембрий..., 1986).

Толща представлена чередованием гранат-биотитовых, гранат-биотит-силлиманитовых и гранат-силлиманит-кардиеритовых гнейсов и плагиогнейсов, реже встречаются гиперстен-кордиеритовые и гранат-гиперстен-кордиеритовые гнейсы. Около 20 % объема толщи составляют гиперстеновые, двупироксеновые и диопсид-амфиболовые

плаггиогнейсы и сланцы. В незначительном количестве присутствуют кварциты, в том числе магнетитовые и гранатовые, известково-силикатные породы и единичные линзы форстеритовых кальцифиров. Наряду с основными кристаллическими двупироксеновыми сланцами отмечаются оливин-двупироксеновые разности ультраосновного состава.

Исходный состав гранат-биотитовых и высокоглинозёмистых гнейсов и плаггиогнейсов в работе (Ранний докембрий..., 1986) трактуется как граувакковые алевролиты, алевролит-аргиллиты, туффиты, субсиаллиты. Двупироксеновые сланцы отнесены к толеитовым, пикритовым базальтам, а оливин-двупироксеновые к ультраосновным вулканитам.

Максимальные значения P–T параметров гранулитового метаморфизма, определённые по минеральным парагенезисам высокоглинозёмистых гнейсов, достигают 9 кбар и 850°C (Ранний докембрий..., 1986).

Sm-Nd изотопные исследования гранат-гиперстен-биотитовых, гранат-биотитовых, гранат-силлиманит-гиперстеновых плаггиогнейсов и гнейсов сеймской толщи дают интервал значения модельного возраста $T_{(DM - 2st)}$ от 2664 до 3191 млн лет, что свидетельствует о позднеархейском возрасте источников метаосадочных пород сеймской толщи (Ковач и др., 1999).

2.2.2. 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. 2.2). По тектонической модели образования эта область напоминает зону гранулитов Капускейсинг Канадского щита, рассмотренную в главе 1.

2.2.2.1. 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. 2.2).

Систематические исследования метаморфических пород юга Алданского щита начали проводить с 50-х годов XX в., когда развернулись геолого-съёмочные работы ВАГТ (А.Г. Кац, И.С. Шпак, М.З. Глуховский, В.В. Архангельский, В.М. Кастрькина и др.) и ПГУ (А.Р. Энтин, В.А. Мокроусов, А.И. Чекирда, В.Г. Ветлужская, Д.В. Утробин и др.). В результате выполненных исследований были намечены основные черты тектоники и стратиграфии архейских образований юга Алданского щита. Одновременно в эти годы

начали проводить и научные тематические исследования, из которых большое значение имеют работы А.А. Каденского (1960), Друговой и А.Н. Неелова (1960), Е.А. Кулиша (1964), А.А. Маракушева (1965), В.А. Кудрявцева (1966), В.И. Кицула, В.С.Шкодзинского (1976), А.Н. Зедгенизова (1971) и других.

В 1983-1989гг. в бассейне р.Сутам проводятся геолого-съёмочные работы масштаба 1:50000 Тимптоно-Учурской геолого-разведочной экспедицией ПГО «Якутскгеология». Д.В. Утробиним. В сутамской структурно-формационной зоне юга Алданского щита, в нижнеархейской гидатской серии выделены две свиты и две толщи (снизу вверх): атугейская свита - биотит-гиперстеновые, двупироксеновые гнейсы с линзами диопсид- скаполитовых, гранат-гиперстеновых, кордиерит-гиперстеноавх гнейсов и кварцитов (700-800 м), сокоендинская свита - биотит-гиперстеновые гнейсы с горизонтами биотит-гранатовых, гранат-гиперстеновых, биотит-силлиманитовых сланцев и линзами кварцитов (900-1000 м); карбонатно-гнейсовая толща - диопсидовые гнейсы и сланцы, гранат-биотитовые гнейсы, линзы кварцитов, кальцифиров и диопсид-скаполитовых пород (800м); гнейсово-сланцевая толща - двупироксен-амфиболовые, диопсид- амфиболовые сланцы и гнейсы с линзами гранат-биоцитовых, силлиманит-гранатовых гнейсов и кварцитов (более 1000м).

Автором настоящей работы на основе анализа 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, выделенного В.Л. Дуком с соавторами (Ранний докембрий..., 1986).

Нижняя толща отличается монотонностью состава. В ней преобладают гиперстеновые плагиогнейсы, которые содержат прослои (от 1 до 20 м) двупироксеновых, оливин-пироксеновых, амфибол-пироксеновых, биотит-пироксеновых, гранат-пироксеновых кристаллических сланцев, а также редкие маломощные прослои кварцитов и гранатсодержащих плагиогнейсов.

Доминирующими группами пород верхней толщи являются различные плагиогнейсы (гранатовые, биотитовые и гиперстеновые), гнейсы (гранат-силлиманит-кордиеритовые, гиперстен-силлиманитовые), мощность слоев которых варьирует от первых десятков до первых сотен метров. Подчиненное значение имеют двупироксеновые сланцы, различные кварциты, в том числе магнетитовые, с которыми связаны месторождения железных руд.

Весьма незначительно распространены мраморы, кальцифиры и извесково-силикатные породы (Вовна, 2007).

Условия метаморфизма пород Сутамского блока освещены во многих публикациях (Маракушев, 1965; Кастрыкина, 1974; Кориковский, Кислякова, 1976; Кицул, Шкодзинский, 1976; Перчук и др., 1983; Дук и др., 1986; Аранович, 1991; Авченко и др., 1994). 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 сутамского комплекса относятся к наиболее глубинной и высокотемпературной фации гранулитового метаморфизма, выделенной А.А. Маракушевым (1965) для Алданского щита под названием «сутамской». По результатам массовых определений P–T параметров минеральных равновесий в метапелитах сутамского комплекса выделены три температурные ступени (Перчук и др., 1983; Аранович, 1991).

Для ранней 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). Следующие две более низкотемпературные ступени отражают поздние этапы регрессивного метаморфизма (Вовна, 2007). Возраст гранулитового метаморфизма пород Сутамского блока составляет 2,86 млрд лет (Мишкин и др., 1999). Возраст кристаллизации магматических протолитов гиперстеновых плагиогнейсов составляет 3131 ± 74 млн лет (Шемякин, 1998). Sm-Nd изотопные исследования валовых проб метаультрабазитов и metabазитов нижней толщи сутамского комплекса определяют изохрону с возрастом 3067 ± 130 млн лет, отвечающим времени излияния исходных базальтов толеит-коматиитовой серии сутамского комплекса (Мишкин и др. 2000). Таким образом, metabазиты и эндербиты сутамского комплекса представляют единую в возрастном отношении metabазит-эндербитовую ассоциацию, представляющую раннекоровые образования позднего архея Алданского щита.

2.2.2.2. Зверевский блок

Метаморфическая толща Зверевского блока впервые была выделена на кряже Зверева (Другова, Неелов, 1960). На севере метаморфические образования Зверевского блока перекрываются угленосными отложениями мезозойской наложенной впадины. На юге блок ограничен Становым разломом (рис. 2.1). Гранулитовые породы Зверевского блока выделены нами в качестве комплекса.

Модельный возраст гиперстеновых плагиогнейсов этого комплекса составляет 2,9 - 3,0 млрд лет ($T_{Nd} (DM - 2 - st)$) (Котов, 2003), двупироксеновых сланцев $3,0 \pm 0,1$ млрд лет (Sm-Nd изохронный метод) (Смелов и др. 2009).

В составе Зверевского комплекса главенствуют две группы пород – двупироксеновые кристаллические сланцы и гиперстеновые плагиогнейсы, которым подчинены пачки гранат-биотитовых плагиогнейсов с прослоями и линзами известково-силикатных пород и силлиманит-гранат-биотитовых плагиогнейсов (Ранний докембрий..., 1986).

На основе петрохимических особенностей авторами работы (Ранний докембрий..., 1986) среди двупироксеновых сланцев по исходному составу выделены базальты толеитовой и известково-щелочной серий, а также коматиитовые базальты. Гиперстеновые плагиогнейсы соответствуют андезитам известково-щелочной серии, а биотит-гранатовые и силлиманит-гранат-биотитовые плагиогнейсы граувакковым алевролитам и алевролитовым аргиллитам соответственно.

Кульминационные условия гранулитового метаморфизма пород Зверевского блока соответствовали $T = 800-900^{\circ}C$ и $P = 7.5-9$ кбар (Смелов и др., 2009).

2.2.2.3. 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. 2.2).

В составе курультинского гранулитового комплекса выделены две породные ассоциации.

Первая (70-80 % объема пород комплекса) представлена гиперстеновыми плагиогнейсами, вторая (15-20 %) – это двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые плагиогнейсы и сланцы.

Породы второй ассоциации имеют подчиненное распространение. Среди них выделены гранат-биотитовые, гранат-силлиманит-биотитовые плагиогнейсы с редкими прослоями гранатовых и магнетитовых кварцитов.

Условия гранулитового метаморфизма пород курультинской серии по данным И.В. Панченко составляют $T - 860-960^{\circ}C$, $P = 6.4-10.5$ кбар (Панченко, 1985). Породы Курультинского блока претерпели, по крайней мере, два этапа регионального

высокотемпературного метаморфизма: 2846 ± 33 млн лет и 1849 ± 15 млн лет (Сальникова и др., 2004).

Sm-Nd изохронный возраст гранат-двупироксеновых кристаллических сланцев составляет $3,10 \pm 0,018$ млрд лет (Jahn et al. 1990). Породы Курультинского блока подверглись процессам метаморфизма и гранитизации 2846 ± 33 млн лет назад (Сальникова и др., 2004).

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 областях (рис. 2.2.).

2.3.1. Восточно-Алданская гранулит-гнейсовая область

В пределах Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой области выделяются Джугджурский и Суннагинский блоки (рис. 2.2).

2.3.1.1. Джугджурский блок

Джугджурский блок расположен в бассейнах рек Кун-Маньё, Аюмкан и Мая (рис. 2.2).

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 гнейсов; и верхнюю – биотит-гранатовых гнейсов с прослоями мраморов. Позднее территория Джугджурского блока была охвачена геолого-съёмочными работами масштаба 1: 200000, выполненными под руководством Ю.Н. Гамалея (Гамалея, 1968). Ю.Н. Гамалеей была предложена более детальная стратификация метаморфических образований с подразделением их на 4 согласно залегающие свиты. Однако автор настоящей работы на основании анализа опубликованной литературы принял указанную выше схему В.М. Мошкина, разделив метаморфический комплекс Джугджурского блока на две толщи. Нижняя толща сложена гиперстеновыми плагиогнейсами переслаивающейся с двупироксеновыми сланцами. В верхней толще преобладают глиноземистые биотит-гранатовые и биотитовые гнейсы с прослоями мраморов и подчиненным количеством гиперстеновых и пироксен-биотитовых плагиогнейсов.

Метаморфизм пород Джугджурского блока по данным минеральной геотермобарометрии осуществлялся в условиях гранулитовой фации с максимальными параметрами $T = 800^{\circ}\text{C}$, $P = 9$ 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, которое показало, что их Nd модельный возраст достигает 2.7 млрд лет, при $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +1.15$ (Мишкин и др., 2007).

Для решения дискуссионного вопроса о возрасте магматических протолитов джугджурского комплекса автором, совместно с В.И. Киселёвым были выполнены исследования по их изотопному датированию, результаты которых приводятся ниже.

Изотопные исследования относятся к нижней толще джугджурского комплекса. Опробованию были подвергнуты гиперстеновые плагиогнейсы исходного андезитового состава. Проба имеет следующий минеральный состав, об. %: плагиоклаз с антипертитовыми вростками (50% An) - 60%, кварц - 10%, гиперстен - 20%, моноклинный пироксен - 10%, акцессории: апатит, циркон, магнетит. Химический состав гиперстенового плагиогнейса, мас. %: SiO_2 - 63.39, TiO_2 - 0.63, Al_2O_3 - 16.49, Fe_2O_3 - 6.44, MnO - 0.09, MgO - 2.09, CaO - 4.82, Na_2O - 4.01, K_2O - 0.59, P_2O_5 - 0.15, п.п.п. - 1.02, сумма - 99,73. Петрохимические особенности гиперстенового плагиогнейса соответствуют андезиту известково-щелочной серии натрового ряда.

Изотопные измерения выполнены в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН, методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500a, соединенном с системой лазерной абляции образца UP-213, по методике изложенной в работе (Вовна и др., 2014)

Полученные изотопные данные приведены в табл. 2.1 и на рис. 2.3. Единичные реликтовые ядра цирконов имеют конкордантный средневзвешенный возраст 2247 ± 35 млн лет (рис. 2.3, табл. 2.1) Этот возраст соответствует времени кристаллизации магматического протолита гиперстенового плагиогнейса, представлявшего собой вулканит андезитового состава в исходной нижней толще джугджурского комплекса.

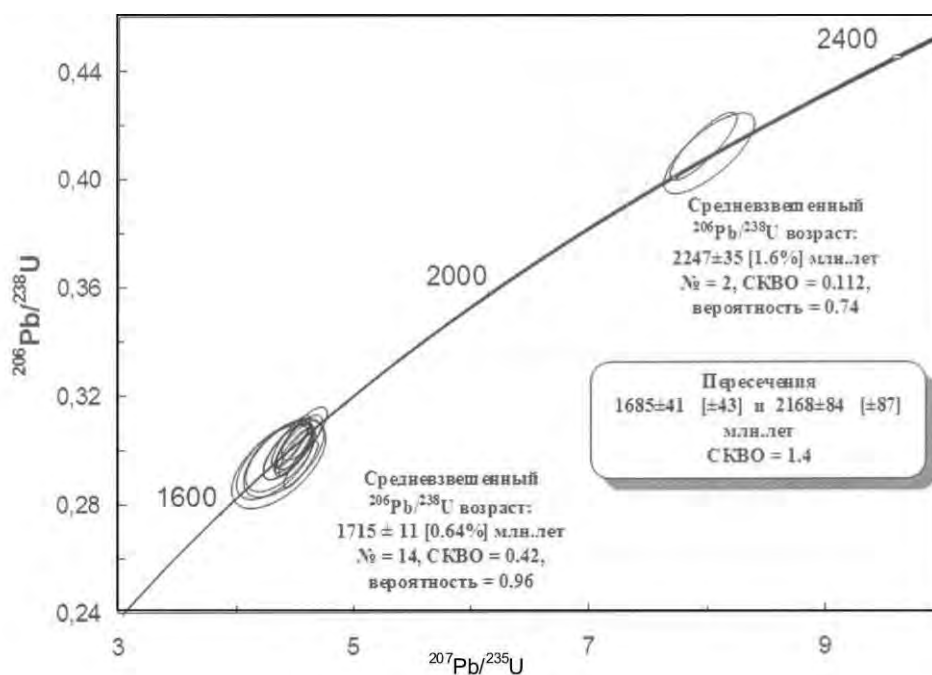


Рис. 2.3. Диаграмма с конкордией для цирконов пробы Э14-137 гиперстенового плагиогнейса джугджурского комплекса (Вовна и др., 2014).

Для большинства цирконов (исследовались как ядра так и каймы) получен средневзвешенный конкордантный возраст 1715 ± 11 млн лет (рис. 2.3, табл. 2.1), который свидетельствует о том, что исходная нижняя толща джугджурского комплекса претерпела гранулитовый метаморфизм в конце нижнего протерозоя (Вовна и др., 2014). Это событие по мнению автора связано с магматической деятельностью Джугджуро-Улканского мантийного плюма, проявленной в интервале 1765-1685 млн лет назад (Диденко и др., 2010, Ларин, 2011, Гурьянов и др., 2012).

2.3.1.2. Суннагинский блок

Суннагинский блок располагается в междуречье Тимптона и Учюра, являющихся правыми притоками р. Алдан (рис. 2.3.1.2.). 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 супракрустальным комплексом (кюриканская свита) состоящим из гранат-биотитовых, биотит-гранатовых гнейсов, мраморов, кальцифиров, кварцитов и содержащих подчиненное количество прослоев двупироксеновых сланцев и эндербитов. Эти данные свидетельствуют о сходстве строения разреза суннагинского комплекса с вышеописанным джугджурским.

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

В метаморфической эволюции Суннагинского блока М.З. Глуховским с соавторами (Глуховский и др., 2007) выделяют три главных палеопротерозойских магмо-метаморфических импульса: 2247, 2007, 1980 млн лет назад, считая при этом возраст его протолитов архейским, несмотря на отсутствие архейских изотопных датировок. По представлениям автора настоящей работы, возраст протолитов суннагинского комплекса является раннепротерозойским. На это указывает изохронный Sm-Nd возраст по валовым пробам согласно залегающего тела metabазитов 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).

2.3.2. Батомгская гранит-зеленокаменная область

Батомгская гранит-зеленокаменная область расположена на востоке Алданского щита, в бассейнах рек Чумикан, Маймакан и Батомга (рис. 2.3.2.1.). Метаморфические образования Батомгской области на основе геолого-съёмочных работ (Геология СССР..., 1966) были объединены в батомгскую серию. Считалось, что метаморфизм пород батомгской серии соответствует амфиболитовой фации. Позднее, при составлении карты метаморфизма юго-востока Сибирского кратона, А.Н. Нееловым с коллегами (Метаморфические пояса..., 1971) среди образований, относимых к батомгской серии, были выделены три разновозрастных раннедокембрийских комплекса: омнинский, батомгский и чумиканский, отличающиеся степенью метаморфизма. Породы омнинского комплекса метаморфизованы в гранулитовой фации. К батомгскому комплексу (батомгская серия) вышеуказанными авторами отнесены породы амфиболитовой фации. Метаморфизм пород чумиканского комплекса зональный от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой и низов амфиболитовой фаций (Метаморфические пояса..., 1971, Карсаков, 1995). Породы чумиканского комплекса в работе (Федькин и др., 1996) отнесены к образованиям зеленокаменных поясов

Решениями IV МРСС (Решения IV Межведомственного..., 1994) породы Батомгской гранит-зеленокаменной области разделены на батомгскую и чумиканскую

серии. В этой схеме отсутствует стратиграфическое подразделение, соответствующее омнинскому комплексу, выделенному в работе (Карсаков, 1995). Батомгская серия была отнесена к раннему архею, а чумиканская серия - к позднему архею. Изотопным датированием эти представления не были подкреплены.

В составе батомгского комплекса амфиболитовой фации метаморфизма, преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, содержащие отдельные прослойки амфиболовых плагиогнейсов, амфиболитов, мраморов и кальцифиров. Породы комплекса местами подверглись процессам гранитизации. В структуре батомгского комплекса выделяются две антиформы, в ядрах которых метаморфизм пород местами достигает границы гранулитовой фации. Вероятно, эти породы ранее выделялись некоторыми исследователями в качестве самостоятельного гранулитового омнинского комплекса, упомянутого выше.

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 работы (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), установлено, что модельный возраст парагнейсов батомгского комплекса - $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ составляет 2.1-2.2 млрд лет. Позднее U-Pb изотопным датированием по цирконам установлено, что возраст субинтрузивных малых тел, разгнейсованных совместно с метавулканидами метаморфического батомгского комплекса, биотитовых плагиогранитов и амфиболовых диоритов, составляет 2055 ± 7 и 2062 ± 14 млн лет, соответственно (Мишкин и др., 2010) (рис. 2.4, 2.5, табл.2.2). Эти гранитоиды претерпели метаморфизм амфиболитовой фации и разгнейсование 1920 млн лет назад (Мишкин и др., 2010). Исследованные метаинтрузивы, совместно с метавулканидами среднего и кислого состава, составляют единый исходный вулканоплутонический комплекс пород Батомгской гранит-зеленокаменной области. U-Pb изотопным датированием на масс-спектрометре SHRIMP по цирконам из мезозойских гранитоидов Батомгской гранит-зеленокаменной области, выполненными в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ установлено, что эти гранитоиды содержат ксеногенные цирконы с конкордантными возрастными 2020±13 и 2012±23 млн лет (Полин и др., 2012). Приведённые выше данные однозначно свидетельствуют о раннепротерозойском возрасте батомгского метаморфического комплекса. Метаморфические образования Батомгского блока служат

фундаментом для зеленокаменного чумиканского комплекса и несогласно перекрываются осадочно-вулканогенным протоплатформенным вулканским комплексом сформировавшимся в интервале 1765-1685 млн лет (U-Pb метод) (Диденко и др. 2010, Ларин, 2011, Гурьянов и др. 2012).

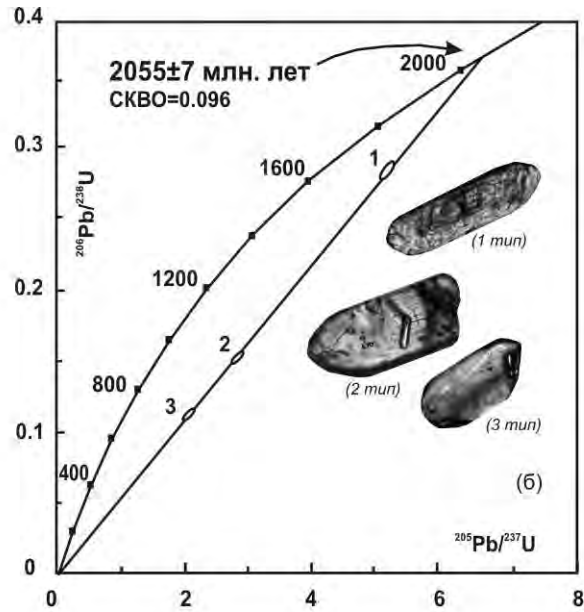


Рис. 2.4. Диаграмма с конкордией для циркона из биотитовых плагиогранитов Батомгского комплекса (пр. Б-1/13) (Мишкин и др., 2010).

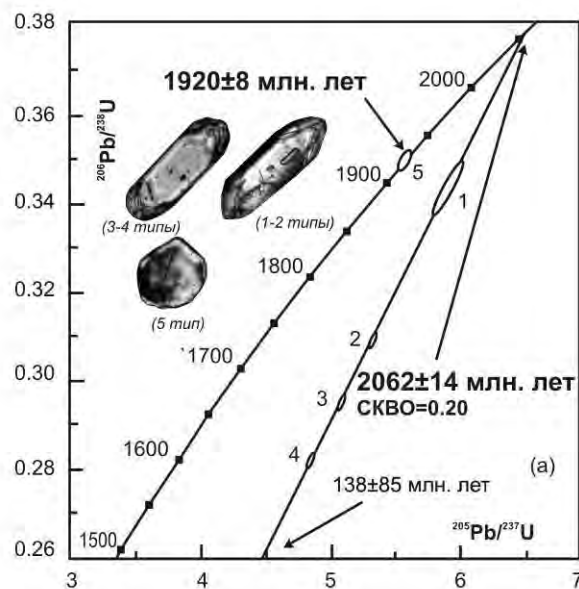


Рис. 2.5. Диаграмма с конкордией для циркона из амфиболовых диорито-гнейсов Батомгского комплекса (пр. Б-1/12) (Мишкин и др., 2010).

На основании материалов, представленных в этой главе, автором составлена тектоническая схема фундамента Алданского щита (рис. 2.2). В соответствии с этой схемой, в последующих главах будет 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. Их возраст составляет 3.3 и 3.2 млрд. лет соответственно.

3.1. Центрально-Алданская гранулит-гнейсовая область

В результате предшествующих геологических, петрологических и изотопно-геохронологических исследований было установлено, что наиболее древние раннеархейские метаморфические образования Алданского щита выходят на поверхность в пределах Нимнырского блока Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области (рис.3.1.1). В связи с этим гранулитовые породы этого блока представляют особый интерес для установления природы их магматических протолитов и их петрогенезиса. Эти данные имеют важное значение для выявления роли раннеархейского магматизма в становлении сиалической коры Алданского щита. Для этой цели в работе приведён анализ петрохимических и геохимических особенностей главных разновидностей гранулитовых пород нимнырского комплекса – гиперстеновых плагиогнейсов и основных кристаллических сланцев.

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 разновидности. 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.

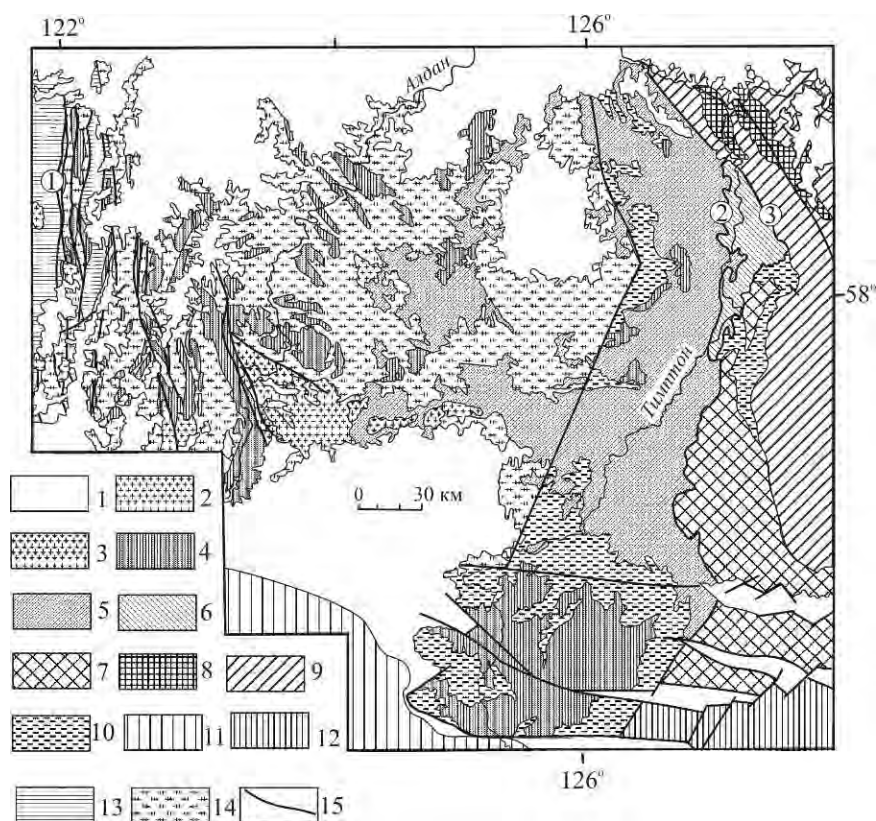


Рис. 3.1.1. Схематическая геологическая карта центральной части Алданского щита. Составлена по (Великославинский и др. 2006, Глубинное строение... 2010, Котов, 2003, Реутов, 1981) с изменениями.

1 – платформенные отложения; 2, 3 – раннепротерозойские интрузивные породы, 2 – гранитоиды нерасчленённые; 3 – габброиды унгринского комплекса; 4-9 – метаморфические образования раннепротерозойского протоплатформенного чехла: 4 – курумканская, амедичинская и чугинская толщи нерасчленённые (гранат-кордиерит-биотитовые, гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые, силлиманит-биотитовые, кордиерит-силлиманит-биотитовые гнейсы, кварциты, двупироксен-роговообманковые, диопсид-роговообманковые кристаллические сланцы), 5 – фёдоровская толща (гиперстен-биотитовые, гиперстен-биотит-роговообманковые, биотит-роговообманковые, двупироксен-роговообманковые, роговообманковые кристаллические сланцы, прослои кальцифиров), 6 – иджекская толща (гиперстеновые, гиперстен-диопсидовые и гиперстен-диопсид-роговообманковые плагиогнейсы и сланцы с прослоями гранат-биотитовых гнейсов), 7 – сеймская толща (гранат-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы, высокоглинозёмистые силлиманит-кордиерит-гранатовые гнейсы, двупироксеновые и диопсид-роговообманковые плагиогнейсы, кварциты, известково-силикатные породы), 8 – кюрюканская толща (ритмичное переслаивание гранат-биотитовых, гиперстен-биотитовых, биотитовых, гиперстен-диопсидовых плагиогнейсов, мраморов и кальцифиров, диопсид-роговообманковых кристаллических сланцев), 9 – холболахская толща (гранат-биотитовые, гиперстеновые, диопсидовые и двупироксеновые плагиогнейсы с прослоями кристаллических сланцев основного состава, мраморов и кальцифиров); 10-12 – позднеархейские раннекоровые образования: 10 – плагиогнейсы тимптонского комплекса, 11 – зверевский комплекс (гиперстеновые, биотитовые двупироксеновые плагиогнейсы, амфиболиты, кальцифиры), 12 – сутамский комплекс (гиперстеновые плагиогнейсы, двупироксеновые сланцы, биотит-гранатовые гнейсы, амфиболиты); 13-14 – раннеархейские раннекоровые образования: 13 – олёмминский комплекс (биотитовые, биотит-амфиболовые плагиогнейсы с прослоями амфиболитов), 14 – нимнырский комплекс (гиперстеновые, биотит-гиперстеновые плагиогнейсы, двупироксеновые сланцы, амфиболиты); 15 – разрывные нарушения. Цифрами в кружках обозначены разломы: 1 – Борсалинский, 2 – Тимптонский, 3 – Иджекский, 4 – Центрально-Алданский.

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.

Для выяснения первичной природы метаморфических пород существует целый ряд петрохимических диаграмм (гл. 1), из которых чаще применяется диаграмма АF А.А. Предовского (1980), приведенная на рис. 3.1.2.а для пород нимнырского комплекса.

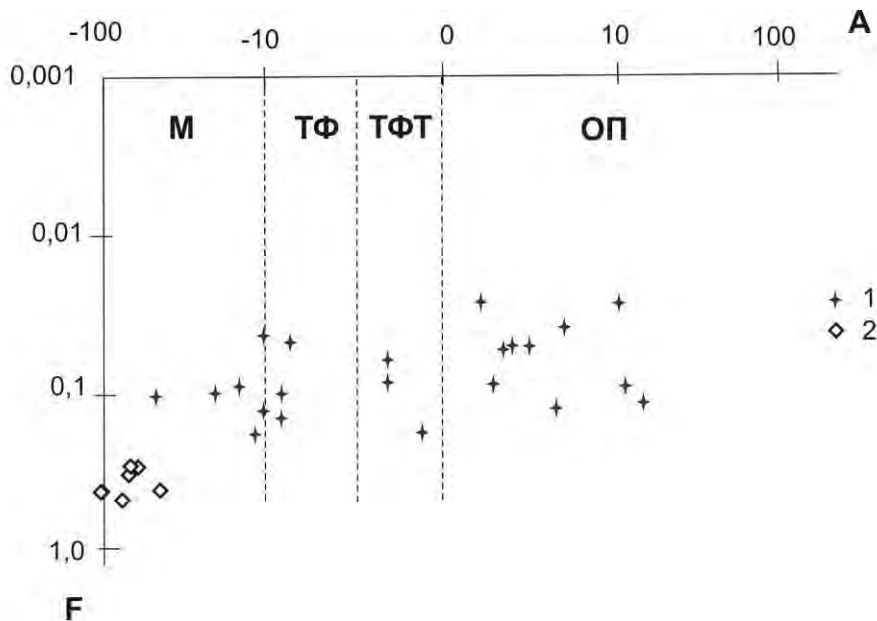


Рис. 3.1.2.а. Диаграмма А.А. Предовского (1980) для реконструкции исходного состава метаморфических пород.

$F = (F_2O_3 + FeO + MgO)/SiO_2$, мол. кол.; $A = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)$, мол. кол.

Поля составов: М – магматические породы, ТФ – туфы, ТФТ – туффиты, ОП – осадочные породы.

1, 2 – составы пород нимнырского комплекса: 1 – гранулиты среднего и кислого состава, 2 – сланцы основного и ультраосновного составов

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.

Этот вопрос специально рассматривался Д. Шоу (Shaw, 1972), а также У. Дененом и Б. Муром (Dennen, Moore, 1971). Применимость предложенных ими петрохимических критериев для разделения орто- и парагнейсов была подтверждена исследованиями по

изотопии кислорода в гнейсовых толщах Ф. Лонгстаффом (1983). Однако при использовании диаграмм Д. Шоу и У. Деннена, Б. Мура возникает вопрос о природе пород, составы которых попадают на граничные линии или вблизи их. Специальное изучение этого вопроса, проведённое автором в отношении диаграммы У. Деннена и Б. Мура $Si' - Al/Fe$ (Dennen, Moore, 1971) показало, что на этой диаграмме анализы неметаморфизованных граувакк располагаются и правее разделительной линии между осадочными и магматическими породами ($Al/Fe = 2.3$) вплоть до значений Al/Fe кол. равным не менее 4. На этом основании автором на диаграмме У. Деннена и Б. Мура выделено поле неопределённости между значениями $Al/Fe = 2.3 - 4$ (рис. 3.1.2.б) Как видно из рис. 3.1.2.б в поле неопределённости попадает значительное количество пород нимнырского комплекса (табл. 3.1.2.). Для установления исходной природы пород из поля неопределённости, автором предложена диаграмма $Al/Fe - Al+Fe/Ca$, построенная на основе около 300 химических анализов неметаморфизованных кислых эффузивов, глинистых сланцев и граувакк докембрия и фанерозоя (рис. 3.1.3.). Из диаграммы следует, что из 8 проб поля неопределённости диаграммы У. Деннена и Б. Мура 6 проб нимнырского комплекса получили определение как осадочные породы, 2 пробы - магматические.

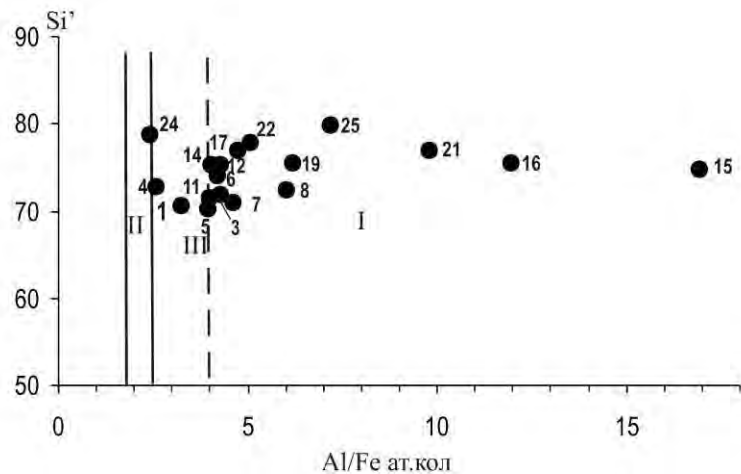


Рис. 3.1.2.б Петрохимическая диаграмма для разделения орто и парагнейсов, по Денену и Муру (Dennen, Moor, 1971). $Si' = Si/(Si+Fe+Al) \times 100$ ат. кол.

Чёрные точки - составы гранулитов среднего и кислого составов нимнырского комплекса (табл. 3.1.1., ан 1-25); I – поле магматических, II – осадочных пород, III – поле неопределённости

На диаграмме $Al/Fe - Al+Fe/Ca$ гиперстеновые плагиогнейсы нимнырского комплекса соответствуют породам как магматического, так и осадочного происхождения

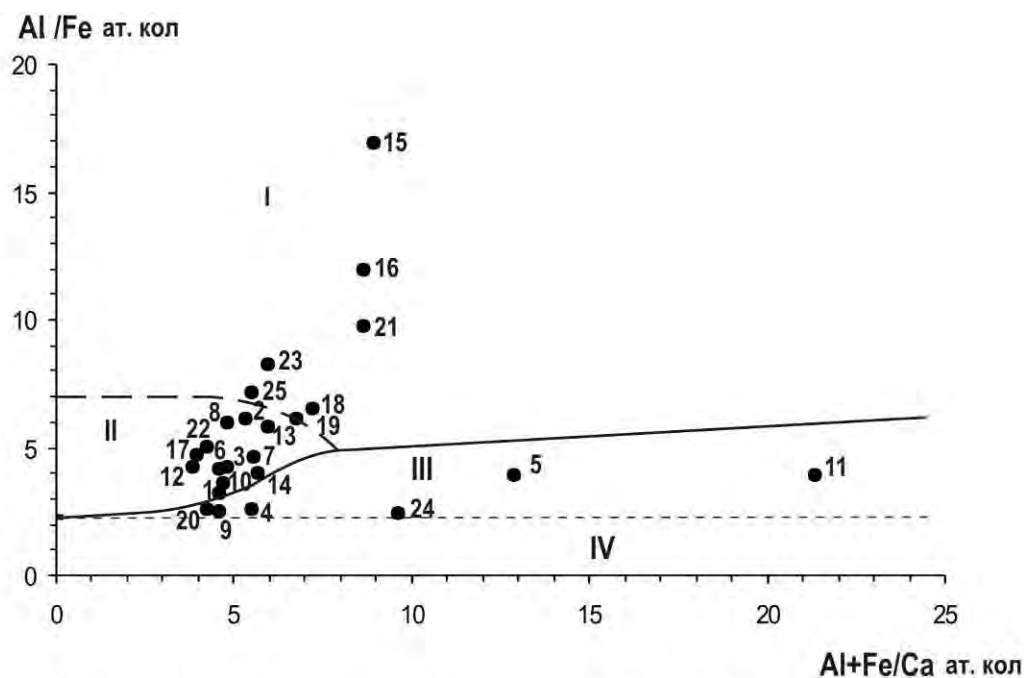


Рис. 3.1.3. Диаграмма $Al/Fe - Al+Fe/Ca$ ат.кол. для магматических и осадочных пород среднего и кислого состава ($57-77 SiO_2$, мас.%, $CaO \leq 7$ мас.%, нормальной щёлочности).

I – поле дацитов, II - поле андезитов и дацитов, III – поле глинистых сланцев и граувакк, IV – поле глинистых сланцев. Чёрные точки – гранулиты среднего и кислого состава нимнырского комплекса

На классификационной диаграмме $Na_2O+K_2O-SiO_2$ (рис. 3.1.4.) 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 (таблицы 3.1.2, 3.1.3.).

На классификационной диаграмме $Al-(Fe+Ti)-Mg$ (Jensen, 1976) (рис. 3.1.5.) гранулиты располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий. Вероятно, эти петрохимические серии вулканитов были исходными для метабазит-эндербитовой ассоциации Нимнырского блока.

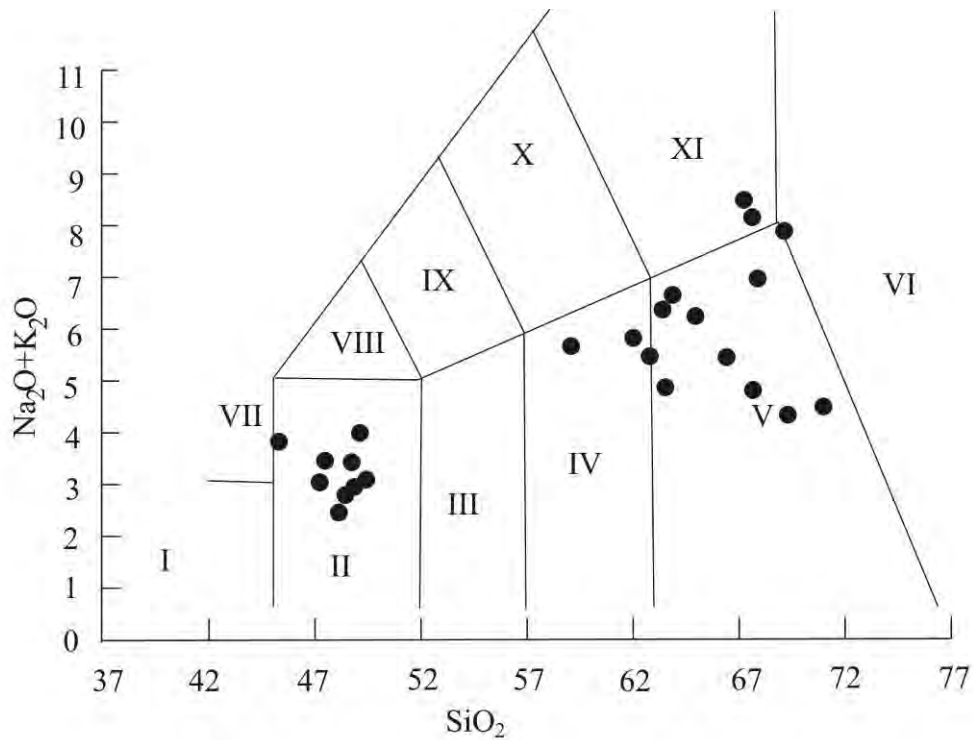


Рис. 3.1.4. Классификационная диаграмма SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ для ортопород нимнырского гранулитового комплекса (Классификация... 1997).

Римскими цифрами обозначены поля пород: I – пикробазальты, II – базальты, III – базальтовые андезиты, IV – андезиты, V – дациты, VI – риолиты, VII – базаниты, VIII – трахибазальты, IX – базальтовые трахиандезиты, X – трахиандезиты, XI – трахидациты.

Метавулканы известково-щелочной серии

В составе исходных вулканитов этой серии установлены андезиты и дациты (гиперстеновые плагиогнейсы) (рис. 3.1.4., 3.1.5). 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). На этом основании метавулканы известково-щелочной серии выделены в качестве исходной андезит-дацитовой ассоциации. Представительные анализы пород этой ассоциации представлены в таблице 3.1.2. Для гиперстеновых плагиогнейсов установлены величины $T_{\text{Nd}}(\text{DM2st}) = 3.6\text{-}3.8$ млрд. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -2.1 - -3.2$ (Котов, 2003).

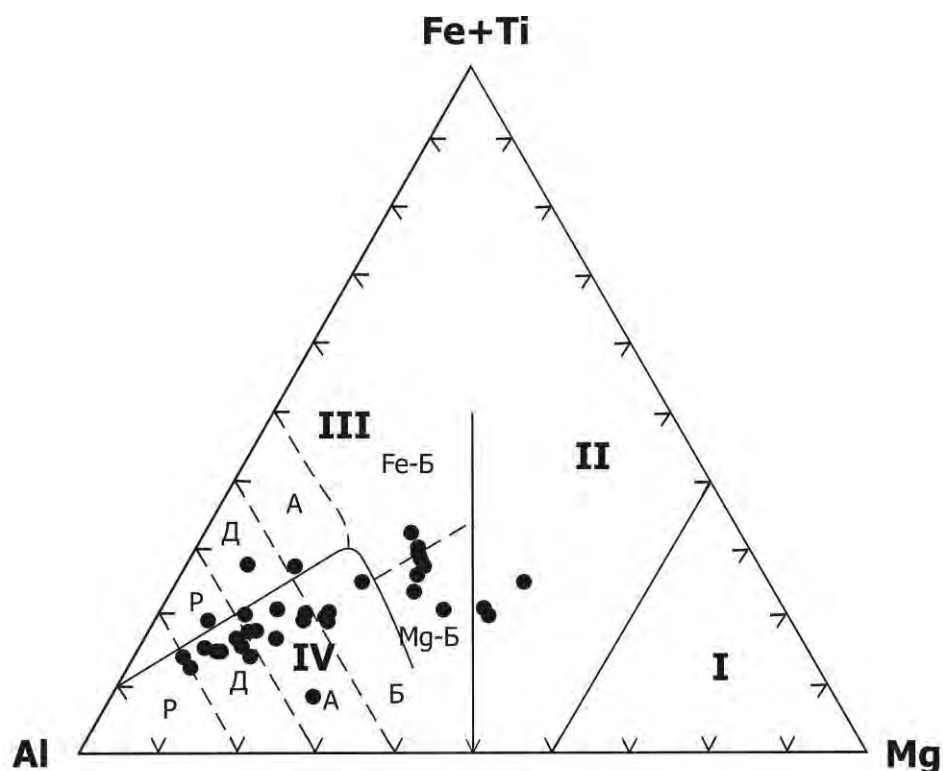


Рис. 3.1.5. Классификационная диаграмма Al-(Fe+Ti)-Mg. (Jensen, 1976).

Чёрными точками обозначены составы гранулитовых ортопород нимнырского комплекса. Римскими цифрами обозначены поля: I – коматиитов, II – коматиитовых и высокомагнезиальных базальтов, III-IV – вулканитов толеитовой и известково-щелочной серий, соответственно. Буквенными символами обозначены поля: Р – риолитов, Д – дацитов, А – андезитов, Б – базальтов (Fe-Б, Mg-Б – высокожелезистых и высокомагнезиальных, соответственно).

Метадациты метабазит-эндербитовой ассоциации Нимнырского блока обладают высокодифференцированным спектром распределения РЗЭ: $(La/Yb)_N = 8.69-40.29$ (рис. 3.1.6, табл. 3.1.2, ан. 6, 11, 18). Высокая степень дифференциации РЗЭ в метаандезитах и метадацитах и обеднение их тяжёлыми РЗЭ свидетельствует о том, что исходные среднекислые составы могли образоваться путём частичного плавления гранатовых амфиболитов или кварцевых эклогитов, когда существенной частью рестита являются гранат и амфибол – минералы концентраторы тяжёлых РЗЭ (Barker, 1979, Arth, Barker, 1976, Martin, 1987). Эти выводы были подтверждены экспериментами (Вольф, Уайли, 1993, Rapp et al., 1991). На мультиэлементной диаграмме (рис. 3.1.7.) 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, которые обычно объясняются

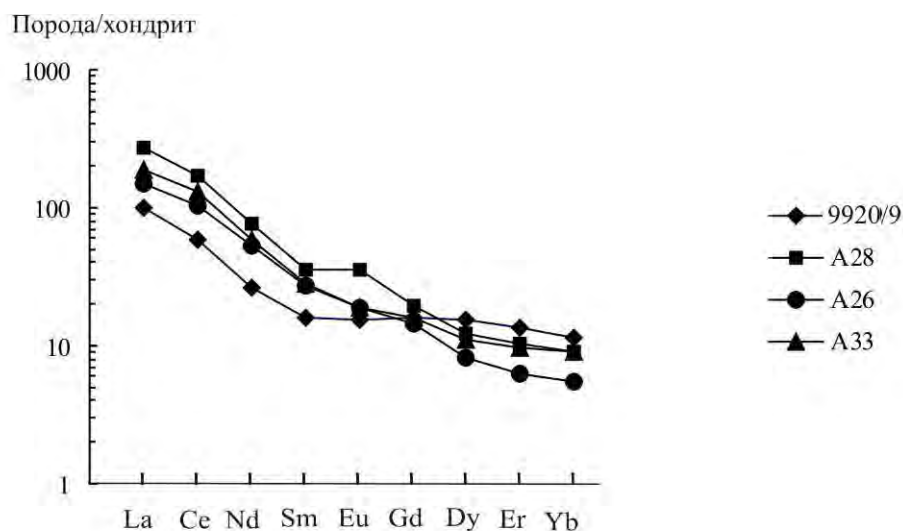


Рис.3.1.6. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту C-I (Evensen et al. 1978) в метавулканитах андезит-дацитовый ассоциации известково-щелочной серии нимнырского гранулитового комплекса.

9920/9, A26, A33 – метадациты, A28 – метаандезит нимнырского гранулитового комплекса.

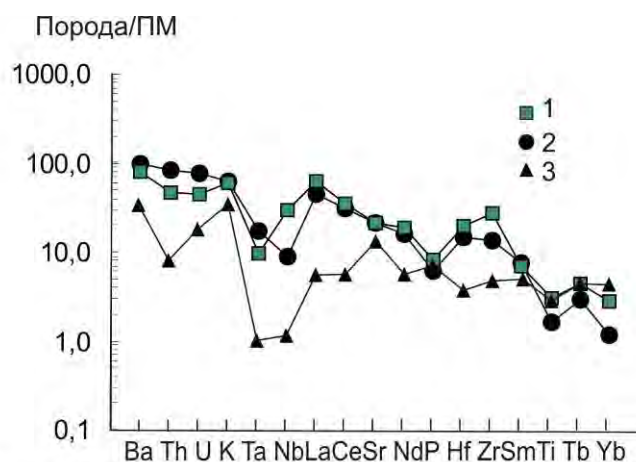


Рис.3.1.7. Мультиэлементная диаграмма для гиперстеновых плагиогнейсов Нимнырского блока.

1 – гиперстеновые плагиогнейсы Нимнырского блока, 2 – состав архейских «серых гнейсов» фундамента платформ (Martin, 1994), 3 – состав андезит-дацитовых пород океанической дуги Тонга-Кермадек (Брайан, 1983, Terner et al., 2012)

Нормализовано по составу примитивной мантии (ПМ)

наличием в рестите исходного расплава средне-кислого состава Ti-содержащих оксидов и апатита. В сравнении с андезит-дацитовыми породами океанической дуги Тонга-Кермадек (табл. 3.1.1) гиперстеновые плагиогнейсы андезит-дацитового состава 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.

Метавулканыты коматиит-толеитовой серии

В составе исходных вулканитов этой серии выделены толеитовые и коматиитовые базальты.

Толеитовые metabазальты. Представительные анализы толеитовых metabазальтов (двупироксеновые сланцы и амфиболиты) приведены в табл. 3.1.3. Концентрации MgO в толеитовых metabазальтах колеблются в пределах 6,5-10,1 мас. % (табл. 3.1.3., ан 1, 2, 4, 6, 7, 8, 9) при магнезиальности $Mg \# = (Mg/Mg+Fe) = 0.48-0.64$.

Увеличение содержания Al_2O_3 ведёт к возрастанию отношения Al_2O_3/TiO_2 величина которого, в среднем, составляет 13.23, что близко к хондритовому (табл. 3.1.3). Толеитовые metabазальты характеризуются умеренно дифференцированным распределением РЗЭ: $(La/Yb)_N = 1.97-20.39$ при примерно 30 кратном увеличении лёгких РЗЭ по отношению к хондриту (табл. 3.1.3.) (рис. 3.1.8). На мультиэлементной диаграмме (рис. 3.1.9.) метатолеиты Нимнырского блока отличаются от толеитовых базальтов N-MOR Тихого океана повышенным содержанием Ba, Th, U, K, La, Ce, Sr, что, вероятно, косвенно отражает геохимические особенности раннеархейской мантии.

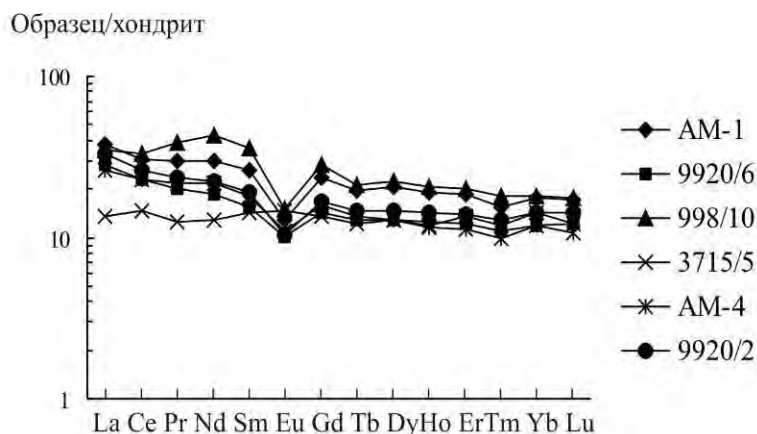


Рис. 3.1.8. Спектры распределения РЗЭ, нормализованных к хондриту С-I (Evensen et al., 1978) в метавулканытах коматиит-толеитовой серии нимнырского комплекса.

AM-1, 9920/6, 998/10, AM-4, 9920/2 – двупироксеновые сланцы (толеитовые базальты), 3715/5 – двупироксен-амфиболовый сланец (коматиитовый базальт).

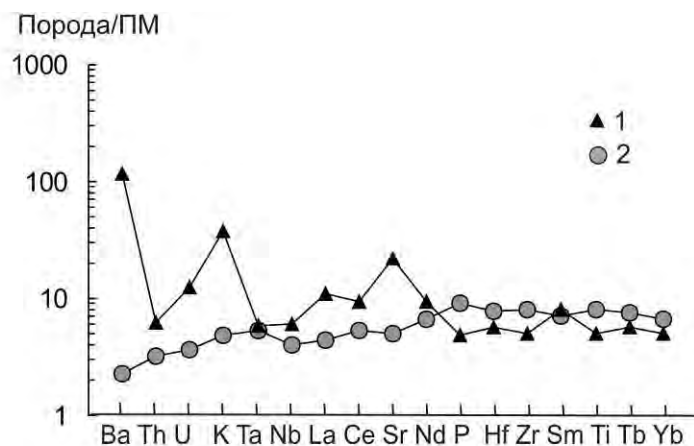


Рис.3.1.9. Мультиэлементная диаграмма для двупироксеновых сланцев (толеитовых базальтов) нимнырского комплекса.

1 – средний состав двупироксеновых сланцев (толеитовых базальтов), 2 – базальты N-MOR Тихого океана (Chauvel, Blithert-Toff, 2001, Говоров и др., 1996).

Нормализовано по составу примитивной мантии (ПМ).

Коматиитовые метабаза́льты. Коматиитовые метабаза́льты в составе нимнырской толщи имеют незначительное распространение. Имеющийся анализ коматиитового метабаза́льта (двупироксен-амфиболовый сланец) нимнырского комплекса (табл. 3.1.2, ан. 5) содержит MgO 11,95 мас.%, TiO₂ – 0,55 мас.%. Магнезиальность ($Mg \# = Mg/Mg+Fe$) метабаза́льта составляет 0,64, отношения в нём Al₂O₃/TiO₂ составляют 24,82. В коматиитовом метабаза́льте наблюдается пологое, близкое к хондритовому распределение РЗЭ с увеличением общего содержания РЗЭ до 10 норм (рис. 3.1.8.).

На мультиэлементной диаграмме коматиитовые метабаза́льты 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.3.1.10).

Исходный состав вулканитов метабаза́лит–эндербитовой ассоциации, которые образуют единую толщу (нимнырская толща) относятся к двум петрохимическим сериям – известково-щелочной и коматиит-толеитовой. Это позволяют удовлетворительно объяснить их совместное сонахождение на основе модели мантийного плюмового магматизма. Эта модель подтверждается геохимическими особенностями исходных толеитовых базальтов метабаза́лит–эндербитовой ассоциации Нимнырского блока. На диаграмме Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2008) эти исходные толеитовые базальты попадают в поле толеитовых базальтов плюмовых источников (рис. 3.1.11).

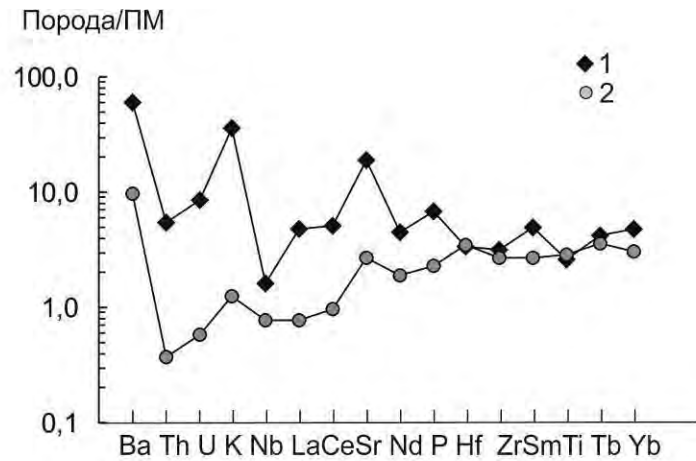


Рис. 3.1.10. Мультиэлементная диаграмма для двупироксеновых сланцев (коматиитовых метабазальтов) нимнырского комплекса; 1 – коматиитовый метабаза́льт, 2 – коматиитовый базальт о. Горгона, Тихий океан (Jochum et al., 1991, Kerr et al., 1996).

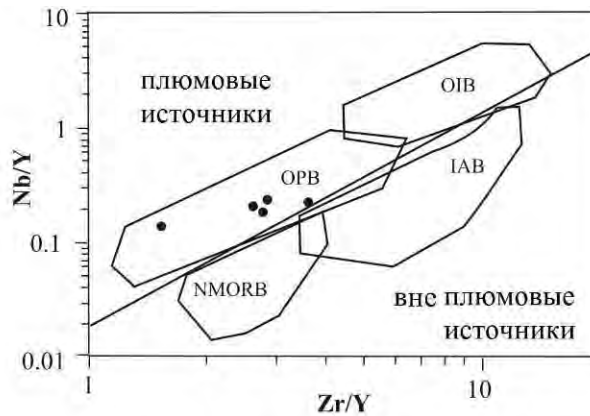


Рис. 3.1.11. Диаграмма Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2008) для двупироксеновых сланцев (толеитовых базальтов) нимнырского комплекса.

Поля пород: ОПВ – базальты океанических плато, ОИВ - базальты океанических островов, N-MORB - базальты срединно-океанических хребтов, IAB – островодужные базальты. Точки соответствуют составам пород таблицы 3.1.3, ан. 2, 3, 4, 6, 7.

3.2. Олекминская гранит-зеленокаменная область

В работе рассмотрена центральная часть Олекминской гранит-зеленокаменной области (рис.3.2.1).

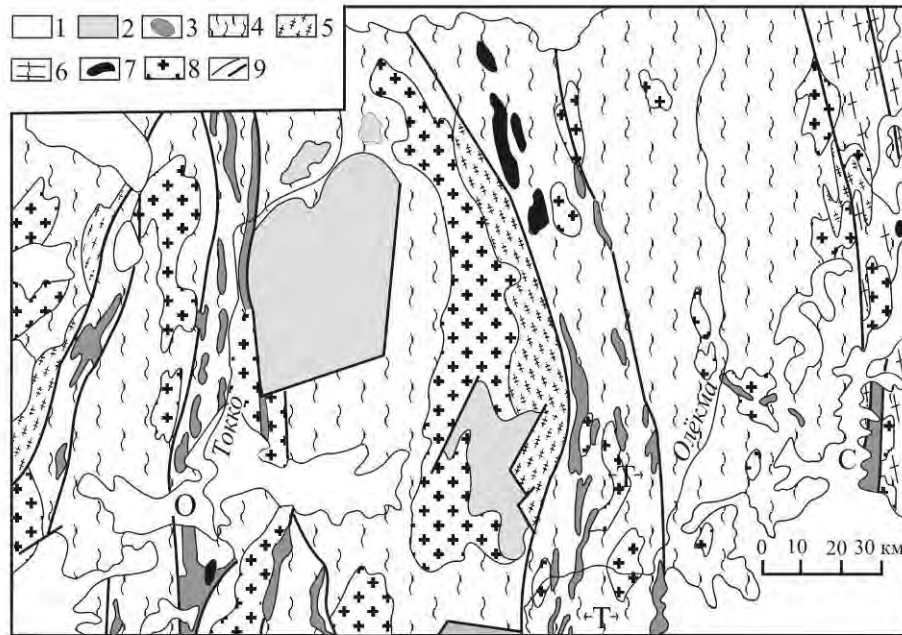


Рис. 3.2.1. Схема геологического строения центральной части Олекминской гранит-зеленокаменной области.

1 - нерасчлененные верхнепротерозойско-кайнозойские отложения платформенного чехла и наложенных впадин; 2 - нижнепротерозойский метаосадочный удоканский и угуйский комплексы; 3 - верхнеархейские зеленокаменные комплексы (О - Олондинский, Т - Тунгурчинский, С - Субганский ЗКП); 4 - нижнеархейский олекминский комплекс; 5 - нижнеархейский гранулитовый оломокинский комплекс и его аналоги; 6 - высокометаморфизованные комплексы Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области; 7 - позднеархейские дифференцированные интрузивные комплексы; 8 - нерасчлененные архей-протерозойские граниты; 9 - зоны разломов, сложенные бластомилонитами и породами зеленокаменного комплекса; (Берёзкин, Смелов, 1999).

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 имеют полосчатую текстуру и гранобластовую структуру, 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. Акцессории 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, составляющие несколько сот метров.

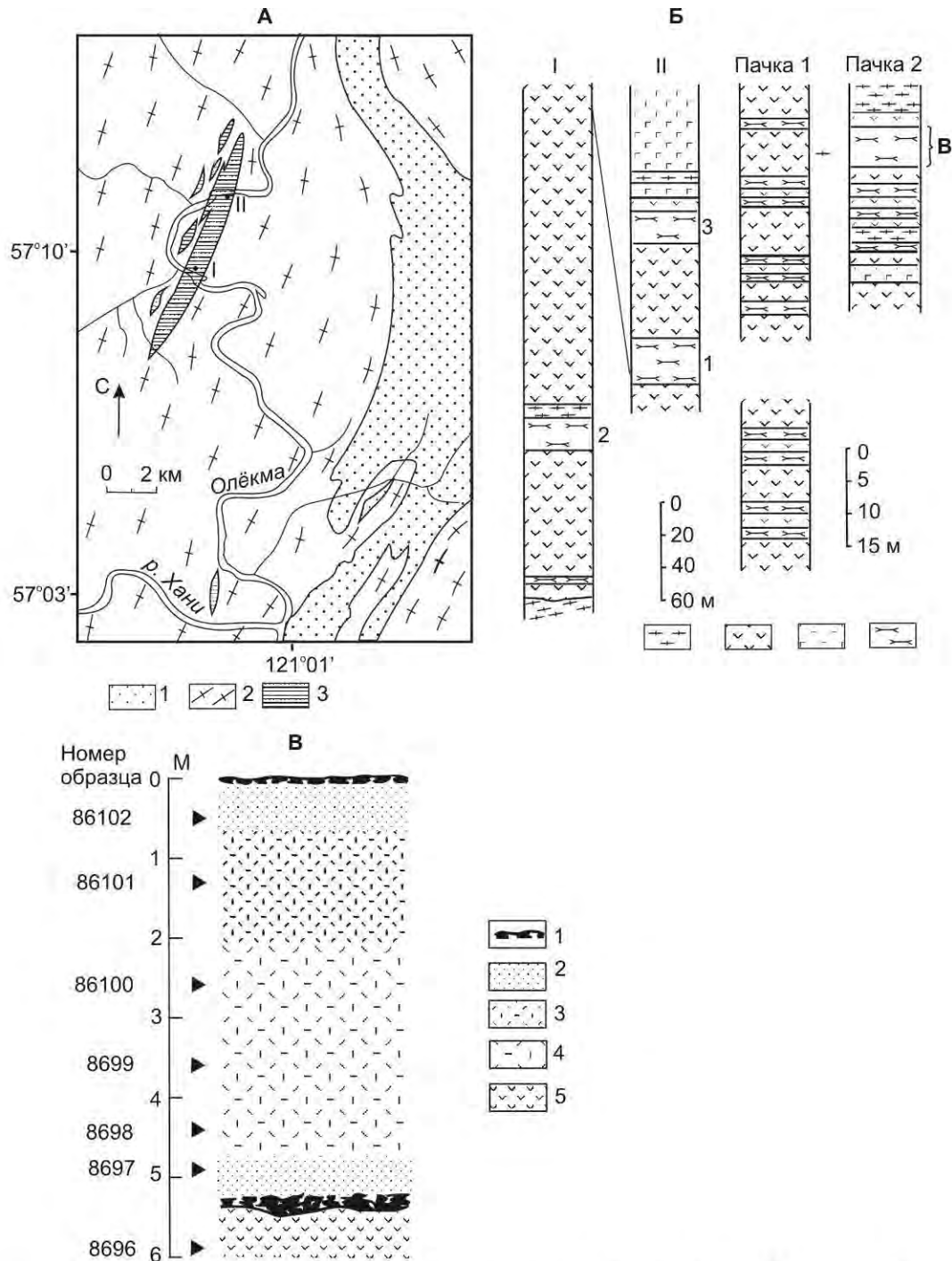


Рис. 3.2.2. А – схематическая геолого-петрографическая карта Олёкминской гранит-зеленокаменной области в среднем течении р. Олёкмы.

1 – метаосадочные вулканогенные образования позднеархейского Тунгурского зеленокаменного пояса. 2 – раннеархейский олёкминский комплекс плагиогнейсов и мигматитов (2) и амфиболитов (3).

Б – Разрез амфиболитовой толщи олёкминского комплекса в среднем течении р. Олёкмы по (Пухтель и др., 1993 а).

I, II – положение детальных разрезов.

1 – плагиогнейсы и мигматиты, 2 – амфиболиты крупнозернистые, 3 – амфиболитовые сланцы (метабазалты), 4 – актинолитовые сланцы (метакоматииты).

Арабскими цифрами показаны номера пачек актинолитовых сланцев.

В – Разрез исходного коматиитового погока.

1 – пористая рассланцованная корка, 2 – тонкозернистая актинолитовая порода, 3 – мелко-среднезернистая антофиллит-актинолитовая порода, 4 – антофиллит-актинолитовая порода средне-крупнозернистая, 5 – подстилающие метабазалты. Химические анализы пород представлены в таблице 3.2.2.

Одна из таких частей разреза, мощностью около 800 м, изучена И.С. Пухтелем, Д.З. Журавлёвым, А.В. Самсоновым (1992) в среднем течении р.Олёкмы, севернее устья р.Хани. Изученный здесь разрез (рис. 3.2.2. А, Б) представлен мощными, 80-120 м, телами амфиболитов, разделённых пачками тонко переслаивающихся между собой амфиболитов, тремолит-актинолитовых сланцев и плагиогнейсов.

Амфиболиты представляют однородную группу пород, наблюдаемые вариации минерального состава которой отчасти отражают вещественную неоднородность их магматических протолитов, а отчасти связаны с наложенными процессами. Наименее изменённые амфиболиты – мелко-среднезернистые рассланцованные породы. Они сложены гетерогранобластовым агрегатом сине-зелёной роговой обманки, актинолита и сосюритизированного плагиоклаза An_{28-35} ; в подчинённом количестве присутствует кварц, акцессории представлены магнетитом, сульфидами, сфеном, апатитом, эпидотом.

Тела тремолит-актинолитовых сланцев мощностью от 0,4 до 7 м образуют три пространственно обособленные пачки, разделённые амфиболитами. Первичная минералогия и структуры в них полностью изменены процессами метаморфизма. Однако, в отдельных местах сохраняются текстурные признаки, свидетельствующие о вулканогенной природе их магматических протолитов и позволяющие рассматривать их как потоки. К этим признакам относятся маломощные (15-20 см) тонкозернистые зоны закалки в предполагаемой нижней части и зоны брекчирования, вероятно, в кровле потоков (рис. 3.2.3. В). В верхней части массивных потоков отмечаются зоны, сложенные мелкими, вытянутыми согласно со сланцеватостью миндалинами, заполненными хлоритом, карбонатом и сульфидами. Асимметричные потоки в обнажениях имеют двучленное строение. Нижняя часть сложена среднезернистой более светлой, а верхняя – мелкозернистой тёмной породой. Эти текстурные отличия, вероятно, являются следствием первичной неоднородности метаморфического субстрата и слагают выдержанные по мощности согласные общей структуре разреза слои. Брекчированная кровля массивных и асимметричных потоков представляет собой сильно рассланцованную тремолит-актинолитовую породу с вытянутыми размером 0.5-0.3 м обособлениями, выполненными хлоритом, тальком и амфиболитом. Ниже располагается мелкозернистая зона, вероятно, представляющая собой зону закалки и состоящая из актинолита, антофиллита, талька и хроммагнетита. Зона закалки в асимметричных потоках сменяется среднезернистой массивной амфиболовой породой (рис. 3.2.2. в). Массивные потоки по всей мощности сложены актинолитом, роговой обманкой, акцессории представлены сульфидами, хром-магнетитом, апатитом. По химическому составу, как будет показано далее, актинолитовые сланцы соответствуют ультраосновным породам и являются метакоматиитами.

Г.М. Другова и др. (Эволюция..., 1987) считала, что олёмминский комплекс в целом представляет исходную бимодальную ассоциацию основных и кислых вулканитов.

Комплекс пород олёмминской серии выделен в качестве стратифицированной амфиболит-плаггиогнейсовой ассоциации

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

В таблицах 3.2.1 и 3.2.2 приведены химические составы пород амфиболит-плаггиогнейсовой ассоциации. Известно, что при определении исходного состава метаморфических пород особую сложность вызывают породы среднего и кислого состава, для которых чаще всего возникает неопределённость при отнесении их магматическим или осадочным. Для решения этого вопроса нами были применены петрохимические дискриминационные диаграммы Деннена и Мура (Dennen, Moore, 1971), а также авторская диаграмма Al/Fe – Al+Fe/Ca (рис. 3.2.3, 3.2.4.). Кислые и средние породы олёмминского комплекса занимающие на этих диаграммах поле магматических пород были приняты для дальнейшего рассмотрения их петрохимических и геохимических особенностей. Метаморфические породы олёмминского комплекса на классификационной диаграмме SiO₂-(Na₂O+K₂O) (Классификация магматических..., 1997) располагаются в полях пород нормальной щёлочности (рис. 3.2.5). На классификационной диаграмме Al-(Fe+Ti)-Mg (Jensen, 1976) составы метаморфических пород олёмминского комплекса располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий (рис. 3.2.6).

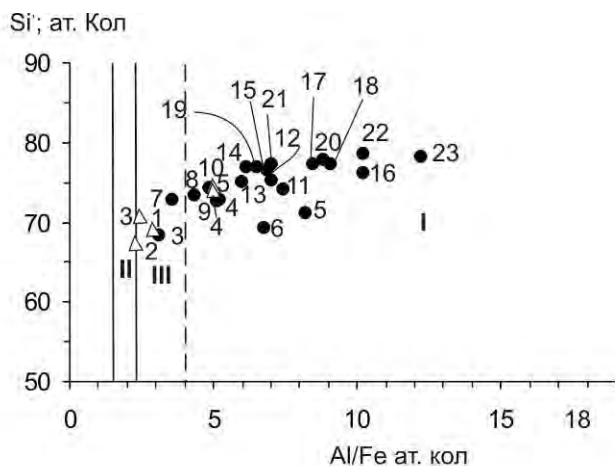


Рис.3.2.3. Петрохимическая диаграмма для разделения орто- и парагнейсов, по Денену и Муру (Dennen, Moor, 1971). $Si' = Si / (Si + Fe + Al) \times 100$ ат.кол.

Чёрные точки – составы плаггиогнейсов среднего и кислого составов олёмминского комплекса; белые треугольники – гранулиты Оломокитского блока.

I – поле магматических, II – поле осадочных пород, III – поле неопределённости

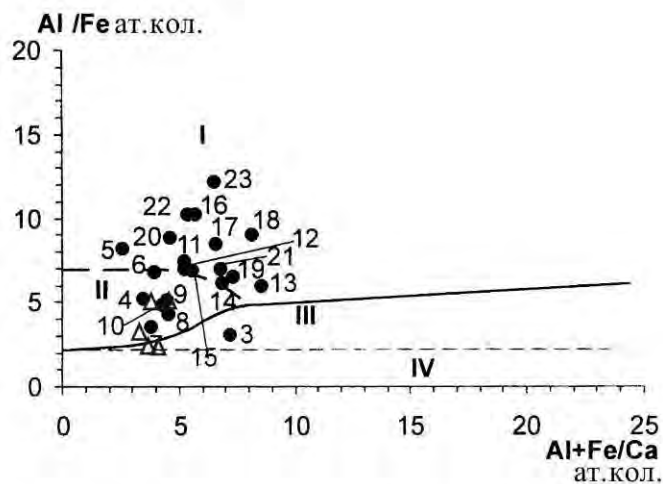


Рис. 3.2.4. Диаграмма Al/Fe – Al+Fe/Ca ат.кол. для магматических и осадочных пород среднего и кислого состава ($57-77 \text{ SiO}_2$, мас.%, $\text{CaO} \leq 7$ мас.%, нормальной щёлочности).

I – поле дацитов, II – поле андезитов и дацитов, III – поле глинистых сланцев и граувакк, IV – поле глинистых сланцев. Чёрные точки – плагиогнейсы среднего и кислого состава олёкминского комплекса. Белые треугольники – гранулиты Оломокицкого блока

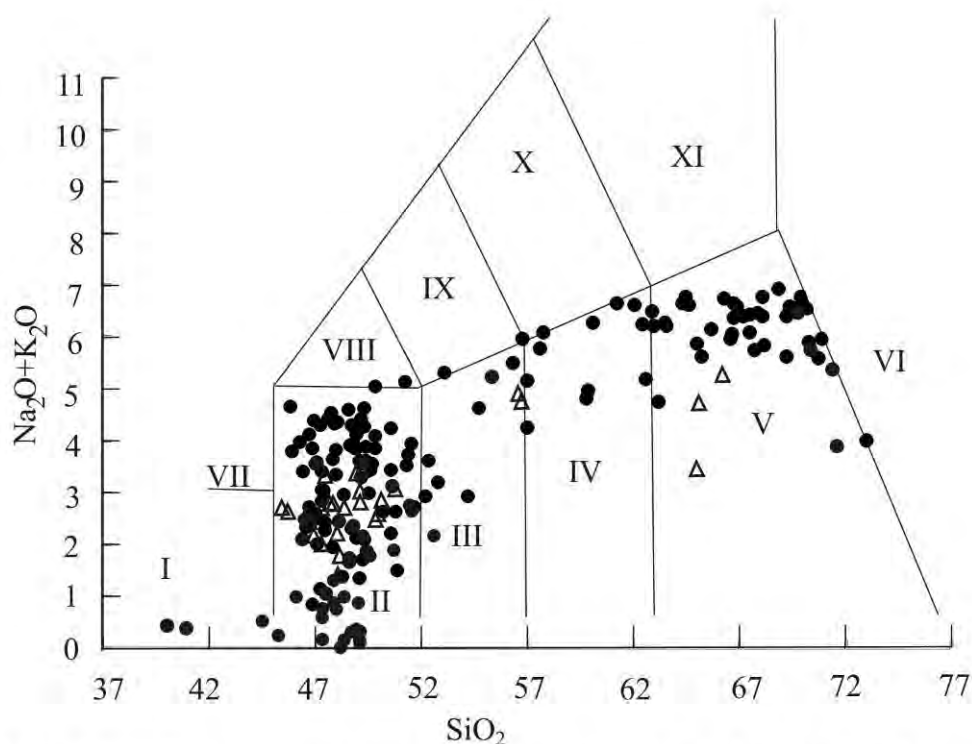


Рис. 3.2.5. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для ортопород олёкминского комплекса (черные точки) и Оломокицкого блока (белые треугольники).

Римскими цифрами обозначены поля пород: I – пикробазальты, II – базальты, III – базальтовые андезиты, IV – андезиты, V – дациты, VI – риолиты VII – базаниты, VIII – трахибазальты, IX – базальтовые трахиандезиты, X – трахиандезиты, XI – трахидациты.

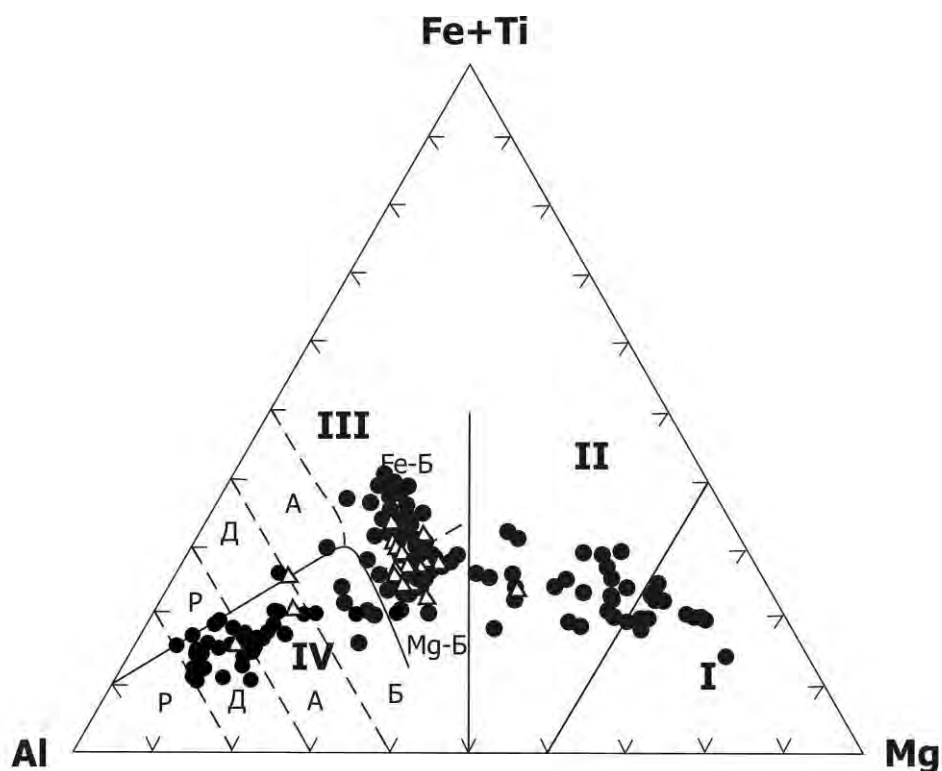


Рис. 3.2.6. Классификационная диаграмма для вулканитов Al – (Fe + Ti) – Mg (Jensen, 1976). Чёрными точками обозначены составы серогнейсовых ортопород олёкминского комплекса. Белые треугольники – составы ортопоруд Оломокитского блока.

Римскими цифрами обозначены поля: I – коматиитов, II – коматиитовых базальтов, III-IV – вулканитов толеитовой и известково-щелочной серии, соответственно. Буквенными символами обозначены поля: P – риолитов, Д – дацитов, А – андезитов, Б – базальтов (Fe-Б, Mg-Б – высокожелезистых и высокомагнезиальных, соответственно).

3.2.2.1 Метавулканиты известково-щелочной серии

В составе метавулканитов этой серии установлены metabазальты (амфиболиты), метаандезибазальты (амфиболовые плагиогнейсы), метаандезиты (биотит-амфиболовые плагиогнейсы) и метадациты (биотитовые гнейсы). На этом основании метавулканиты известково-щелочной серии выделены в качестве исходной базальт-андезит-дацитовской ассоциации. Представительные анализы пород этой ассоциации приведены в таблицах 3.2.1. и 3.2.2.

Биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы

По отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 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 $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$. Биотит-амфиболовые (метаандезиты) и биотитовые (метадациты) плагиогнейсы характеризуются высокой дифференциацией РЗЭ: $(\text{La}/\text{Yb})_N$ в них составляет 18.4-59.4 и 10.2-29.7 соответственно (рис. 3.2.7.а,б). Спектры распределения биотит-амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов характеризуются наличием слабых положительных и

отрицательных Eu аномалий. На мультиэлементной диаграмме (рис. 3.2.8.) 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.

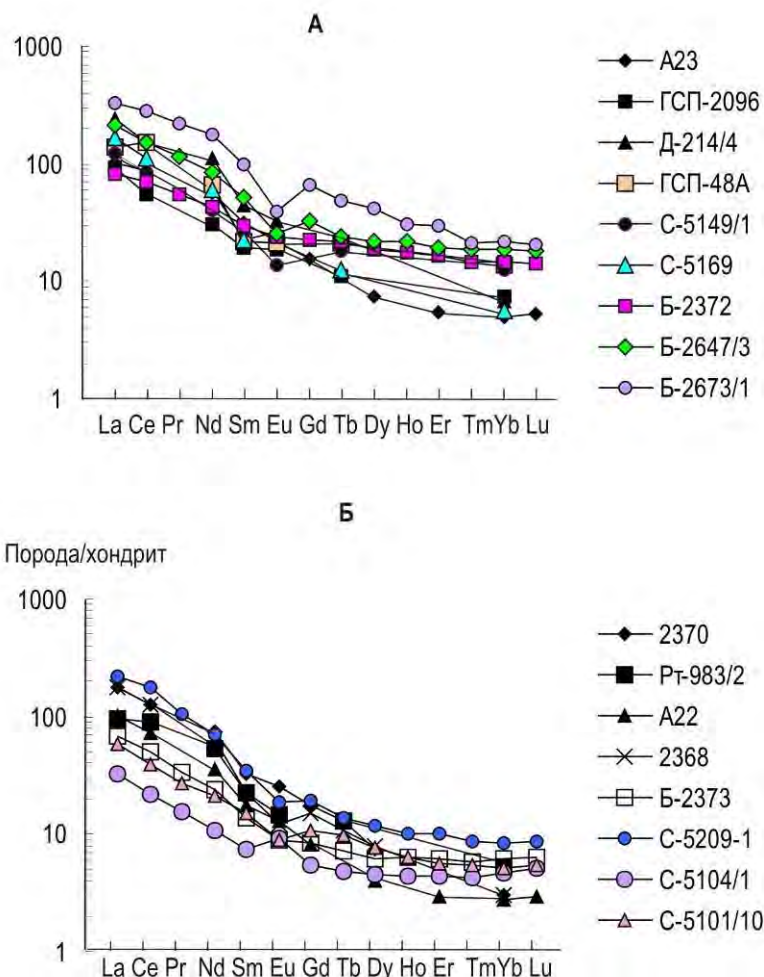


Рис.3.2.7. Спектры распределения РЗЭ нормализованных к хондриту С-I (Evensen, 1978) в амфибол-биотитовых (метаандезиты) – А и биотитовых (метадациты) – Б плагиогнейсах олекминского комплекса

В сравнении с андезит-дацитовыми вулканитами океанической дуги Тонга-Кермадек, средне-кислые плагиогнейсы олекминского комплекса, как и «серые гнейсы» фундамента платформ, 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 об о том, что их модельный возраст составляет $T_{Nd}(DM - 2st)=3.4-3.5$ млрд лет и $\epsilon_{Nd}(T)=-0.1 - +0.5$ (Котов, 2003).

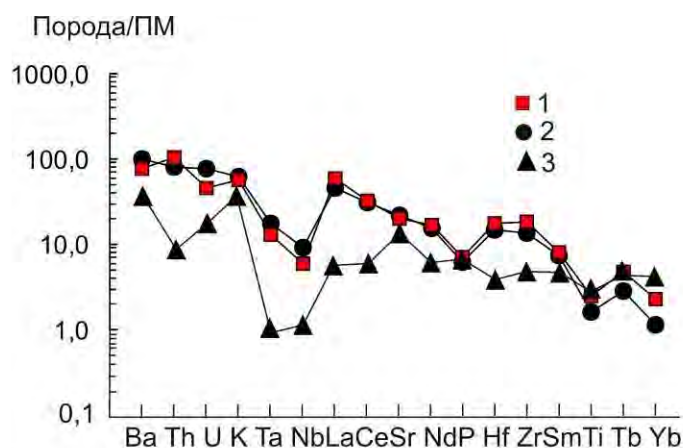


Рис. 3.2.8. Мультиэлементная диаграмма для биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов олёкминского комплекса.

1 – средний состав кисло-средних плагиогнейсов олёкминского комплекса, 2 – состав архейских «серых гнейсов» фундамента платформ (Martin, 1994), 3 – состав андезит-дацитовых пород океанической дуги Тонга-Кермадек (Брайан, 1983, Turner et al. 2012). Нормировано по составу примитивной мантии (ПМ).

3.2.2.2. Метавулканыты коматиит-толеитовой серии

В составе метавулканытов этой серии установлены толеитовые метабазальты (амфиболовые сланцы), коматиитовые метабазальты и метакоматииты (амфиболиты). Метавулканыты коматиит-толеитовой серии выделены в качестве исходной коматиит-базальтовой ассоциации. Представительные анализы пород этой ассоциации приведены в таблице 3.2.2.

Метатолеиты характеризуются колебаниями содержаний SiO_2 (46-52 мас.%) при содержаниях $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13-15$ мас.% и относятся к натриевому ряду ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$). Концентрации MgO колеблются в пределах 4-8 мас.%, $\text{TiO}_2 - 0.7-1.4$ мас.%. Магнезиальность ($\text{Mg}^\# = \text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$) толеитовых метабазальтов составляет 0.4-0.56. По характеру спектров распределения РЗЭ среди метатолеитов выделяются две группы. Для метатолеитов первой группы характерен почти не дифференцированный спектр распределения РЗЭ: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.33-1.04$ (таблица 3.2.2, рис. 3.2.9.а). Для метатолеитов второй группы ЛРЗЭ: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.3-2.1$ (таблица 3.2.2, рис. 3.2.9.б). На мультиэлементной диаграмме (рис. 3.2.10) метатолеиты 2-ой группы олёкминского комплекса отличаются от толеитовых базальтов N-MOR Тихого океана повышенным содержанием Ba, Th, U, K, Ta, Nb, La, Ce, что, вероятно, отражает геохимические особенности раннеархейской мантии. На диаграмме Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2008) (рис. 3.2.11) метатолеиты олёкминского комплекса располагаются в поле пород отвечающих плюмовым источникам.

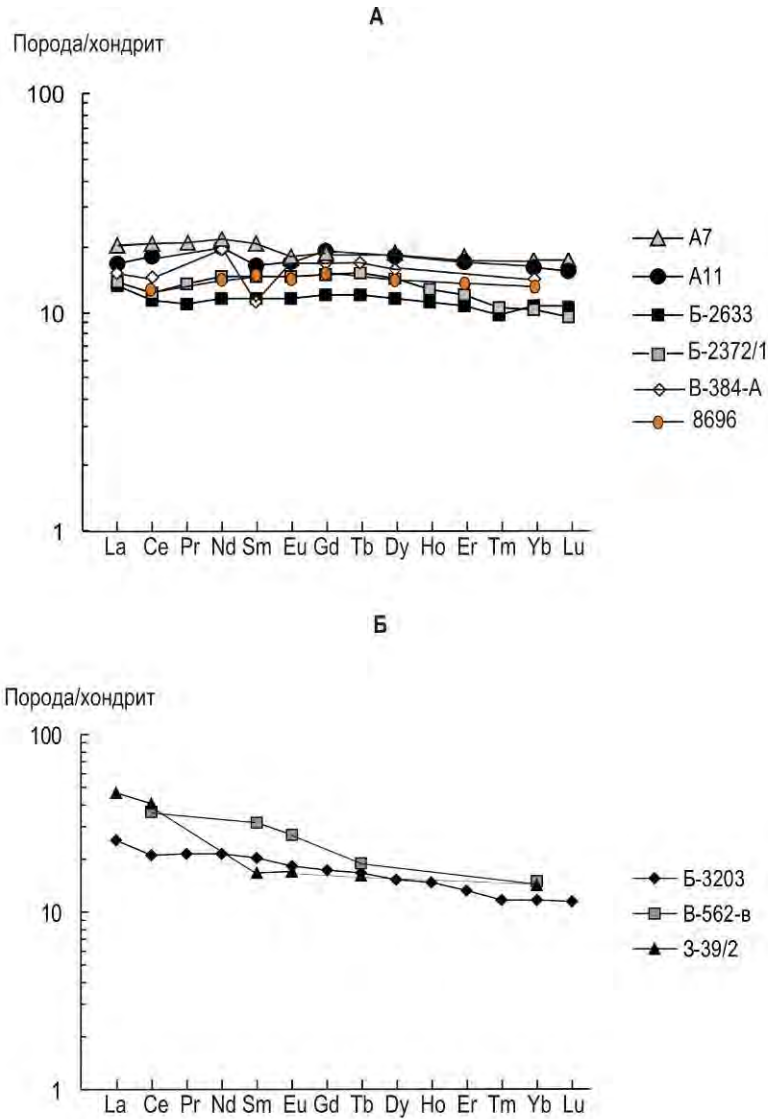


Рис. 3.2.9. Спектры распределения РЗЭ, нормализованных к хондриту С-I (Evensen et al., 1978) в метатолитах комагитит-толеитовой серии олёкминского комплекса (табл.2.2.2.) А – метатолиты первой группы, Б – метатолиты второй группы.

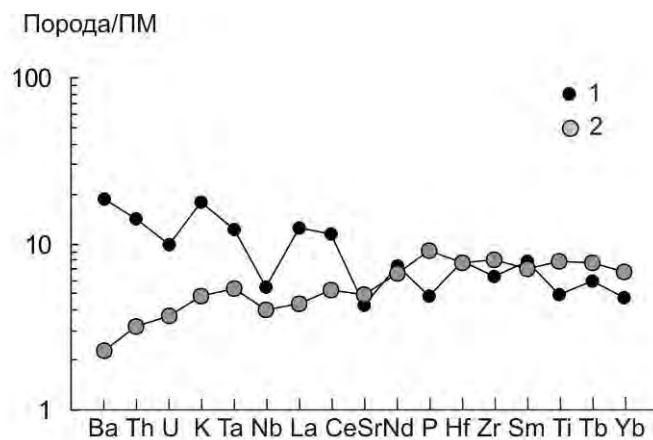


Рис. 3.2.10. Мультиэлементная диаграмма для толеитовых метабазальтов олёкминского комплекса (1). Для сравнения показан состав толеитовых базальтов N-MOR (2) Тихого океана (Chauvel, Blithert-Toff, 2001).

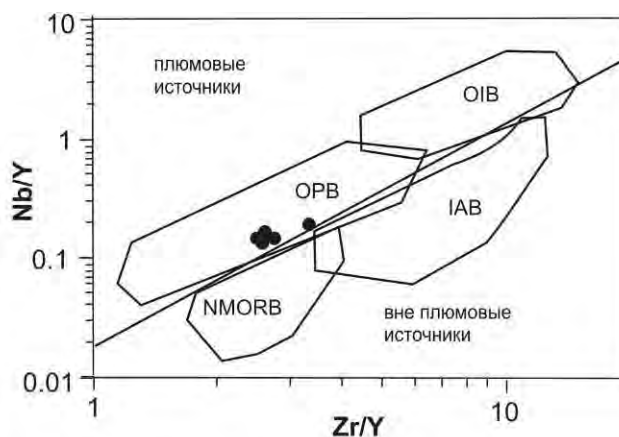


Рис. 3.2.11. Диаграмма Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2008) для толеитовых metabазальтов олёкминского комплекса.

Точки составов пород нанесены в соответствии с данными таблицы 3.2.2, ан.12, 21, 25, 36, 40.

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

Коматиитовые metabазальты в составе олёкминского комплекса имеют значительно меньшее распространение в сравнении с толеитовыми. Имеющиеся анализы метакоматиитов (таблица 3.2.2) свидетельствуют о том, что содержания MgO в них варьируют в пределах 17.71-10.9 мас.%, TiO_2 - 0.23-0.99 мас.%. Магнезиальность ($\text{Mg}^\# = \text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$) метакоматиитов меняется в пределах 0.40-0.75. По отношению $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ среди коматиитовых metabазальтов выделено две группы - деплетированные в отношении Al_2O_3 с $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ равным 12.4 и недеплетированные с $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2=21.3$.

Химические составы метакоматиитов олёкминского комплекса, отвечающие требованиям международной классификации магматических пород (Классификация ..., 1997) приведены в таблице 3.2.2. Содержание MgO в метакоматиитах составляет 18-28.1 мас.%, TiO_2 – 0.3-1 мас.%, сумма щелочей $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}<1$ мас.%. Магнезиальность $\text{Mg}^\#$ составляет 0.6-0.8. По отношению $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 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. Спектры распределения РЗЭ метакоматиитов приведены на рис. 3.2.12. Из этого рисунка следует, что по характеру распределения РЗЭ среди метакоматиитов олёкминского комплекса можно выделить две группы. Для первой группы характерно обогащение ЛРЗЭ, где $(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.1$, $(\text{La}/\text{Sm})_N = 1.3$ (рис. 3.2.12.А, коматиит 1^{ой} пачки, обр.86156, таблица 3.2.2.). Во вторую группу выделены метакоматииты умеренно обеднённые ЛРЗЭ – это

коматииты второй и третьей пачек (рис. 3.2.12. А). Для 2^{ой} пачки отношение $(Ce/Sm)_N$ в метакоматиитах составляет 0,8, $(Ga/Yb)_N = 1.1$ (Пухтель и др., 1992).

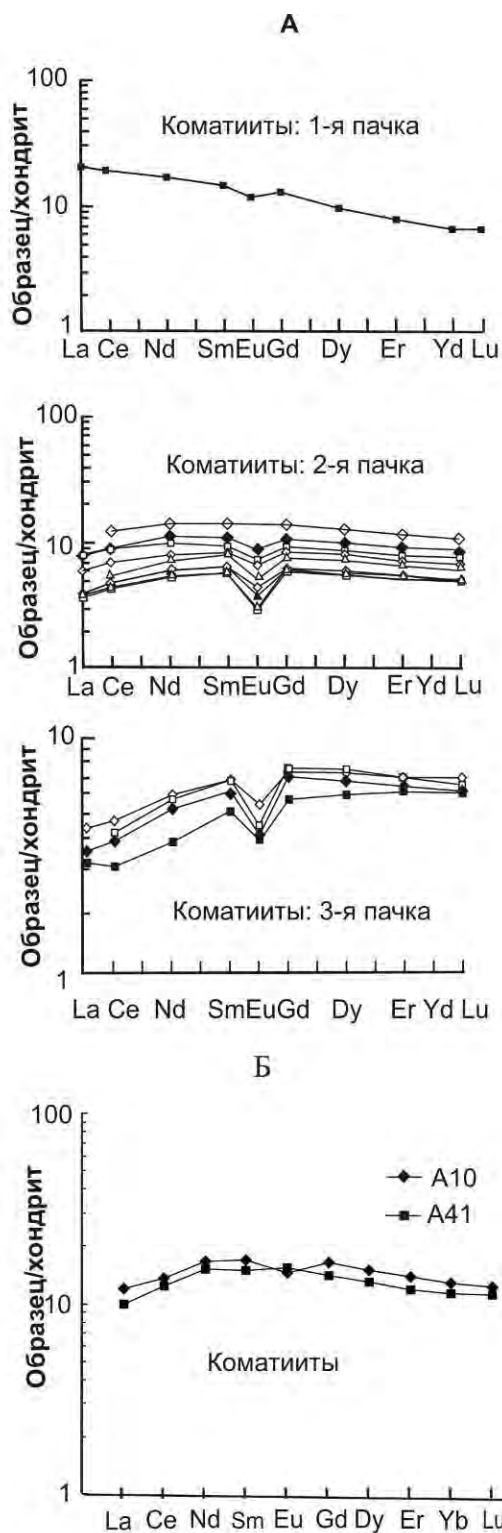


Рис. 3.2.12. Нормализованные к углисту хондриту Cl (Evensen et al., 1978) распределения содержаний РЗЭ в ультраосновных метавулканитах Олёкминской ГЗО.

А. Разрез в среднем течении р. Олёкмы (см. рис. 3.2.2. Пухтель и др., 1992 а)

Б. Разрез олёкминского комплекса в устье р. Бол. Дагда (Jahn et al., 1998)

Для коматиитов 2^{ой} группы характерно наличие отрицательных Eu аномалий, для которых отношение $Eu/Eu^* = 0.5-0.9$, что, по мнению И.С. Пухтеля с соавторами, свидетельствует о подвижности Eu в процессе вторичных преобразований пород. Их устойчиво отрицательный характер, вероятно, связан с выщелачиванием Eu из первичных вулканитов циркулирующими гидротермальными флюидами (Пухтель и др., 1992). В другом разрезе олёмминского комплекса, в устье р. Бол. Дагда установлены метакоматииты 2^{ой} группы с отношениями $(Ce/Sm)_N = 0,7$ и $(Ga/Yb)_N = 1.3$ (Jahn et al.1998).

На мультиэлементной диаграмме метакоматииты первой группы обнаруживают обогащения K, La, Ce, Nd и резкий минимум для Sr.

3.3. Оломоkitский блок гранулитовых пород

В Олёмминской гранит-зеленокаменной области выделяются блоки гранулитовых пород, выведенных на поверхность по субмеридиональным взбросам. Наиболее крупным из них является Оломоkitский (рис. 3.2.1), выделенный А.Н. Нееловым (Неелов и др., 1962). Оломоkitский блок занимает западную часть междуречья Олёмма-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.

Парагенезис гранат-двупироксен-амфиболового сланца был использован для определения условий метаморфизма пород Оломоkitского блока. Микрозондовые анализы минералов этого парагенезиса приведён в таблице 3.3.1. Выполненные О.В. Авченко (неопубликованные данные), на основе этих анализов, расчёты температур метаморфизма (по гранат-ортопироксеновому геотермометру И.В. Лаврентьевой, Л.Л. Перчука (Лаврентьева, Перчук, 1991) составляют 840-860°C, а давление (гранат-ортопироксен-плагиоклазовый геотермобарометр Графчикова, Фонарёва, 1991) - 9.2-9.5 кбар. Выше отмечалось, что давление при метаморфизме пород олёмминского комплекса соответствовало 5.5-7 кбар, что существенно ниже давления гранулитового метаморфизма Оломоkitского 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 1.1.1. Авторы работы (Смелов и др., 2009) полагают, что до перемещения в верхние горизонты коры, примерно на рубеже 2.6-2.7 млрд лет породы Оломоkitского блока подверглись складчатой деформации и испытали кульминацию метаморфизма в условиях гранулитовой фации.

При выведении гранулитовых пород Оломокицкого 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). Зондовый анализ амфибола из такого симплектита приведён в таблице 3.3.1. На диаграмме амфиболового геотермобарометра (Мишкин, 1994) условия образования симплектитового амфибола отвечают условиям $T = 620^{\circ}\text{C}$, $P = 6.2$ кбар, что подтверждает тектоническую модель происхождения Оломокицкого блока.

Для двупироксеновых сланцев Оломокицкого блока U-Pb методом по циркону установлен возраст 3150 млн лет (Левченков и др., 1987), что близко к возрасту протолитов плагиогнейсов олёкминского комплекса, указанного в разделе 2.2.2. Sm-Nd модельный возраст гранат-биотитового гнейса составляет 3488 млн лет (Ковач и др., 1995). Химические составы пород Оломокицкого блока представлены в таблице 3.3.2., 3.3.3.

Гиперстеновые плагиогнейсы

Гиперстеновые плагиогнейсы Оломокицкого блока представлены серыми или светлосерыми тонкополосчатыми породами, состоящими из плагиоклаза, кварца, гиперстена, с незначительной примесью клинопироксена, амфибола и биотита. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном и рудными. Содержание SiO_2 в гиперстеновых плагиогнейсах колеблется от 56.7 до 66.16 мас.%. Эти породы относятся к натровому ряду ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$), высокой глинозёмистости ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$ мас.%). Из имеющихся пяти анализов эндербитов на диаграмме $\text{Al}/\text{Fe} - \text{Al}+\text{Fe}/\text{Ca}$ (рис. 3.2.4.) 2 анализа попадают в поле осадочных пород и 3 в поле магматических пород. По содержанию SiO_2 они соответствуют дацитам (таблица 3.3.2.) нормальной щёлочности (рис. 3.2.5.). На классификационной диаграмме Дженсена (Jensen, 1976) анализы этих пород соответствуют известково-щелочной петрохимической серии (рис. 3.2.6.).

Двупироксен-амфиболовые сланцы и амфиболиты

На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ для магматических пород двупироксеновые сланцы и амфиболиты соответствуют породам нормальной щёлочности (рис. 3.2.5), располагаясь в поле II базальтов. На классификационной диаграмме $(\text{Al} - \text{Fe}+\text{Ti}) - \text{Mg}$ (Jensen, 1976) двупироксеновые сланцы и амфиболиты соответствуют базальтам коматиит-толеитовой серии (рис. 3.2.6.). Содержание SiO_2 в толеитовых metabазальтах Оломокицкого 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.%) (таблица 3.3.3.). 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 metabазальта (ан. 6, табл. 3.3.3.) отличается от толеитовых metabазальтов меньшим содержанием $TiO_2=0.6$ мас.% и $Al_2O_3=12$ и более высоким содержанием $MgO = 12.9$ мас.% при магниальности $Mg = 0.7$. Петрохимические отличия толеитовых metabазальтов от коматиитового базальта являются типичными, установленными ранее в базальтах и коматиитах слабометаморфизованных зеленокаменных поясов, что подтверждает правомерность интерпретации исходного состава гранулитовых пород Оломокитского блока. Приведённые данные о соответствии исходных вулканитов Оломокитского блока двум петрохимическим сериям – известково-щелочной и коматиит-толеитовой не противоречит мнению автора о принадлежности их к единому разрезу олёмкинского комплекса, рассмотренного выше.

ГЛАВА 4

РАННЯ СИАЛИЧЕСКАЯ КОРА ПОЗДНЕГО АРХЕЯ

Ранняя сиалическая кора позднего архея распространена 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).

4.1. Сутамский блок

4.1.1. Литолого-петрографический состав пород сутамского комплекса

Анализ имеющихся полевых и опубликованных материалов привел автора (Вовна, 2007) к выводу, что в составе сутамского метаморфического комплекса выделяются две толщи:

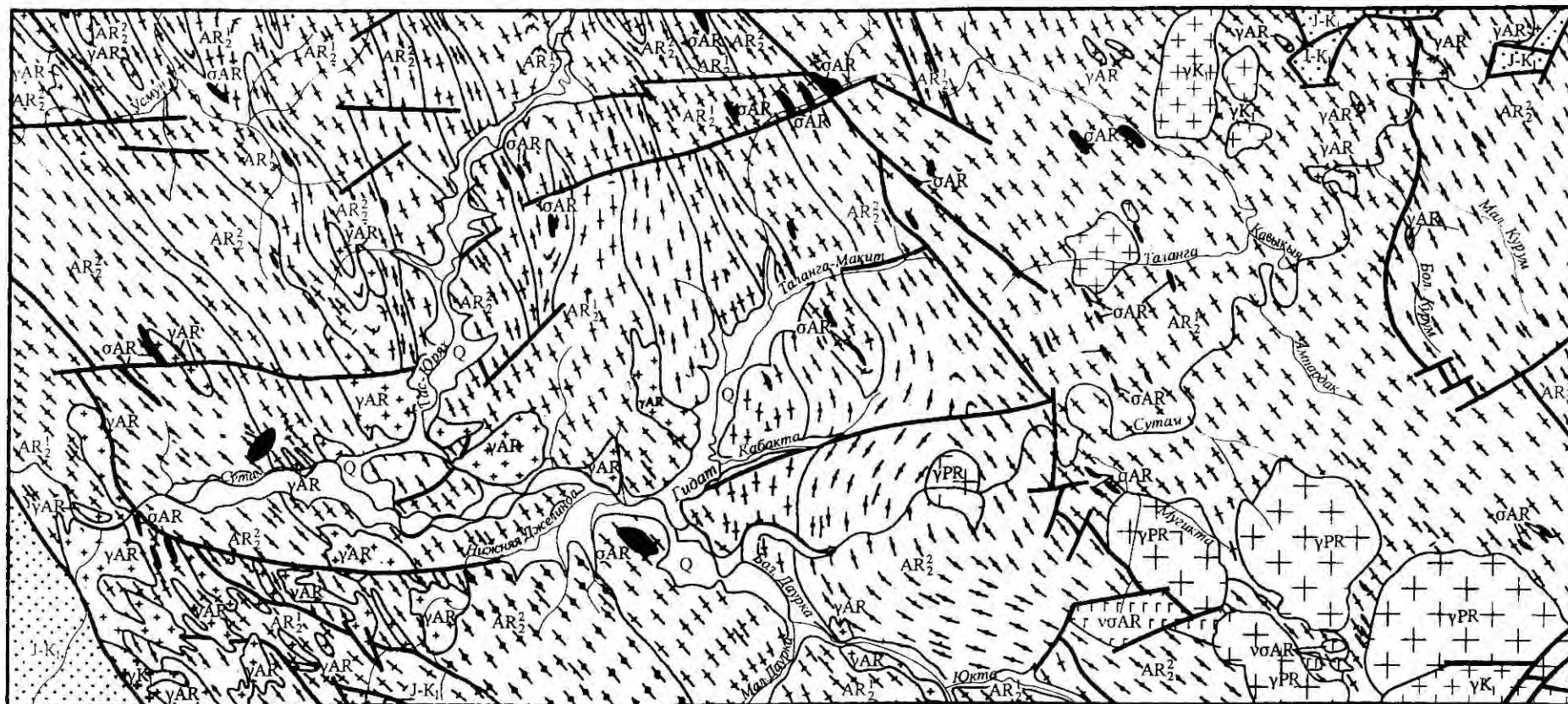
1. Нижняя однородная толща гиперстеновых плагиогнейсов с незначительной долей прослоев метабазитов и метаультрабазитов.
2. Верхняя толща, пестрая по составу, состоящая из гиперстеновых плагиогнейсов с различными гнейсами и кварцитами. (рис. 4.1.2.).

Принятая автором схема стратиграфического расчленения сутамского комплекса наиболее близка ранее опубликованным схемам И.М. Фрумкина (1971), В.М. Никитина и Р.И. Ахметова (1990). Граница между толщами проводится автором настоящей работы по появлению среди эндербитов нижней толщи прослоев гранат-биотитовых плагиогнейсов.

Распространение выделенных автором толщ в пределах Сутамского блока показано на рис. 4.1.1.

Нижняя толща. Породы нижней толщи распространены по р. Гидат, в нижнем течении р. Нижней Желинды, на водоразделах рек Ниж. Желинда - Мал. Даурка и Мал. Даурка - Бол. Даурка, Сутам-Кабакта, и Таланга-Кавыкия, где они слагают ядра антиклиналей и согласно перекрываются породами верхней толщи. Толща отличается монотонностью состава, однообразием строения. В её составе преобладают гиперстеновые плагиогнейсы, (эндербиты), которые содержат прослои (от 1 до 20 м) двупироксеновых, амфибол-пироксеновых, биотит-пироксеновых, гранат-гиперстеновых кристаллических сланцев, а также редкие маломощные прослои кварцитов и гранатсодержащих плагиогнейсов.

Эндербиты обычно имеют мелко- или среднезернистые структуры и серый или темно-серый цвет с зеленоватым оттенком. Их полосчатость подчеркнута меланократовыми маломощными полосами, обогащенными кристаллами гиперстена,



1:400 000

KM 4 0 4 8 12 16 20 KM

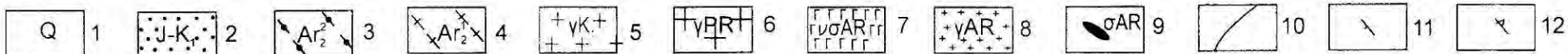




Рис. 4.1.1. Схематическая геологическая карта бассейна р.Сугам

1 - четвертичные отложения (Q); 2 - отложения нижнего мела (K_1); 3 - юрские отложения (J); 4 - 5 - верхнеархейский гранулитовый комплекс: 4 - верхняя толща (AR_2^2), 5 - нижняя толща (AR_2^1); 6 - 7 - гранитоиды: 6 - нижнемеловые (γK_1), 7 - протерозойские (γPR); 8 - протерозойские габброиды ($\gamma \delta PR$); 9 - верхнеархейские метаперидотиты, метапироксениты, метагабброиды (δAR , $\gamma \delta AR$); 10 - верхнеархейские аляскитовые граниты (γAR); 11 - граница нормального стратиграфического и интрузивного контактов; 12 - линия тектонического контакта; 13 - опрокинутое залегание слоев.

Карта составлена с использованием материалов Государственных геологических карт масштаба 1:200000 (1969, 1958), а также результатов исследований В.М. Никитина и Р.И. Ахметова (1990), В.М. Кастрыкиной (1974), М.А. Мишкина и О.В. Авченко (неопубликованные данные).



Рис. 4.1.2. Стратиграфический разрез сутамского комплекса.

- 1 - гиперстеновые плагиогнейсы (эндербиты);
 2 - гранатые и биотит-гранатые гнейсы и плагиогнейсы; 3 - высокоглиноземистые сланцы и гнейсы; 4 - биотитовые сланцы и гнейсы;
 5 - кальциферы и мрамора; 6 - диопсидовые гнейсы и диопсид-флогопитовые породы;
 7 - двупироксеновые сланцы основного и ультраосновного состава; 8 - амфиболиты; 9 - кварциты;
 10 - магнетитовые кварциты.

иногда с присутствием роговой обманки. Местами эндербиты слагают локальные области площадью до 1-2 км, со слабо выраженной гнейсовидностью (субинтрузии). Однако в целом, толща эндербитов имеет слоистый облик.

Наиболее широко породы нижней толщи распространены в пределах Кавыкийской антиклинали, в восточной части изученного района, где они прослеживаются широкой полосой северо-западного простирания в бассейнах рек Курум, Ампардак, Кавыкья, Таланга. Наиболее полно породы нижней толщи обнажены в береговых скальных обнажениях р.р. Кавыкья и Таланга.

Верхняя часть разреза нижней толщи вскрывается в скальных выходах, приуроченных к правым притокам р. Атугей и левым притокам р. Таланга. Здесь обнажаются чередующиеся между собой гиперстеновые, гиперстен-биотитовые, двупироксеновые, амфибол-биотитовые, реже гранатовые и биотит-гранатовые гнейсы и плагиогнейсы.

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 средне-мелкокристаллические породы полосчатой, реже массивной, текстуры. Полосчатость обусловлена чередованием лейкократовых и меланократовых полос мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Структура пород гранобластовая.

В качестве главных минералов эндербиты содержат плагиоклаз (35-50% An, 50-65% модалного 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 только основные сланцы. Кристаллические сланцы этой группы - среднезернистые (редко крупнозернистые) породы с изометричными зернами составляющих их минералов. Сложены сланцы орто- и клинопироксенами, амфиболом, плагиоклазом, реже в них присутствует оливин и биотит. Аксессуары - магнетит, шпинель. Текстура массивная, реже плитчатая.

Двупироксеновые кристаллические сланцы - массивные и нечеткополосчатые породы зеленовато-серого цвета с гранобластовой структурой.

Состоят из плагиоклаза №° 40-62 (40-50%), гиперстена (10-30%), моноклинного пироксена (5-30%).

Амфибол-двупироксеновые и биотит-двупироксеновые кристаллические сланцы отличаются от вышеописанных пород более четкой сланцеватостью (в случае присутствия биотита), темно-зеленой, иногда до черной, окраской. Структура - лепидогранобластовая, нематогранобластовая, гранобластовая. Состав: плагиоклаз (45-55%), гиперстен и клинопироксен (10-20%), буровато-коричневый биотит (5- 15%), бурая 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) прослой среди безгранатовых разностей или чередуются с эндербитами. Гранат равномерно рассеян в породе, иногда образует гнёзда или агрегатные (клинопироксен-гранатовые) скопления. Нередко отмечаются коронарные структуры с каймой клинопироксена вокруг граната.

Верхняя толща. Породы верхней толщи слагают ядра синклиналиных структур, наиболее крупная из которых располагается между водоразделами рек Сутам-Кабакта и Сутам-Юкта. Верхняя толща довольно пестра по литологическому составу. Доминирующими группами пород здесь являются различные плагиогнейсы (гранатовые, биотит-гранатовые), 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.

Для определения возраста сутамского метаморфического комплекса были выполнены Sm-Nd изотопные исследования метаультрабазитов и metabазитов нижней толщи сутамского комплекса в Институте геохимии и аналитической химии РАН. Фигуративные точки для валовых проб указанных пород определяют изохрону с возрастом 3067 ± 130 млн лет, отвечающим времени излияния исходных базальтов толеит-

коматиитовой серии сугамского комплекса (Мишкин и др., 2000). Полученная датировка в пределах ошибки измерения близка к возрасту эндебитов сугамского комплекса - 3131 ± 74 млн лет, полученному по цирконам U-Pb методом (Шемякин и др., 1998). Таким образом метабазиты и эндебиты сугамского комплекса представляют единую в возрастном отношении метабазит-эндебитовую ассоциацию, представляющую раннекоровые образования позднего архея юга Алданского щита.

4.1.2 Геохимические особенности гранулитов и их исходная природа.

Материалы, приведённые в предыдущем разделе свидетельствуют о том, что основной состав нижней толщи сугамского комплекса представлен эндебитами, содержащими не более 10 % по объёму прослоев сланцев основного и ультраосновного состава и редкие прослои гранат-биотитовых плагиогнейсов.

В верхней толще эндебиты составляют около 50% объёма, остальная доля приходится на гранатовые и биотитовые плагиогнейсы и породы явно осадочного происхождения - кварциты, карбонатные и известково-силикатные породы, высокоглинозёмистые гнейсы и сланцы, с которыми они переслаиваются.

По своему составу сугамский комплекс обнаруживает весьма существенное сходство с далдынской и верхнеанабарской сериями Анабарского щита. Детальными исследованиями О.М. Розена с коллегами (1988), было доказано, что исходный состав эндебитового комплекса Анабарского щита представлен вулканогенной толщей среднего и кислого состава, содержащей прослои базальтов. Аналогичного взгляда на природу эндебитовых комплексов Анабарского и Алданского щитов придерживался Б.Г. Лутц (1985). Оба исследователя подчёркивали отсутствие архейских гранитоидных батолитов, комплементарных вулканитам в архее Алданского щита. Однако, несмотря на это, позднее, рядом исследователей (Дук и др., 1986) эндебитовые комплексы Алданского щита были полностью отнесены к интрузивным (инфракрустальным) образованиям и изъяты из стратиграфического разреза архея Алданского щита.

Таким образом, если исходная магматическая природа эндебитоидного комплекса Сугамского блока признаётся всеми исследователями, то в вопросе принадлежности его к интрузивной или вулканической фации существуют разногласия. Автор считает, что геологические признаки однозначно свидетельствуют о вулканической природе эндебитового комплекса Сугамского блока. К этим признакам относятся слоистая структура эндебитовых толщ, параллельная границам сопутствующим им пластов пород явно осадочного происхождения - мраморов, кварцитов, высокоглинозёмистых сланцев (аналоги пелитов) и конформное с ними участие в складчатых структурах. Однако несомненно, что исходным вулканитам соответствовали малые приповерхностные

сингенетичные интрузии, возможности выделения которых в составе гранулитовой толщи весьма ограничены.

В данном разделе рассматривается исходная природа главных групп пород сугамского комплекса на основе их петрохимических и геохимических особенностей

При определении природы метаморфических пород среднего и кислого состава применялись диаграммы В. Шоу (Shaw, 1972), У Денена и Б. Мура (Dennen, Moor, 1971), а также диаграммы Al/Fe – Al+Fe/Ca, предложенная автором, о чём говорилось в главе 3.

На диаграмму Д. Шоу (Shaw, 1972) (рис. 4.1.3.) нанесены породы среднего и кислого состава сугамского комплекса (нижняя и верхняя толщи) (Вовна, 2007). В поле магматических пород на этой диаграмме попали гиперстеновые плагиогнейсы (эндербиты), представляющие главным образом нижнюю толщу. Полю осадочных пород соответствуют гранатовые и биотит-гранатовые, биотитовые и высокоглинозёмистые гнейсы и плагиогнейсы, реже эндербиты представляющие верхнюю толщу.

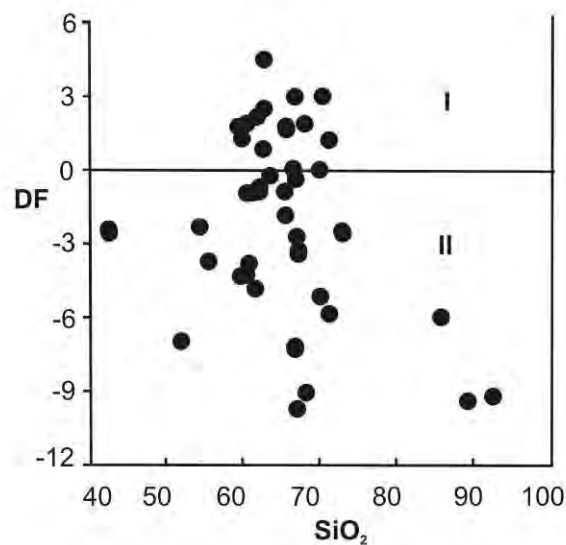


Рис. 4.1.3. Петрохимическая диаграмма для разделения орто- и парагнейсов по Шоу (Shaw, 1972), $DF = 10,44 - 0,21SiO_2 - 0,32Fe_2O_3 - 0,98MgO + 0,55CaO + 1,46Na_2O + 0,54K_2O$.

I – поле магматических пород, II – поле осадочных пород (Вовна, 2007).

На диаграммы У. Денена и Б. Мура (Dennen, Moor, 1971) и Al/Fe – Al+Fe/Ca (настоящая работа) нанесены составы пород нижней толщи сугамского комплекса – эндербиты и гранатовые плагиогнейсы (рис. 4.1.4 и 4.1.5.) (таблица 4.2.1.). Из диаграммы (рис. 4.1.5.) следует, что эндербиты нижней толщи относятся к исходным магматическим породам, а гранатовые плагиогнейсы, образующие в ней единичные прслои к глинистым сланцам. Дальнейшее описание будет касаться только проб получивших на этих диаграммах однозначное толкование магматического происхождения. При подразделении пород магматического происхождения по кремнекислотности использованы градации

принятые в работе (Классификация магматических..., 1997), диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Из этой диаграммы следует, что исходные магматические породы сутамского комплекса относятся к ряду нормальной щёлочности, начиная от ультраосновных до кислых (рис. 4.1.6.).

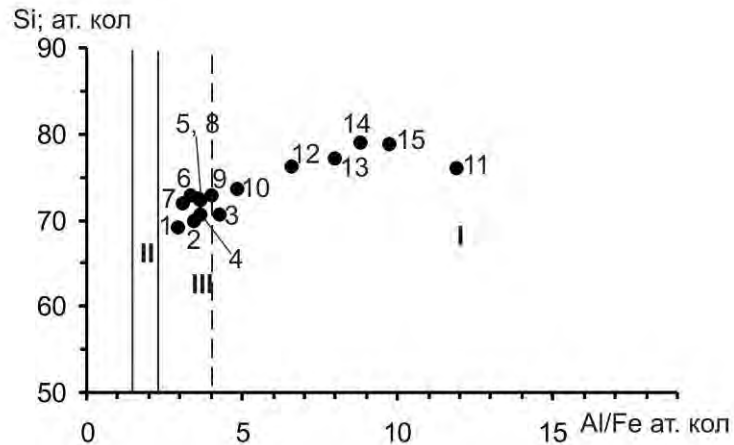


Рис. 4.1.4. Петрохимическая диаграмма для разделения орто и парагнейсов, по Денену и Муру (Dennen, Moor, 1971). $\text{Si}' = \text{Si}/(\text{Si} + \text{Fe} + \text{Al}) \times 100$ ат. кол.

Чёрные точки - составы гранулитов среднего и кислого составов сутамского комплекса; I – поле магматических, II – осадочных пород, III – поле неопределённости

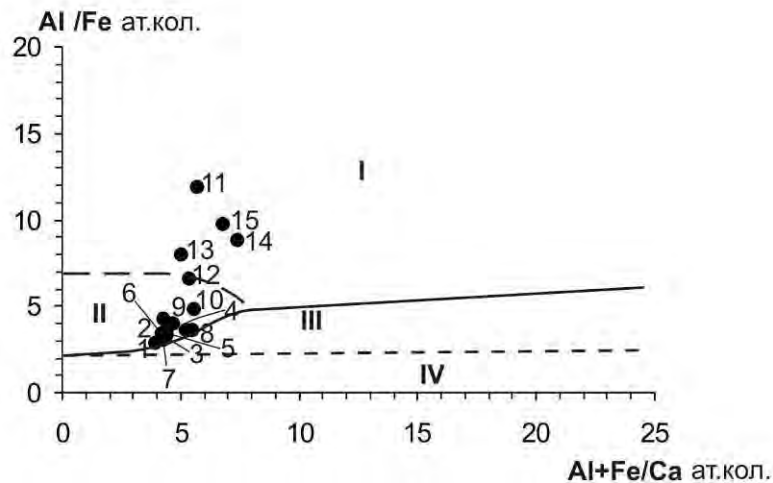


Рис. 4.1.5. Диаграмма $\text{Al}/\text{Fe} - \text{Al} + \text{Fe}/\text{Ca}$ ат. кол. для магматических и осадочных пород среднего и кислого состава ($57-77 \text{ SiO}_2$, мас. %, $\text{CaO} \leq 7$ мас. %, нормальной щёлочности).

I – поле дацитов, II – поле андезитов и дацитов, III – поле глинистых сланцев и граувакк, IV – поле глинистых сланцев. Чёрные точки – гранулиты среднего и кислого состава сутамского комплекса

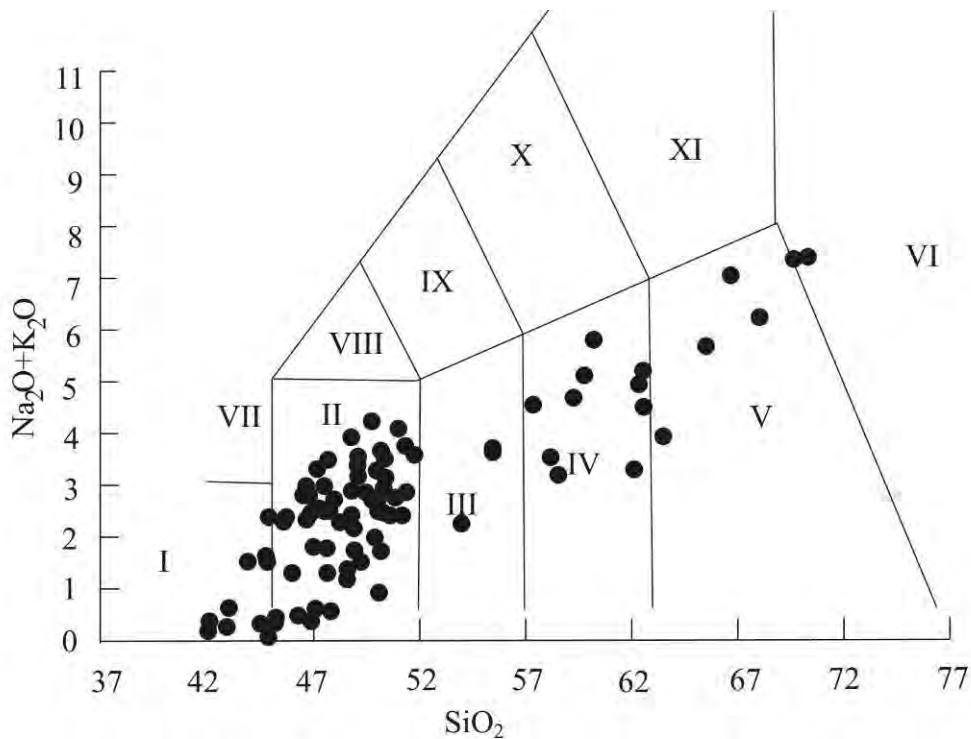


Рис. 4.1.6. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для ортопород сугамского комплекса (черные точки).

Римскими цифрами обозначены поля пород: I – пикробазальты, II – базальты, III – базальтовые андезиты, IV – андезиты, V – дациты, VI – риолиты VII – базаниты, VIII – трахибазальты, IX – базальтовые трахиандезиты, X – трахиандезиты, XI – трахидациты.

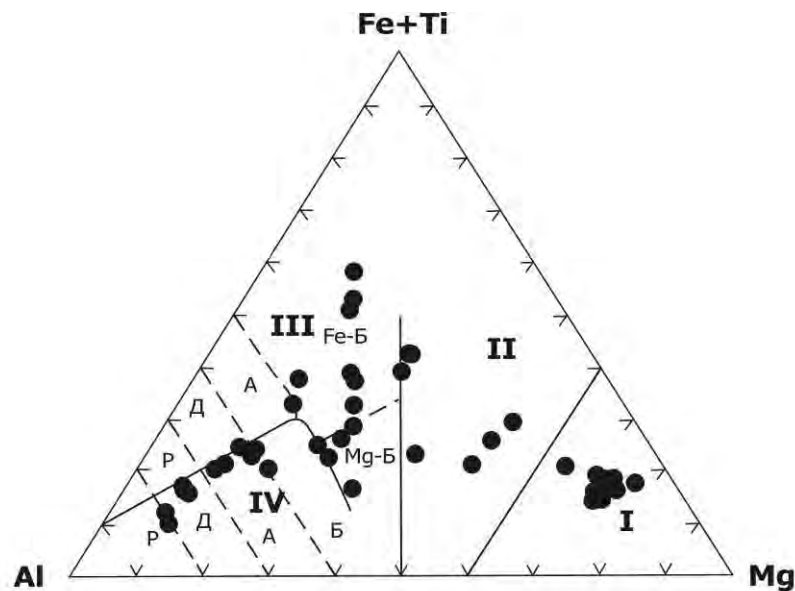


Рис 4.1.7. Классификационная диаграмма $\text{Al} - \text{Fe} + \text{Ti} - \text{Mg}$ (Jensen, 1976) для ортопород Сугамского блока.

Римскими цифрами обозначены поля: I - коматиитов; II - коматиитовых базальтов; III - IV - вулканитов толеитовой и известково-щелочной серий, соответственно. Буквенными символами обозначены поля: P - риолитов; Д - дацитов; А - андезитов; Б - базальтов; Fe-Б, Mg-Б - высокожелезистых и высокомагнезиальных базальтов, соответственно.

Для определения принадлежности выделенного ряда магматических пород на рис. 4.1.6. к определённым петрохимическим сериям использована диаграмма Al-(Fe+Ti) – Mg (Jensen, 1976) (рис. 4.1.7.). Анализ этой диаграммы свидетельствует о том, что породы исходного магматического происхождения сутамского комплекса относятся к известково-щелочной и коматиит-толеитовой сериям (Вовна, 2007).

Рассмотрим петрохимические и геохимические особенности пород выделенных петрохимических серий.

4.1.2.1 Ассоциация метавулканитов известково-щелочной петрохимической серии

Ассоциация метавулканитов этой серии представлена эндербитами. Из диаграммы 4.1.7. следует, что эндербиты представлены исходными андезитами и дацитами, присутствующими примерно в равных количествах. Исходя из этих количественных соотношений выявленных исходных пород в составе рассмотренной ассоциации, в дальнейшем будем её называть исходной андезит-дацитовый ассоциацией известково-щелочной серии. Полученные материалы свидетельствуют о том, что главными корообразующими породами Сутамского блока по исходному составу являлись андезиты и дациты (Вовна, Мишкин, 1999, Вовна, 2007). Представительные анализы пород исходной андезит-дацитовый ассоциации приведены в таблице 4.1.1.

На вариационных диаграммах для пород этой ассоциации намечается корреляционная зависимость петрогенных элементов от SiO₂, и только для K₂O наблюдается разброс точек (рис. 4.1.8.). Однако для всех элементов можно говорить о существовании корреляционных трендов, а в силу этого и о сохранении петрохимических особенностей протолита для основной части изученных образцов пород. Для K в рядах образцов на диаграмме (рис. 4.1.8.) отмечаются низкие содержания не коррелирующие с SiO₂. Наряду с этим, другая часть образцов с аналогичным содержанием SiO₂ обнаруживает повышенные содержания K.

Геохимические исследования гранулитов на разных континентах свидетельствуют о том, что среди них выделяются как обеднённые калием (Lambert, Heier, 1968, Sighinolfi, 1971) так и не обнаруживающие такое обеднение (Barbey, Cuney, 1984, Gray, 1977 и др.). Считается, что отмечаемое низкое содержание K₂O в гранулитах отражает вынос калия флюидной фазой, обогащённой углекислотой при гранулитовом метаморфизме (Хенсен и др., 1987). Можно полагать, что исходные породы при гранулитовом метаморфизме повсеместно испытывают обеднение калием, однако этот процесс выражен неравномерно, во-первых, в связи с неодинаковым проявлением различных факторов флюидного режима

(проницаемости пород, состава флюидов и т.д.), а во-вторых, с существованием различных по калиевости исходных магматических пород.

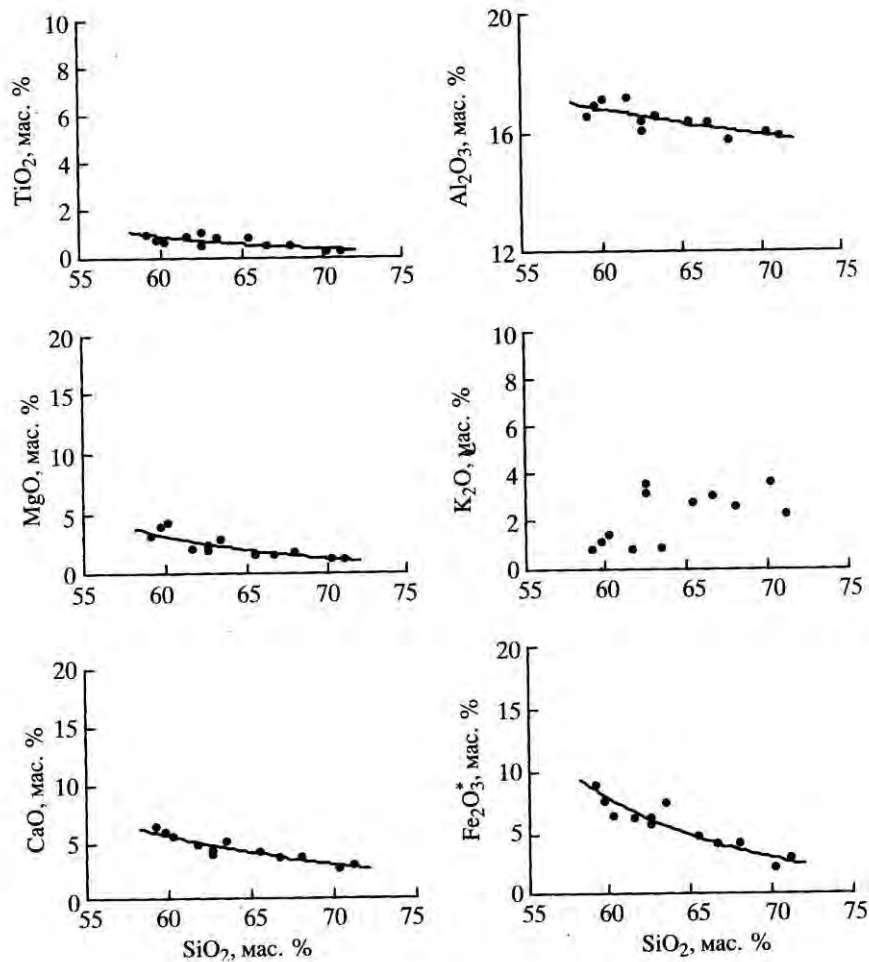


Рис.4.1.8. Вариационные диаграммы для метавулканических пород известково-щелочной серии андезит-дацитовой ассоциации сугамского гранулитового комплекса.

Эндербиты андезитового состава

Эндербиты андезитового состава исходной андезит-дацитовой ассоциации представлены эндербитами с содержанием SiO₂ от 59,72 до 62,72 мас.% (табл. 4.1.1, ан. 4-9). Они относятся к натриевому петрохимическому ряду с отношением Na₂O/K₂O > 1 и обладают высокой глинозёмистостью при Al₂O₃ > 15мас.% и низкой магниальностью, 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 (рис. 4.1.9 А)

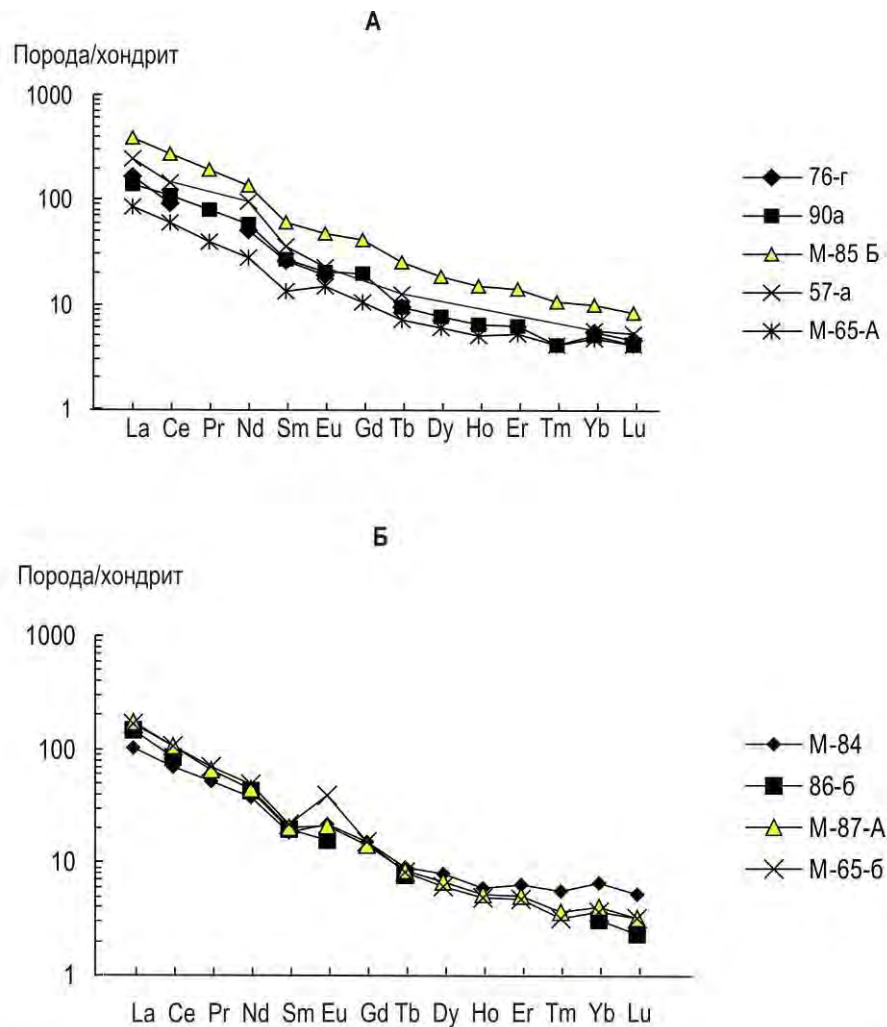


Рис. 4.1.9. Спектры распределения РЗЭ, нормализованных к хондриту С-1 (Evensen, 1978), в метавулканитах андезит-дацитовый ассоциации известково-щелочной серии сутамского комплекса А – метаандезиты, Б – метадациты .

Эндербиты дацитового состава

Метадациты, наряду с метаандезитами являются главной составной частью исходной андезит-дацитовый ассоциации. К метадацитам отнесены разновидности эндербитов содержащие SiO_2 в количестве от 65.1 до 71.54 мас.% (табл. 4.1.1., ан 10-15). Метадациты сутамского комплекса относятся к натровому петрохимическому ряду ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$) нормальной щёлочности и высокой глинозёмистости ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\text{мас.}\%$) (табл. 4.1.1., ан. 10-14). Для них характерна низкая магниальность, варьирующая в узких пределах 40-42. Спектры распределения РЗЭ имеют высокодифференцированный характер $(\text{La}/\text{Yb})_N = 15.65-48.6$. Соотношение ТРЗЭ в метадацитах значительно обеднено: $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 3.35$, что свидетельствует об участии граната в минеральных фазах рестита очага плавления (рис.

4.1.9.Б). Приведённые геохимические данные свидетельствуют о сходстве генетического происхождения исходных андезитов и дацитов сутамского комплекса.

На мультиэлементной диаграмме (рис. 4.1.10.) топология графика распределения элементов примесей в эндербитах сутамского комплекса (табл. 4.1.1., ан. 15) 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.

4.1.2.2. 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. Выборка исследуемых пород представлена только образцами взятыми из прослоев и линз, согласно залегающих среди эндербитов. Вполне вероятно, что часть из этих тел может быть образована не потоками лав, а силлами.

На диаграмме $\text{SiO}_2\text{-(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)}$ сланцы основного и ультраосновного состава относятся к ряду нормальной щелочности (рис. 4.1.6.).

На диаграмме Al-(Fe+Ti)-Mg (Jensen, 1976) (4.1.7.) сланцы основного состава, располагающиеся в полях толеитовых базальтов, образуют с ультраосновными сланцами единый тренд и на основании вышеизложенного выделены в качестве коматиит-толеитовой ассоциации.

Метавулканиты коматиит-толеитовой ассоциации сутамского комплекса по химическому составу соответствуют коматиитам ($\text{MgO} = 32.69\text{-}20.64$ мас.%, коматиитовым базальтам (17.6- 11.26 мас.% MgO), толеитовым базальтам (7.9-4.2 мас.% MgO) (табл. 4.1.2.) (Вовна, 2007).

Содержание главных петрогенных элементов в метавулканитах коматиит-толеитовой ассоциации Сутамского гранулитового комплекса за исключением K,

отражают, в общем, корреляционную зависимость от MgO, что может свидетельствовать о сохранении главных особенностей магматических соотношений между ними (рис. 4.1.11). Отклонения отдельных точек от корреляционного тренда для K₂O свидетельствует, вероятно, о локальных проявлениях метасоматических процессов в зонах повышенной проницаемости для метаморфизирующих флюидов.

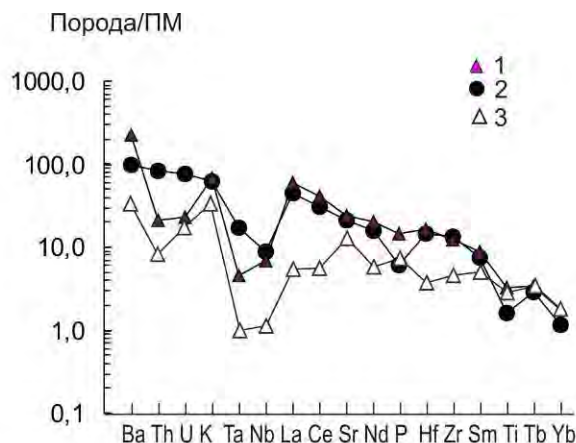


Рис. 4.1.10. Мультиэлементная диаграмма для гиперстеновых плагиогнейсов Сутамского блока.

1 – гиперстеновые плагиогнейсы Сутамского блока, 2 – состав архейских «серых гнейсов» фундамента платформ (Martin, 1994), 3 – состав андезит-дацитовых пород океанической дуги Тонга-Кермадек (Брайан, 1983, Turner et al., 2012).

Нормализовано по составу примитивной мантии (ПМ).

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 (табл. 4.1.2.)

В коматиитовых metabазальтах наблюдается увеличение содержаний TiO_2 (0.48-0.99 мас.%), Al_2O_3 (10.99-12.15 мас.%) и CaO (8.69-10.23 мас.%) отношения Al_2O_3/TiO_2 в них составляют 12.27-22.89.

Концентрации MgO в толеитовых metabазальтах колеблются в пределах 8.7-4.2 мас.%. При уменьшении содержания MgO в породах происходит увеличение одержаний Al_2O_3 и TiO_2 .

Обратной корреляцией TiO_2 с MgO вызвано уменьшение отношения Al_2O_3/TiO_2 , величины которого, в среднем, для толеитовых metabазальтов составляет 11.52, что значительно ниже хондритового (табл.4.1.2).

Спектры распределения РЗЭ метакоматиитов заметно обогащены легкими РЗЭ $(La/Yb)_N = 1.9-4.8$ (рис. 4.1.12a). Отмечаются отрицательные Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 0.6-0.8$). Отрицательная Eu аномалия может свидетельствовать о восстановительных условиях магматического процесса. В восстановительных условиях Eu^{+2} остается в фракционирующих минералах и отделяющийся расплав будет обеднен Eu.

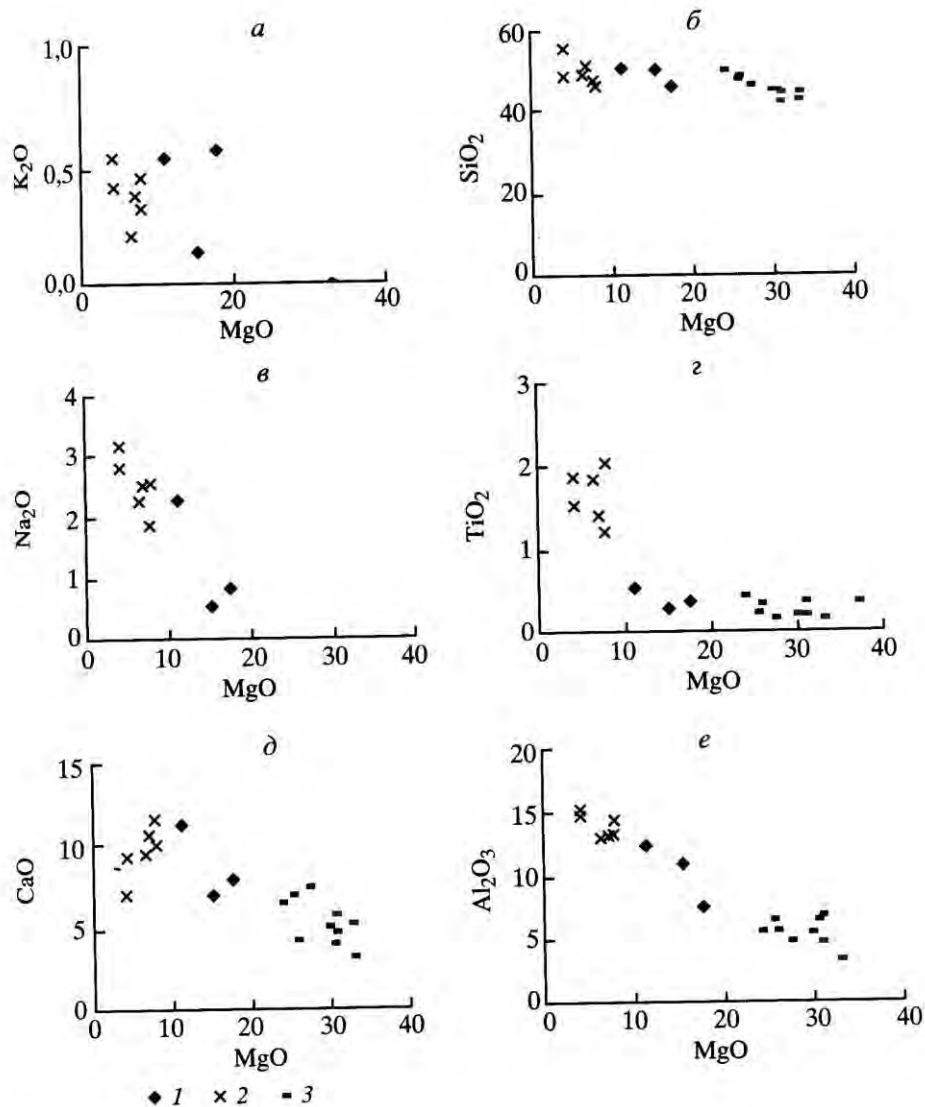


Рис. 4.1.11. Вариационные диаграммы петрогенных оксидов для метавулканитов коматиит-толеитовой серии сутамского гранулитового комплекса.

1 - коматиитовые metabазальты, 2 - толеитовые metabазальты, 3 – коматииты.

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.4.1.14).

Коматиитовые metabазальты слабо обогащены ЛРЗЭ: $(La/Yb)_N = 1.93-3.13$ (рис. 4.1.12.б). Коматиитовые metabазальты сутамского комплекса отличаются от метакоматиитовых базальтов о. Горгона повышенными содержаниями Ba, Th, U, K, La, Ce, Sr, Nd и отрицательной аномалией P (мультиэлементная диаграмма) (рис.4.1.14).

Среди толеитовых metabазальтов по спектрам распределения РЗЭ выделено две группы. Толеитовые metabазальты 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 метабазах второй группы $(La/Yb)_N = 0.7$ (рис.4.1.12.в).

Мультиэлементный спектр для двупироксеновых сланцев, соответствующих по составу толеитовым базальтам первой группы, нормированный по примитивной мантии (рис. 4.1.13.) резко отличаются от N-MOR базальтов Тихого океана более высокими содержаниями Ba, K, La, Ce.

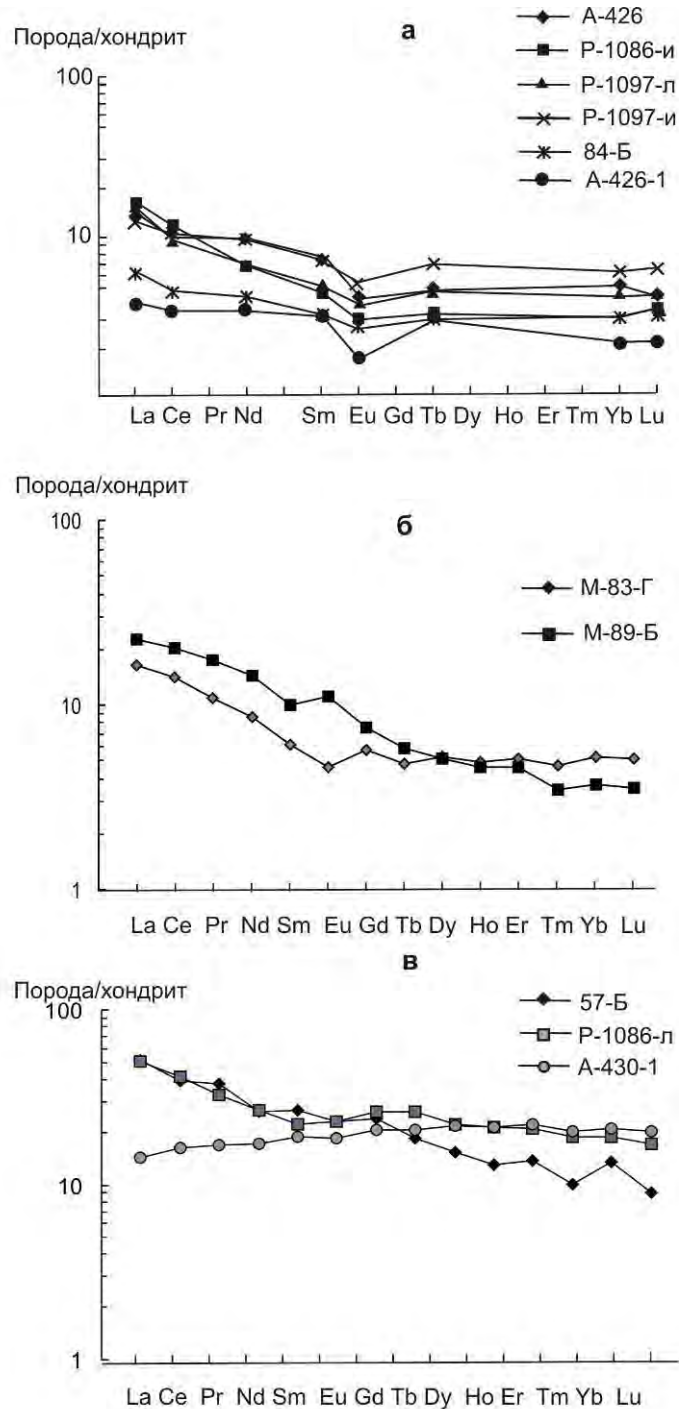


Рис. 4.1.12. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту С-1 в метавулканитах коматиит-толеитовой серии сутамского гранулитового комплекса.

а – метакоматииты, б – коматиитовые метабазаьты, в - толеитовые метабазаьты

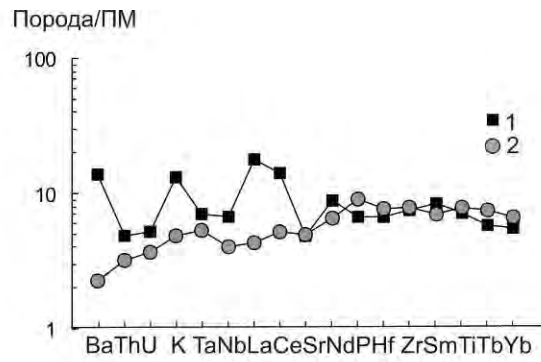


Рис. 4.1.13. Мультиэлементный спектр двупироксеновых сланцев сутамского комплекса, соответствующих по составу толеитовым базальтам – 1; Для сравнения показаны спектры толеитовых базальтов N-MOR (Chauvel, Brithert-Toff, 2001, Говоров и др., 1996) - 2.

Нормировано по составу примитивной мантии (Mc.Donough et al., 1991).

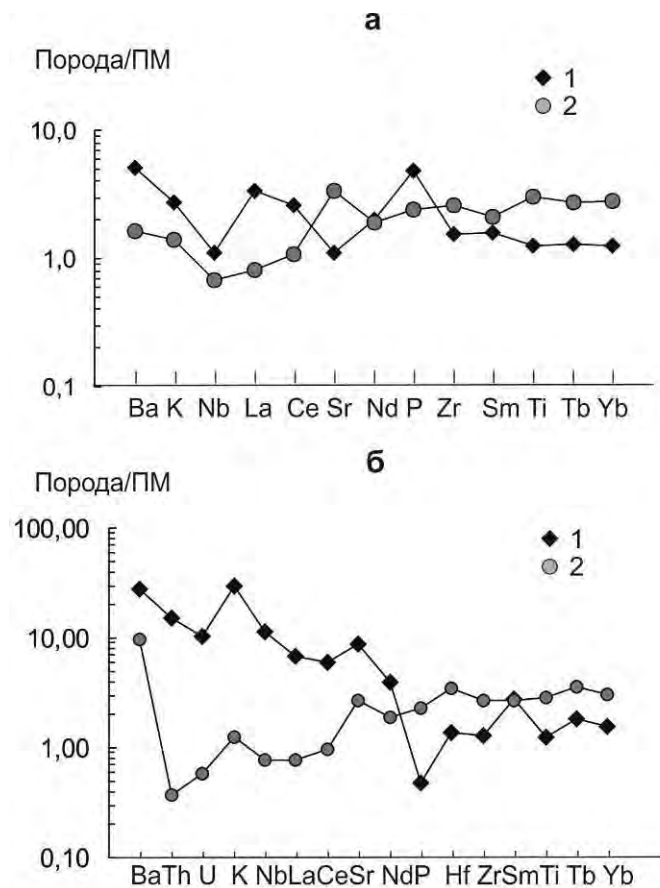


Рис. 4.1.14. Мультиэлементные диаграммы для ультраосновных двупироксеновых сланцев сутамского комплекса.

а: 1 – метакоматииты; 2 – коматииты о. Горгона, Тихий океан (Jochum et al., 1999, Kerr et al., 1996); **б:** 1 – коматиитовые метабазальты; 2 – коматиитовые базальты о. Горгона, Тихий океан ((Jochum et al., 1999, Kerr et al., 1996)

4.2. Курультинский блок

4.2.1. Литолого-петрографический состав Курультинского комплекса.

Геологическое строение центральной части Курультинского блока приведено на рис. 4.2.1. Курультинский блок сложен гранулитовыми породами выделенными Е.П. Миронюком (Е.П. 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 прослойки двупироксеновых сланцев и амфиболитов. Среди пород каруракской свиты отмечаются двупироксен-оливин-амфиболовые сланцы ультраосновного состава (Панченко, 1985). В верхней части иманграканской свиты отмечаются прослойки 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, рассматриваемой в качестве метабазит-эндербитовой ассоциации.

Вышележащая зверевская свита по данным Е.П. Миронюка резко отлична от нижней части разреза. В её составе преобладают биотит-гранатовые плагиогнейсы, содержащие прослойки гиперстеновых плагиогнейсов, двупироксеновых сланцев. Реже отмечаются гранат-силлиманитовые гнейсы, кварциты, в том числе магнетитовые и кальцифиры. Нетрудно заметить, что 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

Химические составы пород курультинского комплекса представлены в таблицах 4.2.1. и 4.2.2.. Для определения исходной природы пород среднего и кислого состава (табл. 4.2.1.), как и ранее использованы петрохимические диаграммы Деннена и Мура (Dennen, Moor, 1971) (рис. 4.2.2.) и авторская диаграмма $Al/Fe - Al+Fe/Ca$ (рис. 4.2.3.). На диаграмме (рис. 4.2.2.) часть пород определяется как исходные магматические, другие не имеют определённого решения. На диаграмме $Al/Fe - Al+Fe/Ca$ из числа этих проб две: № 1 и № 4 определены как имеющие осадочное происхождение, остальные – магматическое (рис. 4.2.3.). На классификационной диаграмме TAS (рис. 4.2.4.) гранулитовые породы магматического происхождения располагаются в полях пород нормальной щёлочности.

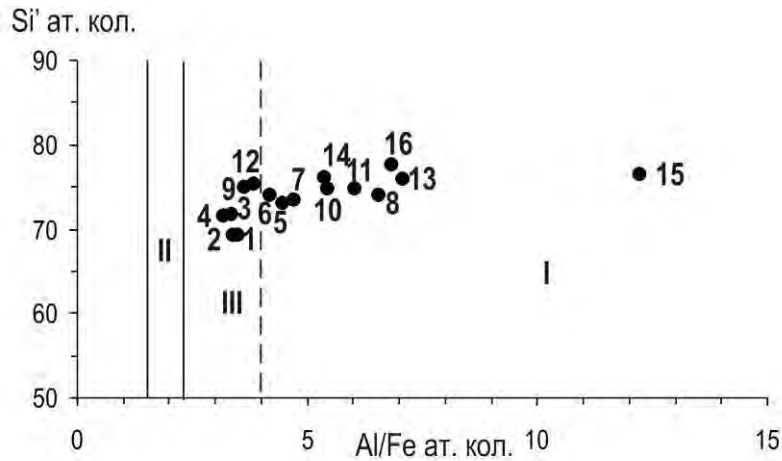


Рис.4.2.2. Петрохимическая диаграмма для разделения орто- и парагнейсов, по Денену и Муру (Dennen, Moog, 1971). $Si' = Si/(Si + Fe + Al) \times 100$ ат.кол.

Чёрные точки – составы гранулитов среднего и кислого составов курультинского комплекса; I – поле магматических, II – поле осадочных пород, III – поле неопределённости.

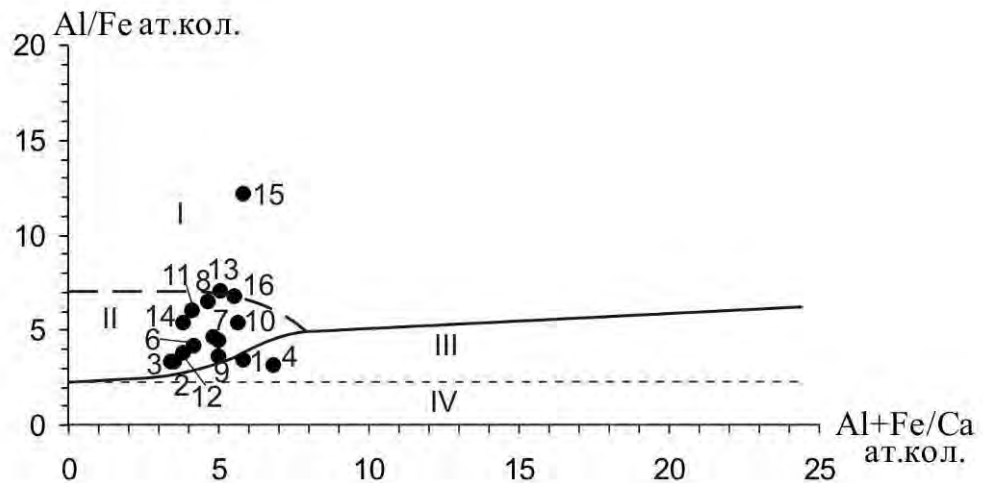


Рис. 4.2.3. Диаграмма $Al/Fe - Al+Fe/Ca$ ат.кол. для магматических и осадочных пород среднего и кислого состава ($57-77 SiO_2$, мас. %, $CaO \leq 7$ мас.%, нормальной щёлочности).

I – поле дацитов, II - поле андезитов и дацитов, III – поле глинистых сланцев и граувакк, IV – поле глинистых сланцев. Чёрные точки – гранулиты среднего и кислого состава курультинского комплекса

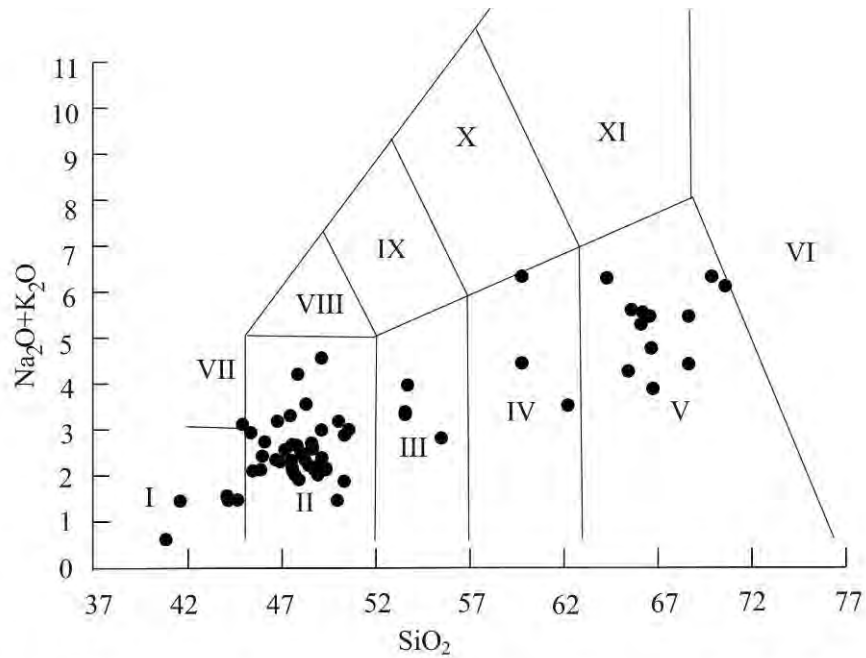


Рис. 4.2.4. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для ортопород курультинского гранулитового комплекса (Классификация... 1997)

Римскими цифрами обозначены поля пород: I - пикробазальты, II - базальты, III - базальтовые андезиты, IV - андезиты, V - дациты, VI - риолиты VII - базаниты, VIII - трахибазальты. IX - базальтовые трахиандезиты. X - трахиандезиты. XI - трахидациты.

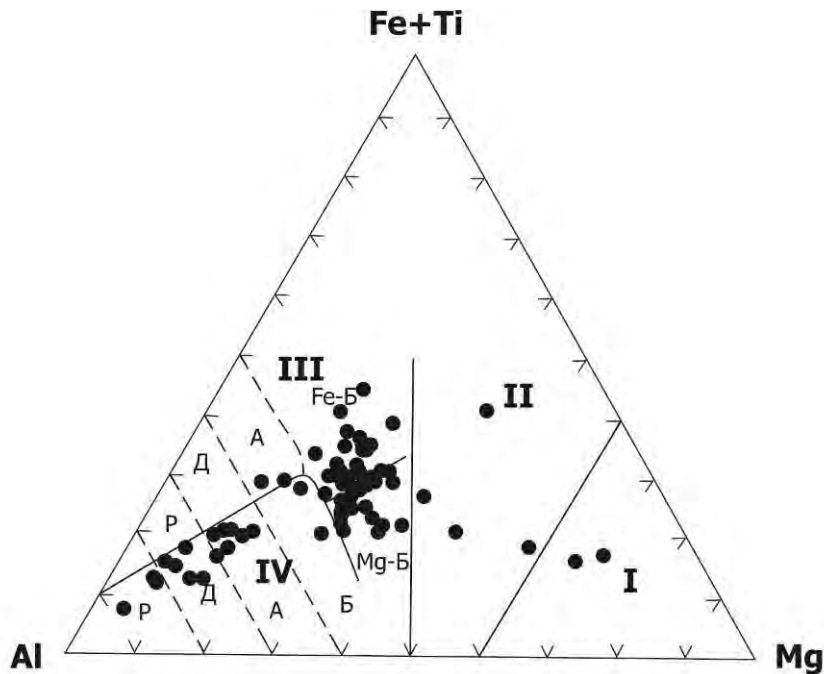


Рис. 4.2.5. Классификационная диаграмма $\text{Al} - (\text{Fe} + \text{Ti}) - \text{Mg}$ (Jensen, 1976).

Точками обозначены составы гранулитовых пород курультинского комплекса.

Римскими цифрами обозначены поля: I – коматиитов, II – коматиитовых базальтов, III-IV - вулканитов толеитовой и известково-щелочной серии, соответственно. Буквенными символами обозначены поля: P – риолитов, Д – дацитов, А – андезитов, Б – базальтов (Fe-Б, Mg – Б – высокожелезистых и высокомагнезиальных, соответственно)

Из классификационной диаграммы Дженсена (Jensen, 1976) (рис. 4.2.5.) следует, что исходные магматические породы супракрустального курультинского комплекса соответствуют известково-щелочной и коматиит-толеитовой петрохимическим сериям.

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

Метавулканыты известково-щелочной серии

В составе метавулканиитов этой серии преобладают дациты и андезиты, при незначительном распространении базальтов (двупироксеновых сланцев) (рис. 4.2.5). Представительные анализы дацитов и андезитов приведены в табл. 4.2.1. Эндербиты андезитового состава характеризуются содержаниями SiO_2 59.91-62.33 мас.%. (табл. 4.2.1.). Они относятся к натриевому петрохимическому ряду с отношениями $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 5.86-6.1 (табл. 4.2.1.) с высокой глинозёмистостью при содержаниях Al_2O_3 равных 16.07-17.32 мас.% (табл. 4.2.1.). Магнезиальность в метаандезитах варьирует в пределах 0.40-0.46 (табл. 4.2.1.). Спектр распределения РЗЭ в метаандезитах характеризуется умеренной степенью дифференциации при $(\text{Ce}/\text{Yb})_N = 3.88$. Эндербиты дацитового исходного состава являются преобладающими породами в составе курультинского комплекса. Содержание SiO_2 в них составляет 64.35-70.69 мас.%. Они относятся к натриевому петрохимическому ряду с отношениями $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 2.10-14.28$, при содержаниях глинозёма 14.63-16.94 мас.% и железистости 0.29-0.51.

Спектры распределения РЗЭ в метадацитах варьируют от умеренно до высокодифференцированных с отношениями $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ равными 3.9 и 15.9, соответственно (рис. 4.2.6).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 4.2.7.) 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 вулканиитами океанической дуги Тонга-Кермадек гиперстеновые плагиогнейсы курультинского комплекса отличаются повышенными содержаниями Ba, Th, U, La, Ce, Hf, Zr и меньшей глубиной Ta-Nb минимума.

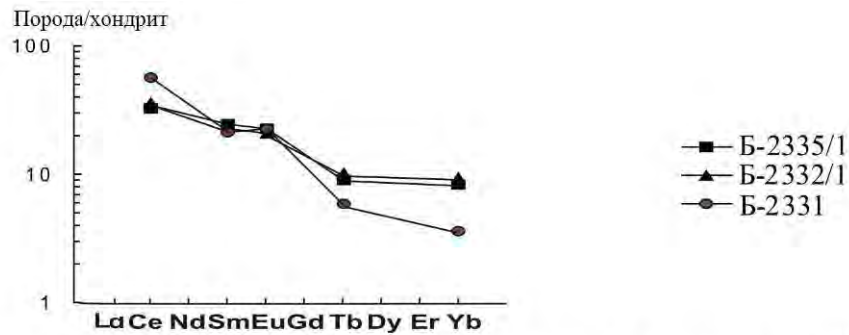


Рис. 4.2.6. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту С-1 (Evensen et al., 1978) в метавулканитах андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной серии курультинского гранулитового комплекса.

Б-2335/1 – гиперстеновый плагиогнейс андезитового состава, Б-2332/1, Б-2331 – гиперстеновые плагиогнейсы дацитового состава

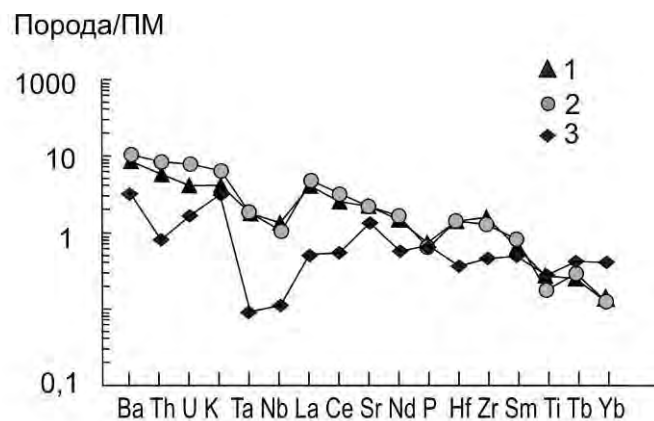


Рис. 4.2.7. Мультиэлементная диаграмма для гиперстеновых плагиогнейсов Курультинского блока.

1 – гиперстеновые плагиогнейсы Курультинского блока. 2 – состав архейских «серых гнейсов» фундамента платформ (Martin, 1994), 3 – состав андезит-дацитовых пород океанической дуги Тонга-Кермадек (Брайан, 1983 Turner et al., 2012). Нормализовано по составу примитивной мантии (ПМ).

Метавулканы коматиит-толеитовой серии

В составе метавулканитов этой серии установлены толеитовые metabазальты (двупироксеновые сланцы), коматиитовые metabазальты и метакоматииты (двупироксеновые, двупироксен-оливиновые сланцы) (рис. 4.2.5). Метавулканы коматиит-толеитовой серии выделены в качестве исходной коматиит-толеитовой ассоциации. Представительные породы этой ассоциации приведены в табл. 4.2.2. В метатолеитах содержания SiO_2 варьируют в пределах 46.09-50.23 мас.%, Al_2O_3 – 13.53-21.13 мас.%, MgO – 5.84-8.68 мас.%, TiO_2 – 0.59-1.27 мас.%, отношение щелочей $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в толеитовых metabазальтах варьирует в пределах 1.92-19.75. Магнезиальность толеитовых metabазальтов составляет 0.39-0.57 (табл. 4.2.5). По характеру спектров

распределения РЗЭ среди метатолеритов выделяется две группы. Для метатолеритов первой группы характерно обогащение ЛРЗЭ: $(Ce/Yb)_N = 2.2-4.5$ (обр.8, 28, табл.4.2.2). Метатолериты второй группы характеризуются обеднением ЛРЗЭ: $(La/Yb)_N = 0,7$ (рис.4.2.8).

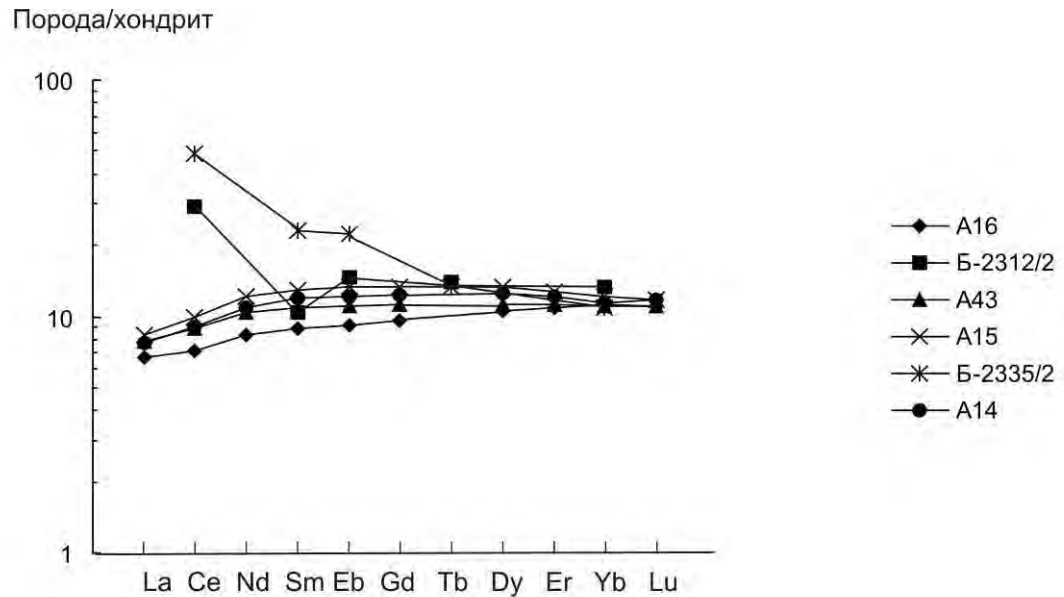


Рис. 4.2.8. Спектры распределения РЗЭ, нормализованных к хондриту С-I (Evensen et al., 1978) в двушироксеновых сланцах (метатолеритах) курультинского комплекса.

Следует отметить, что подобные две группы по спектрам распределения выделены среди метатолеритов описанного выше сутамского комплекса, что подчёркивает схожесть происхождения их исходных протолитов. На диаграмме Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2008) метатолериты курультинского комплекса соответствуют плюмовым источникам (рис. 4.2.9).

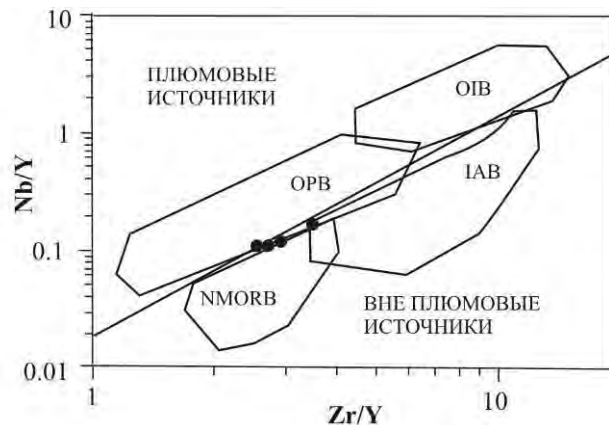


Рис. 4.2.9. Диаграмма Nb/Y-Zr/Y для толеритовых metabазальтов курультинского гранулитового комплекса.

Коматиитовые metabазальты соответствуют высокомагнезиальным сланцам с содержанием MgO в интервале 10-18 мас.%. Содержание MgO в них варьирует в интервале 10.4-13.56 мас.% (табл. 4.2.2.), а магнезиальность 0.6-0.7.

Метакоматииты курультинского комплекса соответствуют петрохимическим требованиям международной классификации (Классификация магматических..., 1997). Содержание MgO составляет в них > 18 мас.%, TiO₂ < 1 мас.%, Na₂O/K₂O < 1 мас.%, Магнезиальность метакоматиитов варьирует в пределах 0.77-0.8, что заметно выше, чем в коматиитовых metabазальтах. Отношения Al₂O₃/ TiO₂ свидетельствуют о том, что среди метакоматеитов выделяются деплетированный Al тип (Al₂O₃/ TiO₂ = 12.03-13.8, ан 2, 3 табл. 4.2.2) и обогащённый Al тип (Al₂O₃/ TiO₂ = 33-35, табл. 4.2.2, ан 1, 4, 5, 6). В отличие от сугамского комплекса, в метакоматеитах курультинского комплекса не установлен промежуточный недеплетированный Al тип коматиитов, что, вероятно, объясняется недостаточностью количества изученных образцов.

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. 2.1., 2.2.)

5.1 Восточно-Алданская гранулит-гнейсовая область

В составе Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой области выделены два блока – Джугджурский и Суннагинский (рис. 2.1. и 2.2).

5.1.1. Джугджурский блок

5.1.1. Литолого-петрографический состав пород джугджурского комплекса

Автор настоящей работы на основании анализа собственных и опубликованных материалов (гл. 2), разделил метаморфический комплекс Джугджурского блока 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. Распространение этих толщ в пределах изученного района показано на рис. 5.1.1. Нижняя толща выделена в качестве metabазит-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

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

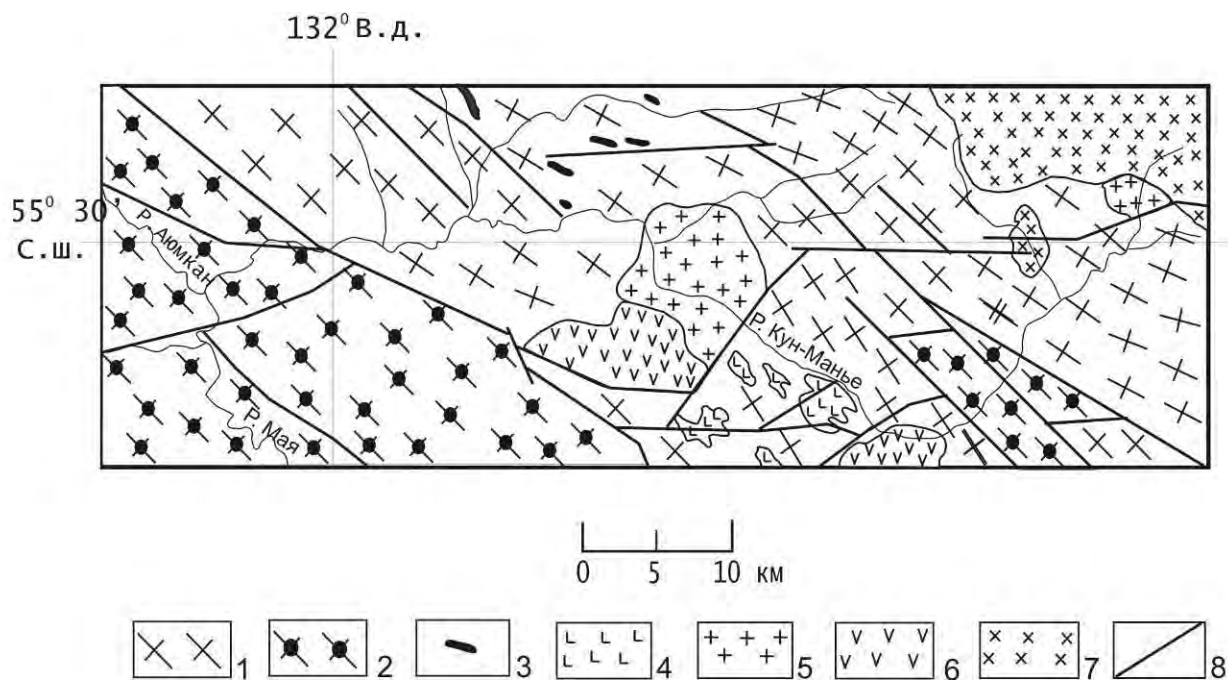


Рис. 5.1.1. Схематическая геологическая карта района исследований (составлена с использованием Геологической карты СССР, масштаб 1:200000, листы N-53-I, N-52-VI и полевых наблюдений А.М. Ленникова, Р. А. Октябрьского, М.А. Мишкина).

1, 2 - джугджурский гранулитовый комплекс: 1 - гранулиты нижней толщи (эндербиты, метабазиты), 2 - гранулиты верхней толщи (глиноземистые гнейсы, эндербиты, метабазиты, кальцифиры), 3-5 - метаинтрузивные образования нижнего протерозоя: 3 - метагипербазиты и базиты, 4 - анортозиты, 5 - граниты, 6 - образования платформенного чехла, 7 - меловые гранитоиды, 8 - тектонические нарушения.

На дискриминантной диаграмме (рис. 5.1.2) гиперстенные плагиогнейсы среднего и кислого состава метабазит-эндербитовой ассоциации джугджурского комплекса располагаются в поле магматических пород и поле неопределённости.

На диаграмме $Al/Fe - Al+Fe/Ca$ (рис.5.1.3) пробы № 11 и 12 (табл. 5.1.1.) соответствуют полю глинистых сланцев и граувакк, остальные соответствуют магматическим породам.

На классификационной диаграмме $Na_2O+K_2O-SiO_2$ (рис. 5.1.4) для вулканитов [17] составы гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации располагаются, главным образом, в полях пород нормальной щёлочности, начиная от ультраосновных пород до дацитов. Единичные пробы соответствуют базальтовым трахиандезитам.

На классификационной диаграмме $Al-(Fe+Ti)-Mg$ (Dennen, Moore, 1971) (рис. 5.1.5) гранулиты исходного магматического состава располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий.

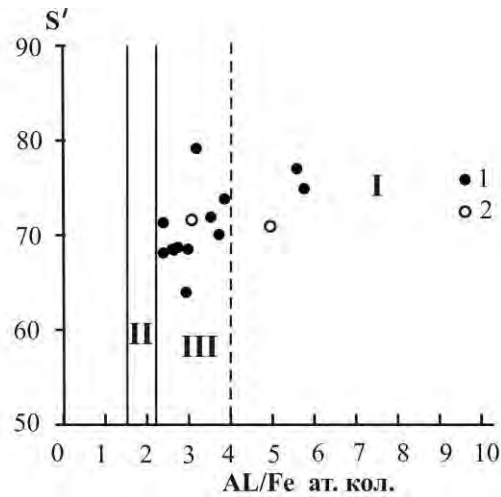


Рис. 5.1.2. Петрохимическая диаграмма для разделения орто- и парагнейсов, по Деннену и Муру (Dennen, Moore, 1971) $S' = Si/(Si + Fe + Al) \times 100$.

1 - составы гранулитов джугджурского, 2 - суннагинского комплексов, I - поле магматических, II - осадочных пород, III - поле неопределённости.

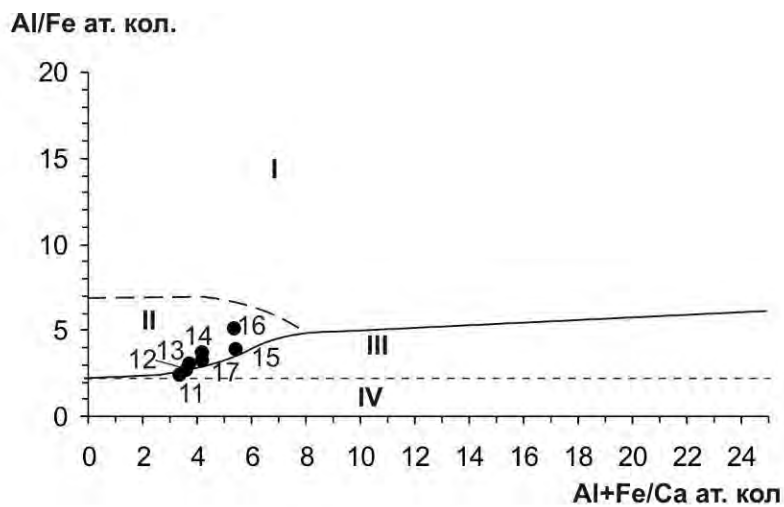


Рис. 5.1.3. Диаграмма $Al/Fe - Al+Fe/Ca$ ат. кол. для магматических и осадочных пород среднего и кислого состава ($57-77 SiO_2$, масс.%, $CaO \leq 7$ мас.%, нормальной щёлочности).

I - поле дацитов, II - поле андезитов и дацитов, III - поле глинистых сланцев и граувакк, IV - поле глинистых сланцев. Чёрные точки - гранулиты среднего и кислого состава джугджурского комплекса.

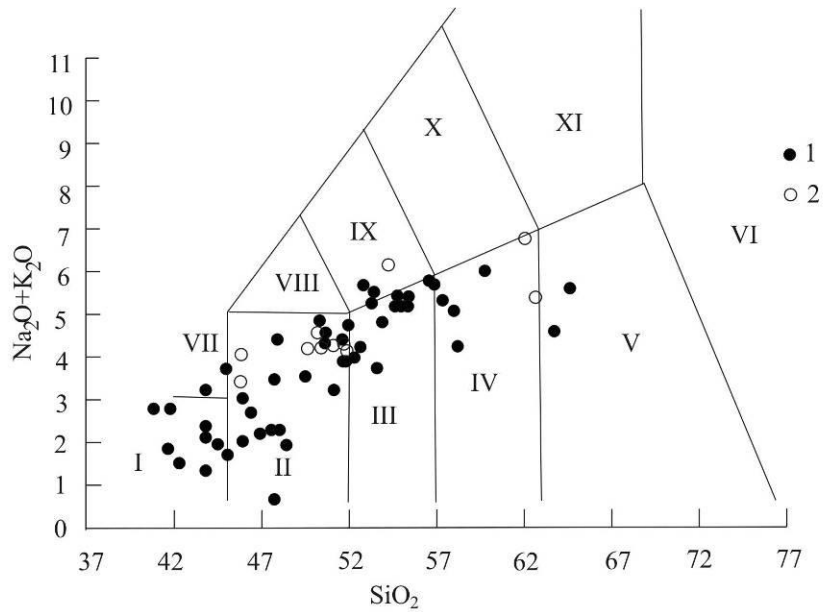


Рис. 5.1.4. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Классификация магматических..., 1997) для ортопород джугджурского (1) и суннагинского (2) гранулитовых комплексов. Римскими цифрами обозначены поля пород: I - пикробазальты, II - базальты, III - базальтовые андезиты, IV - андезиты, V - дациты, VI - риолиты, VII - базаниты, VIII - трахибазальты, IX - базальтовые трахиандезиты, X - трахиандезиты, XI - трахидациты.

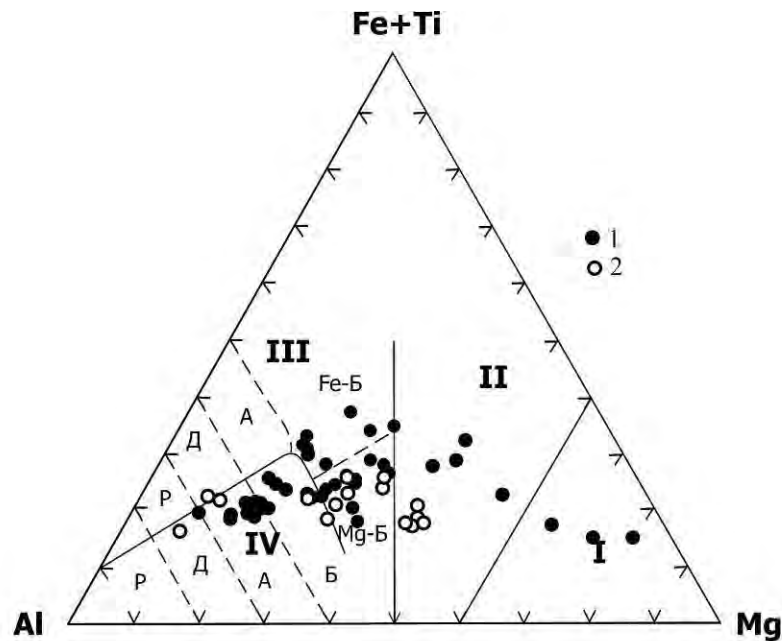


Рис. 5.1.5. Классификационная диаграмма Al - (Fe + Ti) - Mg. (Jensen et al., 1976) Составы гранулитов джугджурского – и суннагинского - 2 комплексов.

Римскими цифрами обозначены поля: I - коматиитов; II - коматиитовых и высокомагнезиальных базальтов; III-IV - вулканитов толеитовой и известково-щелочной серии соответственно. Буквенными символами обозначены поля: P – риолитов, Д – дацитов, А – андезитов, Б – базальтов (Fe-Б, Mg-Б – высокожелезистых и высокомагнезиальных соответственно).

Метавулканыты известково-щелочной серии

В составе вулканитов этой серии установлены метабазалты, метаандезитобазалты (двупироксеновые сланцы), метаандезиты и метадациты (гиперстеновые плагиогнейсы - эндербиты). На этом основании метавулканыты известково-щелочной серии выделены в качестве исходной базальт-андезит-дацитово́й ассоциации. Представительные анализы пород этой ассоциации приведены в табл. 5.1.1. Метабазалты и метаандезитобазалты относятся к высокоглинозёмистым разностям ($Al_2O_3 > 15$ мас. %). Спектры распределения РЗЭ представлены на рис. 5.1.6.а. Для них характерно умеренное обогащение легкими РЗЭ $(La/Yb)_N = 12.7-6.6$. Сходной топологией спектров распределения РЗЭ характеризуется андезитобазалты, отличаясь несколько повышенным содержанием лёгких РЗЭ (рис. 5.1.6 б).

Метаандезиты (эндербиты) по спектру распределения РЗЭ характеризуются умеренной дифференциацией РЗЭ: $(La/Yb)_n = 5-13$ и наличием слабых Eu аномалий (рис. 5.1.6 в).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 5.1.7) гиперстеновые плагиогнейсы сходны с «серыми гнейсами» архея основания щитов (Martin, 1994), отличаясь пониженным содержанием Th и U, что характерно для пород гранулитовой фации (см. гл. 1). Следует напомнить, что диаграмма Мартина составлена для серых гнейсов – пород амфиболитовой фации. В сравнении с андезит-дацитовыми вулканитами океанической дуги Тонга-Кермадек гиперстеновые плагиогнейсы джугджурского комплекса отличаются повышенными содержаниями Ba, K, Ta, Nb, La, Ce, Nd, P, Hf, Zr и меньшей амплитудой Ta-Nb минимума.

Метавулканыты коматиит-толеитовой серии

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

Толеитовые метабазалты

Представительные анализы толеитовых метабазалтов (двупироксеновые сланцы) приведены в таблице 5.1.2. Концентрации MgO в толеитовых метабазалтах колеблются в пределах 5.1-8.2 (табл. 5.1.2, ан. 12, 15-19), при магнезиальности $(Mg \# = Mg/Mg+Fe)$ 0.42-0.63. Толеитовые метабазалты характеризуются умеренно дифференцированным распределением РЗЭ, $(La/Yb)_N = 4-10.6$, при примерно 50-кратном увеличении лёгких РЗЭ по отношению к хондриту (рис. 5.1.8 А). На мультиэлементной диаграмме (рис. 5.1.9.) метатолеиты метабазит-эндербитовой ассоциации отличаются от толеитовых базалтов MORB Тихого океана повышенным содержанием Ba, Th, Nb, La, Ce, Nd, P, что, вероятно, косвенно характеризует геохимические особенности корообразующей мантии рассматриваемого региона. Показательно низкое содержание U, подвижного при гранулитовом метаморфизме.

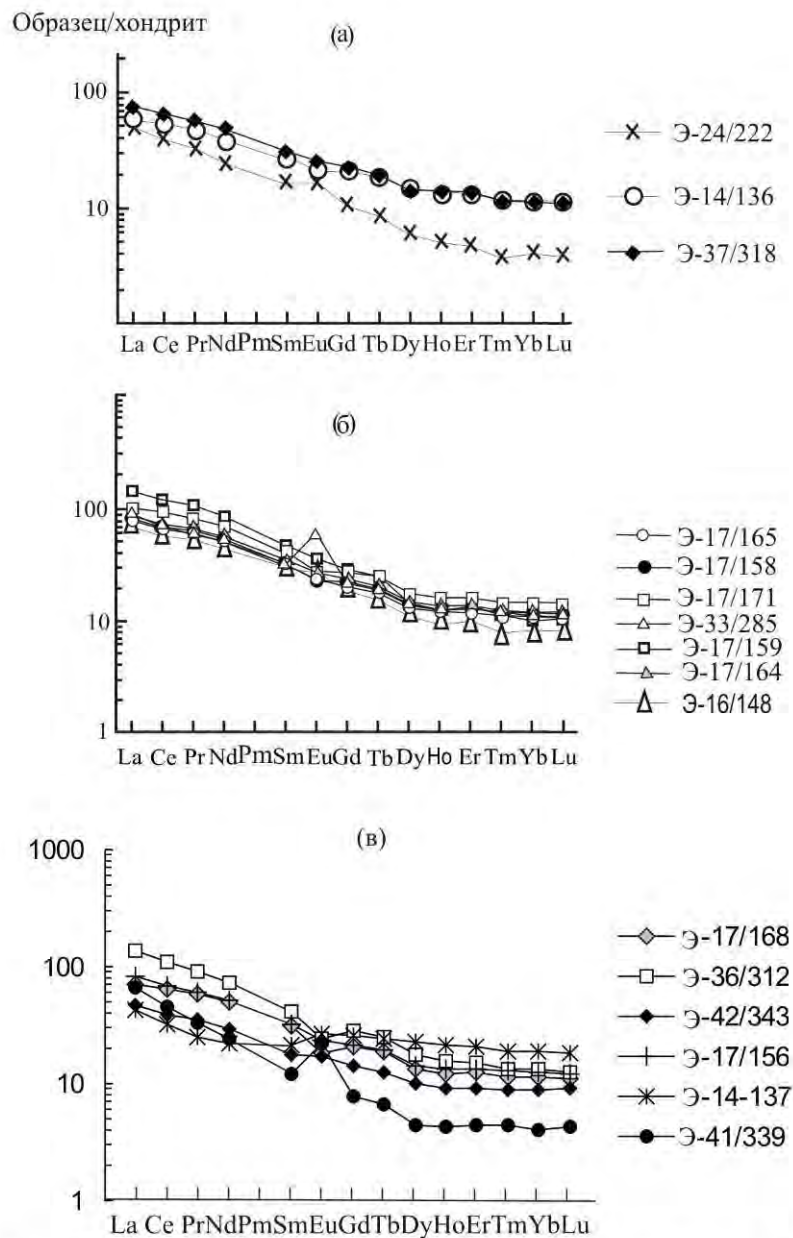


Рис.5.1.6. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту C-1 (Evensen et al., 1978) в метавулканитах базальт-андезитовой ассоциации известково-щелочной серии джугджурского гранулитового комплекса. а - metabазальты, б - метаандезибазальты, в - метаандезиты и метадациты.

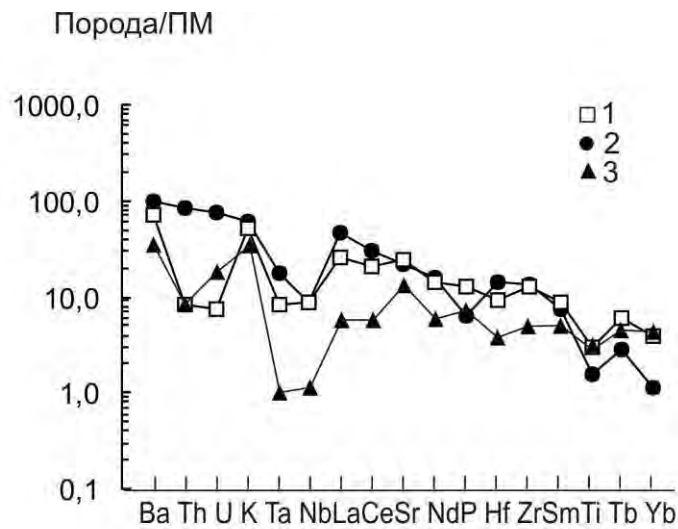


Рис. 5.1.7. Мультиэлементная диаграмма для гиперстеновых плагиогнейсов Джугджурского блока.

1 – гиперстеновые плагиогнейсы Джугджурского блока, 2 – состав архейских «серых гнейсов» фундамента платформ (Martin, 1994), 3 – состав андезит-дацитовых пород океанической дуги Тонга-Кермадек (Брайан, 1989, Turner et al., 2012)

Нормализовано по составу примитивной мантии (ПМ)

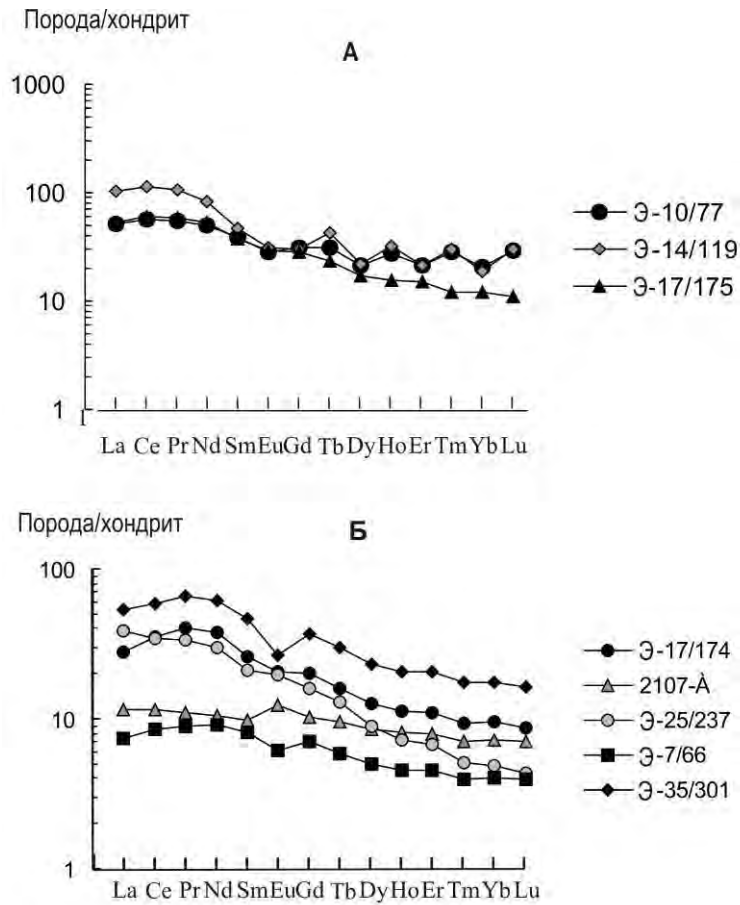


Рис. 5.1.8 Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту С-1 (Evensen et al., 1978) в метавулканиках коматиит-толеитовой серии джугджурского гранулитового комплекса.

А – толеитовые метабазаальты, Б – метакоматииты (образцы 2107-А и Э-7/66) и коматиитовые метабазаальты.

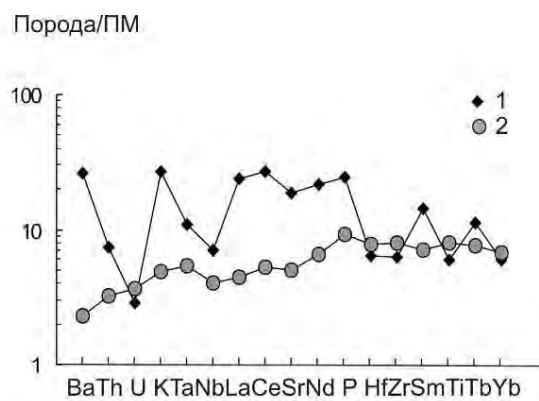


Рис. 5.1.9. Мультиэлементный спектр среднего состава толеитовых метабазаальтов джугджурского комплекса - 1. Для сравнения показаны спектры толеитовых базальтов N-MOR Тихого океана (Chauvel, Blithert-Toff, 2001, Говоров и др., 1996) - 2.

Нормировано по составу примитивной мантии.

Высокомагнезиальные сланцы основного и ультраосновного состава

Высокомагнезиальные сланцы (двупироксен-оливиновые, двупироксен-амфиболовые) занимают в составе нижней толщи около 5% её объёма. Они обычно образуют маломощные (не более 10 м, редко десятки метров) прослои и линзы, залегающие согласно полосчатости вмещающих их эндербитов. На этом основании можно предполагать их исходное вулканогенное происхождение. Не исключено, что часть этих прослоев первоначально была представлена силлами. Представительные анализы высокомагнезиальных сланцев основного и ультраосновного состава приведены в табл. 5.1.2. Метавулканиды коматиитового и коматиит-базальтового составов выделяются и на классификационной диаграмме Дженсена (Jensen, 1976), рассмотренной выше (рис.5.1.5.).

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 TiO₂ < 1 мас.% (0.25-0.72 мас.%) (Табл. 5.1.2., ан. 7, 11, 13). Магнезиальность ($Mg \# = Mg/Mg+Fe$) метакоматиитов составляет 0.8, средние отношения в них Al₂O₃/TiO₂ и CaO/Al₂O₃ составляют 12.3 и 1.2 соответственно, что позволяет относить их к Al-деплетированному (барбертонскому) типу коматиитов.

Концентрации MgO в *коматиитовых метабазах* (MgO < 18 мас.%) 10.9-17.6 мас.% (Табл. 5.2.2., ан. 1, 2, 4, 5, 8, 10, 14) при магнезиальности 0.64-0.77. С уменьшением магнезиальности в коматиитовых метабазах растёт содержание Ca и Al, что свидетельствует об увеличении в расплаве клинопироксеновой и плагиоклазовой фаз. Они обладают отношениями CaO/Al₂O₃ = 0.56-1.47; Al₂O₃/TiO₂ = 13.0-29.63.

По спектрам распределения РЗЭ метакоматииты и метакоматиитовые базальты характеризуются слабо фракционированной, близкой к хондритовой формой распределения РЗЭ [(La/Yb)_N = 1.63-1.86] при слабом обеднении ТРЗЭ - (Gd/Yb)_N = 1.43-2.13 (рис. 5.1.8.Б). (Gd/Yb)_N отношения в коматиитах, варьирует в пределах 1.43-3.58, подтверждают заключение сделанное выше на основе петрохимических характеристик, 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 в них превышает хондритовые в 30 раз (рис. 5.1.8 Б а).

На мультиэлементных диаграммах метакоматииты и коматиитовые метабазаы отличаются от коматиитов и коматиитовых метабазаытов о.Горгона (Тихий океан) повышенными содержаниями Th, U, K, La, Ce, Nd, P (рис.5.1.10).

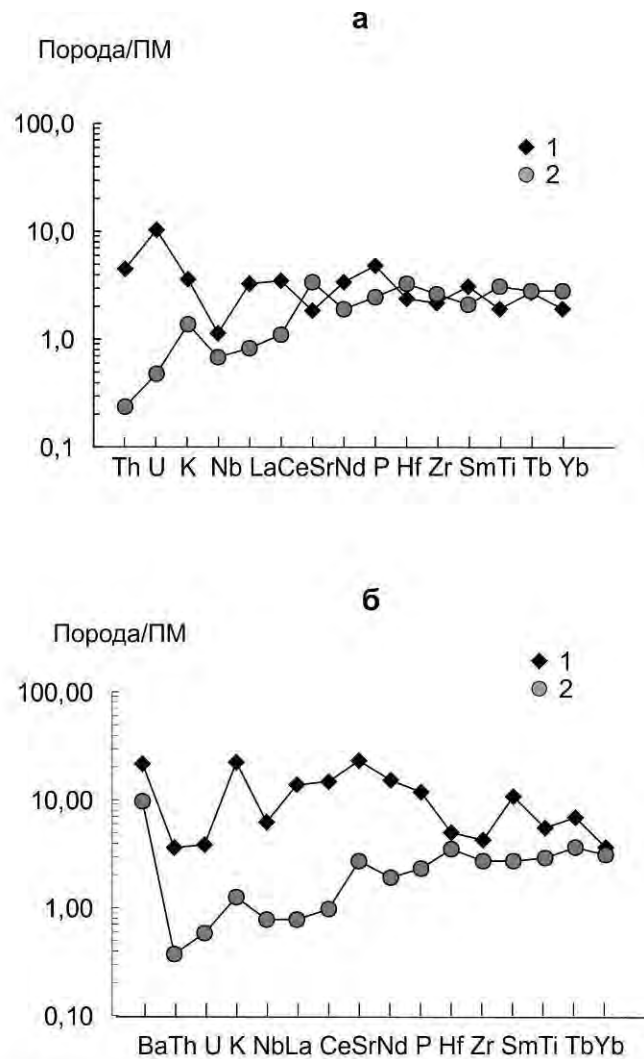


Рис. 5.1.10. Мультиэлементные диаграммы для ультраосновных двуспироксеновых сланцев джугджурского комплекса.

а: 1 – метакоматииты; 2 – коматииты о. Горгона, Тихий океан (Jochum et al., 1990, Kerr et al., 1996); **б:** 1 – коматиитовые метабазалты; 2 – коматиитовые базалты о. Горгона, Тихий океан (Jochum et al., 1990, Kerr et al., 1996).

5.1.2. Суннагинский блок

5.1.2.1. Литолого-петрографический состав пород суннагинского комплекса

Суннагинский блок располагается в междуречье рек Тимптон и Учур, являющихся правыми притоками р. Алдан (рис. 5.1.2.1.). Геологическая структура Суннагинского блока рассматривалась М.З. Глуховским, и В.М. Моралёвым (Глуховский, Моралёв, 1996) и др. в виде купола, ядро которого сложено эндербитами, содержащими прослойки и линзы метабазитов. Этот комплекс пород выделен ими в качестве метабазит-эндербитовой ассоциации. Обрамление купола сложено супракрустальным комплексом (кюриканская свита), состоящим из гранат-биотитовых, биотит-гранатовых гнейсов, мраморов, кальцифилов, кварцитов и содержащих подчинённое количество прослоев двуспироксеновых

сланцев и эндербитов. Эти данные свидетельствуют о сходстве строения разреза суннагинского комплекса с вышеописанным джугджурским.

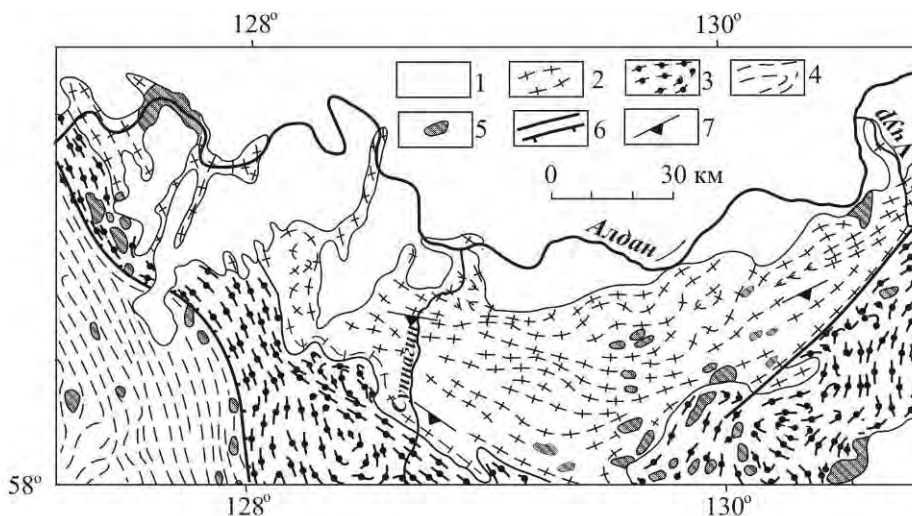


Рис. 5.1.2.1. Геологическая схема строения северной части Суннагинского блока по (Глуховский и др., 2007) с упрощениями.

1 – отложения фанерозоя, 2 – гранулиты эндербит-базитовой ассоциации, 3 – гранулиты кюриканской свиты, 4 – гранулиты Холболохского блока, 5 – палеопротерозойские гранитоиды, 6а – разломы, 6б – надвиги, 7 – ориентировка гнейсовидности в эндербитах.

5.1.2.2. Геохимические особенности гранулитов и их исходная природа

Составы гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации приведены в таблице 5.2.1. На классификационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис. 5.1.4.) составы гранулитов суннагинского комплекса, получившие определение как исходно магматические, располагаются, главным образом, в полях пород нормальной щёлочности. Отдельные образцы обнаруживают несколько повышенное содержание щелочей и соответствуют трахибазальтам и трахиандезибазальтам. Данные рисунка 5.1.4. свидетельствуют о том, что метавулканы суннагинского комплекса представлены рядом базальт-андезибазальт-андезит, при отсутствии кислых разновидностей. На классификационной диаграмме $\text{Al}-(\text{Fe}+\text{Ti})-\text{Mg}$ (рис. 5.1.5.) гранулиты суннагинского комплекса располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и комаитит-толеитовой серий.

Метавулканы известково-щелочной серии

В составе метавулканитов этой серии установлены метабазалты, метандезибазальты (двупироксеновые сланцы) и метаандезиты (эндербиты). Эти метавулканы выделены в качестве базальт-андезитовой ассоциации. Представительные анализы пород этой ассоциации приведены в табл. 5.1.2.1. Метабазалты, метаандезибазальты и андезиты

относятся к высокоглинозёмистым разностям ($Al_2O_3 > 15$ мас.%). Метаандезиты характеризуются умеренной дифференциацией РЗЭ: $(La/Yb)_n = 8.5$ (рис. 5.1.2.2.).

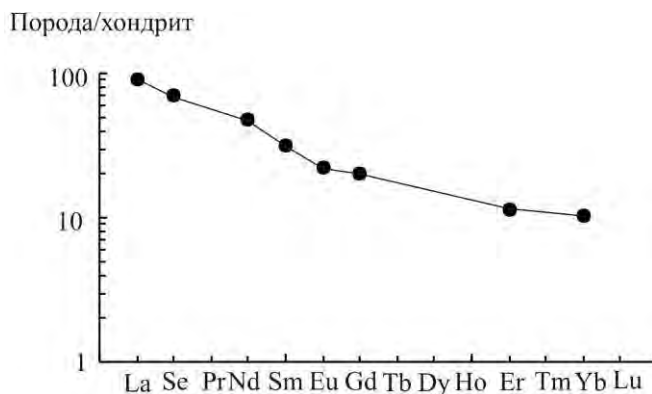


Рис. 5.1.2.2. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту C-1 (Evensen et al., 1978) в метаандезитах (ср. состав, табл. 5.2.1, ан 10) известково-щелочной серии метабазит-эндербитовой ассоциации Суннагинского блока.

Метавулканыты коматиит-толеитовой серии

Толейтовые метабазаьты

Отношение Al_2O_3/TiO_2 в метабазаьтах составляет 34.28, магниальность 0.62 и понижены по отношению к хондритовым. Толейтовые метабазаьты характеризуются умеренно дифференцированным распределением РЗЭ $[(La/Yb)_N = 4.65]$ при примерно 20-кратном увеличении легких РЗЭ по отношению к хондриту.

Высокомагниальные сланцы

Представительные анализы высокомагниальных сланцев приведены в табл.5.1.2.1. На классификационной диаграмме Дженсена (Jensen, 1976) (рис. 5.1.5.) эти сланцы располагаются в поле коматиитовых базальтов. В имеющейся выборке анализов метакоматииты отсутствуют, что не исключает возможного их наличия в составе суннагинского комплекса. Концентрации MgO в коматиитовых метабазаьтах ($MgO < 18$ мас.%) составляют 11.43 – 12.30 мас.% (табл.5.1.2.1., ан. 1-4) при магниальности 0.69-0.73. Они обладают отношением $Al_2O_3/TiO_2 = 12.86-24.90$.

5.2. Батомгская гранит-зеленокаменная область

5.2.1. Литолого-петрографический состав пород Батомгского комплекса.

Батомгская гранит-зеленокаменная область расположена на востоке Алданского щита, в бассейнах рек Чумикан, Маймакан и Батомга (рис. 5.2.1.)

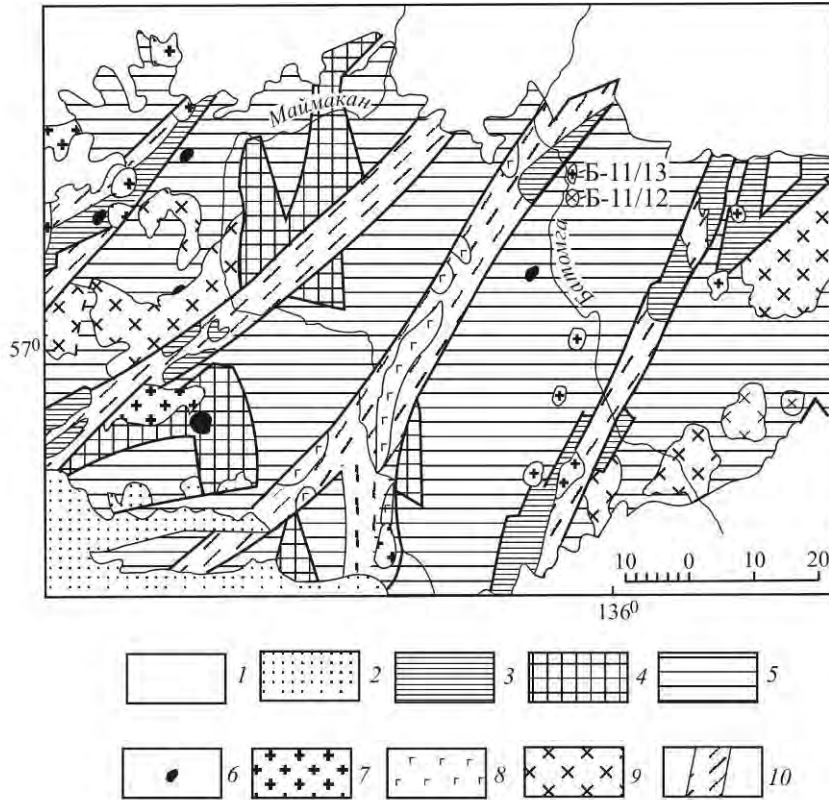


Рис.5.2.1. Схематическая геологическая карта Батомгского блока (Алданский щит), по (Федькин и др., 1996) (с изменениями и использованием полевых материалов А.М. Ленникова).

1 – нерасчленённые фанерозойские и рифейские отложения платформенного чехла; 2 – раннепротерозойские осадочно-вулканогенные образования Улканского прогиба; 3-4 – раннепротерозойские метаморфические комплексы Батомгского блока: 3 – чумиканский комплекс, 4-5 – батомгский комплекс: 4 – породы гранулитовой, 5 – амфиболитовой фации; 6 – позднепротерозойские перидотиты и пироксениты; 7-9 – раннепротерозойский магматический комплекс; 7 – граниты, 8 – габбро, 9 – диориты; 10 – зоны интенсивного расщепления, бластомилонитизации и разломы.

Б-11/13, Б-11/12 – места отбора проб на изотопный U-Pb анализ.

В составе батомгского комплекса амфиболитовой фации метаморфизма преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, содержащие отдельные прослои

амфиболовых плагиогнейсов, амфиболитов, мраморов и кальцифиров. Породы комплекса местами подверглись процессам гранитизации.

Биотитовые плагиогнейсы, полосчатой текстуры и гранобластовой структуры, сложены бурым биотитом (до 20%), плагиоклазом (35-20 An) - 30-60%, кварцем – 20-30%. Редко присутствуют амфибол и гранат. В гранитизированных разностях, которые исключались из дальнейшего рассмотрения, появляется микроклин, от единичных зёрен до 10-20%. 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. Ядра амфиболовых зёрен часто окрашены в зеленовато-бурый, а края в зеленоватый цвет. Аксессуары – магнетит, ильменит, апатит.

Амфиболиты имеют гранонематобластовую структуру и массивную текстуру и состоят из амфибола (от бурой до светлозелёной окраски) – до 70%, и плагиоклаза (65-33 An) – 20-30%, местами интенсивно сосюритизированного, и примеси клиноцоизита. В некоторых разностях амфиболитов отмечаются реликтовые зёрна бесцветного клинопироксена, замещаемого бурым амфиболом. Гранатовые амфиболиты содержат порфиробласты «ситовидного» граната, размером до 2 мм. 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 элементно-примесей в породах.

Положение метаморфических пород среднего и кислого состава батомгского комплекса на диаграмма Деннена и Мура (Dennen, Moor, 1971) соответствует полю неопределённости и полю магматических пород (рис. 5.2.2). На дискриминантной диаграмме (рис. 5.2.3.) соответствует полям магматических и осадочных пород. Из десяти анализов биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов батомгского комплекса, представленных в таблице 5.2.1. на диаграмме Al/Fe – Al+Fe/Ca девять расположились в поле магматических пород и один – в поле граувакк и глинистых сланцев (рис. 5.2.3.). Метаморфические породы батомгского комплекса исходного магматического состава на классификационной диаграмме SiO₂-(Na₂O+K₂O) (Классификация ...1997) (рис. 5.2.4) располагаются в области пород нормальной щёлочности и соответствует полям основных (SiO₂ = 45-52 мас.%), средних

($\text{SiO}_2 = 52\text{-}63$ мас.%), и кислых ($\text{SiO}_2 > 63$ мас.%). Незначительная часть метабазитов и метаандезитов относится к субщелочным разновидностям.

На классификационной диаграмме Al-(Fe+Ti)-Mg (Jensen, 1976) составы метаморфических пород батомгского комплекса исходного магматического состава располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий (рис. 5.2.5).

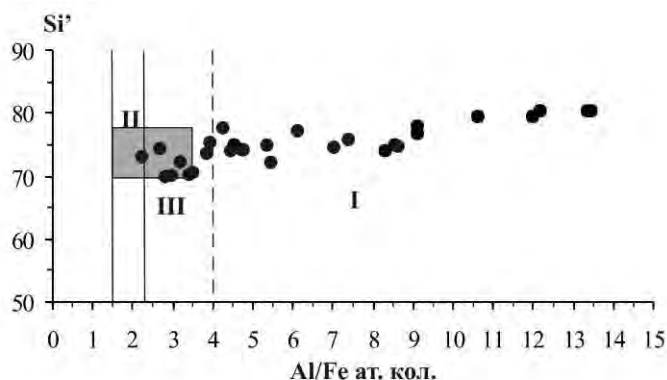


Рис.5.2.2. Петрохимическая диаграмма для разделения орто- и парагнейсов, по Денену и Муру (Dennen, Moor, 1971). $\text{Si}' = \text{Si}/(\text{Si} + \text{Fe} + \text{Al}) \times 100$ ат.кол.

Чёрные точки – составы биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов батомгского комплекса; I – поле магматических, II – поле осадочных пород, III – поле неопределённости. Заштриховано поле граувакк.

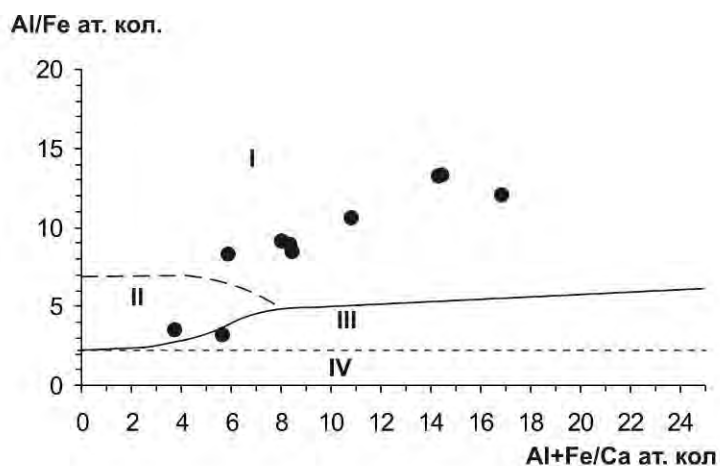


Рис. 5.2.3. Диаграмма Al/Fe – Al+Fe/Ca ат.кол. для магматических и осадочных пород среднего и кислого состава ($57\text{-}77$ SiO_2 , масс.%, $\text{CaO} \leq 7$ мас.%, нормальной щёлочности).

I – поле дацитов, II – поле андезитов и дацитов, III – поле глинистых сланцев и граувакк, IV – поле глинистых сланцев. Чёрные точки – гранулиты среднего и кислого состава батомгского комплекса.

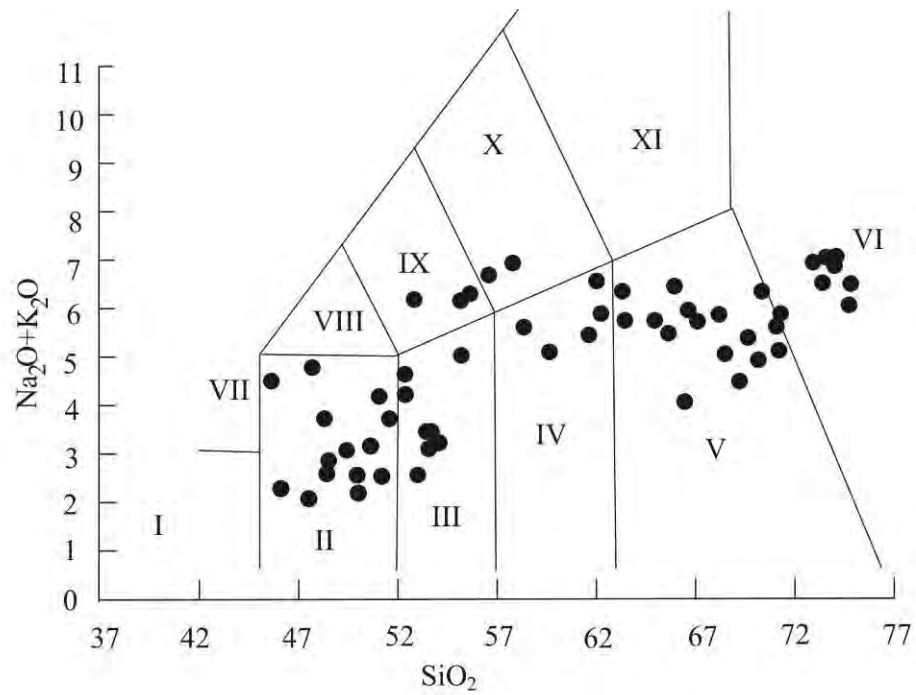


Рис.5.2.4. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для ортопород батомгского комплекса (Классификация... 1997).

Точками обозначены составы пород по данным автора.

Римскими цифрами обозначены поля пород: I - пикробазальты, II - базальты, III - базальтовые андезиты, IV - андезиты, V - дациты, VI - риолиты VII - базаниты, VIII - трахибазальты, IX - базальтовые трахиандезиты, X - трахиандезиты, XI - трахидациты.

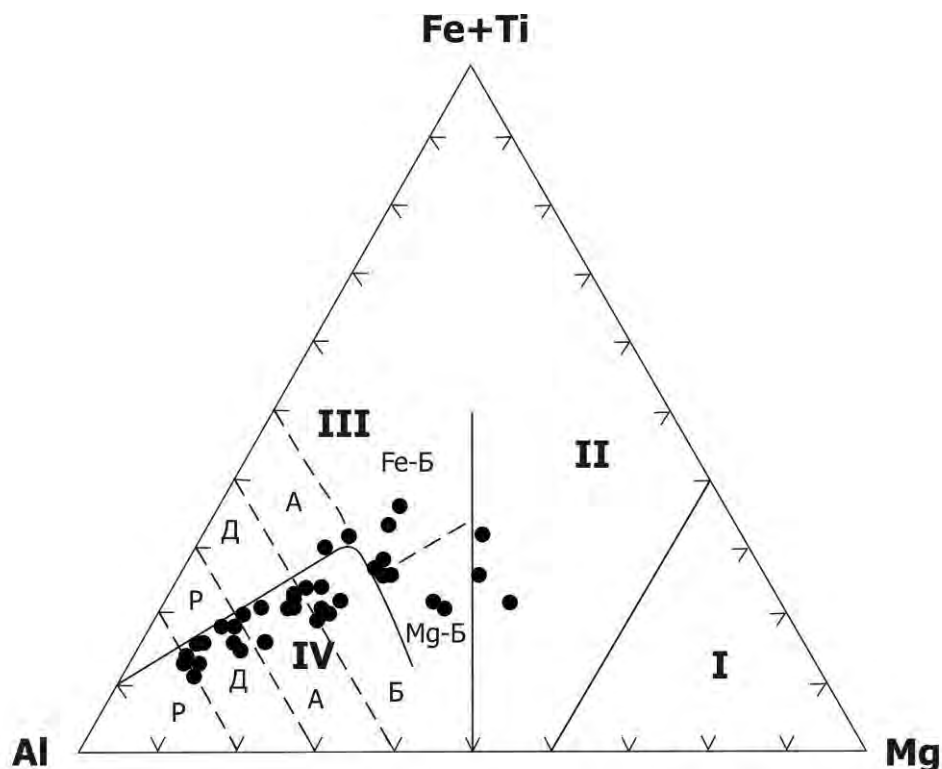


Рис 5.2.5. Классификационная диаграмма Al – (Fe + Ti) – Mg (Jensen, 1976).

Точками обозначены составы серогнейсовых ортопород батомгского комплекса.

Римскими цифрами обозначены поля: I - коматиитов; II - коматиитовых базальтов; III - IV - вулканитов толеитовой и известково-щелочной серий, соответственно. Буквенными символами обозначены поля: P - риолитов; Д - дацитов; А - андезитов; Б - базальтов (Fe-Б, Mg-Б – высокожелезистых и высокомагнезиальных, соответственно).

Метавулканиты известково-щелочной серии

В составе метавулканитов этой серии установлены metabазальты (амфиболиты), метаандезибазальты (амфиболовые плагиогнейсы), метаандезиты (биотит-амфиболовые плагиогнейсы), метадациты и метариолиты (биотитовые гнейсы). На этом основании метавулканиты известково-щелочной серии выделены в качестве исходной базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации. Представительные анализы пород этой ассоциации приведены в таблицах 5.2.1. и 5.2.2. Среднее отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в метадацитах составляет 2.55 и уменьшается до 1.04 в риолитах вследствие увеличения содержания в них K_2O . Метадациты и метариолиты характеризуются значительной дифференциацией РЗЭ: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 14.52-59.15$ и $28.04-69.19$ (табл. 5.2.2), соответственно, и наличием слабых положительных Eu аномалий (рис. 5.2.6а). Значительная дифференциация РЗЭ свидетельствует о возможном происхождении исходных кислых вулканитов батомгского комплекса за счёт частичного плавления гранатовых амфиболитов или кварцевых эклогитов, что подтверждается экспериментальными данными (Rapp et al., 1991, Вольф, Уайли, 1993)

Метабазальты относятся к высокоглинозёмистым разновидностям ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 20-21$ мас.%). Для спектров распределения РЗЭ известково-щелочных metabазальтов батомгского

комплекса характерно умеренное обогащение лёгкими РЗЭ $(La/Yb)_N = 3-6.5$, чем они чётко отличаются от толеитовых метабазальтов (рис.5.2.6б).

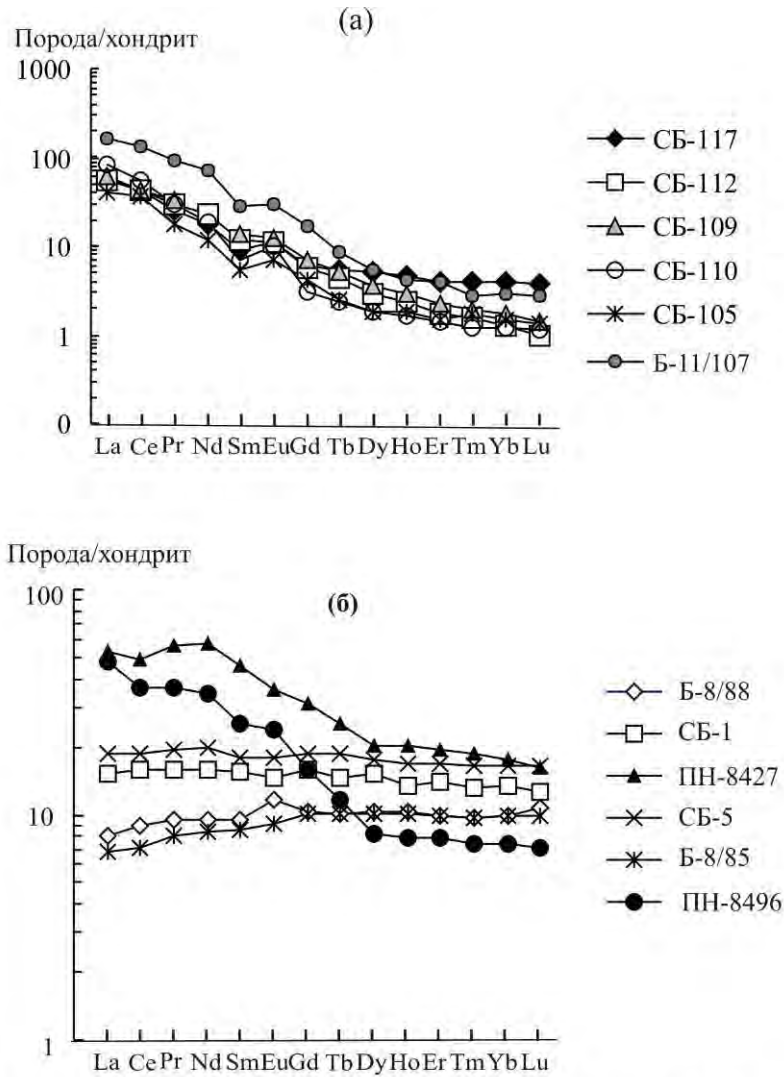


Рис. 5.2.6. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту С-1 (Evensen et al., 1978) в метавулканитах батомгского комплекса.

(а) – метадациты (Б-11/107, СБ-117, СБ-112, СБ-109) и метариолиты (СБ-110, СБ-105) известково-щелочной серии.

(б) - метабазальты известково-щелочной серии (ПН-8427, ПН-8496), толеитовые метабазальты (СБ-5, СБ-1), коматиитовые метабазальты (Б-8/88, Б-8/85).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 5.2.7) средний состав кислых известково-щелочных метаэффузивов батомгского комплекса (табл. 5.2.1, ан. 11) имеет сходную топологию с архейскими серыми гнейсами фундамента платформ (Martin, 1994), отличаясь несколько пониженными содержаниями Th, U, Hf, Zr.

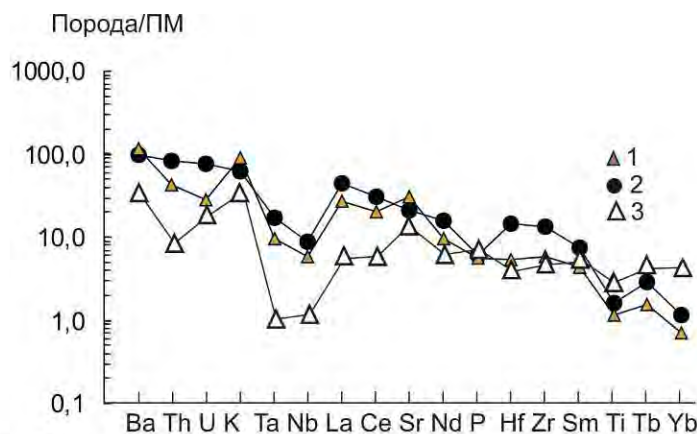


Рис. 5.2.7. Мультиэлементная диаграмма для биотитовых плагиогнейсов батомгского комплекса – 1, состав архейских «серых гнейсов» фундамента платформ (Martin, 1994). – 2, состав андезит-дацитовых пород океанической дуги Тонга-Кермадек (Брайен, 1989, Turner et al., 2012) – 3. Нормировано по составу примитивной мантии (ПМ).

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 (рис. 5.2.5).

Представительные анализы толеитовых metabазальтов (амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы) приведены в таблице 5.2.2. Концентрации MgO в толеитовых metabазальтах колеблются в пределах 5.95-8.71 мас.% (табл. 5.2.2, ан. 2, 4, 6, 8), при магнезиальности $Mg \# = Mg/(Mg + Fe) 0.44-0.65$.

Толеитовые metabазальты характеризуются почти не дифференцированным распределением РЗЭ: $(La/Yb)_N = 1.13$ (табл. 5.2.2, ан. 2, 4). (рис. 5.2.6.б, обр. СБ-141, СБ-5).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 5.2.8.) метатолеиты батомгского комплекса отличаются от толеитовых базальтов N-MOR Тихого океана повышенным содержанием Ba, Th, U, K, Ta, Nb, La, P.

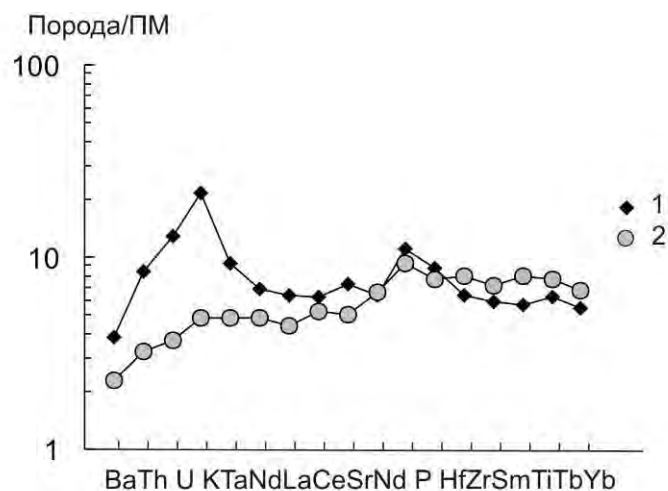


Рис. 5.2.8. Мультиэлементная диаграмма для толеитовых metabазальтов батомгского комплекса -1 (ан.11, табл. 5.2.3.), 2 – толеитовые базальты N-MORB Тихого океана (Chauvel, Blithert-Toff, 2001, Говоров и др., 1996)

Нормализовано по составу примитивной мантии (ПМ).

Представительные анализы коматиитовых metabазальтов (амфиболитов) приведены в табл. 5.2.2 (ан. 1, 5, 7). На классификационной диаграмме Al-(Fe + Ti) – Mg (рис. 5.2.5) точки этих пород располагаются в поле коматиитовых базальтов. Концентрации MgO в коматиитовых metabазальтах составляют 10-11.1 мас.% (табл. 5.2.2, ан. 1, 5, 7), при магнезиальности 0.6. Они обладают отношениями $CaO/Al_2O_3 = 0.74-0.95$; $Al_2O_3/TiO_2 = 14.76-22.35$. Коматиитовые metabазальты характеризуются слабо обеднённым ЛРЗЭ спектром распределения РЗЭ: $(La/Yb)_N = 0.7-0.8$ при общем содержании РЗЭ в 7-10 хондритовых норм (рис. 5.2.6.б). Можно полагать, что источником исходных расплавов коматиитовых metabазальтов служили очаги подплавления частично обедненной мантии, образовавшиеся под влиянием тепла примитивных плюмов. Дальнейшая их дифференциация привела к образованию толеитовых базальтов уже с хондритовым спектром распределения РЗЭ (рис. 5.2.6.б).

В результате проведённых исследований установлено следующее. В составе раннепротерозойского метаморфического комплекса Батомгской гранит-зеленокаменной области по исходному составу выделены две петрохимические серии вулканитов: известково-щелочная и коматиит-толеитовая. В составе метавулканитов известково-щелочной серии установлены metabазальты (амфиболиты), метаандезиты (биотит-амфиболовые плагиогнейсы), метадациты и метариолиты (биотитовые гнейсы). На мультиэлементной диаграмме средний состав кислых плагиогнейсов имеет сходную топологию с архейскими серыми гнейсами фундамента платформ, что свидетельствует о сходном петрологическом механизме формирования их протолитов.

В составе исходных вулканитов коматиит-толеитовой серии установлены коматиитовые и толеитовые базальты. Соотношение Nb/Y и Zr/Y в метатолеитах батомгского комплекса свидетельствует о плюмовом источнике исходных для них расплав (Condie, 2008).

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-дацитовая 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 гранулитовой (метабазит-эндербитовой ассоциацией) и в Олёкминской гранит-зеленокаменной области – амфиболит-плаггиогнейсовой ассоциацией амфиболитовой фации метаморфизма.

6.1.1. Раннеархейские эндербиты нимнырского комплекса

Как указано в гл. 3 исходными вулканитами эндербитов нимнырского комплекса являются дациты и андезиты известково-щелочной серии.

Метавулканы 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 исследователи, отрицающие существование на ранних этапах существования Земли так называемого «магматического океана» (см. гл.1), обычно рассматривают две основные модели: 1 - частичного плавления базитовой коры в зонах субдукции и 2 – частичного плавления первичной базитовой коры мантийными плюмами. Кроме того, следует учитывать, что в состав сиалических раннекоровых образований в незначительных количествах могут входить средне-кислые дифференциаты крупных камер магмы гипербазит-базитового состава, которые устанавливаются при условии для них $T_{\text{кристаллизации}} \sim T_{\text{Nd}}(\text{DM})$. Первыми петрологическую 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 $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{общ.}}$ (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 базальтовой коры, являющейся производной примитивной (необеднённой) верхней мантии и обогащенной литофильными элементами. 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 базальты обогащенные щелочами и некогерентными элементами (Мишкин и др. 2007). Отсюда следует, что в это время источники мантийных плюмов сместились на более низкие, неистощённые уровни верхней мантии. Это обстоятельство позволяет в качестве некоторого подобия первичной архейской базитовой коры использовать исходные толеитовые базальты раннепротерозойского этапа магматизма Алданского щита, обогащённые некогерентными элементами, известные в Джугджурском блоке (Мишкин и др. 2007). Средний состав раннепротерозойских толеитовых metabазальтов Джугджурского блока приведён в таблице 5.1.2. и принят в качестве предполагаемого аналога магматического источника для дацит-андезитовых исходных расплавов эндербитов нимнырского комплекса.

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 metabазитов (рис. 6.1.1.1) свидетельствуют о том, что минимальное давление, при котором в составе рестита плавящегося metabазальта появляется гранат составляет около 10 кбар. В эксперименте указанных авторов расплавам с предельной кремнезёмистостью $\text{SiO}_2 = 66$ 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 (табл.6.1.1.1 и 6.1.1.2), можно рассчитать 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 релитовыми 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 – коэффициент распределения элементов между расплавом и минеральной фазой. Результаты расчетов состава модельного расплава дацита представлены в таблице 6.1.1.3. Спектр распределения редкоземельных элементов в модельном расплаве приведен на рисунке 6.1.1.3-А.

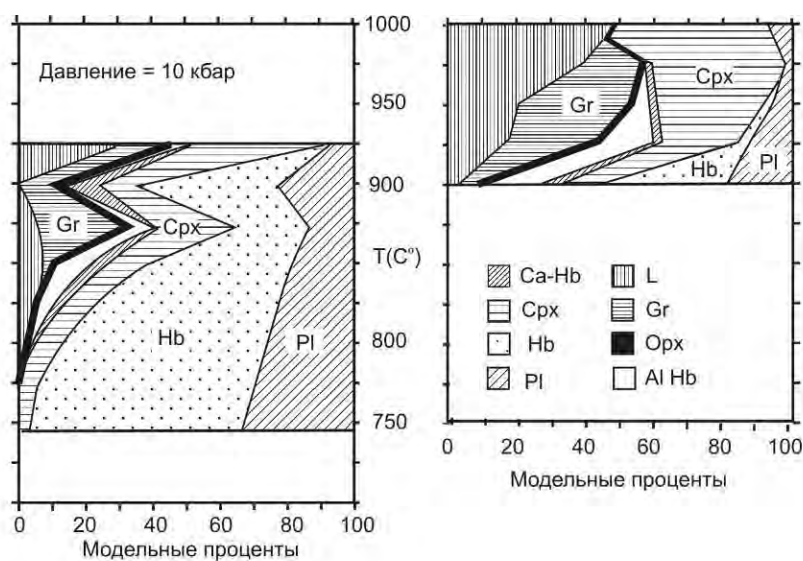


Рис. 6.1.1.1. Фазовые взаимоотношения в температурном интервале плавления амфиболита при 10 кбар (Вольф, Уайли, 1993).

Полученные результаты расчётов показывают 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 определяют возможные P-T параметры образования исходных кислых расплавов эндербитов нимнырского комплекса.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что возможный источник исходных расплавов, исходя из эксперимента Вольфа и Уайли находился на глубине около 34 км (при удельном весе - континентальной коры 2.8 г/см^3 и давлении 10 кбар). Эта глубина является наименьшей, так как экспериментами установлено, что гранат в составе релита магматического очага появляется только при давлении около 10 кбар и более. Используя эксперименты Сена и Дана (Sen, Dunn, 1994), можно примерно оценить предел, до каких

глубин могли располагаться исходные очаги кислых расплавов в раннем архее Алданского щита. Дациту с кремнезёмностью $\text{SiO}_2 = 66$ мас.%, использованному в расчётах по эксперименту Вольфа и Уайли (табл. 6.1.1.3.), в экспериментах Сена и Дана (1990), выполненных при давлении 15 кбар, соответствует температура около 1000°C . Определив количественный состав рестита для этой температуры по диаграмме результатов экспериментов Сена и Дана (рис. 6.1.1.2.) можно рассчитать состав модельного расплава дацита. Эти результаты, приведенные в таблице 6.1.1.3. и на рис. 6.1.1.3.-А, свидетельствуют о значительно меньшем содержании ТРЗЭ в модельном расплаве по сравнению с природными образцами эндербитов дацитового состава нимнырского комплекса.

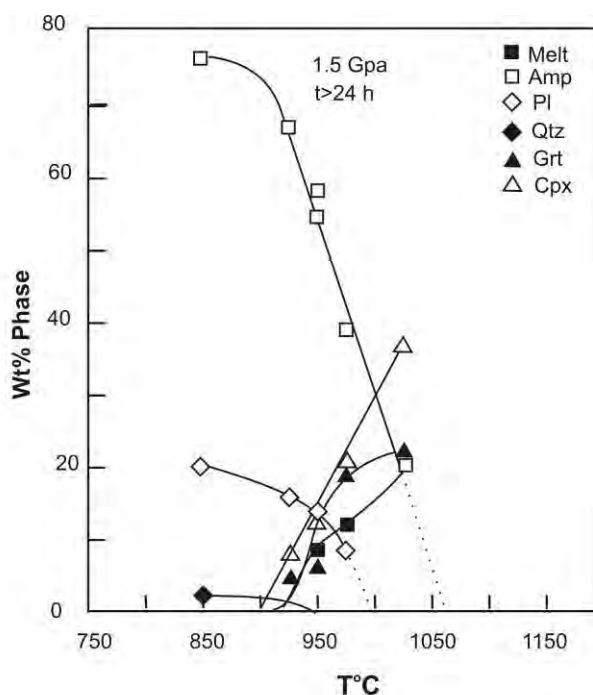


Рис. 6.1.1.2 Фазовые взаимоотношения в температурном интервале 850°C - 1100°C плавления амфиболита при давлении 1.5 G Pa (Sen, Dunn, 1994).

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 говорит о том, что 3.8 млрд лет назад раннекоровый базитовый источник имел происхождение из примитивной мантии, а 3.6 млрд лет назад мантия была уже слабо обеднена.

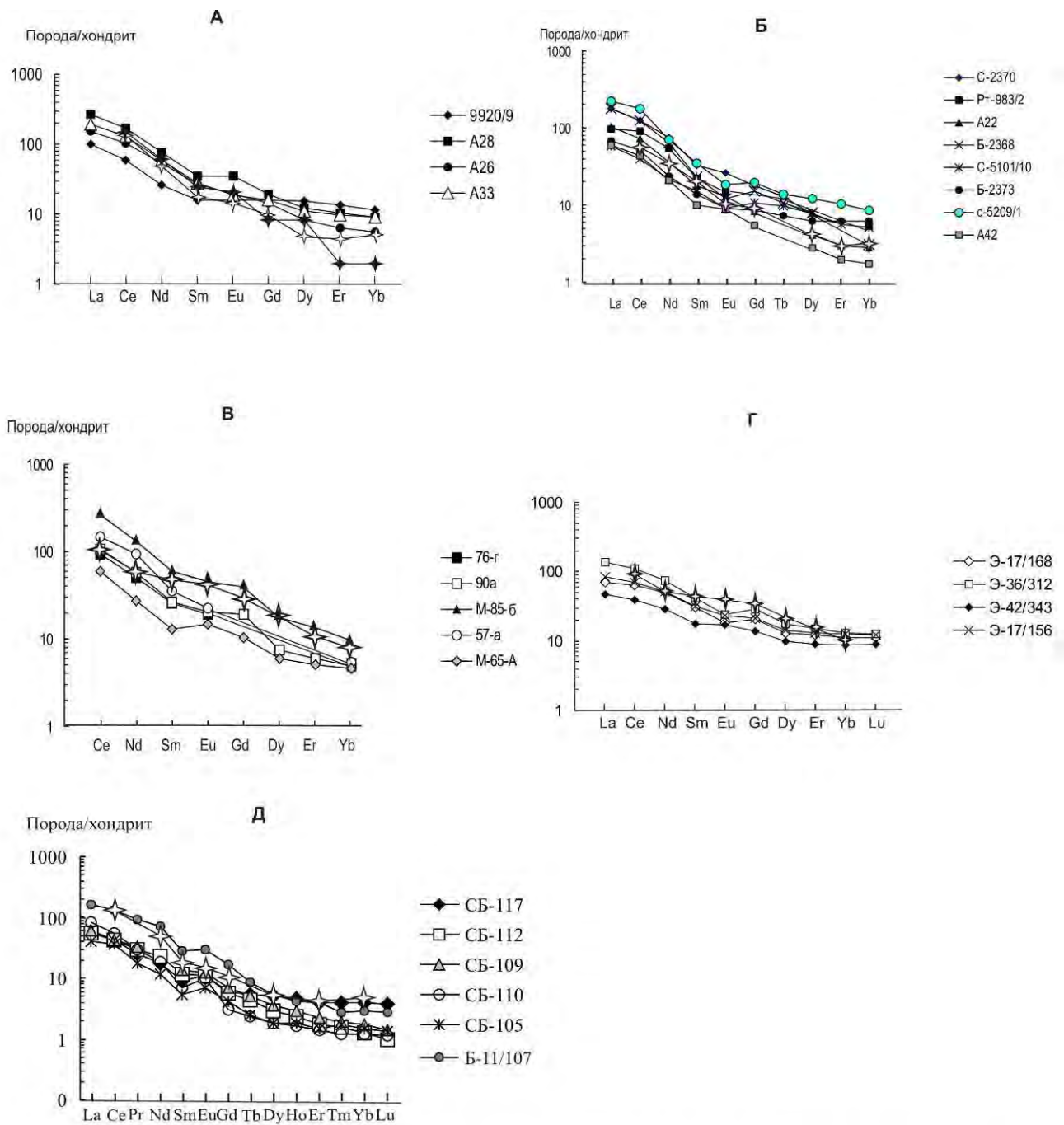


Рис.6.1.1.3. Спектры распределения редкоземельных элементов в исходных вулканитах среднего и кислого для раннеархейских, позднеархейских и раннепротерозойских метаморфических комплексов фундамента Алданского щита и рассчитанных модельных расплавов (для рис. А показано белыми и чёрными звёздочками, для остальных - белыми). А – раннеархейские эндербиты дацитового состава Нимырского комплекса, Б – раннеархейские биотитовые плагиогнейсы дацитового состава Олёкминской гранит-зеленокаменной области, В – позднеархейские эндербиты андезитового состава сутамского комплекса, Г – раннепротерозойские эндербиты андезитового состава джугджурского комплекса, Д – раннепротерозойские биотитовые плагиогнейсы дацитового состава батомгского комплекса

6.1.2. Биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы олёмминского комплекса

В главе 3 было показано, что исходные вулканиты биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов Олёкминского комплекса представлены андезит-дацитовая ассоциацией известково-щелочной серии. Для расчёта условий образования расплавов дацитового и андезитового составов были использованы результаты экспериментов М.Б.Вольфа и П.Дж.Уайли (Вольф, Уайли, 1993) по методике рассмотренной выше для нимнырского комплекса. Особую роль в данном случае имеет выбор источника магматических расплавов кислого и среднего состава. Ввиду того, что базит-гипербазитовый магматизм, связанный с плюмовой деятельностью раннего архея проявленной 3.335 млрд лет назад неизбежно проявлялся и в соседних областях будущего нимнырского микроконтинента, в которых происходили процессы андерплейтинга т.е. подслаивания базитами более древней первичной базитовой коры. Таким образом, следует ожидать, что в процессы плавления при внедрении более молодых раннеархейских плюмов с возрастом 3.21 млрд лет будут вовлечены в первую очередь наиболее нижние части земной коры подслоенные базитами нимнырского комплекса. Состав этих базитов примерно соответствовал составу исходных толеитовых базальтов нимнырского комплекса, средний состав которых приведён в разделе 3.1 главы III, таблица 3.1.2, ан. 9.

Приняв состав этих толеитов в качестве магматического источника, были рассчитаны модельные составы исходных дацитов и условия их формирования для плагиогнейсов кислого состава олёмминского комплекса (таблица 6.1.2.1) (рис. 6.1.1.3-Б). Температуры плавления магматического источника при давлении 10 кбар соответствовали для дацитов с содержанием $\text{SiO}_2 = 64$ мас.%, 925°C , а для андезитов с содержанием $\text{SiO}_2 = 55$ мас.%, 985°C . Степень частичного плавления в первом случае соответствовала 26%, во втором – 40%.

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

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

В главе 4 рассмотрены позднеархейские образования Курультинского и Сутамского блоков, распространённые в Южно-Алданской гранулит-гнейсовой области, где представлены толщами гиперстеновых плагиогнейсов. Петрогеохимическая характеристика

гиперстеновых плагиогнейсов свидетельствует о том, что исходный состав гиперстеновых плагиогнейсов Сутамского и Курультинского блоков этой области соответствует андезит-дацитовая ассоциация 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 раннеархейских раннекоровых образований (табл. 6.1.1.5).

Для состава андезита сута́мского комплекса с кремнезёмностью 63 мас.% SiO₂ в экспериментах Вольфа и Уайли температура плавления соответствовала 925°C.

При расчетах принято, что источником магматических расплавов для позднеархейских исходных андезитов и дацитов служили базиты, аналогичные по химическому составу исходным толеитовым базальтам олёкминского комплекса. Предполагается, что эти базиты, производные олёкминского плюма в раннем архее, в результате андерплейтинга подслаивали нижнюю базитовую кору под нынешней Южно-Алданской гранулит-гнейсовой областью. Средний состав исходных толеитовых базальтов олёкминского комплекса приведён в таблице 3.2.2, глава 3.

Результаты расчётов модельных расплавов андезитового состава представлены в таблице 6.1.1.5 и отражены на рис.6.1.1.3-В. Из рисунка следует, что распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту С-1 (Evensen, 1978) в модельном расплаве показывает удовлетворительное соответствие с природными андезитовыми вулканитами, что подтверждает принятую модель их образования.

Следует отметить, что незначительная часть исходных средне-кислых расплавов сута́мского комплекса была сформирована и по альтернативной модели дифференциации базитовых расплавов, источником которых служили очаги в обедненной мантии, возникших при подплавлении ее поднимающимися плюмами из примитивной мантии. Об этом свидетельствует модельный $T_{Nd}(DM)$ возраст некоторых образцов эндербитов средне-кислого состава и положительные значения их $\epsilon_{Nd} +3,1 - +3,5$. (Котов и др. 1999) и данные автора (табл. 6.1.1.6).

В тоже время модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ некоторых разностей раннепротерозойских гранитоидов, прорывающих метаморфические образования сута́мского комплекса, составляют 3,5 млрд лет при $\epsilon_{Nd}(T)$ равным -14 (Котов и др., 1999), что свидетельствует о существовании под Су́тамским 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-дацитовая ассоциация известково-щелочной серии раннего протерозоя Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой области

В главе 2 показано, что раннекоровые сиалические образования раннего протерозоя Алданского щита распространены в Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой (Джугджурский и Сунангинский блоки) и Батомгской гранит-зеленокаменной областях (рис. 2.2.). Установлено, что гиперстеновые плагиогнейсы Джугджурского и Сунангинского блоков соответствуют исходной андезит-дацитовая ассоциации известково-щелочной серии.

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

Существующие результаты экспериментов по плавлению базитов свидетельствуют о том, что минимальное давление, при котором в составе рестита плавящегося метабазита появляется гранат, составляет 10 кбар (Вольф, Уайли, 1993). В эксперименте указанных авторов расплавам с кремнезёмистостью $\text{SiO}_2 = 58\text{мас.}\%$ (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 на основе известного соотношения Д. Шоу (Shaw, 1970), описывающего зависимость концентрации микроэлемента в расплаве от исходного его содержания в источнике, степени плавления и суммарного коэффициента распределения между реститовыми фазами и расплавом.

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 свидетельствует модельный возраст метаандезибазальтов джугджурского комплекса равный 2.7 млрд лет при $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +1.2$ (Мишкин и др., 2007), а также модельный возраст габбро-норита Геранского анортозитового массива $T_{\text{NdDM}} = 3076$ 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). Из этих данных следует, что габбро-нориты раннепротерозойского возраста (1.73 млрд лет) контаминированы позднеархейской корой, подстилающей Джугджурский блок, модельный возраст которой близок к возрасту метабазитов Сутамского блока равный 3067 ± 130 млн лет (Мишкин и др., 2000).

С позднеархейским магматизмом Алданского щита связано увеличение мощности первичной базитовой коры в результате процессов андерплейтинга. Следует полагать, что плюмовый базитовый магматизм был широко проявлен восточнее и южнее

позднеархейского сиалического корообразования нынешних Южно-Алданской гранулит-гнейсовой области и восточнее Тимптонского и Мелемкенского блоков востока Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области. Увеличение здесь мощности первичной базитовой коры в позднем архее способствовали тому, что появилась возможность формирования сиалической коры, которая реализовалась при поднятии раннепротерозойских плюмов.

В качестве аналога позднеархейской базитовой коры автором выбран средний состав метатолеитов Сутамского блока (гл. 4, табл. 4.1.2., ан. 18). Полученные результаты расчётов модельного андезитового расплава (табл. 6.1.4.1.) и рис. 6.1.1.3-Г показывают хорошее соответствие состава модельного андезитового расплава природным образцам метаандезитов Джугджурского комплекса.

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

В главе 5 были 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 и риолитам известково-щелочной серии. Значительная дифференциация спектров распределения РЗЭ в метаандезитах и дацитах и риолитах батомгского комплекса позволяет предполагать участие граната в составе релита 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_{Nd} (DM-2st) возраста распространенных здесь гранитоидов, равного 2.2-2.3 млрд лет (Котов, 2003), могли служить базиты, подслаивавшие первичную 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, описанного выше. Средний состав этих метатолеитов приведён в таблице 5.1.2. (ан. 17). Расчет модельного расплава выполнен для дацита с кремнезёмистостью $SiO_2 = 66$ мас. % - для которого, по эксперименту Вольфа и Уайли (1993) температура плавления составляла 900°C. Результаты расчетов приведены в таблице 6.1.1.5. и на рисунке 6.1.1.3-Д. Из рисунка 6.1.2.4. 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, 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 одновозрастны, но имеют различные магматические источники.

В составе метавулканитов коматиит-толеитовой серии изученных метаморфических комплексов обычно выделяются толеитовые и коматиитовые базальты и коматииты. В соответствии с классификацией, предложенной Н. Арндтом и Е. Нисбетом (Arndt, Nisbet, 1982), автором к коматиитом относятся ультраосновные вулканиты, содержащие более 18 мас.% MgO. Породы с меньшим содержанием магния относятся к коматиитовым базальтам. Граница между коматиитовыми и толеитовыми базальтами принята по содержанию MgO = 10 мас.% (Великославинский, 1998). В соответствии с современной классификацией магматических изверженных пород (1997) к коматиитам относятся ультраосновные метавулканиты с содержанием MgO > 18 мас.% и TiO₂ < 1 мас.%, Na₂O+K₂O < 1.

При исследованиях условий формирования вулканитов коматиит-толеитовой серии особо важное значение имеет состав первичного расплава - т.е. расплава образовавшегося в магматическом очаге и не изменённом процессами магматической дифференциации. Считается, что для коматиитов первичным расплавом соответствуют зоны закалки лавовых коматиитовых потоков – так называемые зоны «спинифекс». Такие зоны могут быть выделены в относительно слабо метаморфизованных зеленокаменных поясах докембрия. Специальные детальные исследования зон «спинифекс» коматиитовых лав было выполнено К.М. Робин-Попеулом с соавторами (Robin - Porieul et al et al., 2012) для классического зеленокаменного раннеархейского пояса Барбертон Южной Африки.

На диаграмме TiO₂ – MgO (рис. 6.2.1.) показан контур составов коматиитов и коматиитовых базальтов из «спинифексовых» зон зеленокаменного пояса Барбертон. На диаграмму нанесены такие составы коматиитовых базальтов и коматиитов из рассмотренных метаморфических комплексов Алданского щита. Для дальнейших петрологических расчётов приняты только те коматииты Алданского щита, которые попали в контур спинифексовых коматиитов зеленокаменного пояса Барбертон. Следует отметить, что в этот же контур попали, за отдельными исключениями, коматииты из «спинифексовых» зон зеленокаменных поясов Балтийского щита (Вревский и др., 2003).

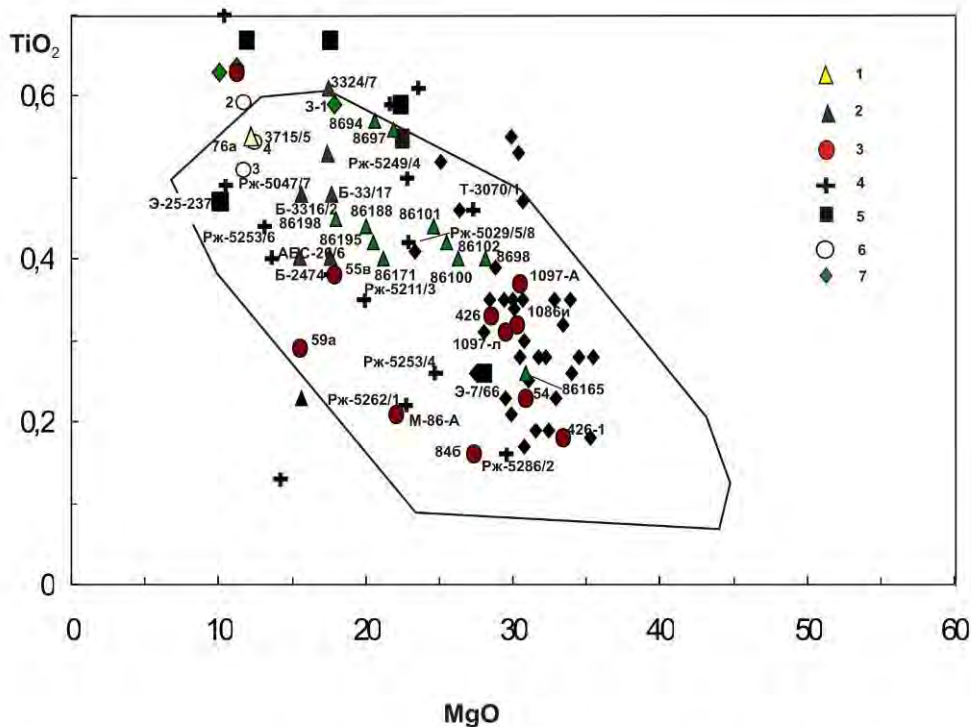


Рис. 6.2.1. Диаграмма TiO_2 - MgO для спинифексовых зон метакоматиитов зеленокаменного пояса Барбертон Каапваальского щита (положение составов пород очерчено контуром, (Robin-Porciuel et al., 2012) и зеленокаменных поясов Балтийского щита (составы пород показаны ромбами (Вревский и др., 2003); 1-7 – составы метакоматиитов и метакоматиитовых базальтов раннекоровых комплексов Алданского щита: 1 – нимнырский, 2 – олёмминский, 3 – сута́мский, 4 – курультинский, 5 – джугджурский, 6 – суннагинский, 7 – батомгский. Номера точек соответствуют номерам анализов пород в таблицах 3.1.2, 3.2.2, 4.1.2, 4.2.2, 5.1.2, 5.2.2., 5.3.2.

Температура базальтовых и высомгнезиальных расплавов при извержении на поверхность (T_{liq}) 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}). Расчет потенциальной температуры вычислялся по уравнению $T_{pot} = 2.8046T_{liq} - 0.00049671(T_{liq})^2 - 1382.5$ (McKenzie, Vickle, 1988). Определение давления в магматических очагах определялось по уравнению Скарроу и Кокса (Scarrow, Cox, 1995): $P_{(ГПа)} = 213.6 - 4.05 SiO_2$, 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, сута́мского, курультинского, джугджурского, суннагинского и батомгского комплексов приведены в таблицах 6.2.1., 6.2.2., 6.2.3.

Результаты расчётов P и T приведённые в таблицах 6.2.1., 6.2.2., 6.2.3., нанесены на фазовую диаграмму плавления мантийного перидотита KLB – 1 (Zhang, Herzberg, 1994, Herzberg, 1995) (рис. 6.2.2.). Из рассмотрения диаграммы рис. 6.2.2. и анализа указанных таблиц следует следующее.

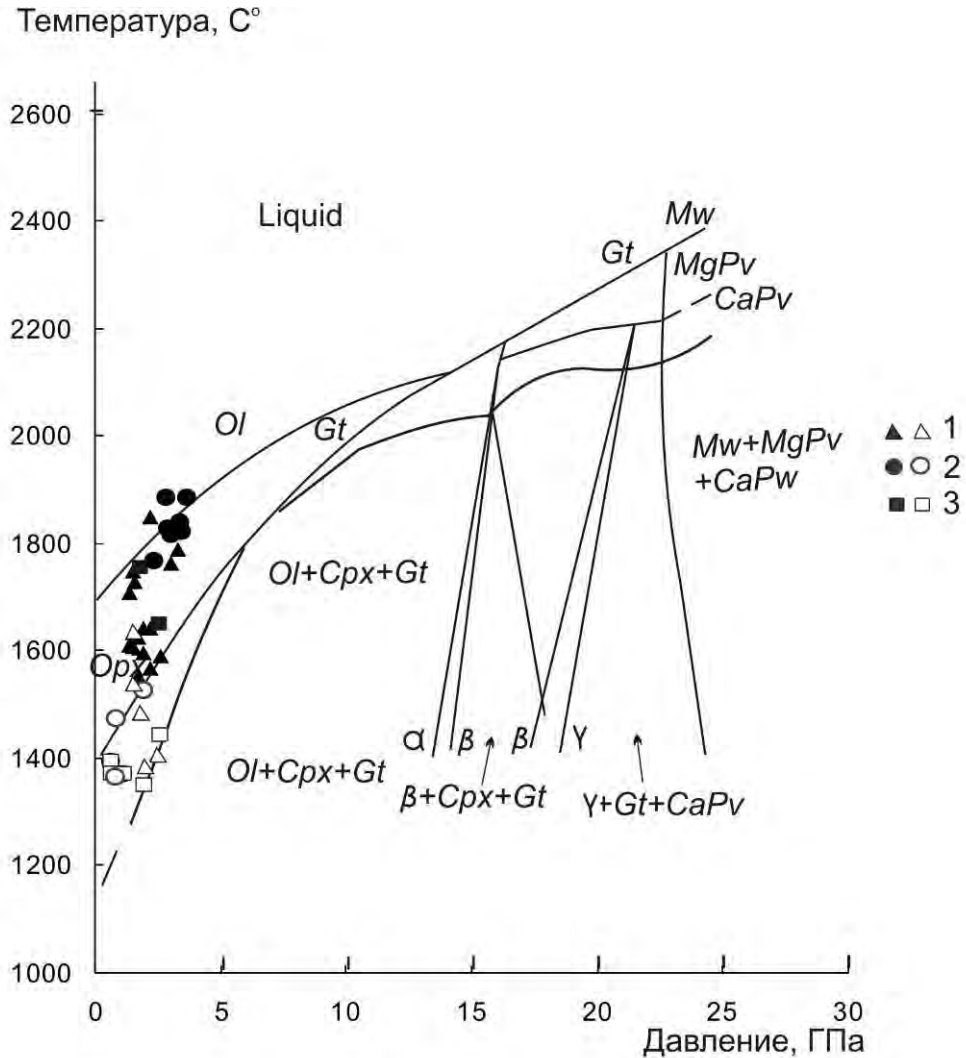


Рис. 6.2.2. Корреляция модельных P-T – параметров для коматиитовых магм на основе фазовой диаграммы мантийного перидотита KLB-1(Zhang, Herzberg, 1994, Herzberg, 1995)

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, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, Gt – гранат, Mw – магнезиовюстит, MgPv – магнезиальный перовскит, CaPv – перовскит, α - оливин, β – модифицированная шпинель $(MgFe)_2SiO_4$, γ – шпинель - $(MgFe)_2SiO_4$.

1. Коматииты раннего архея нимнырского и олёмминского комплексов формировались при давлении в очагах магмаобразования варьировавшем от 1.4 до 3.3 ГПа и температурах 1550-1850°C, а коматиитовые базальты - -1.5 - 2.2 ГПа и 1380-1540°C.

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

3. Ранний протерозой. Для коматиитов джугджурского комплекса потенциальная температура в магматическом очаге составляла 1660-1760°C, а давление - 1.8-2.6 ГПа. Коматиитовые базальты джугджурского и суннагинского комплексов формировались в магматических очагах при: $T_{\text{pot}} = 1390-1420^\circ\text{C}$ 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 подтверждают закономерность снижения температуры мантии в геологической истории Земли в течении времени от архея до протерозоя.

Как известно по отношению $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ коматииты относятся к Al-деплетированному ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \approx 12$), к Al-недеплетированному ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \approx 22$) и к Al-обогащённому ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \approx 30$) типам. Выполненные к настоящему времени исследования по коматиитам зеленокаменных поясов различных щитов Мира показали, что выделенных 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 (рис. 6.2.3.). Из диаграммы $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ (рис.6.2.4.) следует, что коматииты олёмминского комплекса соответствуют - Al-деплетированному, Al-недеплетированному и обогащённому типам, сутамского - Al-деплетированному, Al-недеплетированному и Al-обогащённому типам, джугджурский - Al-деплетированному, Al-недеплетированному и обогащённому типу. Петрологическое объяснение этому явлению приведено Робин-Попиелом с соавторами (Robin-Popieul et al., 2012). В настоящее время принято считать, что центральная часть плюма является наиболее высокотемпературной, в то же время как в краевых его частях температуры меньше. Таким образом, можно полагать, что недеплетированные коматииты являются производными высокотемпературной центральной части плюма. Относительно низкотемпературные краевые части плюма при том же давлении попадают в поле устойчивости граната, как следует из диаграммы, и будут продуцировать Al-деплетированные коматииты. При дальнейшем подъёме плюма в область более низких температур и давлений краевые области плюма с неустойчивым реститовым гранатом будут плавиться и продуцировать Al-обогащённые коматииты.

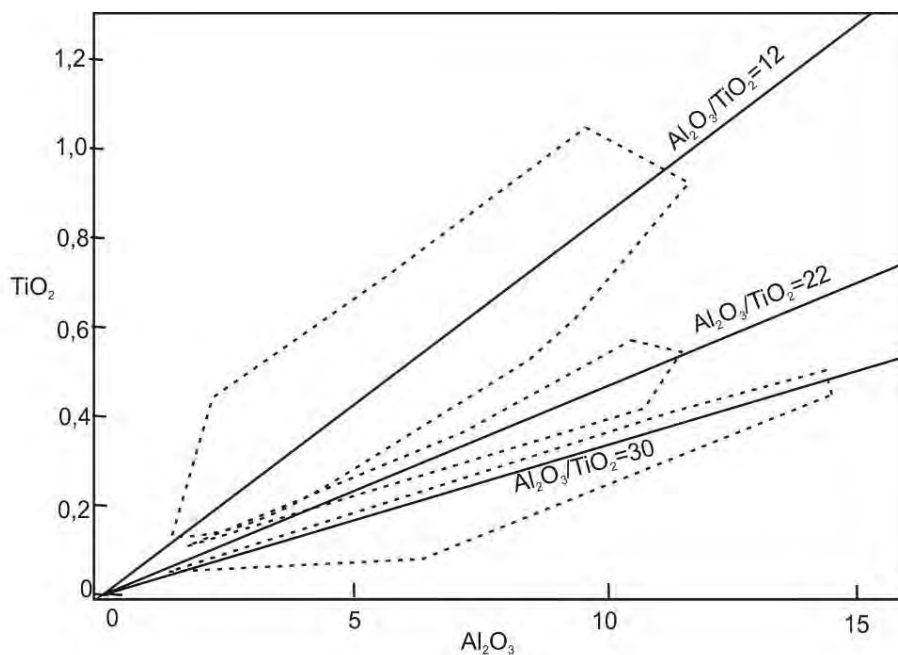


Рис. 6.2.3. Соотношение TiO_2/Al_2O_3 для коматиитов зеленокаменного пояса Барбуртон Каапвальского щита Южной Африки (Robin – Porieul et al, 2012).

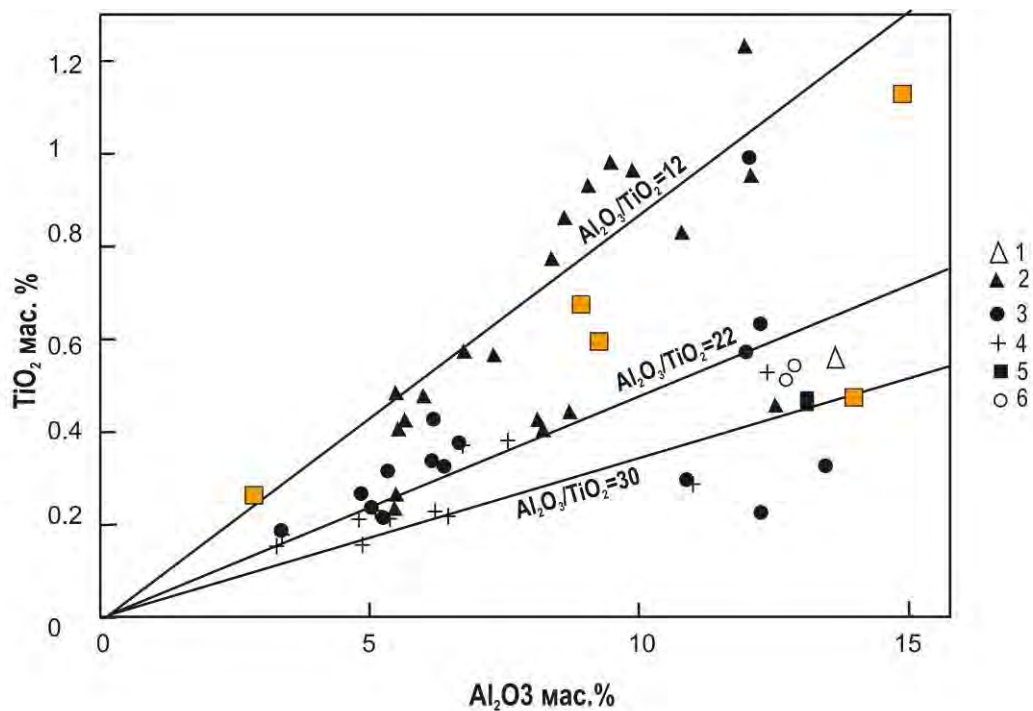


Рис. 6.2.4. Соотношение TiO_2/Al_2O_3 для метакоматиитов и коматиитовых metabазальтов раннекоровых комплексов Алданского щита: 1 – нимьёрского, 2 – олёмминского, 3 – сутамского, 4 – курультинского, 5 – джугджурского, 6 – суннагинского, в соответствии с анализами пород таблиц 3.2.1., 3.2.2., 4.2.1., 4.2.2, 5.2.1., 5.2.2.

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 – деплетированная 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. 6.2.5) следует, что источниками коматиитов раннеархейских нимнырского и олёмминского комплексов, позднеархейского сугамского и раннепротерозойского джугджурского могла служить примитивная (PM) и обогащённая (EM) типы мантий.

Эти результаты подтверждаются и на других геохимических диаграммах: $(Gd/Yb)_N - Al_2O_3/TiO_2$ (рис. 6.2.6.) и $(La/Sm)_N - Al_2O_3/TiO_2$ (рис. 6.2.7.).

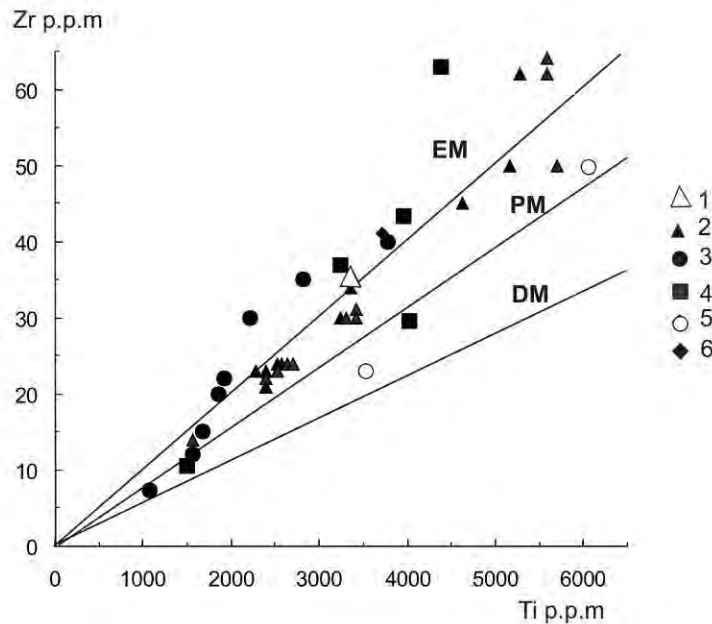


Рис. 6.2.5. Диаграммы соотношений содержаний Ti и Zr в коматиитах и коматиитовых базальтах раннекоровых комплексов Алданского щита.

1-7 комплексы: 1 – нимнырский, 2 – олёмминский, 3 – сугамский, 4 – джугджурский, 5 – суннагинский, 6 – батомгский (табл. 3.1.2., 3.2.2, 4.1.2, 5.1.2., 5.2.2, 5.3.2.)

EM – обогащённая мантия, PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия.

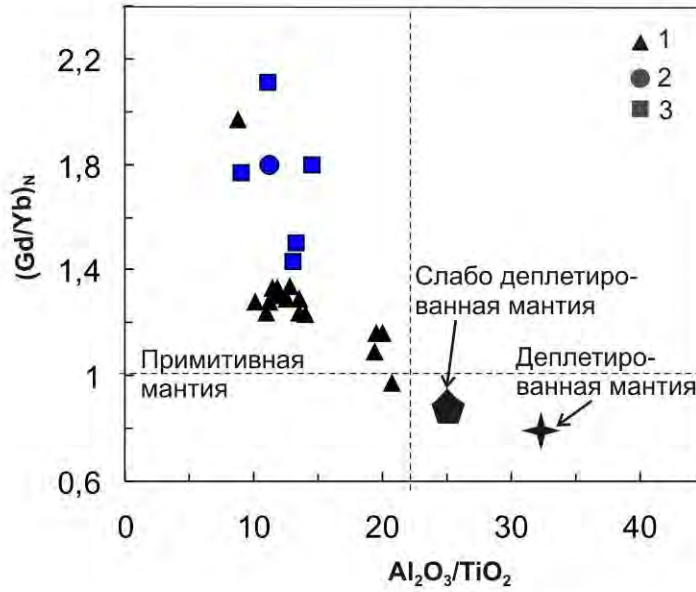


Рис. 6.2.6. Диаграмма $Al_2O_3/TiO_2-(Gd/Yb)_N$ для раннекоровых комплексов Алданского щита.

Условными знаками обозначены комплексы: 1 - олёкминский, 2 - сутамский, 3 - джугджурский (табл. 3.2.2., 4.1.2., 5.1.2.).

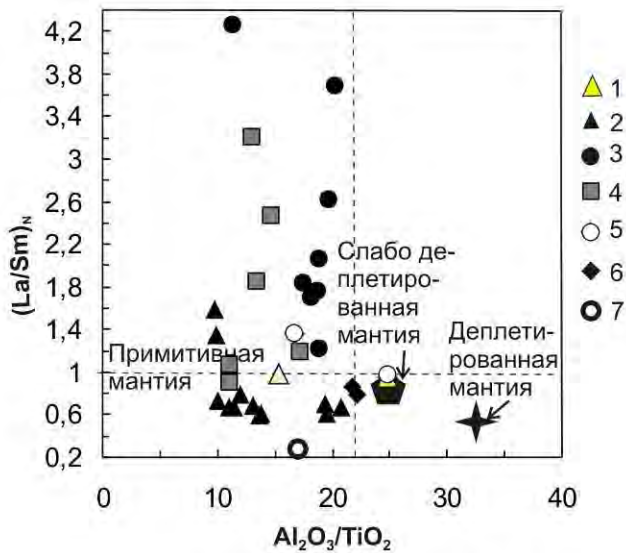


Рис. 6.2.7. Диаграмма $(La/Sm)_N - Al_2O_3/TiO_2$ для раннекоровых коматиитов Алданского щита.

Условными знаками обозначены комплексы: 1 - нимньерский, 2 - олёкминский, 3 - сутамский, 4 - джугджурский, 5 - суннагинский, 6 - батомгский, 7 - меловые коматииты о. Горгона, Тихий океан (табл. 3.1.2., 3.2.2., 4.1.2., 4.2.2., 5.1.2., 5.2.2., 5.3.2.).

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 отражено на диаграмме Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2008) (рис. 6.2.8.).

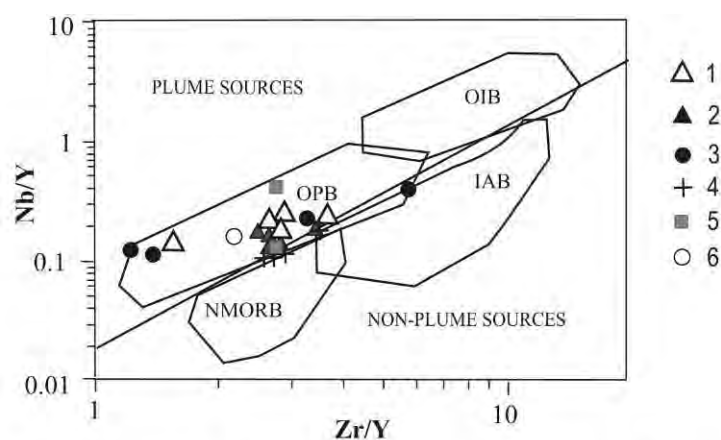


Рис. 6.2.8. Диаграмма Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2008) для толеитовых metabазальтов раннекоровых метаморфических комплексов Алданского щита. Ранний архей: 1 – нимнырский, 2 – олёмминский; поздний архей: 3 – сутамский, 4 – курультинский; ранний протерозой: 5 – джугджурский, 6 – суннагинский.

Точки составов пород нанесены в соответствии с данными таблиц 3.1.2., 3.2.2., 4.1.2., 4.2.2., 5.1.2., 5.2.2., 5.3.2.

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

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 базальтовой. 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, Богатилов, 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, Kröner. 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 (рис. 7.1.1 а). 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 скупивание на периферии хребтов и плавление основания этого чешуйчато-покровного сооружения с образованием ТТГ – магм (рис. 7.1.1. б).

3. Сиалическое магмаобразование архея происходило в зонах субдукции, среди которых выделяется два типа: «пологая» и «нормальная» (рис. 7.1.1. с,d). 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, Moyen , 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) (рис. 7.1.2). Важным положением предложенной модели была трактовка архейских высокотемпературных 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.

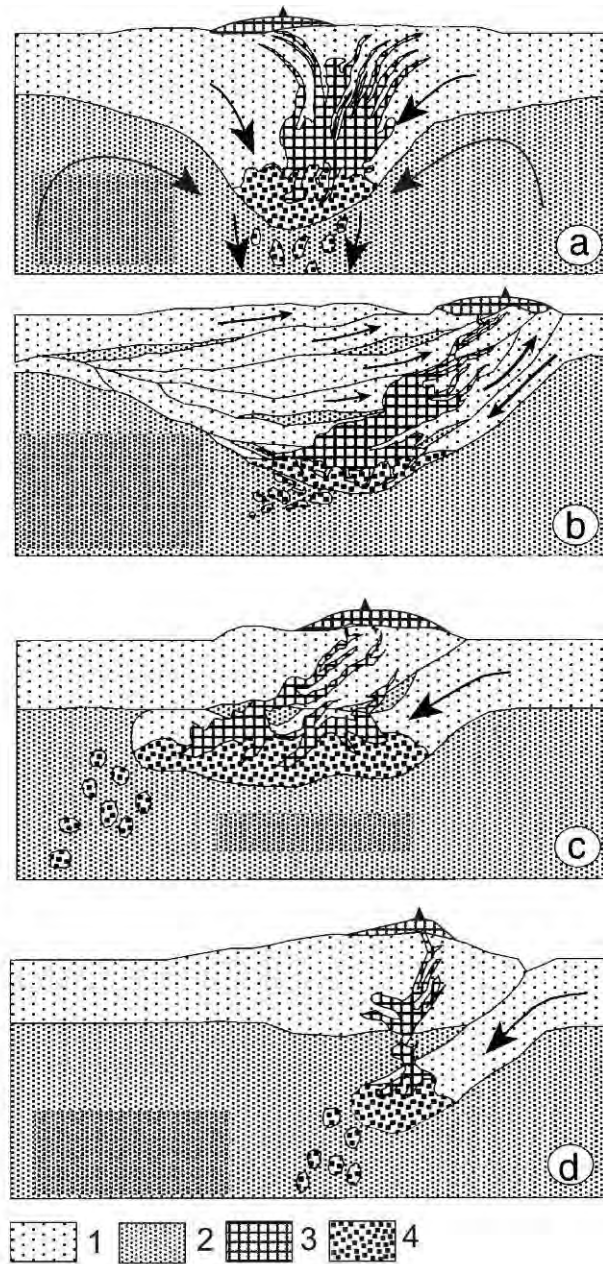


Рис. 7.1.1 Модели происхождения сиалической коры TTG состава (Nutman, 2007) 1 – мафическая кора; 2 – мантия; 3 – расплавы TTG состава; 4 – зона плавления с реститовым гранатом и клинопироксеном; а – модель плавления базитовой коры втянутой в мантию процессами сагдукции; б – модель плавления основания чешуйчато-надвигово утолщения базитовой коры на конвергентных границах плит; с – модель плавления базитовой коры при «пологой» субдукции; д – модель плавления базитовой коры при «нормальной» субдукции.

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-дацитовой и коматиит-толеитовой ассоциациям,

сопровождается 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-дацитовый 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.

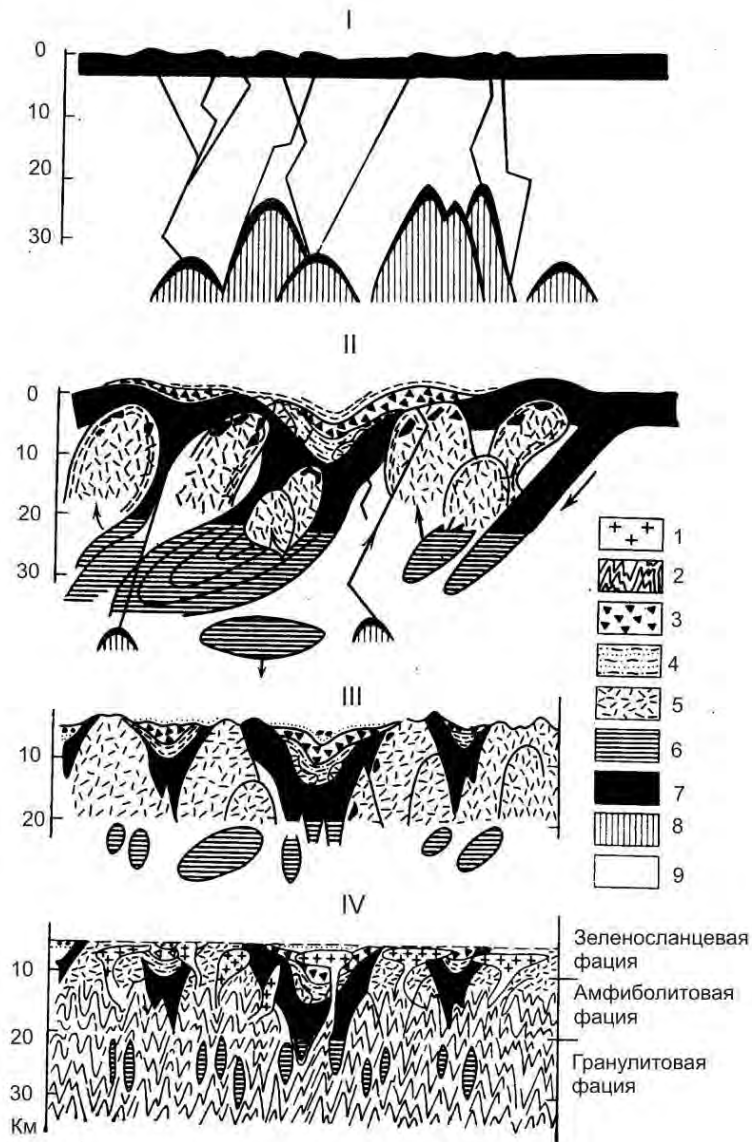


Рис. 7.1.2. Модель формирования сиалической коры по (Glikson, Lambert, 1976).

1 – калиевые граниты, 2 – гнейсо-гранулиты, 3 – поздние зеленокаменные комплексы, 4 – осадочные породы, 5 – натровые граниты, 6 – мафические гранулиты, 7 – ранние зеленокаменные комплексы, 8 – мантийные диапиры, 9 – мантия.

I, II, III, IV – стадии формирования (см. текст).

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

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

Принципиально важными полученными результатами являются следующие.

Установлено, что раннекоровые разновозрастные супракрустальные метаморфические ассоциации – метабазит-эндербитовая в гранулит-гнейсовых областях и амфиболит-плаггиогнейсовая в гранит-зеленокаменных представлены, главным образом, двумя петрохимическими сериями исходных вулканитов: известково-щелочной андезит-дацитовый и коматиит-толеитовый. 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-дацитовый и коматиит-толеитовый серий позволяют представить общую модель формирования ранней сиалической коры Алданского щита.

Условия P-T формирования исходных вулканитов коматиит-толеитовой серии разновозрастных раннекоровых образований Алданского щита установленные в разделе 6.2. позволяют рассматривать их генезис как результат декомпрессионного 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 подъёме 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., что способствовало понижению температуры плавления вещества мантии и первичной базитовой коры.

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 изливание 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 архипелаги вулканических островов, которые разрастаясь при дальнейшем функционировании магматической деятельности плюмов, превращались в первые сиалические микропротоcontiенты (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 верхней мантии возник очаг разогретого мантийного материала, который стал источником для плюма (рис. 7.2.1.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 и состава излияние её на поверхность. Параллельно изливаются коматиитовые и толеитовые лавы. Часть этих расплавов подслаивает основание ранней базитовой коры (андерплейтинг). Этот процесс андерплейтинга имеет важное 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. 7.2.1.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. 7.2.1.). Рачётами модельных расплавов среднего и кислого состава андезит-дацитовый ассоциаций Сутамского блока, показано, что их источниками магматических расплавов служила андерплейтинговая базитовая кора производная раннеархейского олёкминского плюма (рис. 7.2.1.Б.).

А

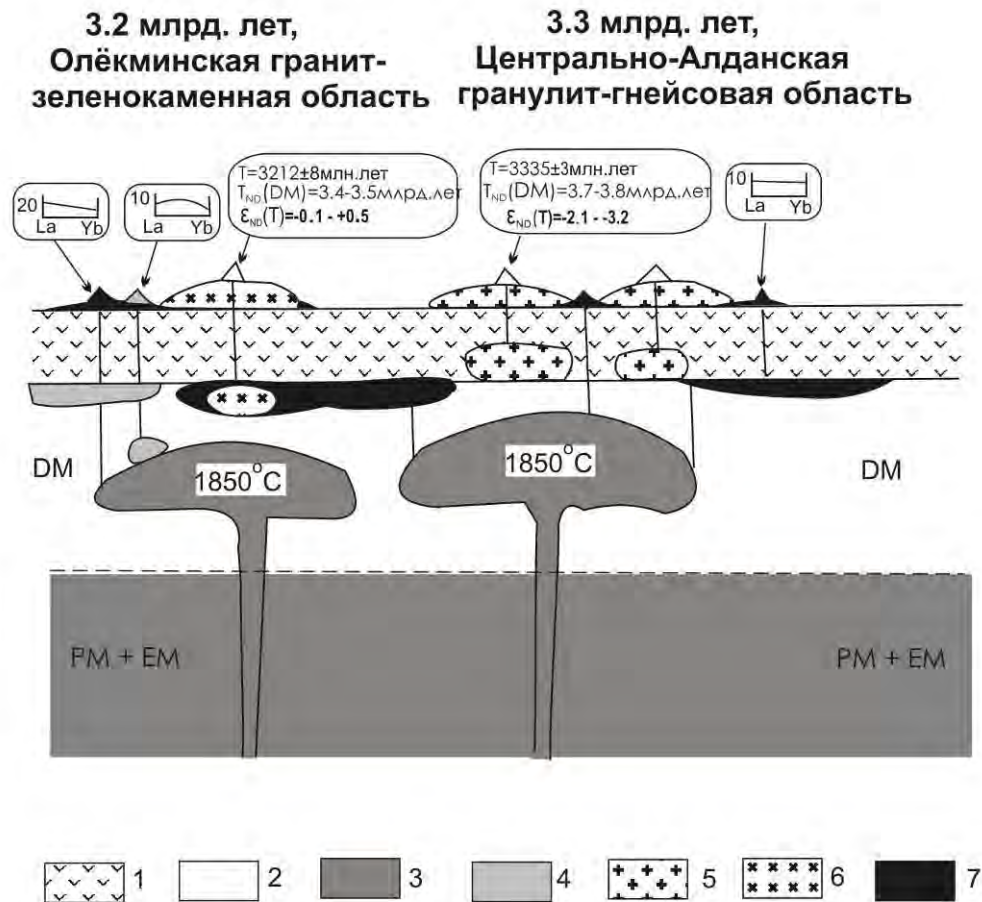


Рис. 7.2.1.А. Плюмовая модель формирования ранней сиалической коры в раннем архее.

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.

3. Палеопротерозой. Плюмовой позднеархейской магматической деятельностью осуществлялся андерплейтинг первичной базитовой коры в пределах палеопротерозойской Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой области (рис. 7.2.1.В.). Это доказывается модельным расчётом состава исходного расплава андезитов Джугджурского комплекса.

Метаморфический комплекс Батомгской гранит-зеленокаменной области середины палеопротерозоя (2060 млн лет) завершается формирование ранней сиалической коры восточной окраины Алданского щита. Источниками исходных сиалических расплавов батомгского комплекса служили базиты андерплейтингового подслаивания первичной

базитовой коры при плюмовом магмаобразовании в соседней Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой области (в современных географических координатах). Расчёт модельного исходного расплава дацита подтверждает это положение (рис. 7.2.1.В.).

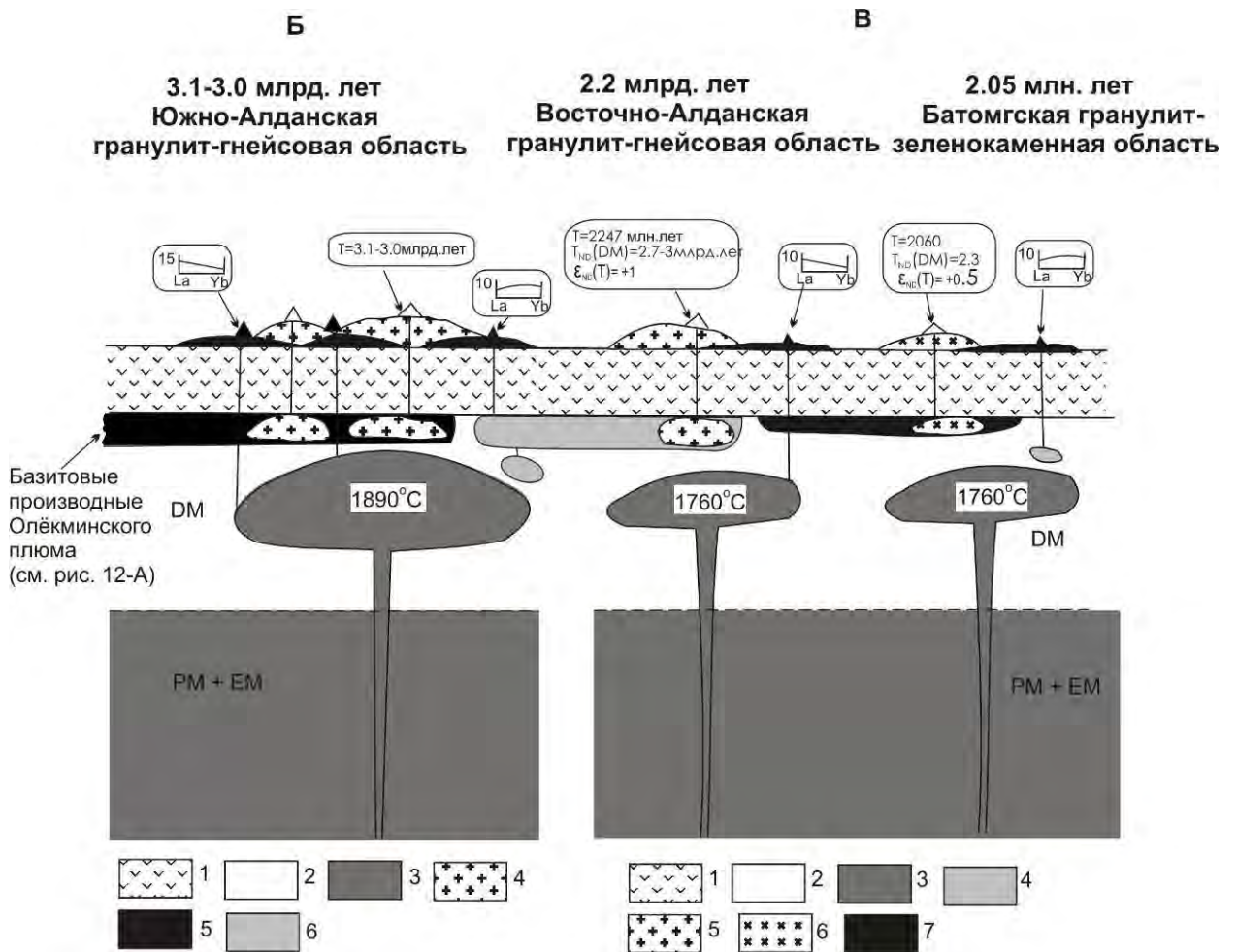


Рис. 7.2.1.Б Плюмовая модель формирования ранней сиалической коры в позднем архее.

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. 7.2.1.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 нижнекоровым сиалическим образованиям Алданского щита позволили сделать следующие выводы.

Нижняя сиалическая кора Алданского щита формировалась в раннем, позднем архее и раннем протерозое. Раннеархейская нижняя сиалическая кора распространена в Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой (Нимнырский блок) и Олёкминской гранит-зеленокаменной областях, где представлена метабазит-эндербитовой и амфиболит-плагиогнейсовой ассоциациями метаморфических пород, соответственно. Позднеархейские раннекоровые сиалические образования приурочены к Южно-Алданской гранулит-гнейсовой области, где известны в Сутамском, Зверевском, Курультинском блоках, сложенных метабазит-эндербитовой ассоциацией метаморфических пород. Раннепротерозойская нижняя сиалическая кора слагает восточную часть Алданского щита в Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой (Джугджурский и Суннагинский блоки) и Батомгской гранит-зеленокаменной областях, где представлена метабазит-эндербитовой и амфибол-плагиогнейсовой ассоциациями метаморфических пород. Установлено, что магматическими протолитами указанных ассоциаций метаморфических пород как в в гранулит-гнейсовых, постоянно 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.

Постоянное совместное нахождение в исходных раннекоровых супракраустальных толщах средне-кислых вулканитов известково-щелочной серии, коматиитов, коматиитовых и толеитовых базальтов может быть объяснено только на основе модели плюмового мантийного магматизма. Это 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.

Модельные расчёты образования расплавов ранней сиалической коры, выполненные на основе экспериментов дегидратационного плавления амфиболитов, свидетельствуют, что оно происходило при давлениях $P \geq 10 < 15$ кбар, при температуре 900-985°C. Состав метакоматиитов раннекоровых метабазит-эндербитовой и амфиболит-плагиогнейсовой ассоциаций свидетельствует, что температура в очагах расплавов архейских коматиитов достигала 1890°C, а раннепротерозойских -1760°C, давление составляло 3.7 ГПа и 2.6 ГПа соответственно, что подтверждает закономерность снижения температуры мантии в геологической истории развития Земли с течением времени. Источниками мантийных плюмов архея и раннего протерозоя, судя по геохимическим особенностям метакоматиитов, служила примитивная и обогащённая мантия.

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 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, в пределы Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой и Батомгской гранит-зеленокаменной областей, где на рубеже 2.06 млрд лет 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.

Приложение 1

ТАБЛИЦЫ

Таблица 2.1. U-Pb-изотопные данные для цирконов из гиперстенового плагиогнейса, джугджурского комплекса (проба Э14-137) (Вовна и др., 2014)

№ точки анализа	Изотопные отношения			Возраст, млн лет	
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
14-137_N1(r)	4,3419±2.8	0,3030±1.8	0,1039±2,8	1701±23	1706±26
14-137_N2(c)	4,2994±3.1	0,3008±1.9	0,1036±3,1	1693±26	1695±28
14-137_N3(c)	4,3699±3.2	0,3024±2.0	0,1048±3,3	1707±27	1703±29
14-137_N4(c)	4,3315±3.8	0,3001±2.2	0,1047±3,8	1699±31	1692±33
14-137_N5-l(r)	4,4350±1.5	0,3086±1.2	0,1042±1,5	1719±12	1734±19
14-137_N5-2(c)	4,4449±1.4	0,3077±1,2	0,1048±1,3	1721±12	1729±18
14-137_N6(c)	4,5065±1.7	0,3082±1,3	0,1060±1,8	1732±15	1732±20
14-137_N7	8,0281±1.9	0,4156±1,5	0,1401±1,9	2234±18	2240±28
14-137_N8-l(c)	4,4084±1.9	0,3049±1,4	0,1048±2.0	1714±16	1716±21
14-137_N8-2(r)	4,4011±1.9	0,3047±1,4	0,1047±1,9	1713±16	1715±21
14-137_N9	4,4791±1.4	0,3046±1,2	0,1066±1,4	1727±12	1714±18
14-137_N10(c)	4,5221±1.3	0,3001±1,2	0,1093±1,3	1735±11	1692±18
14-137_N1 l(r)	7,9762±1.5	0,4183±1,2	0,1383±1,4	2228±13	2253±24
14-137_N12(c)	4,4621±1.4	0,3046±1,2	0,1062±1,4	1724±12	1714±18
14-137_N13(c)	4,4518±1.5	0,3060±1,2	0,1055±1,5	1722±13	172Ш9
14-137_N14(c)	4,5580±1.8	0,3060±1,3	0,1080±1,7	1742±15	1721±20

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1σ ; (r) – краевая область зерна циркона; (c) – центральная область зерна циркона.

Таблица 2.2. Изотопные U-Pb данные для цирконов из амфиболовых диоритов (пр. Б-1/12) и биотитовых плагиогранитов (пр. Б-1/13) Батомгского блока (Мишкин и др., 2010).

Проба №	Навеска мг	Содержание		Изотопный состав			Изотопные отношения и			Rho
		ppm		свинца ¹⁾			возраст млн. лет ²⁾			
		Pb	U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
<i>Пр. Б-1/12</i>										
1	0,30	22,8	59,7	1279	7,2923	6,8297	5,96217	0,341153	2053	0,94
2	0,20	91.2	260.4	786	6.9814	6.4440	5.35263	0.307180	2048	0.86
3	0,80	33,1	103,2	2282	7.50,28	7,7586	5,09970	0,293538	2064	0,91
4	0,35	46.8	145.2	641	6.8301	6.4459	4.86215	0.280517	2039	0.75
5	0,55	28.4	56.7	442	4.7178	3.6383	5.63796	0.347963	1919	0.74
<i>Пр. Б-1/13</i>										
1	0.50	221.8	680.6	1001	7.2763	6.8510	5.07950	0.290356	2046	0.96
2	0.20	143.4	1051.2	826	6.2979	4.8450	1.95982	0.111841	2067	0.80
3	0.20	183.2	1428.6	489	5.7798	4.1780	1.75002	0.099759	2060	0.80

¹⁾ Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.02 нг для U и масс-дискриминацию 0.12±0.04%.

²⁾ Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели Стейси и Крамерса (Stacey, Kramers, 1975)

Таблица 3.1.1. Составы магматических пород Тихого океана

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	65.2	49.74	46.97	45.73
TiO ₂	0.59	1.69	0.61	0.65
Al ₂ O ₃	13.78	14.58	13.07	11.49
Fe ₂ O ₃	3.35	2.07	12.16	12.48
FeO	4.27	8.80	-	-
MnO	0.16	0.19	0.19	0.18
MgO	1.87	7.74	14.97	19.03
CaO	5.71	11.47	11.17	9.70
Na ₂ O	3.14	2.54	1.15	1.06
K ₂ O	0.90	0.14	0.036	0.04
P ₂ O ₅	0.14	0.19	0.048	0.05
Rb	13.33	1.48	1.233	1.38
U	0.36	0.061	0.012	0.01
Th	0.68	0.158	0.031	0.02
Ba	236.07	11.8	67.4	11.10
Sr	268.28	123	57.53	70.4
La	3.86	3.29	0.54	0.58
Ce	10.07	10.2	1.80	1.99
Pr	-	-	0.48	0.45
Nd	7.83	9.03	2.62	2.58
Sm	2.20	3.12	1.2	0.94
Eu	0.76	1.18	0.53	0.49
Gd	2.58	4.31	1.67	1.70
Tb	0.46	0.754	0.39	0.3
Dy	2.95	5.29	2.445	2.29
Ho	0.66	1.17	0.56	0.5
Er	1.99	3.28	1.63	1.48
Yb	1.98	2.99	1.45	1.34
Lu	0.333	0.459	0.22	0.20
Zr	51.26	85.8	30.67	29.25
Hf	1.13	2.31	1.09	1.00
Nb	0.8	2.81	0.55	0.48
Ta	0.04	0.188	-	-
Y	-	-	16,53	14,58

1 - Соств андезит-дацитовых пород океанической дуги Тонга-Кермадек (Брайан, 1988, Turner et al., 2012). 2 - Состав MORB Тихого океана (Arevalo, McDonough, 2010, Говоров и др., 1996). 3, 4 – составы коматиитовых базальтов (3) и коматиитов (4) о. Горгона, Тихий океан (Kerr et al., 1996, Jochum et al., 1991).

Таблица 3.1.2. Химические составы эндрбитов Нимнырского блока

Компо- ненты	8	A28	7	о315в/2	10	9920/9	К-40	0361 в	0346 б	P-28	6
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	59.02	60.97	62.04	62.64	63.43	63.44	63.83	64.48	64.58	64.70	64.78
TiO ₂	1.13	0.30	0.58	1.44	0.56	1.20	0.78	1.02	0.62	0.71	0.61
Al ₂ O ₃	15.9	19.70	16.72	14.39	15.21	18.07	17.58	13.35	14.49	17.35	14.66
Fe ₂ O ₃	2.9	5.04	1.58	3.91	1.76	1.28	0.6	0.61	0.7	2.62	1.28
FeO	4.38		4.09	4.37	3.55	4.42	3.62	6.73	5.06	3.88	3.72
MnO	0.1	0.05	0.08	0.12	0.07	0.17	0.04	0.15	0.11	0.09	0.09
MgO	4.8	0.59	2.4	2.65	3.06	1.39	2.13	4.07	3.43	2.14	2.4
CaO	5	4.72	4.9	3.96	4.55	4.35	4.69	4.39	4.31	1.13	5.19
Na ₂ O	4.05	6.61	4.41	4	3.65	4.06	4.88	2.4	3.8	2.80	3.66
K ₂ O	1.63	1.33	1.35	1.51	2.79	0.84	1.81	1.25	1.2	3.40	2.63
P ₂ O ₅	0.1	0.20	0.3	0.48	0.22	0.04	0.18		0.19	0.18	0.28
п.п.п	0.53	0.28	1.2	0.55	0.32	0.27	0.18	0.27	0.58	0.59	0.35
Сумма	100.1	99.79	100.66	100.02	99.17	99.53	100.24	98.72	99.07	100.16	99.95
Ni	-	8	-	-	-	72	80	-	-	-	-
Co	-	7	-	-	-	20.90	8	-	-	-	-
Cr	-	14	-	-	-	318	-	-	-	-	-
V	-	61	-	-	-	151	-	-	-	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-	29	-	-	-	-
Ba	-	628	-	-	-	553	570	-	-	-	-
Sr	-	608	-	-	-	662	490	-	-	-	-
Y	-	16	-	-	-	21.96	-	-	-	-	-
Zr	-	596	-	-	-	383.71	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	9.08	5.6	-	-	-	-
Nb	-	2.7	-	-	-	16.17	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	0.69	0.46	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	0.86	1.57	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	0.93	10.3	-	-	-	-
La	-	65.9	-	-	-	24.59	-	-	-	-	-
Ce	-	108.6	-	-	-	37.74	75	-	-	-	-
Nd	-	36.8	-	-	-	12.50	-	-	-	-	-
Sm	-	5.44	-	-	-	2.46	5.92	-	-	-	-
Eu	-	2.03	-	-	-	0.91	1.94	-	-	-	-
Gd	-	3.94	-	-	-	3.29	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	0.55	0.82	-	-	-	-
Dy	-	3.12	-	-	-	3.93	-	-	-	-	-
Er	-	1.69	-	-	-	2.21	-	-	-	-	-
Yb	-	1.49	-	-	-	1.91	1.82	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	0.26	-	-	-	-	-
(La/Yb) _N	-	44.23	-	-	-	8.69	-	-	-	-	-
(La/Sm) _{NN}	-	7.63	-	-	-	6.29	-	-	-	-	-
(Gd/Yb) _N	-	2.14	-	-	-	1.39	-	-	-	-	-
Mg/Mg+Fe	0.55	0.19	0.43	0.38	0.52	0.29	0.47	0.50	0.52	0.38	0.47
Na2O/K2O	2.48	4.97	3.27	2.68	1.31	4.83	2.7	1.92	3.17	0.82	1.39

Продолжение таблицы 3.1.2.

Компо-	A26	o315в	o315д	o315д/2	0362 в	o315e/2	A33	o315e	4	362	3	122	средний
	12	13	14	15	17	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	66.26	66.30	67.12	67.56	67.70	67.8	68.52	69.08	69.24	70.00	70.9	71.9	65.93
TiO ₂	0.51	1.02	0.17	0.16	0.81	0.28	0.51	0.27	0.5	0.52	0.39	0.32	0.63
Al ₂ O ₃	15.99	14.87	18.05	17.05	14.02	16.05	15.34	15.93	13.98	12.63	11.45	13.6	15.49
Fe ₂ O ₃	4.29	2.37	0.76	1.23	1.58	2.13	4.4	0.77	0.42	1.17	1.59	1.32	1.93
FeO		3.1	0.92	0.93	4.41	1.68	-	1.66	3.45	4.52	5.25	1.49	3.56
MnO	0.05	0.06	<0.01	0.04	0.07	0.06	0.17	0.04	0.09	0.09	0.19	<0.01	0.08
MgO	1.68	1.9	0.57	0.91	2.59	0.98	1.22	1.19	2.01	3.18	1.09	1.13	2.00
CaO	3.51	3.59	2.36	2.35	2.43	2.98	5.54	2.24	4.32	2.65	1.86	3.07	3.66
Na ₂ O	5.06	4.2	6.06	5.86	3.38	4.8	2.18	5.07	3.11	3.66	3.01	4.56	4.14
K ₂ O	1.56	1.29	2.45	2.32	1.2	2.21	1.05	2.84	1.22	1.06	1.53	1.21	1.72
P ₂ O ₅	0.19	0.3	0.05	0.07	0.13	0.07	0.2	0.05	0.21	0.03	0.12	0.1	0.17
п.п.п	0.39	0.96	0.72	0.33	0.53	0.47	0.63	1	0.74	0.78	-	0.61	0.55
Сумма	99.49	99.66	99.47	98.80	98.85	99.49	99.76	100.2	99.32	100.29	99.25	99.39	99.92
Ni	25	-	-	-	-	-	15	-	-	-	-	-	40.0
Co	10	-	-	-	-	-	9	-	-	-	-	-	10.98
Cr	52	-	-	-	-	-	33	-	-	-	-	-	104.25
V	57	-	-	-	-	-	47	-	-	-	-	-	79.0
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	29.0
Ba	528	-	-	-	-	-	492	-	-	-	-	-	554.2
Sr	451	-	-	-	-	-	114	-	-	-	-	303	438.0
Y	11	-	-	-	-	-	17	-	-	-	-	12	15.59
Zr	165	-	-	-	-	-	247	-	-	-	-	130	304.34
Hf	-	-	2.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.73
Nb	9.1	-	-	-	-	-	56	-	-	-	-	-	20.99
Ta	-	-	0.05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.40
U	-	-	0.34	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.92
Th	-	-	0.26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.83
La	37.07	-	-	-	-	-	46.8	-	-	-	-	-	43.59
Ce	66.61	-	10.4	-	-	-	82.68	-	-	-	-	-	63.50
Nd	24.98	-	-	-	-	-	28.14	-	-	-	-	-	25.60
Sm	4.14	-	0.76	-	-	-	4.33	-	-	-	-	-	3.12
Eu	1.11	-	0.5	-	-	-	1.09	-	-	-	-	-	1.26
Gd	2.93	-	-	-	-	-	3.26	-	-	-	-	-	3.30
Tb	-	-	0.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.48
Dy	2.09	-	-	-	-	-	2.82	-	-	-	-	-	2.99
Er	1.04	-	-	-	-	-	1.63	-	-	-	-	-	1.64
Yb	0.92	-	0.21	-	-	-	1.5	-	-	-	-	-	1.31
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.26
(La/Yb) _N	40.29	-	-	-	-	-	31.2	-	-	-	-	-	31.10
(La/Sm) _N	5.64	-	-	-	-	-	6.80	-	-	-	-	-	6.59
(Gd/Yb) _N	2.57	-	-	-	-	-	1.76	-	-	-	-	-	1.96
Mg/Mg+Fe	0.44	0.39	0.40	0.46	0.44	0.33	0.35	0.47	0.48	0.51	0.23	0.42	0.42
Na ₂ O/K ₂ O	3.24	3.26	2.47	2.52	2.82	2.17	2.08	1.78	2.55	3.45	1.97	3.78	2.68

Примечание. Окислы в мас.%, элементы примеси в г/т, «←» – содержание элемента не определялось. 1-4 – гиперстеновые плагиогнейсы андезитового состава, 5-23 – гиперстеновые плагиогнейсы дацитового состава, 24 – средний состав эндербитов нимырского комплекса. 1, 3, 5, 6, 11, 17, 22 23 – Реутов, 1981; 2, 13, 20 – Jahn et al., 1998; 4, 14-15, 19, 21 – Другова и др., 1985; 6 – Добрецов и др., 2008; 8-10 - Ранний докембрий Южной Якутии. 1986.

Таблица 3.1.3. Химические составы двупироксеновых сланцев и амфиболитов нимнырского комплекса

Компо- ненты	К-12/2	АМ-1	9920/6	998/10	3715/5	АМ-4	9920/2	среднее
	1г	2г	3г	4	5	6г	7г	
SiO ₂	47.55	49.15	48.23	49.12	49.19	49.91	50.92	49.15
TiO ₂	0.92	1.43	0.97	1	0.56	1.12	0.93	1.07
Al ₂ O ₃	15.41	14.63	15.1	15.23	13.96	15.52	14.96	15.12
Fe ₂ O ₃	2.74	14.27	3.9	4.95	2.02	11.74	5.79	7.69
FeO	9.44	0	7.61	5.9	8.56		6.07	7.71
MnO	0.26	0.21	0.23	0.28	0.15	0.18	0.25	0.23
MgO	8.39	6.76	9.04	10.44	12.22	7.67	7.34	7.84
CaO	12.15	10.38	11.35	9.28	10.66	10.39	9.69	10.79
Na ₂ O	2.2	2.04	2.55	2.12	1.49	2.13	2.94	2.37
K ₂ O	0.88	0.97	0.94	1.64	1.05	1.15	1.04	1.00
P ₂ O ₅	0.06	0.16	0.08	0.04	0.14	0.19	0.07	0.11
U	-	-	0.29	0.16	0.18	0.33	0.25	0.29
Th	-	-	0.65	0.34	0.46	0.65	0.45	0.58
Ba	-	1726	307	1395	419	429	275	684.25
Sr	-	474	303	880	404	294	349	355.00
La	-	9.18	6.95	8.63	3.34	6.44	8.00	7.64
Ce	-	19.67	14.53	20.85	9.44	14.63	16.50	16.33
Pr	-	2.85	1.94	3.75	1.22	2.12	2.29	2.30
Nd	-	14.03	8.70	20.31	6.14	10.31	10.61	10.91
Sm	-	3.99	2.36	5.54	2.2	2.78	2.94	3.02
Eu	-	0.75	0.59	0.87	0.85	0.64	0.61	0.65
Gd	-	4.77	2.92	5.73	2.73	3.22	3.42	3.58
Tb	-	0.73	0.48	0.80	0.46	0.51	0.55	0.57
Dy	-	5.18	3.28	5.62	3.28	3.28	3.74	3.87
Ho	-	1.07	0.71	1.16	0.68	0.66	0.81	0.81
Er	-	3.08	2.04	3.34	2.25	1.89	2.30	2.33
Tm	-	0.40	0.28	0.46	0.3	0.25	0.33	0.32
Yb	-	2.89	1.96	2.96	2.33	1.97	2.37	2.30
Lu	-	0.44	0.31	0.45	0.31	0.27	0.36	0.35
Zr	-	73.94	45.33	45.97	35.5	59.48	55.89	58.66
Hf	-	2.21	1.34	1.65	1.05	1.80	1.72	1.77
Ta	-	0.34	0.15	0.29	0.06	0.21	0.22	0.23
Nb	-	6.14	3.63	4.15	1.16	3.69	3.68	4.29
Y	-	26.04	17.36	30.05	19.04	16.46	20.09	19.99
Cr	-	252	527	5.33	-	252	311	335.50
Ni	-	92	63	243	-	101	89	86.25
V	-	268	217	291	-	182	217	221.00
Co	-	383	38.9	49.80	-	32.00	33.80	121.93
(La/Yb) _N	-	2.14	2.39	1.97	1.43	2.21	2.14	2.22
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	16.78	10.26	15.59	15.36	24.82	13.85	16.03	14.50
(La/Sm) _N				0.98	0.96			
(Gd/Yb) _N				1.56	0.95			
Mg/Mg+Fe	0.56	0.48	0.59	0.64	0.68	0.56	0.54	0.55

Примечание: Окислы в мас.%, элементы примеси в г/т, «-» – содержание элемента не определялось. 5 - коматиитовый метабазацит, 1-4, 6, 7 – толеитовые метабазациты, 8-средний состав толеитовых метабазацитов. Анализы пород по (Смелов и др., 2006. Добрецов и др., 2008. Дук и др., 1986).

Таблица 3.2.1. Химические составы биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов олёкминского комплекса

№ обр.	A23	ГСП-2096	Б-2647/3	Б-2372	Д-214/4	З-47/1	ГСП-48А	С-5149/1
№№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8
Компоненты								
SiO ₂	55.42	56.97	57.48	59.58	59.82	60.08	62.56	62.85
TiO ₂	0.57	0.68	0.83	0.98	0.79	0.63	0.75	0.54
Al ₂ O ₃	18.49	16.15	16.95	17.84	18.4	19.63	15.4	15.67
Fe ₂ O ₃	5.84	2.47	8.57	6.32	0.41	1.49	2.18	2.84
FeO	-	4.69	-	-	2.7	2.84	4.12	2.62
MnO	0.08	0.02	0.180	0.137	0.04	0.03	0.1	0.06
MgO	4.9	4.41	6.37	2.72	2.48	1.91	2.81	3.29
CaO	8.07	9.62	3.45	6.78	8.75	6.30	5.7	4.64
Na ₂ O	4.03	3.54	3.02	3.77	4.2	5.62	3.67	4.06
K ₂ O	1.16	0.7	3.17	0.97	0.74	0.65	1.49	2.43
P ₂ O ₅	0.17	0.21	0.08	0.27	0.4	0.26	0.19	0.15
п.п.п.	0.76	0.86	0.39	0.58	0.8	-	1.04	0.21
Сумма	99.79	100.32	100.48	99.95	99.53	99.44	100.01	99.36
U	-	0.74	1.54	0.14	2.56	0.84	0.43	1.68
Th	-	2.31	26.04	4.00	9.81	2.26	6.94	10.59
Ba	615	-	598.0	265.3	-	127	-	-
Sr	675	-	65.10	173.2	-	700	-	-
La	25	22.5	51.90	20.09	58.9	11.0	34.01	29.8
Ce	55.3	34.96	98.00	44.59	97.7	22.68	96.89	54.5
Pr	-	-	10.99	5.29	-	-	-	-
Nd	26.87	14.35	40.64	20.28	53.3	11.32	31.45	18.9
Sm	4.85	2.95	7.90	4.56	6.8	1.99	3.41	4.08
Eu	1.26	1.08	1.46	1.39	1.9	1.0	1.22	0.79
Gd	3.15	-	6.66	4.63	-	2	-	-
Tb	-	0.42	0.91	0.82	0.74	0.28	0.8	0.69
Dy	1.89	-	5.49	4.77	-	0.4	-	-
Ho	-	-	1.24	0.99	-	-	-	-
Er	0.9	-	3.19	2.77	-	-	-	-
Tm	-	-	0.48	0.37	-	-	-	-
Yb	0.81	1.22	3.05	2.42	1.12	0.7	2.26	2.05
Lu	0.136	-	0.46	0.36	-	-	-	-
Zr	133	-	198.9	200.0	-	456	-	-
Hf	-	3.03	4.83	4.59	11.5	10.68	5.9	5.86
Ta	-	0.33	0.43	0.73	1.19	0.15	0.59	1.03
Nb	3.6	-	5.84	2.29	-	-	-	-
Y	8	-	31.57	27.97	-	7.2	-	-
Cr	136	-	431.1	73.9	-	-	-	-
Ni	94	-	175.85	61.50	-	29	-	-
(La/Yb) _N	20.83	12.45	11.49	5.60	35.5	10.61	10.16	9.81
(La/Sm) _N	3.24	3.24	4.14	2.77	5.45	-	6.28	4.5
(Gd/Yb) _N	3.20	-	1.16	1.54	-	-	-	-
Mg/Mg+Fe	0.63	0.53	0.6	0.46	0.58	0.45	0.45	0.54
Na ₂ O/K ₂ O	3.47	5.06	0.95	3.89	5.7	8.65	2.46	1.67

Продолжение таблицы 3.2.1

№ обр.	С-5169	3-29/1	3-47/2	С-5166/1	Б-2370	3-17/1	Рт-983/2	А22
№№ п.п.	9	10	11	12	13	14	15	16
Компоненты								
SiO ₂	62.89	65.19	66.64	67.42	68.01	68.8	69.16	69.84
TiO ₂	0.53	0.55	0.52	0.35	0.8	0.47	0.39	0.36
Al ₂ O ₃	16.79	15.78	17.35	16.35	16.39	14.95	15.55	15.53
Fe ₂ O ₃	1.44	0.76	0.25	2.08	1.38	1.55	1.61	2.88
FeO	3.36	3.94	3.06	1.44	2.56	2.11	1.45	-
MnO	0.06	0.06	0.01	0.04	0.05	0.03	0.06	0.04
MgO	2.73	2.56	1.48	1.55	1.37	2.23	1.21	0.96
CaO	5.01	4.94	4.16	3.91	2.45	2.81	3.56	2.89
Na ₂ O	4.67	4.03	4.56	4.47	5.07	4.06	4.82	4.91
K ₂ O	1.52	1.59	1.48	1.61	1.7	2.87	1.58	1.52
P ₂ O ₅	0.19	0.16	0.14	0.11	0.16	0.1	0.13	0.13
п.п.п.	0.84	0.7	0.58	0.69	0.1	0.45	0.39	0.57
Сумма	100.03	100.26	100.23	100.02	100.04	100.43	99.91	99.63
U	0.53	0.78	0.72	0.84	-	-	0.96	-
Th	0.57	6.36	3.13	8.39	-	-	8.14	-
Ba	-	482	556	-	705	-	-	426
Sr	-	-	469	-	665	302	-	718
La	40.98	-	-	19.61	43	-	23.49	25
Ce	70.91	62.26	70.07	47.55	80	65.4	57.27	46.3
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	25	24.32	9.28	35	24.5	25.54	16.95
Sm	3.51	4.38	3.3	1.72	5	4.12	3.45	2.7
Eu	1.53	1.07	1.03	0.74	1.5	0.91	0.85	0.74
Gd	-	-	-	-	3.6	-	-	1.66
Tb	0.47	0.56	0.36	0.4	0.48	0.82	0.48	-
Dy	-	-	-	-	1.9	-	-	1.03
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	0.49
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0.93	1.17	0.71	0.62	0.5	1.28	0.86	0.46
Lu	-	-	-	-	-	-	-	0.075
Zr	-	-	-	-	172	-	-	128
Hf	5.38	3.37	4.5	5.38	-	-	4.31	-
Ta	0.1	0.29	0.33	0.52	-	-	1.35	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	3.7
Y	-	-	-	-	8.4	-	-	3
Cr	-	-	-	-	-	-	-	18
Ni	-	-	-	-	-	-	-	12
(La/Yb) _N	29.74	-	-	21.35	58.05	-	18.44	36.68
(La/Sm) _N	7.35	-	-	7.18	5.41	-	4.29	5.83
(Gd/Yb) _N	-	-	-	-	5.82	-	-	4.67
Mg/Mg+Fe	0.51	0.50	0.44	0.45	0.40	0.6	0.40	0.41
Na ₂ O/K ₂ O	3.07	2.53	3.08	2.78	2.98	1.41	3.05	3.23

Продолжение таблицы 3.2.1.

№ обр.	С-5209/1	Б-2368	Д-253/3	Р-32/1	Б-2373	А42	среднее
№№ п.п.	17	18	19	20	21	22	24
Компоненты							
SiO ₂	70.11	70.24	70.7	70.74	71.25	71.43	65.33
TiO ₂	0.35	0.4	0.21	0.26	0.28	0.25	0.52
Al ₂ O ₃	15.70	15.5	15.31	15.4	15.53	15.61	16.38
Fe ₂ O ₃	2.69	1.47	0.21	0.31	2.55	2.07	2.34
FeO	-	2.06	2.34	2.85	-	-	2.63
MnO	0.041	0.03	0.02	0.01	0.043	0.05	0.05
MgO	0.64	0.6	0.8	0.68	0.85	0.81	2.15
CaO	2.35	2.68	4.04	2.88	3.51	2.86	4.61
Na ₂ O	4.75	5.08	4.83	4.78	4.73	3.22	4.36
K ₂ O	2.63	1.67	0.76	1.74	2.02	2.13	1.64
P ₂ O ₅	0.18	0.07	0.07	0.01	0.14	0.05	0.15
п.п.п.	0.60	-	0.6	0.44	0.38	1.04	0.60
Сумма	100.04	99.8	99.89	100.1	100.28	99.52	99.96
U	1.74	1.47	0.45	0.35	0.58	-	0.96
Th	25.56	18.66	4.38	7.62	5.07	-	8.81
Ba	1122	435	-	584	556.5	608	544.60
Sr	410.1	301	-	424	394.0	215	423.95
La	53.60	44	13.1	-	16.83	14.8	42.12
Ce	113.8	80	26.93	29.85	32.39	27.44	59.76
Pr	10.04	-	-	-	3.23	-	6.11
Nd	33.49	30	5.32	10.68	11.34	10.01	22.79
Sm	5.39	3.5	1.3	1.62	2.10	1.56	3.65
Eu	1.07	0.7	0.43	0.72	0.52	0.51	0.97
Gd	3.94	3.1	-	-	1.74	1.11	3.16
Tb	0.52	0.4	0.23	0.3	0.27	-	0.52
Dy	3.04	2	-	-	1.59	0.71	2.28
Ho	0.57	-	-	-	0.36	-	0.79
Er	1.69	-	-	-	1.02	0.32	1.48
Tm	0.22	-	-	-	0.15	-	0.19
Yb	1.40	0.5	0.38	0.3	1.03	0.28	1.09
Lu	0.22	-	-	-	0.16	0.042	0.21
Zr	316.7	181	-	-	154.4	124	206.4
Hf	7.62	5.42	2.22	2.53	3.96	-	5.36
Ta	0.45	0.52	0.26	0.28	0.38	-	0.53
Nb	8.10	-	-	-	3.36	3.3	4.31
Y	16.25	9.5	-	-	9.36	1	12.23
Cr	153.7	-	-	-	274	13	95.51
Ni	18.22	11	-	-	22.0	6	28.19
(La/Yb) _N	28.84	59.4	23.27	-	11.03	35.68	24.39
(La/Sm) _N	6.26	7.91	6.34	-	6.04	5.97	5.12
(Gd/Yb) _N	2.27	5.01	-	-	1.36	3.21	3.14
Mg/Mg+Fe	0.47	0.24	0.37	0.28	0.38	0.43	0.46
Na ₂ O/K ₂ O	1.81	3.04	6.25	2.75	2.34	1.51	3.26

Примечание. Оксиды в мас.%. элементы примеси в г/т. «-» - содержание элемента не определялось. 1-9 – метаандезиты, 10-23 – метадациты, 24 – средний состав биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов олёкминского комплекса. Анализы 1, 18 по (Jahn et al. 1998). 3, 4, 17, 19, 22 по автору, остальные по (Смелов и др., 2009)

Таблица 3.2.2. Химические составы амфиболитов и кристаллических сланцев олёмминского комплекса

Компо- ненты	A10	A41	8698	8699	86157	86104	Б-3333/3	86156	8697	86165	A7
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	41.85	42.75	44.6	45.4	46.2	46.6	47.15	47.4	47.4	47.4	47.42
TiO ₂	0.91	0.82	0.4	0.42	0.98	0.95	0.23	0.93	0.56	0.26	1.37
Al ₂ O ₃	9.14	8.86	5.63	5.8	9.56	12.2	5.52	9.14	7.37	5.54	13.87
Fe ₂ O ₃	20.05	19.06	-	-	-	-	4.02	-	-	-	16.16
FeO	-	-	13	13.2	13.3	13.3	12.98	12.7	13.4	9.62	-
MnO	0.17	0.18	0.3	0.32	0.27	0.29	0.43	0.22	0.32	0.37	0.31
MgO	19.23	19.53	28.1	27	19.7	12.7	15.61	19	21.9	30.9	8.15
CaO	8.16	8.34	7.4	7.56	8.96	11.4	13.18	9.79	8.16	5.74	10.49
Na ₂ O	0.39	0.38	0.5	0.22	0.69	1.2	0.57	0.4	0.69	0.12	1.62
K ₂ O	0.04	0.02	0.02	0.03	0.27	1.25	0.29	0.2	0.07	0.02	0.51
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.03	0.05	0.07	0.1	0.02	0.08	0.15	0.03	0.1
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	20	18	-	-	-	-	-	-	-	-	89
Sr	14	14	30	25	14	80	-	14	17	6	83
La	2.95	2.42	-	0.884	-	-	-	5	1.41	-	4.97
Ce	8.66	7.92	2.68	2.78	-	7.68	-	12.3	4.36	-	13.17
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	7.91	7.19	2.51	2.65	-	6.65	-	8.1	3.79	-	10.12
Sm	2.59	2.3	0.877	0.923	-	2.2	-	2.34	1.3	-	3.17
Eu	0.84	0.89	0.163	0.173	-	0.789	-	0.678	0.374	-	1.02
Gd	3.33	2.88	1.18	1.23	-	2.87	-	2.68	1.74	-	3.89
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	3.78	3.29	1.35	1.4	-	3.18	-	2.49	1.95	-	4.73
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	2.3	1.95	0.822	0.851	-	1.89	-	1.31	1.18	-	2.97
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2.09	1.87	0.778	0.798	-	1.73	-	1.1	1.09	-	2.87
Lu	0.31	0.28	-	-	-	-	-	0.163	0.165	-	0.44
Zr	50.	45	23	22	70	50	-	62	32	14	78
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	2.6	2.4	-	-	-	-	-	-	-	-	3.9
Y	20	18	9	7	15	20	-	14	11	6	30
Cr	1941	1840	2515	2630	2630	890	-	2650	2150	2280	259
Ni	829	805	1680	1620	1050	350	-	1020	1130	1820	127
(La/Yb) _N	0.95	0.87	-	0.38	-	-	-	3.07	2.94	-	1.17
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	10.04	10.80	13.16	14.08	9.83	11.22	23.87	9.82	11.93	12.84	10.14
(La/Sm) _N	0.72	0.66	-	0.60	-	-	-	-	0.68	-	7.66
(Gd/Yb) _N	1.29	1.24	1.23	1.25	-	-	-	1.97	1.29	-	0.76
Mg/Mg+Fe	0.66	0.67	0.79	0.78	0.73	0.63	0.40	0.56	0.74	0.85	0.50
Na ₂ O/K ₂ O	9.75	19.0	25.0	7.33	2.55	0.96	1.96	2.0	9.86	6.0	3.18

Продолжение таблицы 3.2.2.

Компо- ненты	Б-3328/2	ГСП-48В	86188	86196	86215	Б-3001	86155	86171	Б-3316/2	86102
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	47.82	47.99	48	48.0	48.1	48.31	48.5	48.5	48.72	48.8
TiO ₂	0.85	1.01	0.44	0.67	0.55	0.99	0.93	0.40	0.48	0.42
Al ₂ O ₃	11.19	13.95	8.79	12.6	6.17	10.25	9.13	8.28	6.13	5.70
Fe ₂ O ₃	1.45	3.97	-	-	-	3.96	-	-	2.97	-
FeO	8.31	11.87	10.7	12.4	13.8	8.3	10.9	10.9	11.81	12.60
MnO	0.23	0.28	0.25	0.19	0.20	0.27	0.26	0.18	0.42	0.30
MgO	16.49	6.39	20	10.9	21.9	14.1	18.2	21.2	15.6	25.5
CaO	10.99	11.36	10.9	13.7	8.42	11.1	11.0	10.3	12.42	6.32
Na ₂ O	1.09	2.52	0.81	1.07	0.67	1.17	0.77	0.05	0.8	0.30
K ₂ O	1.33	0.61	0.07	0.23	0.06	1.51	0.22	0.12	0.63	0.03
P ₂ O ₅	0.25	0.06	0.05	0.24	0.13	0.04	0.09	0.07	0.02	0.05
U	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	0.47	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	-	-	9	72	22	-	12	18	-	19
La	-	2.14	-	-	-	-	-	0.771	-	-
Ce	-	5.4	2.55	-	3.44	-	-	1.93	-	3.00
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	2.45	-	3.42	-	-	1.73	-	2.87
Sm	-	1.79	0.956	-	1.25	-	-	0.734	-	0.988
Eu	-	0.83	0.241	-	0.308	-	-	0.212	-	0.252
Gd	-	-	1.36	-	1.65	-	-	1.06	-	1.29
Tb	-	0.46	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	1.66	-	1.87	-	-	1.37	-	1.46
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	1.02	-	1.12	-	-	0.894	-	0.870
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	2.35	0.946	-	1.05	-	-	0.883	-	0.809
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	36	30	-	64	22	-	22
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	-	-	10	17	12	-	14	10	-	8
Cr	-	-	2140	945	2.390	-	2690	2380	-	2950
Ni	-	-	980	260	1220	-	910	1130	-	1450
(La/Yb) _N	-	0.61	-	-	-	-	-	0.59	-	-
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	13.16	13.74	12.84	18.81	13.87	12.45	9.82	21.31	12.77	13.64
(La/Sm) _N	-	-	-	-	-	-	-	0.66	-	-
(Gd/Yb) _N	-	-	1.16	-	1.27	-	1.97	0.97	-	1.29
Mg/Mg+Fe	0.75	0.42	0.85	0.61	0.74	0.54	0.75	0.78	0.66	0.78
Na ₂ O/K ₂ O	0.82	4.13	11.57	4.68	11.17	0.77	3.5	0.42	1.27	10.0

Продолжение таблицы 3.2.2

Компо- ненты	86195	A11	86100	86198	8694	8692	86101	Б-3317	8731/1
	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	49.0	49.09	49.1	49.1	49.2	49.2	49.2	49.36	49.4
TiO ₂	0.42	1.15	0.40	0.45	0.57	0.57	0.44	0.48	0.91
Al ₂ O ₃	8.21	14.08	5.57	8.70	6.80	6.51	6.00	5.55	14.9
Fe ₂ O ₃	-	14.87	-	-	-	-	-	2.43	-
FeO	9.89	-	12.8	10.5	13.3	13.5	12.6	9.96	11.5
MnO	0.23	0.22	0.30	0.19	0.32	0.23	0.29	0.35	0.18
MgO	20.5	6.56	26.3	18.0	20.6	20.6	24.6	17.71	8.23
CaO	11.4	12.27	5.46	12.1	9.05	9.10	7.32	12.77	11.1
Na ₂ O	0.34	1.41	0.20	0.75	0.07	0.10	0.26	0.74	2.17
K ₂ O	0.01	0.25	0.04	0.12	0.03	0.04	0.05	0.64	1.38
P ₂ O ₅	0.04	0.1	0.04	0.09	0.16	0.15	0.04	0.01	0.23
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	54	-	-	-	-	-	-	-
Sr	5	170	15.0	9	24	15	23	-	82
La	0.841	4.1	-	1.05	1.85	1.82	0.958	-	-
Ce	2.37	11.51	-	2.83	5.55	5.89	3.11	-	-
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	2.28	9.39	-	2.56	4.75	5.44	2.96	-	-
Sm	0.865	2.54	-	0.942	1.49	1.73	1.03	-	-
Eu	0.219	0.99	-	0.286	0.407	0.504	0.220	-	-
Gd	1.27	3.89	-	1.33	1.94	2.21	1.33	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	1.53	4.56	-	1.62	2.14	2.47	1.52	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	0.935	2.8	-	1.01	1.26	1.48	0.901	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0.884	2.65	-	0.983	1.18	1.35	0.828	-	-
Lu	-	0.39	-	-	0.176	-	0.124	-	-
Zr	23	75	21	24	30	31	24	-	50
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	3.9	-	-	-	-	-	-	-
Y	9	27	8	10	12	18	9	-	20
Cr	2180	222	2730	1810	1880	22.40	3010	-	315
Ni	1040	128	1580	890	1060	1120	1445	-	130
(La/Yb) _N	0.64	1.04	-	0.72	1.06	0.44	3.07	-	-
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	19.98	12.24	13.81	19.55	11.42	9.76	13.93	11.56	16.37
(La/Sm) _N	0.61	-	-	0.70	0.78	0.66	0.59	-	-
(Gd/Yb) _N	1.16	-	-	1.09	1.33	1.32	1.3	-	-
Mg/Mg+Fe	0.79	0.47	0.79	0.75	0.73	0.73	0.78	0.72	0.77
Na ₂ O/K ₂ O	34.0	5.64	5.0	6.25	2.33	2.50	5.20	1.16	1.57

Продолжение таблицы 3.2.2

Компо- ненты	В-562-в	Б-2391/2	86197	Б-3203	Б-2372/1	Д-216/3	Б-2367/1	В-384/3	Б-3312/3	В-384А
	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	49.42	49.42	49.7	49.73	49.89	50.11	50.16	50.29	50.49	50.55
TiO ₂	0.72	0.9	0.75	1.16	1.05	0.97	0.76	1.01	1.18	1.17
Al ₂ O ₃	15.07	14.07	13.6	13.94	14.03	14.52	14.97	13.71	15.06	13.75
Fe ₂ O ₃	13.61	2.91	-	13.16	13.12	2.39	2.48	3.96	1.26	3.77
FeO	-	10.42	11.9	-	0.00	9.33	9.71	11.21	9.11	9.61
MnO	0.21	0.23	0.17	0.18	0.91	0.18	0.2	0.32	0.2	0.27
MgO	7.73	7.55	9.90	8.22	7.73	7.91	7.86	6.09	8.21	7.03
CaO	10.82	10.52	12.0	11.30	11.00	10.83	9.84	9.49	9.09	10.14
Na ₂ O	1.86	2.94	1.46	1.70	1.46	2.79	2.73	2.82	3.7	3.17
K ₂ O	0.5	0.98	0.29	0.45	0.72	0.93	1.24	1.1	1.42	0.48
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.23	0.16	0.09	0.05	0.05	0	0.28	0.06
U	0.14	-	-	0.14	0.13	0.16	0.22	-	-	0.4
Th	0.73	-	-	0.66	0.45	0.15	0.26	-	-	0.4
Ba	190	-	-	66	69	-	200	153	-	100
Sr	-	-	110	97	148	-	-	108	-	68
La	-	-	-	6.16	3.34	2.38	-	-	-	3.7
Ce	23.5	-	-	13.36	7.81	9.04	7.16	-	-	9.1
Pr	-	-	-	2.04	1.30	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	10.16	6.88	-	-	-	-	9.1
Sm	4.87	-	-	3.09	2.25	1.71	1.9	-	-	1.7
Eu	1.57	-	-	1.05	0.85	0.83	0.67	-	-	0.8
Gd	-	-	-	3.50	3.05	-	-	-	-	3.4
Tb	0.7	-	-	0.62	0.57	0.31	0.42	-	-	0.42
Dy	-	-	-	3.90	3.60	-	-	-	-	4
Ho	-	-	-	0.83	0.72	-	-	-	-	-
Er	-	100	-	2.20	1.98	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	0.30	0.27	-	-	-	-	-
Yb	2.49	-	-	1.94	1.70	1.5	2.29	-	-	2.3
Lu	-	-	-	0.29	0.24	-	-	-	-	-
Zr	-	-	41	70.65	47.72	-	-	-	-	40
Hf	2.87	-	-	1.98	1.22	-	1.48	-	-	1.78
Ta	0.41	-	-	0.30	0.27	0.2	0.15	-	-	0.16
Nb	-	-	-	3.92	2.71	-	-	3.7	-	-
Y	-	-	17	20.90	18.86	-	-	22	-	-
Cr	-	-	785	304	206.9	-	-	-	-	89
Ni	-	-	140	122.95	171.05	-	-	-	-	54
(La/Yb) _N	-	-	-	2.14	1.33	1.08	-	-	-	1.18
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	10.52	15.63	19.33	12.31	13.42	14.98	19.70	13.57	12.76	11.75
(La/Sm) _N	-	-	-	1.26	-	-	-	-	-	-
(Gd/Yb) _N	-	-	-	1.46	-	-	-	-	-	-
Mg/Mg+Fe	0.39	0.51	0.60	0.55	0.54	0.55	0.54	0.42	0.52	0.49
Na ₂ O/K ₂ O	3.72	3.0	5.03	3.78	2.03	3.0	2.20	2.56	2.60	6.60

Продолжение таблицы 3.2.2.

Компо- ненты	86181	C-5159/1	3-39/2	8679	86191	8696	Среднее
	41	42	43	44	45	46	47
SiO ₂	50.8	50.89	51.31	51.5	51.6	52.7	50.15
TiO ₂	0.69	1.00	1.29	1.16	0.89	0.94	1.06
Al ₂ O ₃	14.4	17.2	13.65	14.8	14.2	13.7	14.22
Fe ₂ O ₃	-	4.52	1.28	-	-	-	9.35
FeO	11.4	4.34	11.73	13.2	12.9	12.9	11.73
MnO	0.19	0.10	0.22	0.19	0.19	0.19	0.20
MgO	8.34	7.37	7.04	5.62	7.18	6.85	7.66
CaO	12.1	8.84	10.71	10.6	10.2	10.4	10.94
Na ₂ O	1.70	3.74	2.09	2.22	2.43	1.46	1.88
K ₂ O	0.19	1.68	0.60	0.48	0.21	0.68	0.52
P ₂ O ₅	0.19	0.33	0.08	0.22	0.20	0.18	0.10
U	-	0.54	0.36	-	-	-	0.21
Th	-	4.32	2.19	-	-	-	1.19
Ba	-	-	132	-	-	-	129.33
Sr	56	-	82	139	121	119	89.50
La	-	-	11.56	-	-	-	8.86
Ce	-	-	25.9	-	-	8.07	20.92
Pr	-	-	-	-	-	-	2.04
Nd	-	-	-	-	-	6.66	10.16
Sm	-	-	2.56	-	-	2.27	3.51
Eu	-	-	0.99	-	-	0.816	1.20
Gd	-	-	-	-	-	3.05	3.5
Tb	-	-	0.6	-	-	-	0.64
Dy	-	-	-	-	-	3.58	3.9
Ho	-	-	-	-	-	-	0.83
Er	-	-	-	-	-	2.23	2.2
Tm	-	-	-	-	-	-	0.3
Yb	-	2.01	2.35	-	-	2.15	2.26
Lu	-	-	-	-	-	-	0.29
Zr	37	-	-	72	52	57	70.65
Hf	-	-	-	-	-	-	2.43
Ta	-	0.43	0.78	-	-	-	0.50
Nb	-	-	-	-	-	-	3.92
Y	17	-	5	26	22	21	12.95
Cr	395	-	55	75	175	200	179.5
Ni	140	-	47	85	115	145	84.975
(La/Yb) _N	-	-	3.32	-	-	-	2.73
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	14.57	17.2	10.55	18.81	20.87	12.76	11.13
(La/Sm) _N	-	-	2.84	-	-	-	2.05
(Gd/Yb) _N	-	-	-	-	-	-	1.46
Mg/Mg+Fe	0.57	0.65	0.49	0.43	0.50	0.49	0.48
Na ₂ O/K ₂ O	8.95	2.23	3.48	4.62	11.57	2.15	3.66

Примечание . Оксиды в мас.%. элементы примеси в г/т. Все анализы приведены к сумме главных петрогенных оксидов 100%. « - » - содержание элемента не определялось. 1-5, 8-10, 14, 16, 18, 19, 21, 22, 24-28 – метакатииты; 6,7,12, 15, 17, 20, 29 - катиитовые метабазаальты; 11, 13, 23, 30-46 - толеитовые метабазаальты; 47 – средний состав метатолитов второй группы олёкминского комплекса. Анализы пород по (Смелов и др., 2009, Пухтель и др., 1992, Jahn et al., 1998) и автору.

Таблица 3.3.1. Химические составы минералов
гранат-двупироксен-амфиболового сланца
(обр.в-384, Смелов, 1989)

	Gr (ц)	Gr (к)	Срх	Pl	Нур	Нб
Si	3.008	3.066	1.969	2.689	2.024	6.513
Ti	0.005	0.008	0.003	-	0.003	0.136
Al	1.909	1.919	0.037	1.302	0.019	0.429
Fe	1.693	1.736	0.410	0.007	1.045	2.498
Mn	0.023	0.038	0.007	-	0.014	0.010
Mg	0.512	0.517	0.639	-	0.866	2.220
Ca	0.834	0.709	0.914	0.344	0.025	1.793
Na	0.001	1.001	0.019	0.579	-	0.194
K	-	-	-	0.009	-	0.320
Xmg	0.23	0.22	0.605	-	0.449	0.469

Примечание. Gr (ц, к) - гранат, ц - центр, к - край,
Срх - клинопироксен, Pl - плагиоклаз, Нур - гиперстен,
Нб - роговая обманка.

Таблица 3.3.2. Химические составы гиперстеновых плагиогнейсов Оломокинского блока

Компо- ненты	ЛБ-1219/1	Б-2673/1	Б-2675/1	Б-2631	Б-2665	С-5101/10	С-5104/1
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	56.7	56.84	65.08	65.14	66.16	69.28	75.32
TiO ₂	0.89	1.53	0.85	0.52	0.53	0.28	0.09
Al ₂ O ₃	17.31	16.18	16.04	16.11	15.83	16.62	14.91
Fe ₂ O ₃	1.91	2.69	3.66	0.24	1.01	2.62	0.88
FeO	6.02	7.5	6.01	4.29	3.56	-	-
MnO	0.11	0.1	0.15	0.08	0.07	0.042	0.014
MgO	3.74	2.39	3.03	2.13	2	1.05	0.27
CaO	7.57	6.18	6.78	5.54	4.58	3.56	2.52
Na ₂ O	4.23	3.39	2.84	3.9	4.34	4.97	4.82
K ₂ O	0.76	1.4	0.59	0.83	0.87	1.44	1.26
P ₂ O ₅	0.12	0.69	0.02	0.11	0.14	0.18	0.09
n.n.n.	0.87	0.78	0.95	0.88	0.74	0.39	0.29
Сумма	100.23	99.67	106	99.77	99.83	100.43	100.46
U	1.8	0.73	1.45		0.2	1.03	0.57
Th	3.7	7.96	7.3		1.15	4.69	1.93
Ba	-	918.5	-	465	-	335.5	161.8
Sr	-	292.2	-	329	-	493.1	339.2
La	-	81.80	-	-	-	14.29	7.88
Ce	-	117.5	-	-	-	25.03	13.76
Pr	-	21.22	-	-	-	2.60	1.51
Nd	-	84.00	-	-	-	10.09	5.13
Sm	-	15.29	-	-	-	2.32	1.14
Eu	-	2.30	-	-	-	0.52	0.53
Gd	-	13.61	-	-	-	2.20	1.10
Tb	-	1.85	-	-	-	0.37	0.18
Dy	-	10.49	-	-	-	1.96	1.15
Ho	-	1.72	-	-	-	0.36	0.25
Er	-	4.91	-	-	-	0.94	0.74
Tm	-	0.55	-	-	-	0.14	0.11
Yb	-	3.57	-	-	-	0.84	0.76
Lu	-	0.52	-	-	-	0.14	0.13
Zr	-	448.8	-	130	-	206.2	137.9
Hf	-	9.63	-	-	-	4.48	3.91
Ta	-	1.70	-	-	-	1.26	0.32
Nb	-	22.79	-	-	-	4.93	2.16
Y	-	50.50	-	13	-	10.62	5.28
Cr	-	206.2	-	36	-	117	81.3
Ni	-	21.43	-	40	-	23.69	9.90
V	-	135.1	-	51	-	33.2	8.7
Co	-	22.63	-	17	-	7.49	2.01
(La/Yb) _N		15.47	-	-	-	11.40	7.00
(La/Sm) _N		3.37	-	-	-	3.88	4.35
(Gd/Yb) _N		6.42	-	-	-	2.12	1.17
Mg/Mg+Fe	0.47	0.30	0.37	0.46	0.45	0.46	0.33
Na ₂ O/K ₂ O	5.57	2.42	4.81	4.70	4.99	3.45	3.83

Примечание. Оксиды в мас.%, элементы примеси в г/т, «-» - содержание элемента не определялось. 1, 2 – метаандезиты, 3-7 – метадациты. Анализы пород по (Смелов и др., 2009) и автору.

Таблица 3.3.3. Химические составы основных сланцев Оломокитского блока

№ обр. №№ п.п.	Б-2641/1	Б-2633/1	С-3/1	Б-2641	Б-2687	Б-2624/2	Б-2566	Б-2612/1
	1	2	3	4	5	6	7	8
Компоненты								
SiO ₂	45.46	45.54	46.31	46.81	47.00	46.93	47.05	47.58
TiO ₂	0.95	1.12	1.23	0.91	0.66	0.59	1.15	1.33
Al ₂ O ₃	15.16	14.90	13.99	14.99	15.91	11.97	14.42	13.92
Fe ₂ O ₃	2.55	3.38	5.13	2.67	1.54	2.63	3.28	3.59
FeO	10.86	10.37	9.83	11.12	9.52	9.74	10.71	10.72
MnO	0.21	0.25	0.22	0.23	0.19	0.20	0.22	0.23
MgO	8.42	8.00	7.81	7.38	9.28	12.91	7.76	5.95
CaO	11.65	11.60	9.87	12.23	12.02	10.50	10.82	10.90
Na ₂ O	1.86	2.01	2.02	2.01	1.71	1.56	1.67	2.03
K ₂ O	0.81	0.62	0.52	0.37	0.43	0.58	0.31	0.68
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.08	0.02	0.02	0.01	0.05	0.05
n.n.n.	2.03	2.17	2.99	1.24	1.72	2.38	2.57	3.01
U	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	-	-	-	-	99	-	-
Sr	-	-	-	-	-	22	-	-
La	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	43	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	-	-	-	-	-	14	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	68	-	-
V	-	-	-	-	-	190	-	-
(La/Yb) _N	-	-	-	-	-	-	-	-
(La/Sm) _N	-	-	-	-	-	-	-	-
(Gd/Yb) _N	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	15.96	13.30	11.37	16.47	24.11	20.29	12.54	10.47
Mg/Mg+Fe	0.53	0.51	0.49	0.49	0.60	0.66	0.50	0.43
Na ₂ O/K ₂ O	2.30	3.24	3.88	5.43	3.98	2.69	5.39	2.95

Продолжение таблицы 3.3.3.

№ обр.	С-3/3	Б-2624/1	Б-2599	Б-2625	Б-2646/5	ЛБ-1234/2	Б-2633	С-5101/6
№№ п.п.	9	10	11	12	13	14	15	16
Компоненты								
SiO ₂	47.46	47.61	47.78	47.88	48.12	48.06	48.30	49.07
TiO ₂	1.24	1.00	1.03	1.18	0.82	0.76	0.77	0.54
Al ₂ O ₃	14.61	14.25	14.43	15.02	15.26	13.95	15.06	14.84
Fe ₂ O ₃	4.33	3.28	2.84	1.26	1.73	3.00	1.22	3.82
FeO	9.15	10.63	10.44	12.26	11.06	10.08	10.37	7.84
MnO	0.21	0.22	0.19	0.23	0.23	0.21	0.20	0.22
MgO	7.10	7.51	6.68	7.17	8.38	8.60	7.78	6.88
CaO	9.86	11.07	11.40	11.10	11.46	12.48	11.54	11.80
Na ₂ O	2.56	1.97	2.23	1.80	1.03	1.59	2.29	2.46
K ₂ O	0.75	0.83	0.55	0.36	0.35	0.14	0.40	0.87
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.05	0.08	0.05	0.01	0.03	0.00
n.n.n.	2.65	1.56	2.39	1.66	1.51	1.13	2.05	1.64
U	-	-	-	-	-	-	0.15	-
Th	-	-	-	-	-	-	0.34	-
Ba	-	-	-	-	-	-	49.86	-
Sr	-	-	-	-	-	-	97.50	-
La	-	-	-	-	-	-	3.25	-
Ce	-	-	-	-	-	-	7.27	-
Pr	-	-	-	-	-	-	1.06	-
Nd	-	-	-	-	-	-	5.51	-
Sm	-	-	-	-	-	-	1.79	-
Eu	-	-	-	-	-	-	0.67	-
Gd	-	-	-	-	-	-	2.43	-
Tb	-	-	-	-	-	-	0.45	-
Dy	-	-	-	-	-	-	2.93	-
Ho	-	-	-	-	-	-	0.63	-
Er	-	-	-	-	-	-	1.78	-
Tm	-	-	-	-	-	-	0.25	-
Yb	-	-	-	-	-	-	1.75	-
Lu	-	-	-	-	-	-	0.27	-
Zr	-	-	-	-	-	-	44.11	-
Hf	-	-	-	-	-	-	1.12	-
Ta	-	-	-	-	-	-	0.37	-
Nb	-	-	-	-	-	-	2.75	-
Y	-	-	-	-	-	-	16.78	-
Sc	-	-	-	-	-	-	40.2	-
Cr	-	-	-	-	-	-	305.5	-
Ni	-	-	-	-	-	-	146.85	-
Co	-	-	-	-	-	-	52.5	-
V	-	-	-	-	-	-	211.1	-
(La/Yb) _N	-	-	-	-	-	-	1.25	-
(La/Sm) _N	-	-	-	-	-	-	1.14	-
(Gd/Yb) _N	-	-	-	-	-	-	1.12	-
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	11.78	14.25	14.01	12.77	18.61	18.36	19.56	27.48
Mg/Mg+Fe	0.49	0.50	0.48	0.49	0.54	0.54	0.55	0.52
Na ₂ O/K ₂ O	3.41	2.37	4.05	5.00	2.94	11.36	5.37	2.83

Продолжение таблицы 3.3.3.

№ обр.	С-5101/7	Б-2627/1	С-3/2	С-5101/8	Б-2622
№№ п.п.	17	18	20	22	23
Компоненты					
SiO ₂	49.11	49.25	49.74	50.43	50.64
TiO ₂	0.56	1.25	0.85	0.49	0.74
Al ₂ O ₃	14.55	14.51	15.14	14.65	14.62
Fe ₂ O ₃	2.28	2.58	3.78	3.12	3.33
FeO	9.76	11.18	7.73	8.35	8.32
MnO	0.19	0.19	0.20	0.17	0.20
MgO	7.98	6.42	7.50	7.86	6.84
CaO	10.57	10.45	9.61	10.58	11.10
Na ₂ O	2.67	2.62	2.01	2.38	2.58
K ₂ O	0.75	0.34	0.48	0.46	0.47
P ₂ O ₅	0.01	0.12	0.07	0.00	0.06
n.n.n.	1.59	1.08	2.89	1.50	1.11
U	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-
Ba	-	-	-	-	-
Sr	-	-	-	-	-
La	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-
Pr	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-
Gd	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-
Y	-	-	-	-	-
Sc	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-
(La/Yb) _N	-	-	-	-	-
(La/Sm) _N	-	-	-	-	-
(Gd/Yb) _N	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	25.98	11.61	17.81	29.90	19.76
Mg/Mg+Fe	0.55	0.46	0.55	0.56	0.52
Na ₂ O/K ₂ O	3.56	7.71	4.19	5.17	5.49

Примечание. Оксиды - в мас.%, элементы примеси - в г/т, “-” – содержание элемента не определялось. 1-5, 7-23 – толеитовые метабазалты, 6 – коматиитовый метабазалт. Анализы по (Смелов и др., 2009) и автору.

Таблица 4.1.1. Химические составы гиперстеновых плагиогнейсов (эндербитов) Сутамского блока

Компоненты	76-г	651-6	651-2	90а	57-а	К-44	М-856	М-84	М-65-А
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	59.17	59.72	60.19	60.8	62.44	62.51	62.55	65.1	62.72
TiO ₂	0.9	0.68	0.6	0.99	1.32	0.62	1.04	0.7	0.72
Al ₂ O ₃	16.65	16.87	17.08	16.75	15.16	15.67	15.99	16.46	15.88
Fe ₂ O ₃	2.96	1.88	1.32	3.26	0.66	2.92	3.03	2.01	6.22
FeO	5.39	5.18	4.53	3.52	5.85	4.6	3.45	3.1	-
MnO	0.09	0.11	0.08	0.06	0.11	0.11	0.08	0.07	0.08
MgO	3.08	3.9	4.19	2.25	3.53	2.65	1.97	1.7	4.3
CaO	6.28	5.71	5.5	4.48	4.95	5.33	4.1	3.93	4.71
Na ₂ O	3.94	4.06	4.39	4.02	4.09	3.95	3.82	4.09	3.75
K ₂ O	0.76	1.08	1.43	3.02	1.15	0.6	3.27	2.67	0.77
P ₂ O ₅	0.35	0.5	0.45	0.41	0.59	0.34	0.51	0.17	0.11
п.п.п.	0.53	0.31	0.24	0.3	0.15	0.7	0.3	0.4	0.26
Σ	100.1	100	100	99.86	100	100	100.11	100.4	99.52
U	<1	-	-	0.32	1	-	0.232	0.55	0.02
Th	1.4	-	-	1.16	2.4	-	7.01	1.53	0.21
Ba	780	-	-	2100	1000	-	3483	690	618.07
Sr	570	-	-	543.5	410	-	880.2	345.9	310.1
La	40	-	-	33.46	60	-	85.24	24.81	20.75
Ce	59	-	-	68.14	93	-	158.6	44.53	37.64
Pr	-	-	-	7.53	-	-	17.11	5.04	3.78
Nd	24	-	-	27.09	45	-	59.76	17.65	13.05
Sm	4	-	-	4.12	5.4	-	8.03	2.79	2.02
Eu	1.1	-	-	1.18	1.3	-	2,67	1.24	0.85
Gd	-	-	-	3.95	-	-	7.71	3.07	2.1
Tb	0.34	-	-	0.35	0.45	-	0.745	0.33	0.26
Dy	-	-	-	1.92	-	-	3.64	1.97	1.5
Ho	-	-	-	0.35	-	-	0.672	0.33	0.28
Er	-	-	-	0.99	-	-	1.54	1.04	0.85
Tm	-	-	-	0.1	-	-	0.177	0.14	0.1
Yb	0.87	-	-	0.82	0.9	-	1.32	1.07	0.92
Lu	0.11	-	-	0.1	0.13	-	0.157	0.13	0.1
Zr	130	-	-	410.1	170	-	203,8	179.8	1.64
Hf	-	-	-	7.95	-	-	8.04	3.92	3.08
Ta	-	-	-	0.28	-	-	0.288	0.21	0.19
Nb	3.3	-	-	6.42	8	-	7.81	5.23	4.48
Y	9.2	-	-	9.55	11	-	17,14	10.25	6.43
Sc	-	-	-	8.3	-	-	9	9.1	17.2
Cr	127	-	-	-	80	-	-	-	93.57
Ni	64	-	-	-	35	-	-	-	51
V	158	-	-	104.8	150	-	83.2	75.5	114.5
Co	3.8	-	-	15.72	37	-	15.25	14.15	15.91
(La/Yb) _N	31.03	-	-	27.54	45	-	43.59	15.65	18.43
Na ₂ O/ K ₂ O	5.18	3.76	3.07	1.33	3.56	6.58	1.17	1.53	4.88
Mg/Mg+Fe	0.40	0.50	0.42	0.37	0.49	0.40	0.36	0.42	0.58
(La/Sm) _N	6.3	-	-	6.32	7.0	-	6.69	5.6	6.46
(Gd/Yb) _N	-	-	-	3.89	-	-	4.72	2.31	2.23

Продолжение таблицы 4.1.1.

Компоненты	86-6	M-87-A	M-65-6	Ш-623-3	Средний состав
	10	11	12	13	14
SiO ₂	66.64	68.81	69.02	71.54	63.94
TiO ₂	0.44	0.35	0.33	0.26	0.69
Al ₂ O ₃	16.37	15.4	15.47	15.91	16.13
Fe ₂ O ₃	2.16	3.64	3.02	0.7	2.60
FeO	1.79			1.94	3.94
MnO	0.06	0.04	0.05	0.05	0.08
MgO	1.56	1.29	1.05	1.15	2.51
CaO	3.45	3.65	3.81	2.83	4.52
Na ₂ O	4.04	3.53	3.09	3.45	3.86
K ₂ O	3.02	2.4	2.9	2.27	1.95
P ₂ O ₅	0.28	0.11	0.13	0.08	0.31
п.п.п.	0.18	0.38	0.65	0.41	0.37
Σ	99.99	99.6	99.52	100.59	99.98
U	<1	0.1	0.09	-	0.48
Th	1	1	0.46	-	1.80
Ba	2100	1854	1657	-	1586.90
Sr	550	446.6	479	-	503.92
La	36	42.35	40.52	-	42.57
Ce	-	67.6	67.65	-	74.52
Pr	-	6.29	6.75	-	7.75
Nd	20	20.48	23.18	-	27.80
Sm	3	3.04	3.25	-	3.96
Eu	0.89	1.22	2.25	-	1.41
Gd		2.87	3.04	-	3.79
Tb	0.28	0.31	0.3	-	0.37
Dy	-	1.68	1.52	-	2.04
Ho	-	0.29	0.27	-	0.37
Er	-	0.83	0.76	-	1.00
Tm	-	0.09	0.08	-	0.11
Yb	0.5	0.65	0.48	-	0.84
Lu	0.058	0.08	0.08	-	0.11
Zr	120	4.53	6.25	-	136.24
Hf	-	4.12	3.70	-	5.14
Ta	-	0.07	0.11	-	0.19
Nb	2.4	2.87	3.96	-	4.94
Y	7.4	6.77	6.11	-	9.32
Sc	-	7.7	6.3	-	9.6
Cr	18	31.3	27.68	-	62.93
Ni	23	25	14.5	-	35.42
V	14	51.5	34.7	-	87.36
Co	83	10.82	8.06	-	22.63
(La/Yb) _N	48.6	43.98	46.36	-	35.58
Na ₂ O/ K ₂ O	1.34	1.47	1.06	1.52	2.80
Mg/Mg+Fe	0.42	0.39	0.41	0.45	0.43
(La/Sm) _N	7.55	8.77	7.85	-	6.95
(Gd/Yb) _N	-	3.56	4.17	-	3.48

Примечание. Оксиды в масс.%, элементы-примеси в г/т, «-» - содержание элемента не определялось. 1-8 – метаандезиты, 9-13 – метадациты, 14 – средний состав эндрбитов сутамского комплекса.

Таблица 4.1.2. Химические составы двупироксен-оливиновых и двупироксеновых кристаллосланцев сутамского комплекса

Компоненты	A-430-1	1095-ж	54	1097-и	1097-л	1086-и	426	426-1	P-1086 л
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	42.94	43.67	44.21	44.44	45.20	45.46	45.54	45.76	46.75
TiO ₂	1.48	0.15	0.23	0.37	0.31	0.32	0.33	0.18	2.37
Al ₂ O ₃	14.09	3.28	5.10	6.72	5.39	6.46	6.22	3.38	13.45
Fe ₂ O ₃	22.24	5.52	8.39	4.87	5.31	5.63	4.53	3.76	18.02
FeO	-	8.16	6.50	7.62	8.68	7.13	7.17	9.65	-
MnO	0.29	0.28	0.25	0.32	0.16	0.23	0.27	0.33	0.29
MgO	7.36	33.24	30.90	30.47	29.49	30.26	28.58	33.41	6.21
CaO	10.11	5.21	3.71	4.64	4.94	3.91	6.65	3.23	10.01
Na ₂ O	1.22	0.36	0.51	0.42	0.38	0.41	0.52	0.18	2.37
K ₂ O	0.19	0.02	0.20	0.01	0.03	0.1	0.12	0.02	0.47
P ₂ O ₅	0.08	0.11	0.00	0.12	0.11	0.09	0.07	0.1	0.06
U	0.16	-	-	-	-	-	<1	<1	0.12
Th	0.54	-	-	-	-	-	<1	<1	0.27
Ba	56.5	32	-	43	49	67	37	<10	120.7
Sr	86.4	7.9	-	24	27	40	34	15	105.4
La	12.71	0.45	-	3	3.5	4	3.6	0.91	12.34
Ce	10.28	0.96	-	6.4	6	7.5	7.2	2.2	26.5
Pr	1.64	-	-	-	-	-	-	-	3.16
Nd	8.15	0.8	-	4.5	3	3	4.5	1.6	12.67
Sm	2.89	0.31	-	1.1	0.73	0.68	1.1	0.47	3.43
Eu	1.07	0.1	-	0.29	0.21	0.17	0.24	0.1	1.33
Gd	4.19	-	-	-	-	-	-	-	5.31
Tb	0.78	0.08	-	0.25	0.17	0.12	0.17	0.09	0.98
Dy	5.57	-	-	-	-	-	-	-	5.61
Ho	1.21	-	-	-	-	-	-	-	1.22
Er	3.68	-	-	-	-	-	-	-	3.47
Tm	0.52	-	-	-	-	-	-	-	0.48
Yb	3.5	0.37	-	1	0.7	0.51	0.81	0.35	3.09
Lu	0.51	0.06	-	0.16	0.11	0.09	0.11	0.06	0.44
Zr	32.77	5.7	-	30	20	22	15	17.4	90
Hf	1.08	-	-	-	-	-	-	-	2.6
Ta	0.19	-	-	-	-	-	-	-	0.37
Nb	3.32	<1	-	<1	<1	1	<0.5	<0.5	6.48
Y	26.71	5.8	-	12	4.2	5.7	6.6	3.4	27.72
Sc	50.9	-	-	-	-	-	-	-	46.1
Cr	184.2	4100	-	3300	3400	4100	2700	4200	23.23
Ni	105.7	1100	-	890	880	1200	800	1200	64.2
V	348.7	49	-	130	110	120	120	83	462.9
Co	55.33	40	-	63	69	83	80	110	86.33
(La/Yb) _N	0.69	1.23	-	2.06	1.59	1.45	1.50	0.75	2.77
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	9.52	21.87	22.17	18.16	25.67	29.36	27.04	18.78	5.68
(La/Sm) _N	3.37	34.73	-	1.72	3.02	3.70	2.06	1.22	4.22
(Gd/Yb) _N	0.97	1.59	-	-	-	-	-	-	0.74
Mg/Mg+Fe	0.38	0.82	0.80	0.82	0.79	0.81	0.82	0.82	0.41
Na ₂ O/K ₂ O	6.42	18	2.55	42	12.67	4.1	4.33	9.0	5.04

Продолжение таблицы 4.1.2

Компоненты	М-55- В	84-б	М-53	1092- и	М-83- Г	М-57- Б	М-89- Б	59-а	58
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	47.94	47.02	47.97	48.17	49.13	49.2	49.33	50.79	51.3
TiO ₂	0.95	0.26	0.99	1.22	0.22	1.87	0.32	0.48	1.43
Al ₂ O ₃	15.95	4.87	12.15	14.50	12.37	15.30	16.57	10.99	13.22
Fe ₂ O ₃	13.9	5.26	1.33	5.50	10.53	2.23	7.74	1.08	0.25
FeO		7.09	10.18	8.18	-	14.16	-	10.02	12.71
MnO	0.68	0.26	0.21	0.22	0.18	0.24	0.14	0.26	0.21
MgO	8.7	27.25	14.27	7.90	17.80	4.20	11.6	15.53	7.15
CaO	9.46	7.43	9.79	11.73	7.82	9.35	10.69	8.69	10.68
Na ₂ O	1.96	0.38	1.55	1.88	0.83	2.80	2.56	1.48	2.53
K ₂ O	0.39	0.1	0.86	0.46	0.71	0.41	1.04	0.33	0.37
P ₂ O ₅	0.07	0.08	0.07	0.24	0.01	0.24	0.01	0.34	0.15
U	-	-	-	-	0.23	0.05	0.2	-	-
Th	-	-	-	-	1.78	0.42	0.76	-	-
Ba	-	<10	-	-	198.4	126.8	185.2	-	83
Sr	-	15	-	-	59.2	108	310.4	-	110
La	-	1.4	-	-	3.99	12.62	5.59	-	12.67
Ce	-	2.8	-	-	9.01	25.19	12.9	-	25.1
Pr	-		-	-	1.06	3.62	1.67	-	-
Nd	-	1.9	-	-	4.09	12.47	6.81	-	11
Sm	-	0.5	-	-	0.94	4.13	1.53	-	-
Eu	-	0.15	-	-	0.27	1.34	0.64	-	-
Gd	-		-	-	1.18	4.91	1.56	-	-
Tb	-	0.11	-	-	0.18	0.69	0.22	-	-
Dy	-	-	-	-	1.32	3.92	1.31	-	-
Ho	-	-	-	-	0.28	0.74	0.26	-	-
Er	-	-	-	-	0.86	2.3	0.76	-	-
Tm	-	-	-	-	0.12	0.26	0.09	-	-
Yb	-	0.5	-	-	0.86	2.23	0.62	-	-
Lu	-	0.08	-	-	0.13	0.23	0.09	-	-
Zr	-	12	-	-	14.97	93	13.99	-	36
Hf	-	-	-	-	0.43	2.52	0.4	-	-
Ta	-	-	-	-	0.12	0.32	0.02	-	-
Nb	-	<0.5	-	-	2.32	6.55	13.99	-	3
Y	-	3.9	-	-	6.28	16.33	5.64	-	26
Sc	-	-	-	-	38.4	42.8	25.2	-	-
Cr	-	3600	-	-	1008	13.76	357	-	52
Ni	-	1100	-	-	344	27.4	312.8	-	130
V	-	110	-	-	136.8	343.4	106.6	-	200
Co	-	86	-	-	73.65	71.68	55.26	-	41
(La/Yb) _N	-	1.28	-	-	3.13	3.93	1.93	-	4.88
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	16.79	30.44	12.27	11.89	56.23	5.65	51.78	22.89	9.24
(La/Sm) _N		1.76	-	-	2.67	-	33.41	-	-
(Gd/Yb) _N	-	-	-	-	1.11	-	0.65	-	-
Mg/Mg+Fe	0.55	0.80	0.69	0.52	0.77	0.35	0.75	-	0.50
Na ₂ O/K ₂ O	5.02	3.8	1.04	4.09	0.71	6.83	2.46	4.48	6.84

Продолжение таблицы 4.1.2

Компоненты	59-б	Средн. мета толеитов	Средн. мета коматиитов	Средн. метакомат. базальтов
	19	20	21	22
SiO ₂	51.78	49.08	45.30	49.23
TiO ₂	0.42	1.89	0.27	0.27
Al ₂ O ₃	6.24	13.99	5.19	14.47
Fe ₂ O ₃	2.39	1.24	4.98	9.14
FeO	8.98	13.44	7.93	-
MnO	0.24	0.25	0.26	0.16
MgO	20.81	5.85	30.39	14.70
CaO	8.21	10.01	5.14	9.26
Na ₂ O	0.44	2.57	0.38	1.7
K ₂ O	0.09	0.42	0.08	0.87
P ₂ O ₅	0.4	0.15	0.10	0.01
U	-	0.08	-	0.22
Th	-	0.42	-	1.27
Ba	100	118.17	35.43	191.8
Sr	30	107.18	23.27	184.8
La	-	12.55	2.41	4.79
Ce	-	25.94	4.72	10.96
Pr	-	2.81	0	1.37
Nd	-	12.04	2.76	5.45
Sm	-	3.78	0.70	1.24
Eu	-	1.32	0.18	0.46
Gd	-	4.56	0	1.37
Tb	-	0.82	0.14	0.2
Dy	-	4.75	0	1.32
Ho	-	1.00	0	0.27
Er	-	2.88	0	0.81
Tm	-	0.37	0	0.11
Yb	-	2.66	0.61	0.74
Lu	-	0.34	0.10	0.11
Zr	-	73.00	17.44	14.48
Hf	-	2.56	0	0.42
Ta	-	0.35	0	0.07
Nb	-	5.34	0.79	8.16
Y	-	23.75	5.94	5.96
Sc	-	44.45	0	31.8
Cr	2700	29.66	3628.57	682.5
Ni	800	73.86	1024.29	328.4
V	-	335.43	103.14	121.7
Co	-	66.34	75.86	64.455
(La/Yb) _N	-	3.38	1.41	2.53
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	14.86	6.86	24.47	54.01
(La/Sm) _N	-	4.22	6.89	18.04
(Gd/Yb) _N	-	0.74	1.59	0.88
Mg/Mg+Fe	0.77	0.42	0.81	0.76
Na ₂ O/K ₂ O	4.89	6.24	13.41	1.585

Примечание. Оксиды в мас.%, «-» содержание элемента не определялось. Все анализы приведены к сумме главных петрогенных оксидов ,100%. 2 - 8, 11, 11, 19 – метакоматииты; 12, 14, 16, 17 – коматиитовые metabазальты; 1, 9, 10, 13, 15, 18 – толеитовые metabазальты, анализы пород пород по (Вовна, 2007), 20 – средний состав толеитовых metabазальтов первой группы (обр. Р-1086-л, М-57-Б, 58), 21 – средний состав метакоматиитов, 22 – средний состав коматиитовых metabазальтов.

Таблица 4.2.1. Химические составы эндрбитов Курультинского блока

Компо- ненты	ЛБС- 31/4	Б- 2335/1	РЖ- 5015/5	А44	Т- 3068/2	Б- 2332/1	3-6/1	РЖ- 5029/8
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	59.9	59.91	62.33	62.71	64.35	65.54	65.71	66.2
TiO ₂	0.72	0.51	0.59	0.61	0.44	0.48	0.69	0.52
Al ₂ O ₃	17.46	17.32	16.07	16.06	15.83	15.71	16.5	16.94
Fe ₂ O ₃	2.34	0.18	0.61	8	1.82	0.77	3.57	0.39
FeO	4.99	7.12	6.22	-	3.45	4.69	1.72	3.26
MnO	0.05	0.09	0.09	0.1	0.05	0.08	0.01	0.03
MgO	3.21	2.76	3.27	2.68	2.28	2.5	1.41	1.91
CaO	4.24	6.93	6.71	3.44	4.27	5.1	4.54	4.66
Na ₂ O	4.54	3.81	3.05	3.31	4.46	3.68	4.59	4.46
K ₂ O	1.83	0.65	0.5	1.71	1.85	0.59	1.05	0.85
P ₂ O ₅	0.04	0.13	0.18	0.15	0.2	0.15	0.11	0.11
n.n.n.	0.73	1.01	0.29	0.57	0.54	0.52	0.52	0.44
Сумма	100.05	100.42	99.91	99.34	99.54	99.91	100.42	99.77
U	-	0.19	-	-	-	0.16	-	-
Th	-	0.16	-	-	-	0.03	-	-
Ba	-	250	-	835	-	190	-	-
Sr	-	280	-	526	-	310	-	-
La	-	-	-	19.46	-	-	-	-
Ce	-	20.8	-	38.2	-	23.2	-	-
Nd	-	-	-	17.21	-	-	-	-
Sm	-	3.79	-	3.36	-	3.5	-	-
Eu	-	1.3	-	1.18	-	1.22	-	-
Gd	-	-	-	2.92	-	-	-	-
Tb	-	0.34	-	-	-	0.38	-	-
Dy	-	-	-	2.67	-	-	-	-
Er	-	-	-	1.66	-	-	-	-
Yb	-	1.38	-	1.8	-	1.55	-	-
Lu	-	-	-	0.31	-	-	-	-
Zr	-	-	-	114	-	-	-	-
Hf	-	2.2	-	-	-	5.4	-	-
Ta	-	0.18	-	-	-	0.15	-	-
Nb	-	-	-	4.5	-	-	-	-
Y	-	-	-	14	-	-	-	-
Sc	-	41	-	-	-	34	-	-
Cr	-	-	-	138	-	-	-	-
Ni	-	170	-	53	-	140	-	-
(La/Yb) _N	-	-	-	7.3	-	-	-	-
(Gd/Yb) _N	-	-	-	3.65	-	-	-	-
Mg/Mg+Fe	0.34	0.40	0.46	0.40	0.45	0.45	0.33	0.47
Na ₂ O/K ₂ O	2.48	5.86	6.1	1.94	2.41	6.24	4.37	5.25

Продолжение таблицы 4.2.1.

Компо- ненты	Б-3006	Б-2331	Т- 3021/1	Б-3008	Рж- 5029/1	Рж- 5040/1	Рж- 5027/1	ЛБС- 30/1	Средн.состав эндербитов
	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	66.32	66.61	66.7	66.81	68.74	68.74	69.99	70.69	65.70
TiO ₂	0.76	0.42	0.44	0.68	0.33	0.33	0.19	0.41	0.51
Al ₂ O ₃	14.64	16.04	16.31	14.63	16.2	15.34	16.81	14.98	16.05
Fe ₂ O ₃	1.87	1	0.24	0.58	0.56	0.8	0.69	0.85	1.52
FeO	4.01	3.34	3.63	4.81	2.73	3.3	1.4	2.28	3.80
MnO	0.08	0.04	0.01	0.07	0.01	0.03	0.01	0.04	0.05
MgO	2.07	1.33	2.19	1.99	1.08	0.89	0.61	0.78	1.94
CaO	4.08	3.69	5.11	5.33	4.05	5.25	3.43	3.43	4.64
Na ₂ O	4.19	4.35	3.99	3.41	4.37	4.14	4.76	4.15	4.08
K ₂ O	1.35	1.15	0.81	0.5	1.13	0.29	1.6	1.98	1.12
P ₂ O ₅	0.17	0.08	0.12	0.15	0.08	0.08	0.06	0.07	0.12
n.n.n.	0.45	1.8	0.5	1.15	0.32	0.29	0.26	0.25	0.60
Сумма	99.99	99.85	100.05	100.11	99.6	99.48	99.81	99.91	99.89
U	-	0.56	-	-	-	-	-	-	0.30
Th	-	0.07	-	-	-	-	-	-	0.09
Ba	-	785	-	-	-	-	-	-	515
Sr	-	680	-	-	-	-	-	-	449
La	-	-	-	-	-	-	-	-	19.46
Ce	-	36.1	-	-	-	-	-	-	29.58
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	17.21
Sm	-	3.28	-	-	-	-	-	-	3.48
Eu	-	1.31	-	-	-	-	-	-	1.25
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	2.92
Tb	-	0.22	-	-	-	-	-	-	0.31
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	2.67
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	1.66
Yb	-	0.6	-	-	-	-	-	-	1.33
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	0.31
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	114
Hf	-	6	-	-	-	-	-	-	4.53
Ta	-	0.18	-	-	-	-	-	-	0.17
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	4.5
Y	-	-	-	-	-	-	-	-	14
Sc	-	14	-	-	-	-	-	-	29.67
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	138
Ni	-	100	-	-	-	-	-	-	115.75
(La/Yb) _N	-	-	-	-	-	-	-	-	7.3
(Gd/Yb) _N	-	-	-	-	-	-	-	-	3.65
Mg/Mg+Fe	0.39	0.34	0.51	0.40	0.37	0.29	0.36	0.33	0.39
Na ₂ O/K ₂ O	3.10	3.78	4.92	6.82	3.87	14.28	2.98	2.10	4.78

Примечание. Оксиды в мас.%, элементы примеси в г/т, «-» - содержание элемента не определялось. 2,3 – метаандезиты, 5-16 – метадациты, 1,4 – эндербиты исходного осадочного происхождения. Анализ 4 по (Jahn et al., 1998), остальные по (Смелов и др., 2009).

Таблица 4.2.2. Химический состав основных кристаллосланцев Курультинского блока

Компоне- нты	РЖ- 5253/6	Т- 3070/1	Б- 2312/2	РЖ- 5047/7	А16	А43	РЖ- 5043/4	Б- 3003/1	А15	ЛБС- 29/1	РЖ- 5028/2	РЖ- 5028/1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	44.71	45.42	46.09	46.11	46.19	46.62	47.47	47.78	47.87	48.03	48.06	48.17
TiO ₂	0.44	0.46	1.27	0.49	0.58	0.71	0.97	0.75	0.9	1.1	1.05	0.94
Al ₂ O ₃	14.7	6.35	14.25	16.16	20.28	21.13	14.09	15.03	15.2	14.5	14.69	15.71
Fe ₂ O ₃	4.62	6.18	3.69	3.08	10.99	9.47	4.82	2.34	13.96	3.77	4.29	3.8
FeO	11.36	7.42	13.96	8.19	0		9.34	8.89	-	9.89	9.12	10.03
MnO	0.22	0.26	0.27	0.14	0.21	0.13	0.26	0.24	0.23	0.17	0.21	0.33
MgO	13.12	27.28	6.2	10.5	7.29	6.35	8.19	6.94	8.48	7.51	6.33	6.11
CaO	9.22	6.29	11.95	12.31	12.48	13.15	12.44	15.86	11.21	12.56	13.56	12.16
Na ₂ O	1.39	0.27	1.91	2.21	1.73	2.13	2.16	1.88	1.98	1.78	2.42	2.56
K ₂ O	0.19	0.05	0.25	0.77	0.21	0.25	0.2	0.23	0.1	0.62	0.2	0.17
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.16	0.04	0.04	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.02
U	-	-	0.11	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	0.66	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	-	70	-	23	28	-	-	26	-	-	-
Sr	-	-	155	-	105	120	-	-	92	-	-	-
La	-	-	-	-	1.63	1.92	-	-	2.06	-	-	-
Ce	-	-	18.5	-	4.56	5.71	-	-	6.36	-	-	-
Nd	-	-	-	-	3.93	4.94	-	-	5.73	-	-	-
Sm	-	-	1.59	-	1.37	1.69	-	-	1.98	-	-	-
Eu	-	-	0.85	-	0.53	0.64	-	-	0.77	-	-	-
Gd	-	-	-	-	1.97	2.3	-	-	2.72	-	-	-
Tb	-	-	0.52	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	2.69	2.87	-	-	3.4	-	-	-
Er	-	-	-	-	1.81	1.87	-	-	2.12	-	-	-
Yb	-	-	2.2	-	1.85	1.83	-	-	2	-	-	-
Lu	-	-	-	-	0.28	0.28	-	-	0.3	-	-	-
Zr	-	-	-	-	46	52	-	-	48	-	-	-
Hf	-	-	1.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	0.12	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	1.8	2.5	-	-	2	-	-	-
Y	-	-	-	-	16	15	-	-	19	-	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	360	-	251	-	-	-	281	-	-	-
Ni	-	-	-	-	184	145	-	-	168	-	-	-
(La/Yb) _N	-	-	-	-	0.59	0.71	-	-	0.70	-	-	-
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	33.41	13.80	11.22	32.98	34.97	29.76	14.53	20.04	16.89	13.18	13.99	16.71
(La/Sm) _N	-	-	-	-	0.76	0.72	-	-	0.66	-	-	-
(Gd/Yb) _N	-	-	-	-	0.86	1.02	-	-	1.10	-	-	-
Mg/Mg+Fe	0.60	0.79	0.39	0.63	0.57	0.57	0.52	0.53	0.55	0.50	0.46	0.44
Na ₂ O/K ₂ O	7.32	5.4	7.64	2.87	8.24	8.52	10.8	8.17	19.8	2.87	12.7	15.06

Продолжение таблицы 4.2.2.

Компоне- нты	Б-3003	Б-2336	Рж- 5211/3	Б- 3002/4	Рж- 5046/7	Рж- 5017/5	Б- 2335/2	Б- 3003/4	Т- 3021/4	Рж- 5028/2А
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	48.25	48.31	48.37	48.38	48.44	48.55	48.63	48.64	48.69	48.92
TiO ₂	0.74	1	0.35	0.62	0.83	1.17	1.25	1.11	0.95	1.13
Al ₂ O ₃	15.19	14.74	10.16	14.36	15.06	14.34	14.09	14.3	15.1	13.53
Fe ₂ O ₃	2.74	3.12	1.07	3.6	3.25	2.88	4.43	2.81	2.36	4.14
FeO	8.89	10.78	9.86	9.19	10.4	10.93	9.3	10.88	10.38	10.64
MnO	0.21	0.23	0.22	0.2	0.25	0.28	0.21	0.2	0.34	0.28
MgO	8.4	7.96	19.83	7.66	8.19	5.84	8.33	7.64	6.74	8.05
CaO	13.61	11.59	9.15	13.42	11.02	13.58	10.04	11.99	13.1	10.54
Na ₂ O	1.68	2.08	0.66	1.67	2.37	2.18	2.85	1.99	1.96	2.37
K ₂ O	0.24	0.14	0.29	0.85	0.12	0.19	0.75	0.36	0.31	0.34
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.04	0.05	0.07	0.06	0.12	0.08	0.07	0.06
U	-	-	-	-	-	-	0.25	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	0.06	-	-	-
Ba	-	-	-	-	-	-	165	-	-	-
Sr	-	-	-	-	-	-	220	-	-	-
La	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-	31.2	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-	-	3.55	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-	1.29	-	-	-
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	0.5	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-	1.79	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	1.8	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	0.28	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-	77	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	850	-	-	-
(La/Yb) _N	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	20.53	14.74	29.03	23.16	18.14	12.26	11.27	12.88	15.89	11.97
(La/Sm) _N	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(Gd/Yb) _N	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg/Mg+Fe	0.57	0.51	0.77	0.52	0.52	0.44	0.53	0.51	0.49	0.50
Na ₂ O/K ₂ O	7.0	14.86	2.4	1.96	19.75	11.47	3.8	5.53	6.32	6.97

Продолжение таблицы 4.2.2.

Компоне- нты	А14	Б-2333	Рж- 5216/3	Б- 3002/9	Рж- 5241/4	Б- 2312/5	Рж- 5029/42	Б- 3002/8	Б- 3003/2	Б- 2312/1
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	49.19	49.27	49.41	49.43	49.45	49.51	49.58	49.6	49.69	49.97
TiO ₂	0.82	1.08	0.61	1.12	0.67	0.98	0.83	0.67	0.74	1.28
Al ₂ O ₃	14.65	13.31	7.34	14.57	14.83	14.61	14.38	15.4	14.74	13.68
Fe ₂ O ₃	11.47	4.33	1.76	3.07	2.05	4.38	3.49	2.64	1.25	4.87
FeO		11.59	9.15	10.2	8.47	7.78	10	8.92	8.36	10.84
MnO	0.18	0.26	0.17	0.21	0.27	0.2	0.37	0.24	0.21	0.25
MgO	8.21	6.9	23.56	6.74	8.68	7.14	6.18	6.08	6.86	5.85
CaO	12.95	11.09	7.34	12.32	12.49	12.62	12.97	13.93	15.92	10.84
Na ₂ O	2.33	1.92	0.38	1.85	2.28	2.36	1.99	2.04	1.88	2.02
K ₂ O	0.14	0.17	0.23	0.41	0.77	0.35	0.16	0.43	0.29	0.28
P ₂ O ₅	0.06	0.08	0.05	0.08	0.04	0.07	0.05	0.05	0.06	0.12
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	32	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	108	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	1.88	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	5.73	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	5.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	1.83	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	0.71	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	2.52	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	3.21	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	2.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	1.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	48	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	1.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	18	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	529	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	125	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(La/Yb) _N	0.67	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	17.87	12.32	12.03	13.01	22.13	14.91	17.33	22.99	19.92	10.69
(La/Sm) _N	0.65	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(Gd/Yb) _N	1.06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg/Mg+Fe	0.59	0.44	0.80	0.48	0.60	0.52	0.46	0.49	0.56	0.41
Na ₂ O/K ₂ O	16.64	11.29	1.65	4.51	2.96	6.74	12.44	4.74	6.48	7.86

Продолжение таблицы 4.2.2.

Компоне- нты	ЛБС-26/6	Рж- 5249/2	Рж- 5215/8	
	33	34	35	36
SiO ₂	50.09	50.53	51.74	48.55
TiO ₂	0.4	1.1	0.7	0.94
Al ₂ O ₃	12.13	15.01	13.61	15.03
Fe ₂ O ₃	3.23	3.76	3.69	4.56
FeO	7.94	9.09	7.02	9.91
MnO	0.21	0.21	0.18	0.24
MgO	13.56	7.48	10.4	7.23
CaO	9.59	11.23	9.53	12.52
Na ₂ O	2.22	1	2.54	2.05
K ₂ O	0.6	0.52	0.53	0.32
P ₂ O ₅	0.03	0.07	0.06	0.07
U	-	-	-	0.18
Th	-	-	-	0.36
Ba	-	-	-	68.8
Sr	-	-	-	160
La	-	-	-	1.87
Ce	-	-	-	12.01
Nd	-	-	-	4.95
Sm	-	-	-	2.00
Eu	-	-	-	0.80
Gd	-	-	-	2.38
Tb	-	-	-	0.51
Dy	-	-	-	3.04
Er	-	-	-	1.96
Yb	-	-	-	1.93
Lu	-	-	-	0.29
Zr	-	-	-	48.5
Hf	-	-	-	1.8
Ta	-	-	-	0.2
Nb	-	-	-	2.05
Y	-	-	-	17
Sc	-	-	-	77
Cr	-	-	-	355.25
Ni	-	-	-	294.4
(La/Yb) _N	-	-	-	0.67
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	30.33	13.65	19.44	17.03
(La/Sm) _N	-	-	-	0.70
(Gd/Yb) _N	-	-	-	1.01
Mg/Mg+Fe	0.70	0.52	0.02	0.51
Na ₂ O/K ₂ O	3.7	1.92	4.79	8.82

Примечание. Оксиды в мас.%, элементы примеси в г/т, « - » содержание элемента не определялось. 3, 5-14, 16-24, 26-32, 34 - толеитовые метабазалты; 1, 4, 33, 35 - коматиитовые метабазалты; 2, 15, 25 – метакоматииты. Анализы 5, 6, 9, 23 по (Jahn et al., 1998), остальные по (Смелов и др., 2009), 36- средн. состав толеитовых метабазалтов 2-ой группы.

Таблица 5.1.1. Химические составы метабазитов и эндербитов исходной базальт-андезит-дацитовый ассоциации джугджурского комплекса

Компо- ненты	Э-24/222	Э-14/136	Э-37/318	Э-17/159	Э-16/148	Э-17/165	Э-17/164	Э-33/285	Э-17/158
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Кристаллосланцы двупироксеновые								
SiO ₂	45.02	50.88	51.99	53.01	53.86	54.8	54.88	55.31	55.58
TiO ₂	0.75	0.71	0.84	0.84	0.7	0.55	0.7	0.42	0.49
Al ₂ O ₃	20.91	17.1	16.78	18.25	17.39	17.26	17.62	19.5	18.14
Fe ₂ O ₃	5.83	2.11	2.84	4.99	4.03	2.75	4.1	2.45	4.64
FeO	6.37	7.1	6.7	4.65	5.79	5.83	4.66	4.17	3.82
MnO	0.1	0.12	0.13	0.17	0.15	0.17	0.14	0.09	0.14
MgO	6.54	7.04	6.59	3.78	4.74	4.61	4.32	3.72	4
CaO	9.63	9.12	9.51	7.55	7.68	7.62	7	8.3	7.33
Na ₂ O	2.67	3.32	2.75	4.4	4	3.84	4.01	4.27	4.12
K ₂ O	1.03	1.03	0.61	1.26	0.85	1.61	1.12	1.13	1.06
P ₂ O ₅	0.18	0.29	0.41	0.49	0.3	0.32	0.32	0.33	0.26
п.п.п.	0.97	1.18	0.85	0.61	0.51	0.64	1.13	0.31	0.42
U	0.18	0.25	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.07	0.02
Th	0.58	0.86	0.28	0.12	0.06	0.09	0.26	0.43	0.09
Ba	310.93	225.66	410.58	398.66	413.21	490.56	692.03	856.76	544.95
Sr	939.3	268	483.38	976.86	586.7	758.69	822.75	870.58	911.86
La	12.56	14.56	18.27	34.86	17.2	19.22	21.12	20.99	20.67
Ce	25.42	34.03	41.27	78.77	37.23	41.73	46.57	41.87	45.65
Pr	3.32	4.68	5.65	10.06	5.07	5.62	6.52	5.36	6.19
Nd	12.7	19.32	22.99	40.77	21.23	23.54	27.42	22.5	26.12
Sm	2.44	4.31	4.55	7.41	4.47	4.69	5.45	4.57	5.27
Eu	1.02	1.2	1.45	2.14	1.6	1.38	1.61	3.58	1.34
Gd	2.23	4.34	4.53	6.06	3.96	4.14	4.87	4.4	4.83
Tb	0.33	0.7	0.72	0.96	0.59	0.65	0.81	0.71	0.76
Dy	1.55	3.7	3.68	3.96	2.88	3.22	3.86	3.66	3.8
Ho	0.29	0.77	0.75	0.78	0.58	0.66	0.79	0.74	0.75
Er	0.82	2.27	2.18	2.32	1.72	1.95	2.3	2.11	2.21
Tm	0.1	0.31	0.29	0.3	0.22	0.28	0.33	0.3	0.32
Yb	0.69	2.02	1.86	1.79	1.5	1.79	2.03	1.82	2.09
Lu	0.1	0.29	0.27	0.29	0.23	0.27	0.31	0.27	0.3
Zr	25.4	41.76	49.04	29.01	17.33	34.32	25.51	40.79	21.1
Hf	0.73	1.35	1.32	0.98	0.7	1.12	1.01	1.12	0.84
Ta	0.61	0.38	0.39	0.64	0.3	0.5	0.39	0.45	0.26
Nb	3.25	5.18	5.27	12.16	5.2	4.82	6.81	3.17	4.53
Y	7.15	18.48	18.23	19.43	14.96	15.97	18.88	16.99	16.8
Sc	18.92	28.44	25.46	18.53	20.46	22.23	24.32	23.31	21.86
(La/Yb) _N	12.28	4.86	6.63	13.15	7.74	7.25	7.02	7.79	6.68
Na ₂ O/ K ₂ O	2.59	3.22	4.51	3.39	4.7	2.38	3.58	3.78	3.89
Mg/Mg+Fe	0.5	0.58	0.56	0.43	0.47	0.50	0.48	0.51	0.47
(Gd/Yb) _N	2.61	1.74	1.97	2.74	2.13	1.87	1.94	1.95	1.87
(La/Sm) _N	0.31	2.13	2.53	2.96	2.42	2.58	2.44	2.89	2.47

Компоненты	Э-17/171	Э-17/168	Э-36/312	Э-42/343	Э-17/156	Э-14/137	Э-41/339	
	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	56.83	57.41	58.22	58.19	59.78	63.66	64.52	60.30
TiO ₂	0.69	0.7	0.68	0.69	0.59	0.63	0.50	0.63
Al ₂ O ₃	16.61	16.83	16.09	16.28	17.06	16.49	15.39	16.36
Fe ₂ O ₃	3.32	3.61	1.28	3.65	2.61	6.44	1.62	3.20
FeO	4.71	4.51	6.98	5.21	4.12	-	4.17	5.00
MnO	0.14	0.16	0.12	0.15	0.13	0.09	0.05	0.12
MgO	4.27	3.93	3.77	4.03	3.16	2.09	3.70	3.45
CaO	7.3	6.65	6.44	6.84	5.74	4.82	3.95	5.74
Na ₂ O	3.7	3.4	3.6	3.65	4.25	4.01	3.04	3.66
K ₂ O	2.02	1.91	1.52	0.58	1.75	0.59	2.57	1.49
P ₂ O ₅	0.41	0.27	0.31	0.31	0.36	0.15	0.23	0.27
п.п.п.	0	0.62	0.99	0.42	0.45	1.02	0.68	0.70
U	0.01	0.01	0.75	0.03	0.03	0.08	0.07	0.16
Th	0.03	0.26	3.22	0.08	0.10	0.29	0.10	0.68
Ba	838.12	685.77	339	286	700	297	670	496.30
Sr	718.98	715.94	594.24	555.65	712.35	510.7	418.45	514.81
La	24.08	17.37	33.44	11.57	20.5	10.37	16.19	18.24
Ce	58.02	40.53	70.28	24.82	44.01	20.51	28.57	38.12
Pr	7.85	5.63	8.86	3.41	5.9	2.44	3.23	4.91
Nd	33.13	23.41	34.8	13.83	24.78	10.28	11.64	19.79
Sm	6.4	4.76	6.39	2.74	4.93	3.24	1.84	3.98
Eu	1.54	1.07	1.39	1	1.35	1.56	1.27	1.27
Gd	5.47	4.27	5.85	2.85	4.34	5.21	1.59	4.02
Tb	0.9	0.7	0.94	0.47	0.72	0.90	0.25	0.66
Dy	4.23	3.35	4.46	2.51	3.63	5.85	1.13	3.49
Ho	0.88	0.69	0.87	0.51	0.76	1.20	0.24	0.71
Er	2.56	2.04	2.49	1.52	2.19	3.46	0.74	2.07
Tm	0.37	0.29	0.34	0.22	0.32	0.48	0.11	0.29
Yb	2.35	1.87	2.16	1.45	1.94	3.12	0.67	1.87
Lu	0.36	0.28	0.32	0.23	0.31	0.46	0.11	0.29
Zr	34.08	26.3	22.68	49.7	217.4	484.5	44.9	140.91
Hf	1.13	0.89	0.88	0.24	4.92	10.03	0.10	2.84
Ta	0.34	0.51	0.85	0.31	0.07	0.03	0.24	0.34
Nb	6.76	6.26	16.54	5.54	2.77	1.86	4.57	6.26
Y	21.14	15.42	-	21.03	24.24	31.68	18.49	22.17
Sc	21.78	19.69	-	17.71	20.19	13.1	19.39	18.02
(La/Yb) _N	6.92	6.27	10.45	5.39	6.72	2.24	16.30	7.90
Na ₂ O/ K ₂ O	1.83	1.78	2.37	6.29	2.43	6.85	1.18	3.48
Mg/Mg+Fe	0.50	0.47	0.46	0.46	0.47	0.39	0.54	0.47
(Gd/Yb) _N	1.88	1.84	2.19	1.59	1.70	1.35	1.92	1.77
(La/Sm) _N	2.37	2.30	3.30	2.66	2.62	2.02	5.54	3.07

Оксиды в мас. %, элементы–примеси в г/т, «-» - содержание элемента не определялось. Все анализы приведены к сумме главных петрогенных оксидов. 1-3 – метабазальты, 4-10 – метаандезибазальты, 11-14 – метаандезиты, 15, 16 – метадациты, 17 – средний состав гиперстеновых плагиогнейсов джугджурского комплекса.

Таблица 5.1.2. Химические составы метавулканитов **основного** и ультраосновного состава джугджурского комплекса

Компоненты	Э-17/162	Э-10/77	2107-А	Э-35/301	Э-17/174	Э-25/237	Э-7/66	Э-14/117
	1	2	3	4	5	6	7	8
Кристаллосланцы дзвупироксеновые								
SiO ₂	44.9	1.25	0.54	46.64	47.11	47.62	47.285	48.42
TiO ₂	1.59	12.93	9.27	1.25	0.67	1.12	0.4	1.58
Al ₂ O ₃	12.36	5.91	1.31	8.5	8.94	13.92	6.07	13.21
Fe ₂ O ₃	5.97	9.8	10.09	4.2	5.29	5.79	1.945	4.17
FeO	8.32	0.97	0.25	11.53	7.02	8.76	9.865	12.33
MnO	0.17	8.31	22.37	0.23	0.17	0.14	0.245	0.23
MgO	13.44	13.36	8.23	13.26	17.57	10.88	24.72	6.75
CaO	9.69	1.72	1.32	11.99	10.24	9.22	7.405	10.72
Na ₂ O	2.39	0.22	0.2	1.5	1.94	2.12	0.835	2
K ₂ O	0.95	0.39	0.12	0.59	0.81	0.24	0.105	0.34
P ₂ O ₅	0.22	0.14	0.42	0.31	0.24	0.19	0.1	0.25
U	-	0.38	0.64	0.09	<0.02	0.12	0.22	-
Th	-	34.43	-	0.43	0.18	0.28	0.38	-
Ba	-	146.7	55.21	222.70	76.46	150.04	-	-
Sr	-	12.67	2.84	386.05	171.11	878.07	38.375	-
La	-	36.58	7.30	13.01	6.83	9.50	2.325	-
Ce	-	5.37	1.06	37.48	22.46	22.03	6.335	-
Pr	-	23.33	4.94	6.33	3.87	3.23	0.96	-
Nd	-	5.95	1.50	29.4	17.95	14.12	4.615	-
Sm	-	1.64	0.71	7.17	3.99	3.22	1.38	-
Eu	-	6.46	2.09	1.55	1.18	1.15	0.535	-
Gd	-	1.16	0.36	7.48	4.08	3.24	1.77	-
Tb	-	5.48	2.15	1.13	0.59	0.48	0.29	-
Dy	-	1.58	0.46	5.84	3.17	2.28	1.71	-
Ho	-	3.54	1.32	1.17	0.64	0.41	0.36	-
Er	-	0.73	0.18	3.42	1.84	1.12	1.035	-
Tm	-	3.37	1.18	0.45	0.24	0.13	0.14	-
Yb	-	0.74	0.18	2.87	1.56	0.80	0.92	-
Lu	-	83.04	36.91	0.41	0.22	0.11	0.14	-
Zr	-	2.07	1.06	70.74	43.3	29.38	23.77	-
Hf	-	0.52	<0.2	2.38	1.38	0.88	0.73	-
Ta	-	8.75	1.39	0.35	<0.2	0.32	0	-
Nb	-	40.04	10.53	6.50	3.57	3.00	0.82	-
Y	-	56.46	31.81	30.04	15.45	10.00	8.485	-
Sc	-	122.79	845.46	53.84	52.32	32.75	31.095	-
Ni	-	58.12	85.05	145.01	120.2	144.06	745.385	-
Co	-	377.23	186.63	76.73	76.81	78.06	94.585	-
V	-	6.8	1.63	361.02	196.1	315.35	145.895	-
(La/Yb) _N	-	10.34	17.16	2.96	15.84	8.02	1.74	-
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	7.77	1.49	1.19	6.80	13.34	13.32	14.1	8.36
(La/Sm) _N	-		1.43	1.14	1.08	1.86	1.045	-
(Gd/Yb) _N	-	0.50	0.78	2.11	2.11	3.27	1.605	-
Mg/Mg+Fe	0.64	7.82	6.6	0.61	0.73	0.58	0.795	0.43
Na ₂ O/K ₂ O	2.52	7.82	6.6	2.54	2.40	8.83		

Продолжение таблицы 5.1.2.

Компоненты	Э-17/175	Э-37/313	Э-32/284	Э-40/337	Э-14/126			
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	48.45	50.91	52.04	52.48	54.33	48.23	47.29	46.57
TiO ₂	1.02	1.96	0.95	0.86	0.45	1.45	0.4	1.16
Al ₂ O ₃	16.33	14.67	15.91	14.08	14.65	14.29	6.07	10.93
Fe ₂ O ₃	4.28	1.62	2.47	3.02	2.72	4.00	1.95	5.31
FeO	7.73	11.17	7.51	7.58	7.39	10.26	9.87	8.91
MnO	0.14	0.16	0.13	0.16	0.17	0.38	0.25	0.18
MgO	9.25	5.15	7.41	8.06	7.18	7.37	24.72	13.79
CaO	9.08	8.74	9.41	9.39	9.06	10.48	7.41	10.29
Na ₂ O	2.61	3.68	3.2	3.21	3.33	2.50	0.84	1.99
K ₂ O	0.9	1.25	0.73	0.85	0.48	0.68	0.11	0.65
P ₂ O ₅	0.21	0.69	0.24	0.31	0.24	0.39	0.10	0.24
U	0.04	-	<0.02	0.23	0.03	0.09	0.22	0.08
Th	0.24	-	0.12	1.15	0.3	0.31	0.38	0.30
Ba	365.10	-	482	134.04	177	199.77	-	149.73
Sr	618.03	-	587.86	358.42	288.67	382.37	38.38	478.41
La	12.97	-	14.02	40.02	10.29	12.82	2.33	9.78
Ce	38.99	-	29.73	95.19	26.23	37.79	6.34	27.32
Pr	5.64	-	4.14	12.66	4.11	5.51	0.96	4.48
Nd	25.4	-	17.71	49.71	17.19	24.37	4.62	20.49
Sm	5.87	-	3.87	9.23	3.74	5.91	1.38	4.79
Eu	1.69	-	1.64	2.29	1.08	1.67	0.54	1.29
Gd	5.72	-	3.82	7.42	3.67	6.09	1.77	4.93
Tb	0.88	-	0.62	1.04	0.6	1.02	0.29	0.73
Dy	4.39	-	3.21	4.35	3.19	4.94	1.71	3.76
Ho	0.87	-	0.66	0.75	0.66	1.23	0.36	0.74
Er	2.48	-	1.97	2.25	1.92	3.01	1.04	2.13
Tm	0.31	-	0.26	0.26	0.27	0.52	0.14	0.27
Yb	1.99	-	1.67	1.64	1.76	2.68	0.92	1.74
Lu	0.28	-	0.25	0.23	0.27	0.51	0.14	0.25
Zr	54.88	-	44.43	18.85	44	68.96	23.77	47.81
Hf	1.64	-	1.24	0.93	1.45	1.86	0.73	1.55
Ta	0.52	-	0.43	0.56	<0.2	0.52	0.20	0.29
Nb	4.97	-	6.61	10.47	1.98	6.86	0.82	4.36
Y	20.35	-	16.36	19.14	16.15	30.20	8.49	18.50
Sc	42.08	-	31.57	34.31	33.34	49.27	31.10	46.30
Ni	107.22	-	70.61	232.2	25.36	115.01	745.39	136.42
Co	54.1	-	46.45	51.53	35.65	56.11	94.59	77.20
V	283.5	-	160.81	206.51	137.13	330.37	145.90	290.82
(La/Yb) _N	4.40	-	5.7	16.5	3.9	5.60	1.74	3.66
Al ₂ O ₃ / TiO ₂	16.01	7.48	16.75	16.37	32.56	10.55	14.10	13.74
(La/Sm) _N	-	-	-	-	-	1.49	1.05	1.36
(Gd/Yb) _N	-	-	-	-	-	-	1.61	2.50
Mg/Mg+Fe	0.59	0.42	0.58	0.58	0.57	0.49	0.80	0.85
Na ₂ O/K ₂ O	2.9	2.94	2.38	3.78	6.94	4.89	20.80	5.43

Примечание. Оксиды в мас. %, элементы-примеси в г/т. Все анализы приведены к сумме главных петрогенных оксидов 100%, "-" – содержание элемента не определялось. 2, 8-10 – толеитовые метабаазальты; 11-13 – андезибаазальты, 1, 4-6 – коматиитовые метабаазальты; 3, 7 – метакоматииты, 14 – средний состав толеитовых метабаазальтов джугджурского комплекса, 15 – средний состав коматиитов, 16 – средний состав коматиитовых метабаазальтов.

Таблица 5.1.2.1 Химические составы метабазитов и эндербитов суннагинского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	45.98	50.22	50.51	51.24	51.80	52.02	54.30	62.12	49.67	45.99	62.60
TiO ₂	1.01	0.59	0.51	0.54	0.43	0.56	1.09	0.64	0.61	0.85	0.62
Al ₂ O ₃	12.99	13.18	12.7	12.19	14.74	16.31	18.84	18.07	12.86	14.21	16.33
Fe ₂ O ₃	10.67*	8.92*	8.45*	8.90*	9.70*	8.79*	8.70*	5.58*	9.40*	3.50	-
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9.65	7.13**
MnO	0.18	0.17	0.19	0.20	0.21	0.19	0.13	0.10	0.20	0.18	0.12
MgO	12.25	11.43	11.48	12.30	7.84	7.88	2.90	1.75	12.00	10.38	1.98
CaO	11.68	10.61	10.29	10.08	9.67	9.80	7.36	4.43	10.43	11.73	5.62
Na ₂ O	2.09	3.15	2.96	3.03	3.16	3.16	4.47	4.98	2.97	2.48	3.76
K ₂ O	1.97	1.44	1.25	1.25	1.14	1.00	1.71	1.81	1.27	0.96	1.64
P ₂ O ₅	-	0.19	0.16	0.17	0.21	0.17	0.46	0.27	0.14	0.07	0.20
Ni	249	440	273	543	317	221	-	-	365	335	21
Co	50	50	52	50	40	42	-	-	52	-	-
Cr	1200	1650	1650	1760	930	600	-	-	1412	-	-
Rb	88	46	43	40	26	23	-	-	46	21	31
Sr	376	382	305	336	496	420	-	-	366	279	306
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	130	638
Y	25	20	21	25	34	23	-	-	21	15	27
Zr	50	23	70	86	52	59	-	-	57	70	177
La	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8.60	22.00
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-	-	18.33	45.00
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10.10	23.00
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.60	4.8010
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.61	1.30
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.78	4.10
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.45	1.90
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.22	1.70
(La/Yb) _N	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.76	8.74
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	12.86	22.34	24.90	22.57	34.28	29.13	17.28	28.23	21.08	16.72	26.34
(La/Sm) _N	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.08	2.89
(Gd/Yb) _N	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.84	1.95
Mg/Mg+Fe	0.7	0.72	0.73	0.73	0.62	0.64	0.40	0.39	0.72	0.59	0.34
Na ₂ O/K ₂ O	1.06	2.19	2.37	2.42	2.77	3.16	2.61	2.75	2.34	2.58	2.29

Примечание. Окислы в мас.%, элементы примеси в г/т, «-» – содержание элемента не определялось. 1 -5 - метавулканы коматиит-толеитовой серии: 1-4 - метабазальтовые коматииты, 5 - толеитовый метабазальт; 6-8 метавулканы известково-щелочной серии: 6 – метабазальт, 7 –метабазальт, 8 - метаандезит; 9-11 - средние составы метавулканитов суннагинского комплекса: 9 -коматиитовые метабазальты (5 анализов), 10 - толеитовые метабазальты (14 анализов), 11-метаандезиты (8 анализов). (Глуховский. Моралёв. 2001. Глуховский и др. 2004); * - всё железо в форме Fe₂O₃, ** - всё железо в форме FeO.

Таблица.5.2.1. Химические составы биотитовых и биотит-амфиболовых ортогнейсов батомгского комплекса

Компо- ненты	Н-146а	Н-163а	Б-11/107	СБ-117	СБ-112	СБ-109	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	58.24	62.16	65.88	68.03	70.22	71.09	66.69
TiO ₂	0.69	0.56	0.50	0.34	0.28	0.24	0.41
Al ₂ O ₃	15.90	15.38	17.37	17.35	16.25	15.30	16.43
Fe ₂ O ₃	3.60	2.52	0.20	1.56	1.07	1.06	1.50
FeO	3.21	4.54	2.79	1.50	1.60	1.44	2.11
MnO	0.10	0.08	0.03	0.05	0.05	0.04	0.05
MgO	4.42	3.11	1.59	1.54	1.00	1.12	1.93
CaO	6.02	3.92	3.63	2.50	2.46	2.26	3.37
Na ₂ O	4.57	4.05	4.83	4.23	4.27	4.49	4.48
K ₂ O	1.09	1.92	1.70	1.70	2.13	1.45	1.61
P ₂ O ₅	0.51	0.48	0.33	0.19	0.08	0.13	0.25
п.п.п.	1.47	1.50	1.02	0.80	0.18	0.94	0.88
U	-	-	1.64	0.819	<0.2	0.264	0.73
Th	-	-	9.37	3.11	1.31	0.65	3.61
Ba	-	-	383.8	542	692	510	531.95
Sr	-	-	1010	729	580	589	727.00
La	-	-	40.75	14.2	13.7	14.7	20.84
Ce	-	-	84.57	27.7	26.6	27.5	41.59
Pr	-	-	9.09	2.43	2.90	3.13	4.39
Nd	-	-	33.40	8.28	10.7	11.9	16.07
Sm	-	-	4.42	1.38	1.78	2.05	2.41
Eu	-	-	1.71	0.64	0.63	0.70	0.92
Gd	-	-	3.41	1.22	1.14	1.41	1.80
Tb	-	-	0.315	0.20	0.16	0.19	0.22
Dy	-	-	1.36	1.27	0.73	0.88	1.06
Ho	-	-	0.241	0.26	0.13	0.16	0.20
Er	-	-	0.64	0.67	0.29	0.37	0.49
Tm	-	-	0.071	0.10	0.04	0.05	0.07
Yb	-	-	0.465	0.66	0.21	0.29	0.41
Lu	-	-	0.068	0.097	0.025	0.035	0.06
Zr	-	-	114.8	116	46	32	77.20
Hf	-	-	3.53	2.53	0.92	<0.9	1.75
Ta	-	-	0.240	1.42	0.33	0.29	0.57
Nb	-	-	4.24	8.45	3.94	3.18	4.95
Y	-	-	5.86	8.2	3.7	4.8	5.64
Sc	-	-	4.07	5.7	4.7	3.1	4.39
(La/Yb) _N	-	-	59.15	14.52	44.03	34.21	37.98
(Gd/Yb) _N	-	-	5.92	1.85	4.39	3.92	4.02
(La/Sm) _N	-	-	5.80	6.48	4.84	4.52	5.41
Na ₂ O/K ₂ O	4.19	2.11	2.84	2.49	2.0	3.1	2.92
Mg/Mg+Fe	0.55	0.45	0.49	0.48	0.41	0.44	0.47

Примечание. Оксиды в мас.%, элементы примеси – в г/т, «-» - содержание элементов не определялось. 1 - биотит-амфиболовый плагиогнейс андезитового состава, биотитовые плагиогнейсы дацитового (3-6) составов, 7 – средний состав андезит-дацитовых метаэффузивов батомгского комплекса, 2 – метасадочная порода.

Таблица 5.2.2. Химические составы амфиболитов и амфиболитовых плагиогнейсов батомгского комплекса

Компоненты	Б-8/88	ПН-8427	СБ-1	3-1	СБ-5	Б-6/68	Б-8/85	ПН-8496	состав средний тол.баз	состав средний ком. баз
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	46,93	48,71	49,26	50,33	50,67	51,43	51,54	53,94	50,45	49,60
TiO ₂	0,64	0,93	1,04	0,59	1,25	1,32	0,63	0,41	1,20	0,62
Al ₂ O ₃	13,92	20,96	12,02	11,91	13,39	15,12	13,96	22,26	13,51	13,26
Fe ₂ O ₃	1,75	6,21	2,5	1,42	2,81	2,69	0,29	4,13	2,67	1,15
FeO	11,44	4,5	14,36	8,34	12,5	10,33	10,35	2,29	12,40	10,04
MnO	0,24	0,15	0,26	0,17	0,23	0,21	0,19	0,07	0,23	0,20
MgO	11,26	4,4	9,58	17,92	6,76	6,04	10,05	3,04	7,46	13,08
CaO	11,41	8,71	8,73	7,42	9,66	9,28	10,39	7,39	9,22	9,74
Na ₂ O	1,50	4,5	1,6	1,01	1,93	2,47	2,07	5,56	2,00	1,53
K ₂ O	0,80	0,46	0,49	0,79	0,64	0,73	0,44	0,6	0,62	0,68
P ₂ O ₅	0,11	0,47	0,16	0,1	0,16	0,38	0,09	0,31	0,23	0,1
U	0,344	0,48	0,335	-	<0,2	-	<0,2	0,56	0,27	0,27
Th	0,46	0,69	0,87	-	<0,55	-	<0,55	0,9	0,71	0,51
Ba	77	188	23	-	31	-	20	193	27,00	48,5
Sr	42	795	83	-	223	-	121	1027	153,00	81,5
La	1,99	12,87	4,32	-	4,54	-	1,67	11,79	4,43	1,83
Ce	5,68	31,22	10,9	-	11,9	-	4,52	23,43	11,40	5,1
Pr	0,91	5,39	1,63	-	1,87	-	0,77	3,51	1,75	0,84
Nd	4,47	27,02	7,99	-	9,33	-	4,00	16,25	8,66	4,24
Sm	1,45	7,1	2,36	-	2,77	-	1,33	3,90	2,57	1,39
Eu	0,68	2,09	0,93	-	1,03	-	0,53	1,39	0,98	0,601
Gd	2,12	6,40	3,42	-	3,84	-	2,06	3,26	3,63	2,09
Tb	0,38	0,96	0,64	-	0,70	-	0,38	0,44	0,67	0,38
Dy	2,63	5,17	4,04	-	4,43	-	2,59	2,10	4,24	2,61
Ho	0,59	1,15	0,87	-	0,96	-	0,57	0,45	0,92	0,58
Er	1,65	3,23	2,51	-	2,77	-	1,66	1,30	2,64	1,66
Tm	0,25	0,48	0,38	-	0,42	-	0,25	0,19	0,40	0,25
Yb	1,65	2,9	2,49	-	2,72	-	1,63	1,22	2,61	1,64
Lu	0,27	0,41	0,39	-	0,42	-	0,25	0,18	0,41	0,26
Zr	128	240	81	-	60	-	41	204	70,50	84,5
Hf	3,12	5,52	3,63	-	1,73	-	0,90	5,02	2,68	2,01
Ta	0,23	0,17	0,37	-	0,38	-	0,22	0,18	0,38	0,23
Nb	2,30	5,00	5,06	-	4,61	-	1,90	4,00	4,84	2,1
Y	17	30	26	-	28	-	16	12	27,00	16,5
Sc	56	16	49	-	51	-	55	21	50,00	55,5
Cr	521	14	204	-	208	-	465	32	206,00	493
Ni	150	43	219	-	53	-	151	23	136,00	150,5
(La/Yb) _N	0,81	3,00	1,17	-	1,13	-	0,69	6,52	1,15	7,45
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	21,84	22,64	11,50	20,18	10,73	11,44	22,35	54,78	11,22	0,86
(La/Sm) _N	0,86	-	-	-	-	-	-	-	0,00	0,86
(Gd/Yb) _N	1,04	-	-	-	-	-	-	-	0,00	1,04
Mg/Mg+Fe	0,61	0,44	0,51	0,77	0,44	0,46	0,63	0,47	0,47	1,24

Примечание. Окислы в мас.%, элементы примеси в г/т, «-» – содержание элемента не определялось. 1, 4, 7 – коматиитовые метабазаальты; 3, 5, 6 – толеитовые метабазаальты; 2, 8 – известково-щелочные метабазаальты. 9 – средний состав толеитовых метабазаальтов, 10 – средний состав коматиитовых метабазаальтов. Анализ 4 по (Злобин, 1985).

Таблица 5.2.3. Химические составы амфиболитов и амфиболитовых плагиогнейсов батомгского комплекса

Компоненты	Б-8/88	ПН-8427	СБ-1	3-1	СБ-5	СБ-111	Б-6/68	Б-8/85	Б-11/105	ПН-8496	средний состав
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	46.93	48.71	49.26	50.33	50.67	50.75	51.43	51.54	52.94	53.94	50.45
TiO ₂	0.64	0.93	1.04	0.59	1.25	0.8	1.32	0.63	0.7	0.41	1.20
Al ₂ O ₃	13.92	20.96	12.02	11.91	13.39	11.82	15.12	13.96	13.89	22.26	13.51
Fe ₂ O ₃	1.75	6.21	2.5	1.42	2.81	3.42	2.69	0.29	0.93	4.13	2.67
FeO	11.44	4.5	14.36	8.34	12.5	8.42	10.33	10.35	7.55	2.29	12.40
MnO	0.24	0.15	0.26	0.17	0.23	0.22	0.21	0.19	0.15	0.07	0.23
MgO	11.26	4.4	9.58	17.92	6.76	10.82	6.04	10.05	8.79	3.04	7.46
CaO	11.41	8.71	8.73	7.42	9.66	11.19	9.28	10.39	9.96	7.39	9.22
Na ₂ O	1.50	4.5	1.6	1.01	1.93	1.12	2.47	2.07	3.02	5.56	2.00
K ₂ O	0.80	0.46	0.49	0.79	0.64	1.08	0.73	0.44	1.16	0.6	0.62
P ₂ O ₅	0.11	0.47	0.16	0.1	0.16	0.36	0.38	0.09	0.91	0.31	0.23
U	0.344	0.48	0.335	-	<0.2	-	-	<0.2	-	0.56	0.27
Th	0.46	0.69	0.87	-	<0.55	-	-	<0.55	-	0.9	0.71
Ba	77	188	23	-	31	-	-	20	-	193	27.00
Sr	42	795	83	-	223	-	-	121	-	1027	153.00
La	1.99	12.87	4.32	-	4.54	-	-	1.67	-	11.79	4.43
Ce	5.68	31.22	10.9	-	11.9	-	-	4.52	-	23.43	11.40
Pr	0.91	5.39	1.63	-	1.87	-	-	0.77	-	3.51	1.75
Nd	4.47	27.02	7.99	-	9.33	-	-	4.00	-	16.25	8.66
Sm	1.45	7.1	2.36	-	2.77	-	-	1.33	-	3.90	2.57
Eu	0.68	2.09	0.93	-	1.03	-	-	0.53	-	1.39	0.98
Gd	2.12	6.40	3.42	-	3.84	-	-	2.06	-	3.26	3.63
Tb	0.38	0.96	0.64	-	0.70	-	-	0.38	-	0.44	0.67
Dy	2.63	5.17	4.04	-	4.43	-	-	2.59	-	2.10	4.24
Ho	0.59	1.15	0.87	-	0.96	-	-	0.57	-	0.45	0.92
Er	1.65	3.23	2.51	-	2.77	-	-	1.66	-	1.30	2.64
Tm	0.25	0.48	0.38	-	0.42	-	-	0.25	-	0.19	0.40
Yb	1.65	2.9	2.49	-	2.72	-	-	1.63	-	1.22	2.61
Lu	0.27	0.41	0.39	-	0.42	-	-	0.25	-	0.18	0.41
Zr	128	240	81	-	60	-	-	41	-	204	70.50
Hf	3.12	5.52	3.63	-	1.73	-	-	0.90	-	5.02	2.68
Ta	0.23	0.17	0.37	-	0.38	-	-	0.22	-	0.18	0.38
Nb	2.30	5.00	5.06	-	4.61	-	-	1.90	-	4.00	4.84
Y	17	30	26	-	28	-	-	16	-	12	27.00
Sc	56	16	49	-	51	-	-	55	-	21	50.00
Cr	521	14	204	-	208	-	-	465	-	32	206.00
Ni	150	43	219	-	53	-	-	151	-	23	136.00
(La/Yb) _N	0.81	3.00	1.17	-	1.13	-	-	0.69	-	6.52	1.15
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	21.84	22.64	11.50	20.18	10.73	14.76	11.44	22.35	19.94	54.78	11.22
(La/Sm) _N	0.86	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00
(Gd/Yb) _N	1.04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00
Mg/Mg+Fe	0.61	0.44	0.51	0.77	0.44	0.63	0.46	0.63	0.65	0.47	0.47

Примечание. Окислы в мас.%, элементы примеси в г/т, «-» – содержание элемента не определялось. 1, 4, 6, 8 – коматитовые метабазаальты; 3, 5, 7, 9 – толеитовые метабазаальты; 2, 10 – известково-щелочные метабазаальты, 11 – средний состав толеитовых метабазаальтов. Анализ 4 по (Злобин. 1985).

Таблица 6.1.1.1. Коэффициенты распределения элементов для минералов, сосуществующих с дацитовым расплавом (Arth, 1971)

	Gr	Hyp	Hb	C _{px}	Pl
Ce	0.35	0.09	0.86	0.28	0.24
Nd	0.53	0.13	2.30	0.62	0.17
Sm	0.66	0.16	4.44	0.92	0.13
Eu	1.50	0.09	2.86	0.87	2.11
Gd	10.05	0.22	5.32	1.02	0.09
Dy	28.6	0.30	6.82	1.07	0.086
Er	42.8	0.44	6.28	0.92	0.084
Yb	39.9	0.60	4.44	0.87	0.077

Таблица 6.1.1.2. Коэффициенты распределения элементов для минералов, сосуществующих с андезитовым расплавом (Arth, 1971)

	Gr	Hyp	Hb	C _{px} (Avgit)	Pl
Ce	0.028	0.024	0.20	0.15	0.12
Nd	0.68	0.33	0.33	0.31	0.081
Sm	0.29	0.054	0.52	0.50	0.067
Eu	0.49	0.054	0.59	0.51	0.030
Gd	0.97	0.091	0.63	0.61	0.030
Dy	3.17	0.15	0.64	0.68	0.030
Er	6.56	0.23	0.55	0.65	0.034
Yb	11.5	0.34	0.49	0.62	0.042

Таблица 6.1.1.3. Результаты расчётов модельного расплава исходного дацита нимнырского комплекса

Элемент	C _o	C _i		C _i /C _x	C _i		C _i /C _x
Ce	49.07		86.58	135.74		94.09	147.50
Nd	29.50		22.82	48.17		28.97	61.14
Sm	6.31		2.68	17.43		3.76	24.42
Eu	1.69		0.82	14.13		1.20	20.68
Gd	6.13		2.0	9.82		1.67	8.18
Dy	5.17	I	1.2	4.73	II	2.10	8.27
Er	3.18		0.72	4.33		0.32	1.92
Yb	2.83		0.817	4.95		0.32	1.94
Состав рестита (в об.%) и объём расплавленной фазы	L -5 Gr - 3 Нур - 4 Нб - 50 Срх - 16 Pl -22					L -16 Gr - 22 Нб - 31 Срх - 31	

Примечание. L – расплав, Gr – гранат, Нур – гиперстен, Нб – амфибол, Срх – клинопироксен, Pl – плагиоклаз,

C_o – содержание РЗЭ в источнике расплава (ан. 24, табл. 3.1.1); C_i – содержание элемента в модельном расплаве; C_x – содержание элементов в хондрите (Evensen et al., 1978). Коэффициенты распределения приняты по (Arth, 1971).

Вариант I. Результаты расчётов модельного расплава дацита (SiO₂ = 66 мас.%) на основании эксперимента Вольфа и Уайли (1993) при T = 900°C, P = 10 кбар

Вариант II. Результаты расчётов модельного расплава дацита (SiO₂ = 66 мас.%) на основании эксперимента Сена и Данна (Sen, Dunn, 1994) при T = 1000°C, P = 15 кбар

Таблица 6.1.1.4. Результаты расчётов модельных расплавов исходных андезита и дацита олёкминского комплекса по результатам эксперимента (Вольф, Уайли, 1993)

Элемент	Дацит			Андезит	
	C_o	C_i	C_i/C_x	C_i	C_i/C_x
Ce	17.24	36.13	56.63	38.64	60.58
Nd	12.79	16.6	35.13	26.17	55.24
Sm	3.52	3.1	20.18	6.35	41.26
Eu	0.69	0.6	10.45	1.15	19.85
Gd	4.01	1.86	9.14	4.01	31.9
Dy	4.22	3.97	4.18	5.75	22.6
Er	2.53	0.49	2.97	2.92	17.6
Yb	2.43	0.53	3.18	2.23	13.5
Состав рестита (объёмн.%) и объём расплавленной фазы	L	26		40	
	Gr	12		8	
	Нур	2		2	
	Нб	18		2	
	Срх	32		42	
	Pl	10		6	

Примечание. L – расплав, Gr – гранат, Нур – гиперстен, Нб – амфибол, Срх – клинопироксен, Pl – плагиоклаз. C_o = содержание РЗЭ в источнике расплава (ан. 10, табл. 3.1.2), C_i – содержание элемента в модельном расплаве, C_x – содержание элементов в хондрите (Evensen et al., 1978). Коэффициенты распределения приняты по (Arth, 1971), таблицы 6.1.1.1, 6.1.1.2.

Таблица 6.1.1.5. Результаты расчётов модельных расплавов исходных андезитов сутамского комплекса			
Элемент	Андезит		
	C_o	C_i	C_i/C_x
Ce	20.92	65	102.2
Nd	10.16	26.66	56.28
Sm	3.51	7.46	48.44
Eu	1.2	2.4	41.42
Gd	3.5	5.99	29.34
Dy	3.9	4.59	18.06
Er	2.2	1.81	10.9
Yb	2.26	1.28	7.78
Состав рести́та (объёмн.%) и объём расплавленной фазы	L	25	
	Gr	15	
	Нур	2	
	Нб	13	
	Срх	35	
	Pl	10	

Примечание. L – расплав. Gr – гранат. Нур – гиперстен.

Нб – амфибол. Срх – клинопироксен. Pl – плагиоклаз.

C_o = содержание элемента в источнике расплавов;

C_i – содержание элемента в модельном расплаве;

C_x – содержание элементов в хондрите (Evensen et al., 1978).

Коэффициенты распределения приняты по (Arth, 1971).

Таблица 6.1.1.6.

Результаты Sm-Nd изотопного анализа эндербитов среднего-кислого состава
сутамского комплекса

№	Образец	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$t_{\text{DM}}(\text{Ma})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
1	90-A	4.086	28.97	0.0852	0.510611 ± 7	2996	+3.5
2	M-84	1.052	7.375	0.0862	0.510607 ± 9	3022	+3.4
3	M-65-A	2.964	18.36	0.0975	0.510708 ± 4	3185	+3.1

Анализы выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ.

Таблица 6.1.6. Результаты расчётов модельного расплава исходного андезита джугджурского комплекса

Элемент	C_o	C_i	C_i/C_x
Ce	25.94	58.62	91.89
Nd	12.04	24.8	52.34
Sm	3.78	6.83	44.35
Eu	1.32	2.28	39.36
Gd	4.55	7.08	34.69
Dy	4.75	5.54	21.79
Er	2.88	2.54	15.32
Yb	2.66	1.7	10.29
Состав рестита (объёмн.%) и объём расплавленной фазы	L - 40 Gr - 15 Орх - 1 Нб - 2 Срх - 40 Pl - 2		

Примечание. L – расплав, Gr – гранат, Орх – гиперстен,

Нб – амфибол, Срх – клинопироксен, Pl – плагиоклаз.

C_o = содержание РЗЭ в источнике расплава (ан. 24, табл. 3.1.1),

C_i – содержание элемента в модельном расплаве,

C_x – содержание элементов в хондрите (Evensen et al., 1978).

Коэффициенты распределения приняты по (Arth, 1971).

Таблица 6.1.7. Результаты расчётов модельного расплава исходного дацита батомгского комплекса

Элемент	C_o	C_i	C_i/C_x
Ce	49.07	86.58	135.74
Nd	29.50	22.82	48.17
Sm	6.31	2.68	17.43
Eu	1.69	0.82	14.13
Gd	6.13	2.0	9.82
Dy	5.17	1.2	4.73
Er	3.18	0.72	4.33
Yb	2.83	0.817	4.95
Состав рестита (в об.%) и объём расплавлено фазы	L -5		
	Gr - 3		
	Нур - 4		
	Нб - 50		
	Срх - 16		
	Pl -22		

Примечание. L – расплав, Gr – гранат, Нур – гиперстен, Нб – амфибол, Срх – клинопироксен, Pl – плагиоклаз, C_o – содержание РЗЭ в источнике расплава (ан. 24, табл. 3.1.1); C_i – содержание элемента в модельном расплаве; C_x – содержание элементов в хондрите (Evensen et al., 1978). Коэффициенты распределения приняты по (Arth, 1971). Результаты расчётов модельного расплава дацита ($SiO_2 = 66$ мас.%) на основании эксперимента Вольфа и Уайли (1993) при $T = 900^\circ C$, $P = 10$ кбар.

Таблица 6.2.1. Условия формирования исходных расплавов коматиит-толеитовой серии нимнырского (обр. 3715/5) и олёкминского (все остальные номера) комплексов

№№ обр.	3715/5	Б-3316/2	Б-3317	86155	86156	86157	8692	8694	8697	8698	8699	86100	86101	86102	86115	86104	86165	86171	86188	86195	86198
MgO	11.95	15.6	17.71	18.2	19.0	19.7	20.6	20.6	21.9	28.1	27.0	26.3	24.6	25.5	21.9	12.7	30.9	21.2	20.0	20.5	18.0
SiO ₂	48.13	48.25	49.07	48.5	47.4	46.2	49.2	49.2	47.4	44.6	45.4	49.1	49.2	48.8	48.1	46.6	47.4	48.5	48.0	49.0	49.1
Tl (°C)	1274	1340	1377	1386.0	1400.3	1412.8	1428.9	1428.9	1452.1	1562.9	1543.2	1530.7	1500.4	1516.4	1452.1	1227.8	1612.9	1439.6	1418.2	1427.1	1445.5
Tr(°C)	1385	1483	1538	1551.0	1567.9	1588.5	1610.9	1610.9	1642.8	1787.5	1762.7	1746.7	1707.3	1728.3	1642.8	1405.6	1848.9	1625.1	1596.0	1608.4	1633.7
P(ГПа)	1.87	1.82	1.49	1.72	2.2	2.6	1.4	1.4	2.2	3.3	3.05	1.5	1.4	1.6	1.9	2.5	2.2	1.7	1.9	1.5	1.5

Примечание. Tl (°C) – температура излияния лав; Tr(°C) – потенциальная температура; P(ГПа) – давление в очаге магмаобразования. Составы пород по (Добрецов и др., 2008, Смелов и др., 2006, Пухтель и др., 1992).

Таблица 6.2.2. Условия формирования расплавов коматиит-толеитовой серии позднеархейского сугамского комплекса

№№ обр.	1095ж	54	1097и	426-1	1086-и	1097-л	55- в	84-б	426	59-а	76-а
MgO	32.60	30.03	30.47	32.69	29.99	29.42	17.60	27.25	29.94	15.31	11.26
SiO ₂	43.67	44.21	44.44	45.76	45.46	45.20	47.94	47.02	45.54	50.79	50.74
Tl (°C)	1644	1592	16.05	1645	1596	1586	1376	15.48	1596	1334	1262
Tr(°C)	1885.8	1823.6	1839.4	1887	1828.4	1816.2	1526.2	1768.8	1828.4	1474.9	1365.8
P(ГПа)	3.67	3.45	3.36	2.82	3.35	3.05	1.95	2.32	2.92	0.8	0.81

Примечание. Tl (°C) – температура излияния лав; Tr(°C) – потенциальная температура; P(ГПа) – давление в очаге магмаобразования. Составы пород по (Вовна, 2007).

Таблица 6.2.3. Условия формирования исходных расплавов коматиит-толеитовой серии джугджурского (обр. Э-7/66, 2107-А, Э-25/237, Э-35/301) и суннагинского (обр. 1, 2, 3,) комплексов.

№№ обр.	Э-7/66	2107-А	Э-25/237	Э-35/301	1	2	3
MgO	27.07	22.37	10.88	13.26	11.43	11.48	12.30
SiO ₂	48.32	46.25	44.62	46.64	51.22	50.51	51.24
Tl (°C)	1544	1460	1255	1298	1265	1266	1280
Tr(°C)	1764	1655	1355	1421	1370	1372	1394
P(ГПа)	1.79	2.63	3.20	2.47	0.6	0.9	0.6

Примечание. Tl (°C) – температура излияния лав; Tr(°C) – потенциальная температура; P(ГПа) – давление в очаге магмаобразования. Составы пород по (Мишкин др., 2007, Глуховский, Моралёв, 2001).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. М.: Наука, 1990.
- Авченко О.В., Донг-У-Ли, Сапин В.И. Минералогическое свидетельство взаимодействия метаморфических пород с восстановленными флюидами // Геохимия, 2000, № 6. С. 592-598.
- Авченко О.В., Попов В.С., Мишкин М.А. Минеральная геотермометрия гранат-пироксеновых кристаллосланцев сутамского метаморфического комплекса // Геология и геофизика, 1994, № 12, С. 75-95.
- Авченко О.В. Чудненко К.В. Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М.: Наука, 2009. 229 с.
- Анисимова И.В. Возраст и геодинамические обстановки формирования зеленокаменных поясов западной части Алданского щита. Автореф. канд. дисс. к.г.-м.н. Санкт-Петербург, 2007. 21с.
- Антипин В.С., Макрыгина В.А. Геохимия эндогенных процессов. Иркутск. Изд-во Ирк. ун-та, 2006, 354 с.
- Аранович Л.Я. Минеральные равновесия многокомпонентных твёрдых растворов. М.: Наука, 1991. 253 с.
- Арестова Н.А., Чекульев В.П., Лобач-Жученко С.Б. и др. Корреляция архейских событий Водлозёрского домена в свете новых геологических и изотопных данных. Материалы конференции «Современные проблемы магматизма и метаморфизма». Санкт-Петербург, 2012, С. 46-49.
- Бережная Н.Г., Бибилова Е.В., Сочава А.В. и др. Изотопный возраст чинейской подсерии удоканской серии // Докл. АН СССР. 1988. Т.302. №5. С. 1209-1212.
- Березкин В.И., Смелов А.П. Геохимия магматических пород зеленокаменных поясов Олёкминской области Алданского щита. Тихоокеанская геология. 1999. Т.18. №2. С.112-122
- Бибилова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука. 1989. 178 с.

Бибилова Е.В., Другова Г.М., Кирнозова Т.И. и др. Возраст вулканогенных пород Олондинского зеленокаменного пояса. ДАН СССР. 1984. Т.274. N.2 С.446-448.

Богатиков О.А, Богданова С.В., Марков М.С. «Серые гнейсы» и проблема направленности в развитии континентальной земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. №4. С. 8-14.

Борукаев Ч.Б. Тектоника литосферных плит в позднем архее. // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 53-41.

Брайан У.Б. Низкокалийевые дациты островной дуги Тонга-Кермадек: петрография, химизм, петрогенезис // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 418-432.

Великославинский С. Ф. Метабазальты высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия Алдано-Станового щита: петролого-геохимическая характеристика и геолого-тектоническая интерпретация. Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. Санкт- Петербург: ЦОП СПбГУ. 1998. 43 с.

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа. Докл. АН. 2013. Т. 453. №3. С. 310-313.

Великославинский С.Ф., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород фёдоровской толщи, Алданский щит // Петрология. 2006. Т. 14. №1. С. 25-43.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Палеопротерозойский возраст протолитов метаосадочных пород сутамской толщи Алданского гранулит-гнейсового мегакомплекса (Становой структурный шов) // Докл. АН, 2015. Т.463. №4. С. 438-442

Вишневский А.Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. Л.: Недра, 1978. 212 с.

Вовна Г.М. Геохимия архейских гранулитов юга Алданского щита. М.: Наука, 2007. 108 с.

Вовна Г.М., Киселёв В.И., Сахно В.Г., Мишкин М.А., Зарубина Н.В., Вельдемар А.А. Первые данные по локальному U-Pb изотопному датированию цирконов (метод LA-JCP-MS) гиперстеновых плагиогнейсов Джугджурского блока. Докл. АН. 2014. Т. 459. №2. С.189-193

Вовна Г.М., Мишкин М.А. Вулканизм ранних этапов становления сиалической коры Сибирского кратона. Материалы Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика» Петропавловск – Камчатский, 2009. С. 347-349.

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

Вовна Г.М., Мишкин М.А. Докембрийская нижняя кора Востока Азии, её исходная природа и генезис протолитов. Материалы Всероссийской конференции «Чтения памяти академика К.В. Симакова». Магадан, 2007. С. 11-12

Вовна Г.М., Мишкин М.А. Ранняя кора Земли – эволюция от хадея до протерозоя. Материалы Международной конференции «Современное состояние наук о Земле». Москва, 2011. С. 362-366.

Вовна Г.М., Мишкин М.А. Ранняя сиалическая кора Сибирского кратона и его складчатого обрамления: состав и генезис магматических протолитов. Материалы всероссийского тектонического симпозиума посвященного памяти Ю.А.Косыгина. Хабаровск. 2013.

Вовна Г.М., Мишкин М.А., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Полин В.Ф., Бадрединов З.Г., Ясныгина. Геохимия и условия метаморфизма пород Батомгской гранит-зеленокаменной области (Алданский щит). Геохимия, 2013. Т.51. № 12. С. 1076-1089

Вовна Г.М., Мишкин М.А., Сахно В.Г., Зарубина Н.В. Архейская ранняя сиалическая кора Сибирского кратона: ее состав и генезис магматических протолитов // Докл. АН, 2009. т.Т. 429, № 4. С.509-512

Вовна Г.М., Мишкин. М.А. Магматические протолиты гранулитов Нимырского блока (Алданский щит) и их петрогенезис. Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 4. С. 40-51

- Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса. Балтийский щит. // Петрология, 2004, т. 12. №6. С. 609-631.
- Вольф М.Б., Уайли Л.Дж. Некоторые результаты экспериментального исследования дегидратационного плавления амфиболита при 10 кбар // Геология и геофизика. 1993. № 12. С. 100-115.
- Вревский А.Б. Петрология, возраст и полихронность источников инициального магматизма Имандра-Варзугского палеорифта Фенноскандинавского щита // Петрология. 2011. Т. 19. №5. с. 546-574.
- Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. и др. Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования архейских тоналит-трондъемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // Геотектоника. 2010. № 4. С. 20-38.
- Вревский А.Б., Матреничев В.А., Ружьева М.С. Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников. Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 587-617.
- Вревский А.Б., Рыбаков С.И., Ефимов М.М. и др. Сравнительный анализ геологического строения и развития зеленокаменных поясов Балтийского и Южно-Индийского щитов. Геотектоника. 1996. №5. с.43-54.
- Гамалея Ю.Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии // Геотектоника. № 6. 1968. С. 34-45.
- Геологическая карта СССР м-ба 1:200000. Лист N-52-III. Объяснительная записка. Москва. 1969. 60 с.
- Геологическая карта СССР м-ба 1:200000. Лист O-52-XXXIII. Объяснительная записка. Москва. 1958. 65 с.
- Геологическая карта СССР. 1:200000 Лист N-53-I. Москва. 1969.
- Геологическая карта СССР. 1:200000. Лист N-52-VI. Москва. 1969.
- Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. I. Геологическое описание. Ред. Л.И. Красный. М.: Недра, 1966. 736 с.
- Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст,

условия и геодинамические обстановки, проявления метаморфизма. Геотектоника. 2009. №4. с.3-15.

Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г. и др. Новые данные о возрасте ультраметаморфогенных гранитоидов Алданского гранулитового ареала (Восточная Сибирь), последовательности процессов метаморфизма и возможностях региональных корреляций геологических событий. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. №2. с. 27-54.

Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных. Геотектоника. 2008. №1. С. 12-26.

Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука. 2010. 330 с.

Глуховский М.З., Баянова Т.Б., Моралёв В.М. и др. Новые данные об изотопном U-Pb возрасте цирконов из пород Суннагинского эндербитового купола Алданского щита (к проблеме тектонической эволюции древней континентальной коры // Докл. АН. 2004. Т. 394. № 6. С. 782-786.

Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б. и др. Sm-Nd и U-Pb возраст мафических даек гранулит-гнейсовой области Алданского щита. Докл. АН. 2007. Т. 412. № 6. С. 788-793.

Глуховский М.З., Моралёв В.М. Гонамский эндербитовый купол Алданского щита - реконструкция тектонической эволюции. Геотектоника. 2001. № 5. С. 10-25

Глуховский М.З., Моралёв В.М. Тектоника плюмов раннего докембрия на примере эволюции Суннагинского эндербитового купола (Алданский щит). // Геотектоника. 1996. № 6. С. 81-93.

Говоров И.Н., Голубева Э.Ф., Пушин И.К. и др. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.

Горохов И.М., Тимофеев В.Ф., Бизунок М.Б. и др. Rb-Sr система в метаосадочных породах Ханинского грабена (Олёкминская гранит-зеленокаменная область) // Изотопная геология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 110-126.

- Графчиков А.А., Фонарёв В.И. Гранат-ортопироксен-плагиоклаз-кварцевый барометр (экспериментальная калибровка) // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1991. Вып. 16. С. 199-225.
- Грове Д.И., Бэтт У.Д. Пространственные и временные вариации архейских металлогенических ассоциаций как отражение эволюции гранитоидно-зеленокаменных областей на примере Западно-Австралийского щита. // Геохимия Архея. М.: Мир, 1987. С. 98-129.
- Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н., Розинов М.И., Салтыкова Т.Е. Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннедокембрийских пород юго-восточной части Алданостанового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. №2. С. 3-21.
- Гусев Н.И. Анабарский щит Сибирского кратона. Вещественный состав, геохимия, геохронология. LAP. 2013. 181 с.
- Де Ла Рош Х. Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их дометаморфической истории // Материалы I международного геохимического конгресса. Т. 3. Кн. 1. М. ГЕОХИ АН СССР. 1972. С. 263-290.
- Дзевановский Ю.К. Архейские метаморфические комплексы Алданского щита. В кн. Тр. Межвед. стратигр. совещания по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. М.-Л., Изд-во АН СССР. 1958. С. 37-42.
- Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю. и др., Геохимия и геохронология магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 5. С. 44-69.
- Добрецов В.Н., Смелов А.П., Кравченко А.А. и др. Средний химический состав нижней коры центральной части Алданского щита по результатам изучения ксенолитов из мезозойских щелочных интрузивов. // Отечественная геология. 2008. № 6. С. 63-73.
- Докембрийская геология СССР / Ред. Д.В. Рундквист. Л.: Наука, 1988. 442 с.
- Другова Г.М., Неелов А.Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. И. 1960. С. 53-65.

Другова Г.М., Харитонов А.Л., Чухонин А.П. и др. Основание иенгрской серии Алданского массива. В кн. // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Ленинград: Наука, 1985. С. 9-20.

Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 280 с.

Ермаков В.А., Соловьёва Т.Н., Геншафт Ю.С. и др. Экспериментальные исследования в области глубинного петрогенеза. Москва: Ин-т физики Земли РАН. 1976. С. 3-65.

Зедгенизов А.Н. К вопросу о стратиграфии и корреляции архейских толщ Сутамского блока // Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск: Якут. кн. Изд-во, 1971. С. 53-61.

Злобин В.А. Петрогеохимические особенности древнейших толщ восточной окраины Сибирской платформы. Геология и геофизика. 1988. №8. С. 62-71.

Истомин И.Н. Раннепротерозойские перикратонные мульды и металлогения раннего докембрия восточной части Сибирской платформы. // Известия высших учебных заведений. Серия геологическая. 2007. С. 37-58.

Кадзенский А.А. Магнетитовое оруденение в Сутамском районе // Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 72-108.

Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии: Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск: ИТИГ, 1995. 88 с.

Кастрыкина В.М. Петрология сутамского метаморфического комплекса. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1974. 36 с.

Кепежинская К. Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Новосибирск: Наука, 1977. 198 с.

Кицул В.И., Шкодзинский В.С. Гранулитовая фация Алданского щита // Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия: МГК. 25-я сес. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1976. С. 275-286.

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.

Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Sm-Nd изотопная систематика высокометаморфизованных супракрустальных комплексов Алданского щита.//

Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. Тез. Докл. СПб. 1995. С. 31.

Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И. и др. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т.7. №1. С. 3-17

Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др. Этапы формирования континентальной коры погребённого фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные //Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 394-408.

Колодяжный С.Ю. Структуры латерального течения северо-восточной части Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Особенности геологического строения, структурные парагенезисы фундамента. Бюл. Моск. О-ва испытателей природы. Отд. геол. 2012. Т. 87. Вып. 1 С. 15-23.

Конди К., Аллен П. Происхождение архейских чарнокитов южной Индии. В кн. Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 224-249.

Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового // Стратиграфия СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. Т.1. С.349-366.

Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон) Л, М.: ОНТИ, 1936. 78 с.

Кориковский С.П., Кислякова Н.Г. Реакционные структуры и фазовые равновесия в гиперстен-силлиманитовых кристаллосланцах сутамского комплекса Алданского щита // Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1976. С. 314-341.

Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. д-ра. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург. 2003. 78 с.

Котов А.Б. Шемякин В.М., Сальникова Е.Б. и др. Этапы формирования и изотопная структура континентальной коры Сутамского блока Алданского щита: U-Pb и Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов // Докл. РАН. 1999.Т.366. № 6. С. 809-812.

Кудрявцев В.А. Архей бассейна р. Сутам. В кн. Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966. С. 34-50.

- Куликова В.В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск, КНЦ РАН. 1993. 253 с.
- Кулиш Е.А. Кварциты архея в Южной части Алданского щита. Тр. Дальневосточного филиала СО АН СССР. 1964. 140 с.
- Кушев В.Г. Зеленокаменные прогибы (троговые комплексы) Восточной Сибири в системе архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука. 1985. С. 28-34
- Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Экспериментальное изучение фазового соответствия в системе гранат-ортопироксен-амфибол при 700 и 800°C. // Очерки физико-химической петрологии, М.: Наука, 1991. Вып. 16. С. 139-164.
- Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. С-П.: Наука, 2011. 402 с.
- Ларин А.М., Глебовицкий В.А., Крымский Р.Ш. и др. Nd- и Sr-изотопные ограничения на генезис Геранского массива автономных анортозитов (восточная часть Алдано-Станового щита). Доклады АН. 2002. Т.382. № 1. С. 101-105.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д. и др. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования. Петрология. 2012. Т.20. №3. С. 242-265.
- Левченков О.А., Морозова И.М., Другова Г.М. и др. Уран-свинцовое датирование древнейших образований Алданского щита. // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М.: Наука, 1987. С. 116-138.
- Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях. // Геотектоника. 1997. № 4. С. 3-23.
- Летников Ф.А., Меньшагин Ю.В., Литкевич В.В. и др. Сравнительная энергетическая характеристика флюидных и силикатных систем литосферы. // Петрология. 1997. Т. 5. С. 667-670.
- Лонгстафф Ф.Дж. Геохимия изотопов кислорода архейских гранитоидов. // Трондъемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 270-295.

- Лутц Б.Г. Магматизм подвижных поясов ранней Земли. М.: Наука, 1985. 216 с.
- Лутц Б.Г., Оксман В.К. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. М. Наука, 1990.
- Магматические и метаморфические комплексы пород Кольской сверхглубокой скважины. Л.: Недра. 1986. 228 с.
- Магнетизм Земли и Луны. Опыт сравнительного анализа. М.: Наука. 215 с.
- Маракушев А.А. Петрология океанов. // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 6. С. 3-18.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
- Мёрти В.П. Состав ядра и ранняя химическая история Земли. В кн. Ранняя история Земли. Изд-во Мир: Москва. 1980. С. 28-39.
- Метаморфические пояса СССР. / Ред. В.А. Глебовицкий. Л.: Наука, 1971. С. 117-144.
- Минц. М.В. Архейская тектоника миниплит. // Геотектоника. 1998. № 6. С. 3-22
- Миронюк Е.П. Структурно-стратиграфическое значение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношение Олёкминской серии и станового комплекса. В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, С. 93-109.
- Миронюк Е.П., Любимов В.К., Магнушевский Э.Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971.
- Мишкин М. А., Ленников А. М., Вовна Г. М., Бадрединов З. Г., Октябрьский Р. А. Геохимия и исходная природа метабазит-эндербитовой ассоциации Джугджурского блока (Алданский щит) // Геохимия, 2007. № 6. С.608-623.
- Мишкин М.А. О природе метаморфизма пород дна Берингова моря. Докл. АН, 1994. Т. 338. № 4. С. 641-644.
- Мишкин М.А., Вовна Г.М. Докембрийская нижняя кора Востока Азии, её происхождение, состав и геохимические особенности. Материалы Всероссийского совещания «Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды» Иркутск. 2007. Т.1. С. 55-59.

Мишкин М.А., Вовна Г.М. Докембрийская нижняя кора фанерозойских орогенов Северо-Востока Азии, её состав и происхождение. Материалы Международной научной конференции «Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов». Екатеринбург. 2008. С. 79-82.

Мишкин М.А., Вовна Г.М. Докембрийская сиалическая кора Земли, её происхождение, состав и распространение. Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2009. Т.84, вып. 5. С. 3-10.

Мишкин М.А., Вовна Г.М. Происхождение глубинных метаморфических комплексов раннеротерозойского складчатого обрамления востока Алданского щита. Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. №2. С. 36-52.

Мишкин М.А., Вовна Г.М. Хадейская ранняя сиалическая кора Земли: модель формирования и возможный состав. Докл. АН. 2010. Т. 433. № 4. 504-506.

Мишкин М.А., Вовна Г.М. Эволюция мантийных диапиров и формирование земной коры. Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар. 2000. т. II. С. 71-74.

Мишкин М.А., Вовна Г.М., Лаврик С.Н. и др. Геохимия и происхождение глубинных архейских эндербитов юга Алданского щита (Сутамский блок) // Геохимия. 2001. № 7. С. 691-711.

Мишкин М.А., Карпенко С.Ф., Лаврик С.Н. др. Sm-Nd изотопная систематика метабазитов сутамского гранулитового комплекса (юг Алданского щита). // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999. Т. 1. № 2. С. 35-40.

Моргунова А.А., Перчук А.Л. Ультравысокобарный метаморфизм в Архейско-протерозойском подвижном поясе (гридинский комплекс, Карелия, Россия). Докл. АН, 2012. Т. 443. № 3. С. 358-362.

Мошкин В.Н. Докембрий восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджур. Автореф. дис. канд. геол.-мин.наук. Ленинград. 1962. 25 с.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Кац А.Г. и др. Юго-западная граница и возраст Алданского щита // Геология и геофизика. 1962. № 11. С. 25-41.

- Неелов А.Н., Милькевич Р.И. Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири. Л.: 1979. 309 с.
- Ненахов В.М. Геодинамические особенности раннего архея. // Геотектоника. 2001. № 1. С. 3-15.
- Никитин В.М., Ахметов Р.Н. Геологическое положение и исходный состав нижнеархейских железоносных толщ Сутамского района //Геология, вещественный состав и генезис железных руд зоны БАМ. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 53-70.
- Ножкин А. Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов. Новосибирск: Наука, 1993. 223 с.
- Ножкин А.Д., Рихванов Л.П. Радиоактивные элементы в коллизионных и внутриплитных натрий-калиевых гранитоидах: уровни накопления, значение для металлогении // Геохимия. 2014. №9. С. 608-623.
- Панченко И.В. Геология и эволюция метаморфизма нижнедокембрийских комплексов Алдано-Станового щита. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 152 с.
- Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я., Подлесский К.К. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М.: Наука, 1983. 196 с.
- Петров А.Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1976. 119 с.
- Петрова З.И., Пожарицкая Л.К., Ройзенман В.М. и др. Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита. Новосибирск: Наука, 1975. 151 с.
- Полин В.Ф., Глебовицкий В.А., Мицук В.В. и др. Двухэтапность становления щелочной вулканоплутонической формации в Кеткарско-Юонской магматической провинции Алданского щита: новые данные изотопной периодизации. Докл. АН. 2014. Т. 459. №1. С. 67-72.
- Полин В.Ф., Мицук В.В., Ханчук А.И. и др. Геохронологические рубежи субщелочного магматизма Кеткарско-Юонской магматической провинции Алданского щита. Докл. АН. 2012. Т. 442. №1. С.83-89.

- Попов Н.В., Смелов А.П. Метаморфические формации Алданского щита // Геология и геофизика. 1996. Т.37. № 1. С. 148-161.
- Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука. 1980. 152 с.
- Прокопьев А.В., Смелов А.П., Миллер Э.Л. и др. Усть-Ленский метаморфический комплекс (северо-восток Азии): первые U-Pb SHRIMP геохронологические данные. Отеч. Геол. 2007. Т 5. С. 26-29.
- Пухтель И.С., Журавлёв Д.З. Раннепротерозойские пикриты Олёкминской гранит-зеленокаменной области: Nd-изотопная систематика и петрогенезис. Геохимия. 1992. №8. С. 1111-1123.
- Пухтель И.С., Журавлёв Д.З., Самсонов А.В. Петрология и геохимия коматиитов и метабазальтов Тунгурчинского зеленокаменного пояса. Алданский щит. Геохимия. 1992. №4. С.554-560
- Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления Ленинград: Наука, 1985. 176 с.
- Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 274 с.
- Реутов Л.М. Докембрий центрального Алдана. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.
- Решения IV МРСС по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск. 1990. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск, ХГГГП, 1994. 124.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных схем Якутской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 60 с.
- Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. 1982. М.: Недра, 293 с.
- Розен О.М., Андреев В.П., Белов. А.Н. и др. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. 253 с.
- Розен О.М., Журавлёв Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона. // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163-179.

- Розен О.М., Монаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Научный мир. 2006. 210 с.
- Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов. М.: Научный Мир. 2008. 183 с.
- Рублев А.Г., Чухоник А.Д., Неймарк А.А. и др. Возраст Кодарского массива: Геология и минералогия докембрия в районе Байкало-Амурской железной дороги // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. 1981. Т. 278. С. 54-60.
- Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 344 с.
- Сальникова Е.Б. Тектономагматическая эволюция северного фланга зоны сочленения Олёкминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей Алданского щита. Автореф. дис. канд. геол.-мин.наук. Санкт-Петербург. 1993. 16 с.
- Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Котов А.Б. и др. Метаморфическая история гранулитов Курультинского блока (Алданский щит): результаты U-Pb датирования единичных зёрен циркона. Докл. АН. 2004. Т. 398. № 2. С. 239-243.
- Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
- Сафронов В.С., Витязев А.В., Маева С.В. Проблемы начального состояния и ранней эволюции Земли. Геохимия. 1978. № 12. С. 1763-1781.
- Синицын А.В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. Л.: Недра. 1990. 356 с.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник Ф.У. Палеопротерозойские эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма. Петрология, 2011. т. 19. № 5. С. 493-519.
- Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамическая обстановка. Геотектоника. 2006. № 6. С. 3-32.
- Слабунов А.И., Сибелёв О.С., Король Н.Е. и др. Онежский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс Карельского кратона. Экскурсия 1. Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. Гранулитовые и

эколитовые комплексы в истории Земли. Карельский НЦ РАН. Петрозаводск. 2011. С. 1-16.

Смелов А.П. Метаморфическая эволюция Олёкминской гранит-зеленокаменной области (Южная Якутия). Новосибирск: Наука, 1989. 128 с.

Смелов А.П., Берёзкин В.И., Попов Н.В. и др. Первые данные о синколлизонных базитах и ультрабазитах палеопротерозоя Алдано-Станового щита // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 153-165.

Смелов А.П., Берёзкин В.И., Тимофеев В.Ф. и др. Геологическое строение западной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). Якутск. Из-во ЯНЦ СО. РАН. 2009. 165 с.

Соботович Э.В., Каменев Е.Н., Комаристый А.А. и др. Древнейшие породы Антарктиды (Земля Эндерби) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. №11. С. 30-50.

Суханов М.К., Журавлёв Д.З. Sm-Nd датирование анортозитов Джугджура // ДАН СССР. 1989. Т. 304, № 4. С. 964-968.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, её состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. 570 с.

Турченко С.И., Розен О.М. Минерагения и тектоника раннего докембрия Анабарского щита. // Отечественная геология. 2012. № 3. С. 8-16.

Федькин В.В., Кицул В.И., Берёзкин В.И. Состав минералов и P-T условия образования биотит-гранатовых гнейсов Батомгского блока // Петрология. 1996. Т.4. №2. С. 208-224.

Фрумкин И.М. Объем и структурно-стратиграфическое расчленение иенгрского комплекса архея Алданского щита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск: Якут. кн. Изд-во, 1971. Вып. 19. С. 11-26.

Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 346 с.

Хенсен Э.К., Ньютон Р.К., Джанардхан А.С. Давления, температуры и метаморфические флюиды в зоне непрерывного перехода от амфиболитовой

- фации к гранулитовой в южной части шт. Карнатака, Индия // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 200-223.
- Херварт Д., Скублова С.Т., Березин А.В. и др. Первичные определения Lu-Hf возраста гранатов из эклогитов Беломорского подвижного пояса. (Балтийский щит. Россия) // Докл. АН. 2012. Т. 443. № 2. С. 221-224.
- Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 160 с.
- Чупин В.П., Чупин С.В., Поспелова Л.Н., Котов А.Б., Степанюк Л.М. Расплавленные включения в цирконе из архейских гнейсов как показатель природы протолитов в составе древнейших магм. Докл. АН. 1994. Т. 338. № 6. С. 806-810.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А. Ранние этапы тектоно-магматического развития Земли и Луны: сходство и различия. // Петрология. 2001. Т. 9. № 2. С. 115-138.
- Шацкий В.С., Бузулукова Л.В., Ягоутц Э. и др. Строение и эволюция нижней коры Далдын-Алакитского района Якутской алмазоносной провинции (по данным изучения ксенолитов). Геол. и геофиз. 2005. Т.46. №12. С. 1273-1289.
- Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г. и др. О возрасте древнейших образований Сутамского блока (Алданский гранулитовый ареал). // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 4. С. 526-529.
- Шкодзинский В.С. Генезис кимберлитов и алмаза. Якутск. 2009. 352 с.
- Шмидт О.Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. 3-е изд. М.: Из-во АН СССР, 1957. 140 с.
- Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Бибикова Е.В. и др. Ранняя кора Украинского щита. В кн. Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. с. 122-150.
- Щипанский А.А. Субдукционная геодинамика в архее и формирование алмазоносных литосферных килей и ранней континентальной коры кратонов. // Геотектоника. 2012. № 2. С. 42-64.
- Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олёкмо-Станового региона. Л.: Наука, 1987, 309 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. Санкт-Петербург: Наука, 2000. 479 с.

- Abbott D, Drury R., Smiths W.H.F. Flat to steep transition in subduction style // *Geology*. 1994. V. 22. P. 937-940.
- Arndt N.T., Nesbit E.G. What is komatiite? *Komatiites*. London. 1982. P. 19-27.
- Arth J., Barker F. Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implication for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas // *Geology*. 1976. № 4. P. 534-536.
- Arth J.G. Behavior of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. // *J. Res. U.S. Geol. Surv.* 1971. V. 4. № 1. P. 41-47.
- Arth J.G., Hanson G.N. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota // *Geochim, Cosmochim. Acta*. 1975. V. 39. P. 325-362.
- Baadsgaard H., Nutman A.P., Sansonov A.V. Geochronology of the Olondo Greenstone Belt. 7th Int. Conf. Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology. *Geol. Soc. Aust. Abstr.*, 1990. P. 6.
- Baragar W.R.A., McGlynn J.C. Early Archean basement in the Canadian Shield : a review of the evidence. *Geol. Surv. Can. Paper*. 1976. V.76. P. 14-21.
- Barbey P. Cuney M.K. Rb, Sr, Ba, U and Th geochemistry of the Lapland granulites (Fennoscandia): UILE controlling factors. // *Contrib.. Mineral. Petrol*. 1984. V.814. P. 304-316.
- Barker F. Trondhjemitites: Dacfinitions, environment and hypothesis of origin // *Trondhjemitites, Dacites and Related Rocks*. F. Barker (ed). Amsterdam: Elsevier. 1979. P. 1-12.
- Barker F., Arth J.G., Millard H.T. 1979. Archaean trondhjemitites of the southwestern Big Horn Mountains. Wyoming a preliminary report. In: Barker F. (Ed). *Trondhjemitites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier. Amsterdam, pp. 401-414.
- Bickle. M.J. Implication of melting for stabilization of the lithosphere and heat loss in the Archean. *Earth Planet Sci. Lett.* 1986. V.80. P. 314-324.
- Bickle. M.J., Nisbet. G.G., Martin A., Archean Greenstone Belts are Not Oceanic Crust // *J. Geol.* 1994. V. 2. P. 121-138.

Bridgwater D., Collerson K.D. The major petrological and geochemical characters of the 3600 M.y. Uivak gneisses from Labrador // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1976. V. 54, P. 43-60.

Caro G., Bourdon B., Birek J-L. et al., High – precision $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ measurements in terrestrial rocks: constraints on the early differentiation in the Earth's mantle *Geochim. Cosmoch. Acta*. 2006. V. 70. P. 164-191.

Chauvel C., Blichert-Toft J. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 190. P. 137-151.

Condie K.C. Greenstones through time. In K. C. Condie (editor), *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam, Elsevier. P. 85-120.

Condie K.C. High field strength element ratio in Archean basalts; a window to evolving sources of mantle plumes? // *Litos*. 2008. V. 100. P. 14-84.

Condie K.C., Hunter D.R.. Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from Barberton region. South Africa. *Earth and Planetary Science Letters*. 1976. V. 29, P. 389-400.

De Wit M.J. On Archean granites, greenstones, cratons, and tectonics: does the evidence demand a verdict? // *Precamb. Res.* 1998. V. 98. P. 181-226.

Dennen W.H., Moore B.R. Chemical definition of nature detrial sedimentary rock // *Nat. Phys. Sci.* 1971. 4. 234. P. 127-128.

Downes H. The nature of the lower continental crust of Europe: petrological and geochemical evidence from xenoliths // *Phys. Earth Planet Inter.* 1993. V. 79. P. 195-218.

Evensen N.M., Hamilton P.I., O'Nions R.K. Rare earth elements abundances in hondritic meteorites // *Geochim. cosmochim. Acta*. 1978. V.42. № 8. P. 1199-1212.

Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R. et al. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Lavrentia. // *Precambrian Research*. 1998. V. 89. P. 1-23.

Gao S. et. al. Chemical composition of the continental crust in the Qingling Orogenic Belt and its adjacent North China and Yangtha cratons. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. P.3933-3950.

- Gill R.E. The origin of continents // Proc. R. Soc. Can., 1961. V. 55. P. 103-113.
- Glikson A.Y., Lambert I.B. Relations in space and time between major Precambrian shield units: an interpretation of Western Australian data // Earth Planet. Sci. Lett., 1973. V. 20 P. 395-403.
- Glikson A.Y., Lambert I.B. Vertical zonation and petrogenesis of the early Precambrian crust in Western Australia // Tectonophysics, 1976 V.30 P.55-89.
- Gray C.M. The geochemistry of central Fyctralian granulites in relation to the chemical and isotopic effects of granulite facies metamorphism // Contrib. mineral. Petrol. 1977. V. 65. № 1. P. 79-89.
- Green T.H., Ringwood A.E. Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite // Contrib. mineral. Petrol. 1968. V. 18. № 2. P. 105-162.
- Hamilton W.B. An alternative Earth. GSA Today. 2000. V. 19. № 11. P.4-12
- Herzberg C. Generation of plume magmas through time. An experimental perspective // Chemical Geology. 1995. V. 126. P. 1-29.
- Holloway J.R., Burnham C.W. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure // J. Petrol. 1972. V. 13. № 1. P. 1-29.
- Hunter D.R., Barker F., Millard H.T., The geochemical nature of the Archaean Ancient Gneiss Complex and Granodiorite Suite, Swaziland: a preliminary study Precambrian Research. 1978.V. 7. P.105-127.
- Hunter M.A., Bickle M.J., Nisbet E.G. et. al. Continental extensional setting for the Arhean Belingwe Greenstone Belt Zimbabwe // Geology, 1998. V.26. P. 883-886.
- Jahn B.M., Glikson A.V., Peucat J.J. et al., RE E geochemistry and granitoids from the Pilbora Black, Western Australia: implications for the early crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta, 1981. V. 45. P. 1633-1653.
- Jahn B.M., Gruau G., Bernard-Griffiths J. et al. The Aldan Shield, Siberia: Geochemica characterization, ages, petrogenesis, and comparison with the Sino-Korean Craton // Third International Archaean Symposium Perth.: Geoconferences Inc., 1990. P. 179-181.
- Jahn B.M., Gruau G., Gapdevila R. et al. Arhean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia: geochemical and isotopic constraints // Precambr. Res. 1998.V.91. P. 333-363.

- Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 66. 1976.
- Jochum, K. P., Arndt, N. T., and Hofmann, A. W. Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution // Earth and Planetary Science Letters. 1990. V. 107, P. 272-289.
- Kamber B.C., Kunne J., Collerson D. et al. Inheritance of early Archaean Pb isotope variability from long-lived Hadean protocrust // Contribs. Mineral. Petrol. 2003. V. 145. P. 25-46.
- Kerr A.C., Marriner G.F., Arndt N.T. et al. The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints // Lithos. V. 37. 1996. P. 245-260.
- Kramers J.D. An open-system fractional crystallization model for very early continental crust formation // Precambrian Research. 1988. V. 38. P. 281-295.
- Kröner A., Layer P.W. Crust Formation and Plate Motion in the Early Archaean // Science. 1992. V. 256. № 5062. P. 1405-1411.
- Kusky T.M., Kidd W.S.F. Remnants of an Archaean oceanic plateau, Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. Geology, 1992. V.20. P. 43-46.
- Kusky T.M., Li J.H., Ticker R.D. The Archaean Dongwanzi ophiolite complex, North China Craton: 2.505-Billion-Year-Old oceanic crust and mantle // Science. 2001. V. 292. P. 1142-1145.
- Lambert J.B., Heier K.S. Chemical investigation of deep-seated rocks in Australian shields // Lithos. 1968. V. 1. №. 2. P.50-53.
- Martin H. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry // Journal of Petrology. 1987. V. 28. P. 921-953.
- Martin H. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos, 1999. V. 46. P.411-429.
- Martin H. The Archaean grey gneisses and the genesis of continental crust // Ed. Condie K.C. Archaean Crustal Evolution. Amsterdam: Elsevier. 1994. P. 205-259.

- Martin H., Moyen J.-F. Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite compositi on as markers of the progressive cooling of Earth // *Geology*. 2002. V. 30. P. 319-322.
- Mc. Donough W.E., Sun S., Ringwood et al. K, Rb and Cs in the earth and moon and evolution of the earth's mantle. *Geochim, Cosmochim. Acta*. Ross Taylor Symposium volume. 1991. V. 56. P.1001-1012.
- Mc. Kenzie D., Bickle M.J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *J. Petrology*. 1988. V. 29. P. 625-679.
- McGregor V.R. Archean gray gneisses and the origin of continental crust: Evidence from the Godthab region, West Greenland. In: Barker, F. (ed.) // *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Development in Petrology*, 1979. P. 169-204.
- Moyen J.-F., Martin H. Forty years of TTG research // *Lithos*. 2012. V.148. P. 312-336.
- Nahtigal S.P. Precambrian of Mysore Plateau. 53rd Indian Sci. Congr., Calcutta, Sect. Geol. Geogr. 1965. P. 1-14.
- Nisbet E.G., Cheadle M.J., Arndt N.T. et al. Constraining the potential temperature of the Arhaean mantle: A review at the evidence from komatiites // *Lithos*, 1993. V.30. P. 291-307.
- Nutman A.P., Bennet V.S., Clark et al. Meta-igneous (non gneisic) tonalites and quartz-diorites from an extensive Ga. 3800 Ma terrain south of the Isua supracrustal belt, Southern West Greenland: constains on early formation // *Contrib. Mineral. Petrol*. 1999. V. 137. P. 364-388.
- Nutman A.P., Chadwick N.P. Ramakrisnan M., Wiswanatha N.N.. SHRIP U-Pb ages of detrial zircon in Sargur supracrustal rocks in western Karnataka Southern India // *J. Geol. Soc. of India*. 1992. V. 39, P. 367-374.
- Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P The Aldan shield of Siberia, USSR.: the age of its Archean components and evidence for Widespread reworking in the midProterozoic // *Precambrian Research*. 1992. V. 54. P. 195-210.
- Nutman A.P., Friend C.R.L. Adjacent terranes with ca. 2715 and 2650 Ma High-pressure metamorphic assamblages in the Nuuk region of the North Atlantic Craton, Southern West Greenland: Complexities of Neoarchaeon collisional orogeny // *Precamb. Res*. 2007. V. 155. P. 159-203.

- Nutman A.P., Friend C.R.L., Horie K. The Itsaq Gneiss Complex of Southern West Greenland and the Construction of Eoarchean Crust at Convergent Plate Boundaries // *Earth's Oldest Rocks*. 2007. V. 15. P. 187-218
- Percival I.A., Fountain D.M., Salisbury M.N. Exposed crustal cross section as windows on the lower crust. D.M. Fountain et al. (eds.). *The continental Lower Crust*. Elsevier: Amsterdam, 1992. P. 317-362.
- Polat A., Frei R. The origin of early Archaean banded iron formations and continental crust, Isua, Southern Western Greenland // *Precambrian Research*, 2005. V. 138. P.151-175.
- Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites // *Precamb. Res.* 1991. V. 51. P. 1-25.
- Ridley J. R., Kramers J. D. The evolution and tectonic consequences of a tonalitic magma layer within Archean continents // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1990. V. 27. P. 212-228.
- Robin-Popieul C.C.M., Arndt N.T., Chauvel C. et al. A new model for Barberton komatiites: deep critical melting with high melt retention // *Jorn. Petrol*, 2012. V. 53. № 11. P.2191-2229.
- Rollinson H. Coupled evolution of Archean continental crust and subcontinental lithospheric mantle // *Geology*. 2010. V. 38. P. 1083-1086.
- Rudnic R. L. Making continental crust // *Nature*. 1995. V. 378. № 6557. P. 571-578.
- Rudnic R. L. Xenoliths Samples of the lower continental crust. *Continental Lower Crust*. D.M. Fountain et al. (Eds). Elsevier, 1992, P.269-316.
- Rudnic R. L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geophys.* 1995. V.33. P. 267-309.
- Rudnic R. L., Presper T. Geochemistry of intermediate to high pressure granulites. *Granulites and Crustal Evolution*. Ed. D. Velzeuf, P. Vidal. Kluwer. 1990. P. 523-550.
- Scarrow J.H., Cox K.G. Basalts generated by decompressive adiabatic melting of a mantle plume: a case study from the Isle of Saye, NW Scotland // *J. Petrol*. 1995. V. 36. P. 3-22.

- Sen C., Dunn T. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of aegirites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 117. P. 394-409.
- Shaw D.M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario // *Can. J. Earth Sci.* 1972. V. 9. P. 18-35.
- Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1970. V. 34. № 2. P.331-340.
- Sighinolfi G.P. Investigation into deep crustal levels: fractionating effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1971. V. 35. № 10. P. 1005-1021.
- Sleep N.H., Windley B.F. Archaean plate tectonics: constraints and inferences. *J. Geology.* 1982. V. 90. P. 363-379.
- Stacey J.S. Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. V.26 №2, P.207-221.
- Stosch H.G., Ionov D.A., Puchtel I.S. Lower crustal xenolites from Mongolia and their bearing on the deep crust beneath Central Asia. *Lithos.* 1995. V. 36. № 3-4. P. 227-242.
- Sun S.S., Nesbitt R.W. Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1978. V. 65 № 3. P. 301- 325.
- Tarney, J., Weaver, B.L., Druru, S.A., 1979. Geochemistry of Archaean trondhjemitic and tonalitic gneisses from Scotland and E. Greenland. In: Barker, F. (Ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks.* Elsevier. Amsterdam. pp. 275-299.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The geochemical evolution of the continental crust // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. P. 241-265.
- Turner S., Caulfield J., Rushmer T., Turner M., Cronin S., Smith I., Handley H. Magma Evolution in the Primitive, Intra-oceanic Tonga Arc: Rapid Petrogenesis of Dacites at Fonualei Volcano // *J. Petrology.* 2012. V. 53. № 6. P. 1231-1253.
- Van Hanen J., Van der Berg A.P. Plate tectonics on the early Earth: limitations imposed by strength and buoyancy of Subducted lithosphere // *Lithos.* 2008. V. 103. P. 217-235.

- Van Kranendonk M.J., Smithies R.H., Hickman A.N. et al., Paleoproterozoic development of a continental nucleus: the east Pilbara terrain of the Pilbara craton, Western Australia. In: Earth's oldest rocks. Ed K.C. Condie. Elsevier B.V. 2007. P. 307-337.
- Vovna G.M. Geologic Nature of the Lower Crustal Early Proterozoic Metabasite-Enderbite Association of the Dzhugazhur Block (Aldan Shield). 33 JGS. 2008, Oslo, Norway, E-disk.
- Weaver B.L., Tarney J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*. 1984. V. 310. P.575-577.
- Weaver B.L., Tarney J., 1980. Rare-Earth geochemistry of Lewisian granulite facies gneisses, northwest Scotland: implications for the petrogenesis of the Archaean lower continental crust // *Earth and Planetary Science Letters*. 51. 279-296.
- Wedepohl K.H. The composition of continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. № 7. P. 1217-1237.
- Wilson J.F., Bickle M.J., Hawkesworth C.J. et al. Granite-greenstone terrains of the Rhodesian Archaean craton // *Nature*. 1978. V. 271. P. 23-27.
- Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P. et al. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: implications for Mesoproterozoic supercontinent and paleogeography // *Precambrian Research*. 2009. V. 170. P. 256-266.
- Zhang J., Herzberg G. Melting experiments on anhydrous peridotite. KZB-1 from 5.0 to 22.5 GPa // *Journal of Geophysical Research*. 1994. V. 99. P. 17729-17742.
- Zhao G., Wilde S.A., Li S., Sun M., Grant M. L., and Li X. U-Pb zircon age constraints on the Dongwanzi ultramafic-mafic body, North China, confirm it is not an Archean ophiolite // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 255. P. 85-93.