

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ
БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

На правах рукописи



Мотова Зинаида Леонидовна

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА
ПОЗНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮГО-ЗАПАДНОЙ
ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА**

Специальность 25.00.01. – общая и региональная геология

**ДИССЕРТАЦИЯ НА СОИСКАНИЕ УЧЕНОЙ СТЕПЕНИ
КАНДИДАТА ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ НАУК**

Научный руководитель
д.г.-м.н., чл.-корр. РАН, профессор РАН, Гладкочуб Д.П.

Иркутск - 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА РАБОТ.....	11
1.1. Основные тектонические структуры Сибирского кратона.....	11
1.2. Геологическое строение позднедокембрийских осадочных толщ Саяно-Байкало-Патомского пояса (СБПП).....	13
1.3. Геологическое строение района исследований.....	20
ГЛАВА 2. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.....	24
ГЛАВА 3. ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД КАРАГАССКОЙ СЕРИИ.....	30
3.1. Геологическое положение и особенности строения разрезов терригенных пород карагасской серии.....	32
3.2. Петрографическая характеристика терригенных пород карагасской серии.....	35
3.2.1. Шангулежская свита.....	36
3.2.2. Тагульская свита.....	39
3.2.3. Ипситская свита.....	40
3.3. Литогеохимическая характеристика терригенных пород карагасской серии.....	42
3.3.1. Шангулежская свита.....	43
3.3.2. Тагульская свита.....	46
3.3.3. Ипситская свита.....	48
3.4. История выветривания терригенных пород карагасской серии.....	51
3.5. Результаты исследований детритовых цирконов из терригенных пород карагасской серии.....	54
3.5.1. Шангулежская свита.....	56
3.5.2. Тагульская свита.....	58
3.5.3. Ипситская свита.....	59

3.6. Источники вещества и геодинамические условия образования терригенных отложений карагасской серии.....	59
ГЛАВА 4. ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ОСЕЛКОВОЙ СЕРИИ.....	64
4.1. Геологическое положение и особенности строения разрезов терригенных пород оселковой серии.....	64
4.2. Петрографическая характеристика терригенных пород оселковой серии.....	68
4.2.1. Марнинская свита.....	69
4.2.2. Удинская свита.....	69
4.2.3. Айсинская свита.....	72
4.3. Литогеохимическая характеристика терригенных пород оселковой серии.....	72
4.3.1. Марнинская свита.....	73
4.3.2. Удинская свита.....	76
4.3.3. Айсинская свита.....	78
4.4. История выветривания терригенных пород оселковой серии.....	80
4.5. Результаты исследований детритовых цирконов из терригенных пород оселковой серии.....	83
4.5.1. Нижняя подсвита удинской свиты.....	84
4.5.2. Верхняя подсвита удинской свиты.....	85
4.6. Источники вещества и геодинамические условия образования терригенных отложений оселковой серии.....	86
ГЛАВА 5. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА (САЯНО-БАЙКАЛО-ПАТОМСКИЙ ПОЯС).....	91
5.1. Краткий обзор современного состояния исследований эволюции Земной коры в докембрии и постановка проблемы.....	91
5.2. Сравнительная характеристика осадочных толщ Саяно-Байкало-Патомского пояса.....	92
5.2.1. Саянский сегмент.....	93

5.2.2. Байкальский сегмент.....	94
5.2.3. Патомский сегмент.....	95
5.3. Сравнительный анализ данных по U-Pb (LA-ICP-MS) исследованиям детритовых цирконов из терригенных отложений Саяно-Байкало-Патомского пояса.....	96
5.3.1. Саянский сегмент.....	96
5.3.2. Байкальский сегмент.....	98
5.3.3. Патомский сегмент.....	99
5.3.4. Природа ранне-среднерифейских (мезопротерозойских) детритовых цирконов в осадочных толщах СБПП.....	101
5.3.5. Стадия зарождения и эволюция Палеоазиатского океана вдоль южной окраины Сибирского кратона.....	103
5.3.6. Развитая стадия эволюции Палеоазиатского океана и образование форландового бассейна вдоль южной окраины Сибирского кратона.....	105
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	109
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК.....	111
СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА.....	129
ПРИЛОЖЕНИЯ:	
Таблица 1. Литохимический состав терригенных отложений карагасской серии.....	132
Таблица 2. Содержания редких и рассеянных элементов в терригенных породах карагасской серии.....	135
Таблица 3. Конкордантные значения U-Pb датирования детритовых цирконов (млн лет) из терригенных отложений карагасской серии.....	140
Таблица 4. Литохимический состав терригенных отложений оселковой серии.....	150
Таблица 5. Содержания редких и рассеянных элементов в терригенных породах оселковой серии.....	152
Таблица 6. Конкордантные значения U-Pb датирования детритовых цирконов (млн лет) из терригенных отложений оселковой серии.....	156

ВВЕДЕНИЕ

Совокупность возрастных спектров детритовых цирконов и данных о вещественном составе осадочных толщ отражает процессы, протекающие как собственно в бассейнах седиментации, так и на прилегающих к ним территориях, выступающих в качестве источников сноса обломочного материала. Комплексирование этих данных позволяет проследить эволюцию палеобассейнов, в том числе палеоокеанов.

Объектами комплексного исследования стали докембрийские осадочные толщи карагасской и оселковой серий юго-западной окраины Сибирского кратона.

Актуальность исследования

Полученные в ходе выполнения исследований результаты позволят расшифровать фундаментальные закономерности развития геодинамической системы - древний кратон (Сибирь) – палеоокеан и, в дальнейшем, использовать эти данные при проведении широких палеогеографических реконструкций.

Для решения поставленных задач будет использован ряд современных прецизионных методов и методик исследования, что обеспечит получаемым результатам высокий качественный уровень.

Основные цели и задачи исследования

Основной целью проведенного исследования явилось комплексное изучение позднекембрийских стратоподразделений Саянского сегмента СБПП с целью выяснения источников сноса обломочного материала и геодинамических обстановок, контролировавших процесс накопления этих отложений.

Для достижения обозначенной выше цели были поставлены следующие задачи:

1. Выполнить детальные петрографические и литогеохимические исследования терригенных пород юго-западной окраины Сибирского кратона

(Бирюсинское Присаянье), для выявления особенностей состава исследуемых пород.

2. Установить состав пород в области питающей провинции при помощи петрографических и литогеохимических данных, полученных в ходе настоящего исследования.

3. Провести U-Pb исследования детритовых цирконов из позднедокембрийских осадочных толщ Бирюсинского Присаянья и установить основные возрастные популяции.

4. Восстановить геодинамические режимы бассейна седиментации позднедокембрийских осадочных толщ и основные возрасты пород в области сноса для терригенных отложений Бирюсинского Присаянья с использованием полученных данных по петрографическим, литогеохимическим и геохронологическим исследованиям.

5. Провести сравнительный анализ данных по позднедокембрийским терригенным отложениям, распространенным вдоль южной окраины Сибирского кратона (Саяно-Байкало-Патомский пояс), на всех его трех сегментах: Саянский сегмент, Байкальский сегмент, Патомский сегмент.

Фактический материал и методы исследования

В основе диссертации лежат материалы, собранные непосредственно самим автором в течение полевых исследований, проведенных в 2011 – 2015 годах. В ходе этих работ были изучены коренные обнажения позднедокембрийских терригенно-карбонатных пород карагасской и оселковой серий Бирюсинского Присаянья, широко распространенных в междуречье Бирюса-Уда. Основная часть полевых работ была сосредоточена по обоим бортам р. Бирюса и ее притоков (Нерса, Ипсит, Тагул, Елаш, Изан, Марня и др.). Представительная коллекция образцов, полученная автором в ходе проведенных исследований, характеризует разрезы всех шести свит позднедокембрийских терригенно-карбонатных отложений Саянского сегмента СБПП (карагасская серия: шангулежская, тагульская и ипситская свиты; оселковая серия: марнинская, удинская и айсинская свиты). Для решения поставленных задач было изучено более 100

петрографических шлифов из образцов исследуемых пород. В ходе настоящего исследования было получено более 100 петро- и геохимических анализов, проведенных методами силикатного анализа «мокрой химии», спектрального анализа, ICP-MS в лабораториях Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (Иркутск), а также с использованием оборудования ЦКП "Ультрамикрoанализ" Лимнологического института СО РАН (Иркутск). U-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов методом LA-ICP-MS проводились в Университете наук о Земле (Пекин, КНР) и в корпорации «Apatite to Zircon, Inc.» (Айдахо, США). Всего было изучено 8 образцов из аркозовых песчаников шангулежской, тагульской и ипситской свит карагасской серии, а также из песчаников нижней и верхней частей удинской свиты оселковой серии (от 93 до 119 зерен в каждом образце).

Кроме авторских данных, в настоящей работе проведен синтез большинства имеющихся опубликованных данных, которые включают в себя как результаты региональных геологосъемочных работ масштабов 1:200 000, 1:1000 000 и 1:1500 000, так и научные стратиграфические, палеомагнитные, геохронологические, литогеохимические и структурные исследования, проведенные на южной окраине Сибирского кратона.

Научная новизна

1. Впервые проведены детальные петрографические, литогеохимические и геохронологические исследования позднедокембрийских терригенно-карбонатных комплексов пород юго-западной окраины Сибирского кратона.

2. Определены составы и возрасты пород в области питающих провинций в результате комплексного использования петрографических, литогеохимических и геохронологических исследований.

3. На основании синтеза полученных материалов по терригенно-карбонатным отложениям юго-западной окраины Сибирского кратона (Саянский сегмент) в совокупности с имеющимися опубликованными данными по Байкальскому и Патомскому сегментам Саяно-Байкало-Патомского пояса,

предложена модель эволюции бассейна осадконакопления, расположенного на южной окраине Сибирского кратона и истории его развития в позднем докембрии.

Практическое значение

Новые данные, полученные в ходе выполнения работы, могут быть использованы для межрегиональных стратиграфических корреляций позднедокембрийских осадочных комплексов южной окраины Сибирского кратона, а также применяться при широких палеогеографических реконструкциях.

Защищаемые положения

1. Накопление позднедокембрийских терригенных отложений карагасской серии, а также нижней части оселковой серии (марнинская свита и нижняя подсвита удинской свиты) происходило за счет поступления обломочного материала в бассейн седиментации только с площади Сибирского кратона.

2. Накопление терригенных отложений верхней части оселковой серии (верхняя подсвита удинской свиты и айсинская свита) происходило за счет поступления в бассейн седиментации обломочного материала из нескольких источников, при разрушении пород орогена, сформированного в венде в результате причленения микроконтинентов и островных дуг Палеоазиатского океана к южной окраине Сибирского кратона.

3. Выявленная смена источников обломочного материала в неопротерозойских терригенных отложениях Бирюсинского Присяянья коррелирует с подобной сменой источников вещества в близковозрастных осадочных последовательностях Саяно-Байкало-Патомского пояса и отражает начальные этапы становления Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Апробация работы

Результаты, полученные в ходе выполнения работы, изданы в 24 печатных изданиях, в том числе в 6 статьях в рецензируемых научных журналах. Основные выводы проведенных исследований были представлены на следующих всероссийских и международных научных совещаниях: Всероссийское научное

совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту» (г. Иркутск, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017); XXV, XXVI, XXVII Всероссийское молодежное совещание «Строение литосферы и геодинамика» (г. Иркутск, 2013, 2015, 2017); VII Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле (с участием иностранных специалистов) (г. Новосибирск, 2014); Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике: III всероссийской молодежной конференции (г. Улан-Удэ, п. Горячинск, 2015); First China-Russia International Meeting on the CAOB and IGCP 592 Workshop (China, Beijing, 2015); Second Russia-China International Meeting on the Central Asian Orogenic Belt (September 6–8th, 2017, Irkutsk, Russia); Научная конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН (Москва, 2016); The 8th International Siberian Early Career GeoScientists Conference (Novosibirsk, 2016); «Литологические объекты через призму их разнообразия»: 2-ая Всероссийская школа студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии (Екатеринбург, 2016); V международная конференция молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. 28 февраля – 3 марта 2017 г, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург.

Структура и объем работы

Общий объем работы 158 страниц, включает 6 таблиц и 35 рисунков. Текст состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы.

Благодарности

Работа выполнена в лаборатории палеогеодинамики Института земной коры СО РАН. Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю чл.-корр. РАН, профессору РАН, д.г.-м.н. Д.П. Гладкочубу за всестороннюю помощь и поддержку при написании данной работы. Особую признательность автор выражает к.г.-м.н. Т.В. Донской за многочисленные консультации и активную помощь на всех этапах выполнения этого исследования. Искренняя благодарность вед. инж. Т.А. Корниловой за огромный вклад в познания автора в области петрографии осадочных пород.

Особая благодарность д.г.-м.н. А.М. Станевичу и д.г.-м.н. А.М. Мазукабзову за ценные советы и консультации в ходе написания диссертации. Большая признательность всем сотрудникам Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» за своевременное выполнение многочисленных аналитических исследований.

Особая, сердечная благодарность автора старшим учителям и наставникам: заслуженному геологу России Т.Ф. Галимовой и ведущему геологу-геофизику бывшей Иркутской геологической экспедиции А.Г. Пашковой.

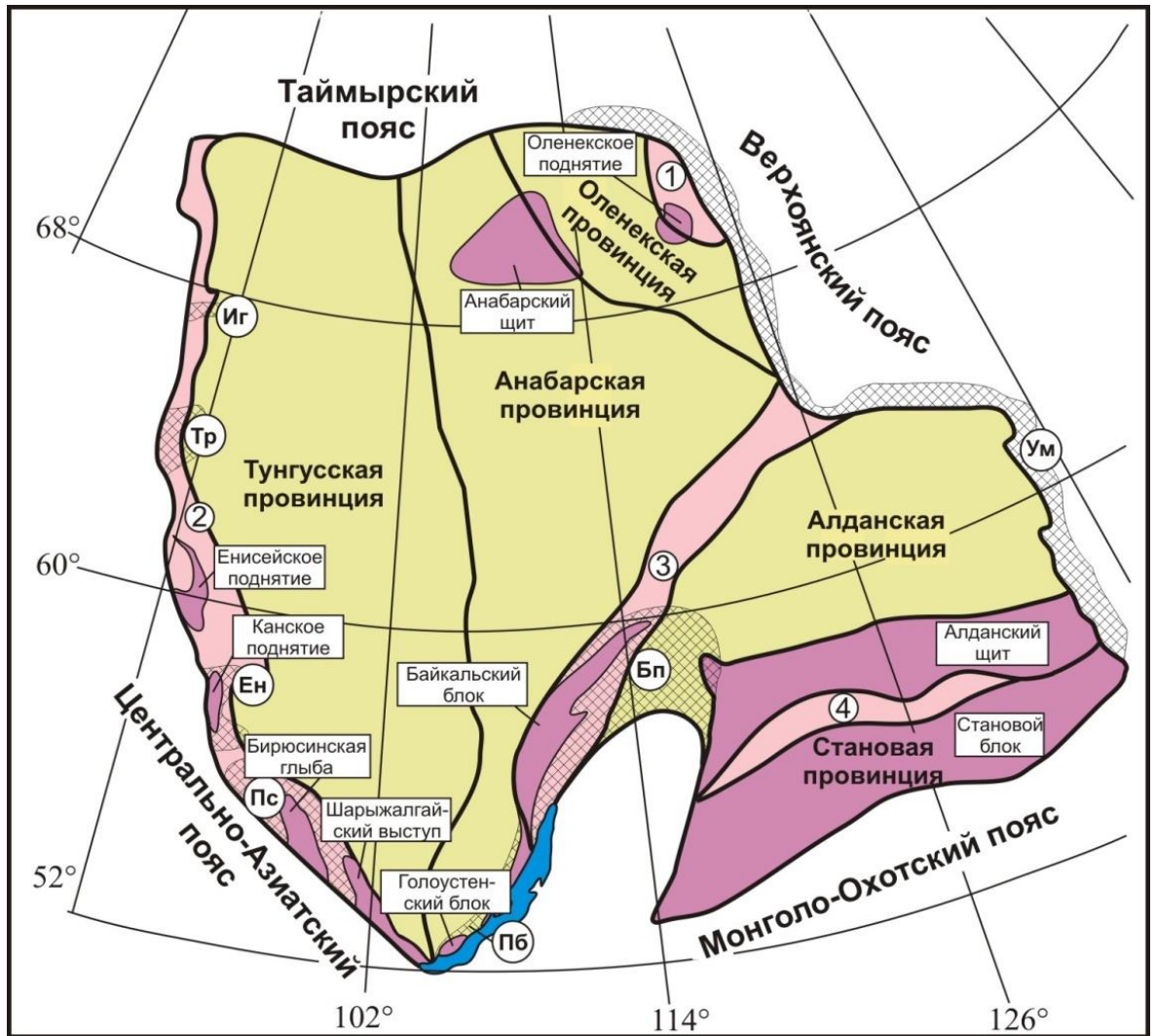
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА РАБОТ

1.1. Основные тектонические структуры Сибирского кратона

В настоящее время опубликовано несколько схем тектонического строения Сибирского кратона, основанных на геологических, изотопно-геохронологических и геофизических исследованиях [Розен, 2003; Глебовицкий и др., 2008; Смелов и др., 2012 и др.]. Между тем, общепризнанная схема тектонического строения Сибирского кратона отсутствует. При написании данного раздела, автор использовал тектонические схемы О.М Розена [2003], D. Gladkochub et al. [2006] и В.А. Глебовицкого [2008].

Площадь Сибирского кратона составляет около 4×10^9 км². Около 70% площади кратона перекрыто рифейско-фанерозойскими отложениями чехла, мощность которых варьируется от 1 до 8 км. Фундамент обнажен только в четырех областях: на севере - Анабарский щит и Оленекское поднятие; на юго-востоке – Алданский щит и Становой блок; на юге – Голоустенский и Байкальский блоки Прибайкальского выступа, а также Шарыжалгайский и Бирюсинский блоки Присаянского краевого выступа; на юго-западе – Енисейское и Канское поднятия. С севера и востока Сибирский кратон обрамляют складчатые, преимущественно осадочные, Таймырский и Верхоянский пояса. С юга и запада к кратону примыкают складчатые пояса: на юго-западе – палеозойский Центрально-Азиатский (ЦАСП), на юго-востоке – мезозойский Монголо-Охотский (рис. 1).

В структуре Сибирского кратона участвуют два основных элемента: супертеррейны или тектонические провинции (Тунгусская, Анабарская, Оленекская, Алданская и Становая), возникшие в результате амальгамации различных террейнов, и сшивающие их, коллизионные пояса. Тектонические провинции Сибирского кратона включают в себя разновозрастные террейны (тектонические блоки), сложенные архейскими гранулитогнейсовыми и гранит-зеленокаменными комплексами пород, а также палеопротерозойские разломные



- Тектонические провинции
- Выступы фундамента
- Палеопротерозойские орогенные пояса:
 ① - Аякитский; ② - Ангарский;
 ③ - Ачитканский; ④ - Пристановой.
- Области распространения рифейско-вендских осадочных толщ:
 (Иг) - Игарка; (Тр) - Туруканская; (Ен) - Енисейская;
 (Пс) - Присяянская; (Пб) - Прибайкальская;
 (Бп) - Байкало-Патомская; (Ум) - Учуро-Майская;
- Разломные зоны

Рисунок 1. Геологическая схема Сибирского кратона (Составлена по [Розен, 2003; Глебовицкий и др., 2008; Gladkochub et al., 2006]).

(коллизионные) зоны сочленения террейнов (Ажкитский, Ажитканский, Пристановой и Ангарский орогенные пояса). Эти пояса слагают гигантские линейные массивы коллизионных и постколлизионных гранитоидов, а также комплексы архейских пород, большая часть которых переработана в высокой степени метаморфизма [Aftalion et al., 1991]. Ювенильная кора проявляется только в структуре Ажитканского [Rosen et al., 1994] и Ангарского [Gladkochub et al., 2001] орогенных поясов.

Формирование структуры Сибирского кратона связано с палеопротерозойскими (2.1–1.8 млрд лет) аккреционно-коллизионными событиями, которые происходили на протяжении ~ 300 млн лет. В результате этих крупных тектонических событий произошло столкновение разнотипных мезо- и неархейских микроконтинентов, что привело к формированию палеопротерозойских орогенных поясов [Rosen et al., 1994; Розен, 2003; Gladkochub et al. 2006]. После окончательного становления, фундамент Сибирского кратона был подвержен процессам внутриконтинентального растяжения, которые привели к образованию рифейско-вендских внутрикратонных осадочных бассейнов. Наибольшие мощности (до 1500 м) рифейско-вендские осадочные толщи имеют по окраинам кратона. Большинство из них перекрыто фанерозойскими осадочными толщами, обнажены они в пределах юго-западной и южной окраин Сибирского кратона: в Енисейской области, а также в Присянской, Прибайкальской и Патомской областях (Саяно-Байкало-Патомский пояс). На северной окраине кратона породы этого возраста распространены вблизи Анабарского щита и Оленекского поднятия (рис. 1).

1.2. Геологическое строение позднедокембрийских осадочных толщ Саяно-Байкало-Патомского пояса (СБПП)

Позднедокембрийские осадочные толщи, распространенные вдоль южной окраины Сибирского кратона на протяжении около 2000 км, относятся к структуре Саяно-Байкало-Патомского пояса (СБПП) [Решения..., 1983].

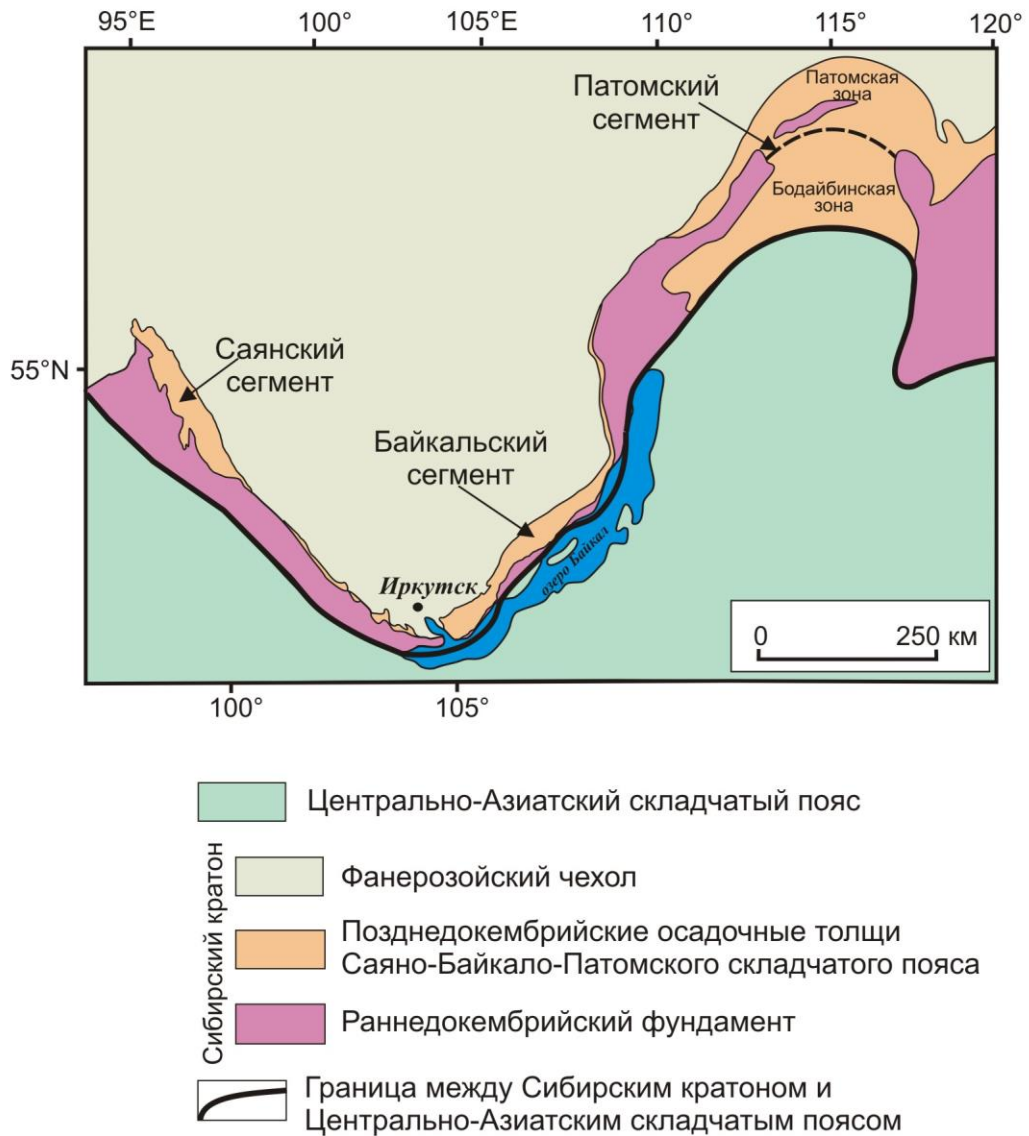


Рисунок 2. Схема Саяно-Байкало-Патомского пояса (СБПП) (Составлена по [Станевич и др., 2006]).

В пределах СБПП выделяется три сегмента: западный (Саянский сегмент), центральный (Байкальский сегмент) и северо-восточный (Патомский сегмент) (рис. 2). Мощные осадочные последовательности этих комплексов пород отражают этапы геодинамической эволюции территории, которая многими исследователями рассматривается как окраина Палеоазиатского океана [Зоненшайн и др., 1990; Беличенко и др., 1994; Гордиенко, 2006 и др.]. Структура СБПП включает в себя внешний и внутренний пояса, в пределах которых выделяются формационные зоны и районы, характеризующиеся определенным

составом породных комплексов и интенсивностью тектонических дислокаций [по Станевич и др., 2006]. Комплексы пород внешнего и внутреннего поясов СБПП разделяют системы тектонических швов и поднятий архейско-раннепротерозойских метаморфизованных пород фундамента Сибирского кратона, в зонах сочленения которых распространены раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды. Внешний пояс включает наиболее изученные позднедокембрийские и раннепалеозойские осадочные последовательности. Внутренний пояс СБПП характеризуется сложным набором тектонических блоков и пластин неоднородного состава, возраст пород этого пояса варьирует от раннего протерозоя до венда. Рассматриваемые стратиграфические комплексы пород относятся к внешнему поясу СБПП [Станевич и др., 2006].

Позднедокембрийские осадочные разрезы внешнего пояса СБПП отражают крупные седиментационные циклы, выделяемые в региональные стратиграфические горизонты (снизу вверх): пурпольский, медвежевский, баллаганахский, дальнетайгинский, жуинский и присаянский, эти горизонты объединяют разновозрастные отложения, отражающие определенные этапы геологической эволюции региона [Решения..., 1983] (рис. 3). Комплексы позднедокембрийских пород, трассирующиеся на территории всех трех сегментов внешнего пояса СБПП, объединяются в баллаганахский, дальнетайгинский и жуинский региональные стратиграфические горизонты (рис. 3). К баллаганахскому горизонту относятся одноименная серия Патомского сегмента, карагасская серия Саянского сегмента, а также нуганская свита Байкальского сегмента. В дальнетайгинский региональный горизонт объединены осадочные толщи одноименной серии Патомского сегмента СБПП, марнинская и удинская свиты оселковой серии Саянского сегмента, а также голоустенская и улунтуйская свиты байкальской серии Байкальского сегмента СБПП. К жуинскому горизонту относится одноименная серия Патомского сегмента, айсинская свита оселковой

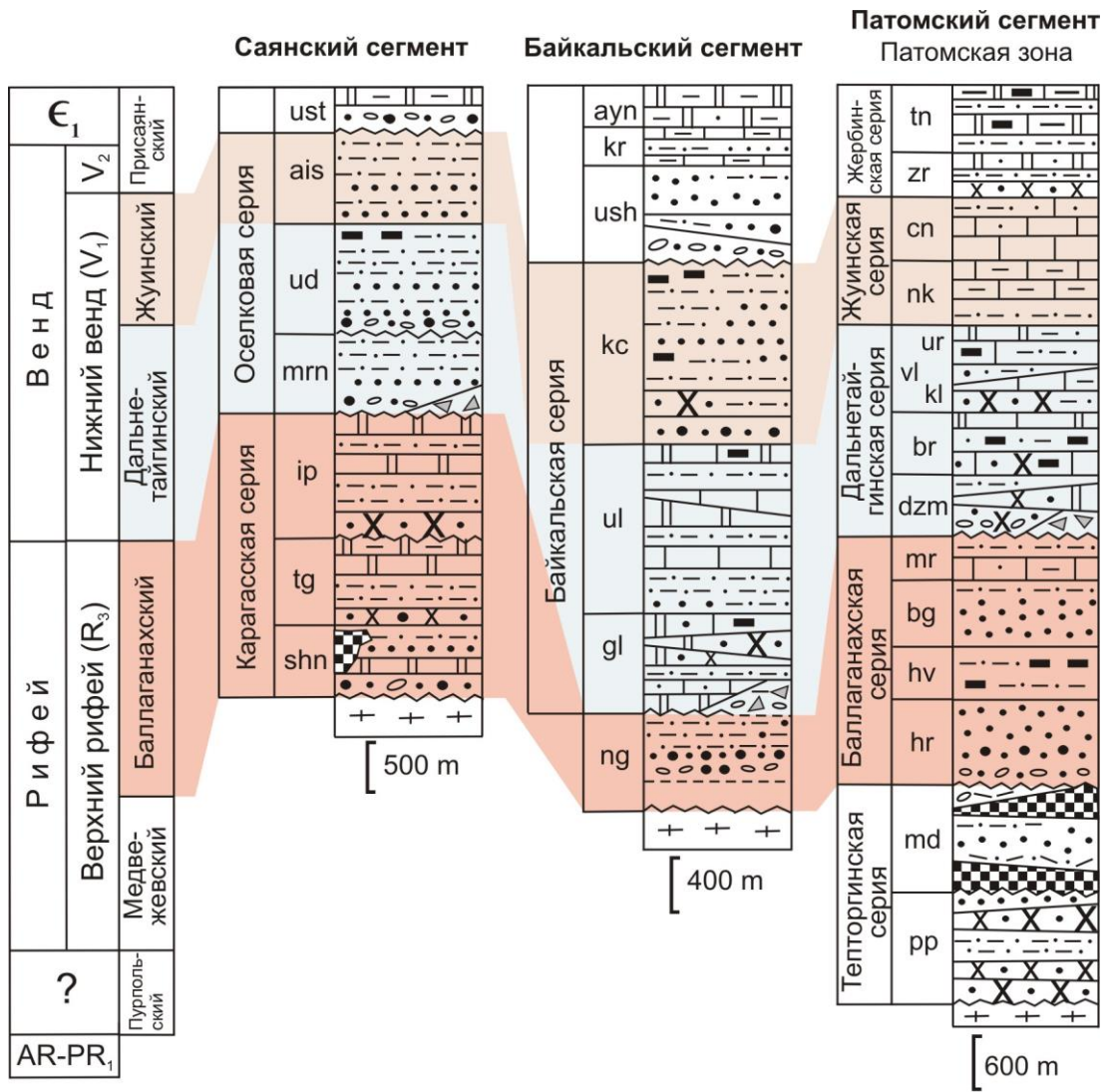


Рисунок 3. Схема корреляции позднедокембрийских отложений Саяно-Байкало-Патомского пояса (СБПП) (модифицирована после [Станевич и др., 2006]).

Обозначения свит и толщ: *ais* – айсинская, *aup* – аянканская, *bg* – бугарихтинская, *br* – баракунская, *cn* – ченчинская, *dzm* – джемкуканская, *gl* – голоустенская, *hr* – харлухтахская, *hv* – хайвергинская, *ip* – ипситская, *kc* – кочериковская, *kl* – каланчевская, *kr* – куртунская, *md* – медвежевская, *mr* – мариинская, *mri* – марнинская, *ng* – нуганская, *nk* – никольская, *pp* – пурпольская, *shn* – шангулежская, *tg* – тагульская, *tn* – тинновская, *ud* – удинская, *ul* – улунтуйская, *ur* – уринская, *ush* – ушаковская, *ust* – усть-тагульская, *vl* – валюхтинская, *zr* – жербинская.

серии Саянского сегмента и качергатская свита байкальской серии Байкальского сегмента СБПП (рис. 3).

В Саянском сегменте осадочные образования этого возраста представлены отложениями карагасской и оселковой серий (рис. 3). Терригенные отложения карагасской и оселковой серий развиты на значительной площади. Базальные слои карагасской серии с резким угловым несогласием залегают на архейско-раннепротерозойских породах фундамента Сибирского кратона. Для пород карагасской серии характерно блоковое строение с небольшим смещением блоков относительно друг друга [Эволюция..., 2006]. В составе карагасской серии выделяются три свиты (снизу вверх): шангулежская, тагульская и ипситская. Каждая из свит представляет собой крупный седиментационный цикл [Хоментовский, 1972; Шенфильд, 1991]. Отложения карагасской серии представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, а также карбонатно-терригенными и карбонатными отложениями. Возраст отложений карагасской серии принимается как позднерифейский на основании находок средне- и верхнерифейских строматолитов и микрофитолитов [Решения, 1983], а также учитывая наличие в разрезе шангулежской свиты габбро-долеритов нерсинского комплекса с возрастом около 740 млн лет [Sklyarov et al., 2003; Gladkochub et al., 2006].

Терригенные отложения оселковой серии с эрозионным контактом залегают на различных частях разреза отложений карагасской серии и нигде не

контактируют с породами фундамента Сибирского кратона (рис. 3). Оселковая серия подразделяется на три свиты: марнинскую, удинскую и айсинскую. Породы оселковой серии в основном представлены песчаниками, гравелитами и алевропесчаниками. Для отложений оселковой серии характерно уменьшение зернистости обломочного материала вверх по разрезу, при этом четко устанавливается увеличение степени окатанности и сортировки псаммитов. Возраст пород оселковой серии устанавливается как вендский на основании межрегиональных стратиграфических корреляций [Советов, Комлев, 2005] и подтверждается результатами исследований U-Pb методом (LA-ICP-MS) детритовых цирконов из терригенных пород различных частей разреза серии [Летникова и др., 2013; Советов, 2015].

К Байкальскому сегменту относятся позднедокембрийские осадочные породы байкальской серии, в составе которой выделяются голоустенская, улунтуйская и качергатская свиты, а также перекрывающая их ушаковская свита (рис. 3). Терригенные отложения этого сегмента являются наиболее хорошо изученными стратиграфическими подразделениями, входящими в состав СБПП [Хоментовский и др., 1972; Станевич и др., 2007]. Породы байкальской серии подвержены неравномерно проявленным деформациям, которые характеризуются развитием складчато-надвиговых структур, что существенно нарушает первичную последовательность слоев за счет сдвоения либо выпадения их из разрезов. Базальные слои голоустенской свиты с размывом залегают на гранитоидах приморского комплекса с возрастом 1864 ± 12 млн лет [Бухаров и др., 1992]. Состав пород нижней части байкальской серии характеризуется, кварцевым, кварц-полевошпатовым, редко аркозово-граувакковым составом гравелитов и песчаников, выше по разрезу они сменяются алевропесчаниками и алевроаргиллитами, а также строматолитовыми и микрофитолитовыми карбонатами. Завершают разрез байкальской серии песчаники, алевропесчаники и алевритистые сланцы качергатской свиты [Немеров, Станевич, 2001; Станевич и др., 2007]. В составе ушаковской свиты преобладают грубообломочные отложения, представленные полимиктовыми конгломератами, а также

песчаниками аркозового и полимиктового состава. Вендский возраст накопления осадочных толщ Байкальского сегмента СБПП установлен на основании изотопных исследований детритовых цирконов U-Pb методом (LA-ICP-MS) из отложений всех трех свит байкальской серии и ушаковской свиты [Гладкочуб и др., 2013].

В Патомском сегменте Саяно-Байкало-Патомского пояса позднедокембрийские осадочные породы с несогласием перекрывают более древние рифтовые структуры Сибирского кратона и слагают обширные площади (рис. 2). Эти породы представляют наиболее мощный и полный разрез позднего докембрия на южной окраине Сибирского кратона и объединяются в Патомский комплекс. Структура Патомского комплекса представляет собой циклично проградирующую призму и подразделяется на три серии: баллаганакская, дальнетайгинская и жуинская. Каждая из этих серий представляет собой особый цикл, в течение которого происходит наращивание структуры призмы [Чумаков и др., 2011]. В составе баллаганакской серии выделяются (снизу вверх): медвежевская, хорлухтакская, хайвергинская, бугарихтинская и мариинская свиты. Дальнетайгинская серия подразделяется на (снизу вверх): джемжуканскую, баракунскую и валюхтинскую свиты. В жуинскую серию объединены никольская и ченчинская свиты (рис. 3). В основании каждой из трех серий Патомского комплекса фиксируются пачки гравелитов (до конгломератов) и песчаников, далее, вверх по разрезу, эти породы сменяются чередованием сланцев и карбонатных пород. Разрез каждой из этих серий завершается карбонатными толщами, в которых отмечаются строматолитовые, онколитовые и оолитовые доломиты и известняки, что является типичным для отложений карбонатных платформ [Станевич и др., 2006; Чумаков и др., 2011]. Первые данные о позднерифейско-вендском возрасте пород дальнетайгинской и жуинской серий Патомского комплекса СБПП появились в результате межрегиональных стратиграфических корреляций [Sovetov, 2002]. Позже, на основании изотопных исследований карбонатных толщ дальнетайгинской и жуинской серий, были получены свидетельства того, что эти породы образовались на временном

интервале 660-580 млн лет [Покровский и др., 2006]. Возрасты детритовых цирконов, полученные в результате U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований терригенных отложений Патомского комплекса [Meffre et al., 2008; Powerman et al., 2015], позволили подтвердить позднерифейско-вендский возраст этих образований.

1.3. Геологическое строение района исследований

Позднедокембрийские осадочные толщи карагасской и оселковой серий распространены в пределах Бирюсинского блока Присаянского краевого выступа фундамента Сибирского кратона, на площади которого проявляются структуры раннепротерозойского Ангарского складчатого пояса. Бирюсинский блок протягивается на 350 км от бассейна р. Ока до р. Агул при максимальной ширине 80 км (рис. 4). На северо-востоке Бирюсинский блок примыкает к Урикско-Ийскому грабену, а на юго-западе ограничивается Главным Саянским разломом. На северо-западе породы Бирюсинского блока перекрываются палеозойскими отложениями Рыбинской впадины. Бирюсинский блок представляет собой гетерогенную структуру, и состоит из поднятий, сложенных архейскими образованиями хайламинской и монкресской серий, и протоплатформенных прогибов, выполненных раннепротерозойскими метаосадочными толщами елашской и неройской серий [Эволюция..., 2006; Ножкин и др., 2007].

Хайламинская серия сложена биотитовыми, биотит-амфиболовыми, гранат-биотитовыми, гранат-кордиеритовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами с горизонтами и прослоями амфиболитов и гранатовых амфиболитов, а также двупироксеновыми кристаллосланцами, гранулитами и мигматитами. Породы хайламинской серии метаморфизованы преимущественно в условиях амфиболитовой фации, а на некоторых участках в условиях гранулитовой фации [Беличенко и др., 1988].

Монкресская серия представлена амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, микрогнейсами, кварцитогнейсами и слюдястыми сланцами.

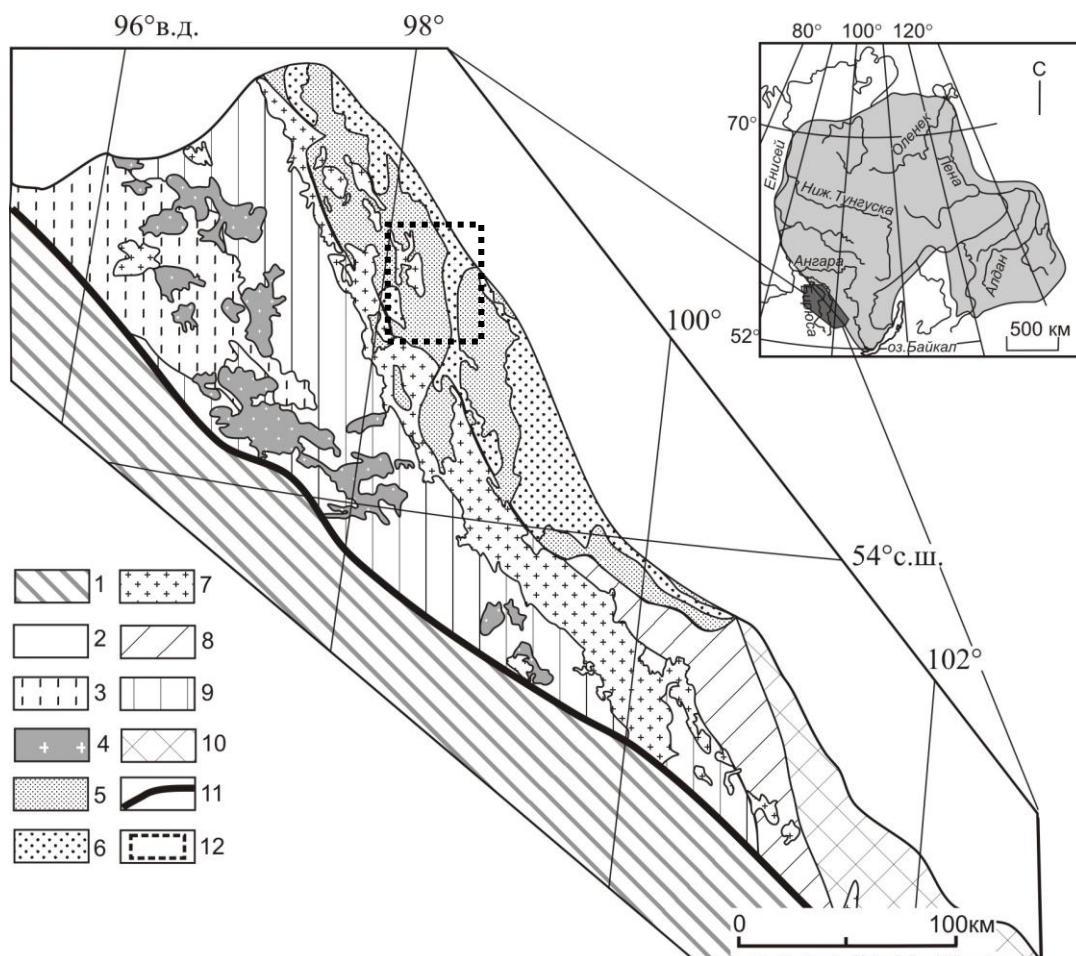


Рисунок 4. Геологическая схема Бирюсинского Присянья (Составлена по [Галимова и др., 2012]).

Условные обозначения: 1 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2 – фанерозойские образования чехла Сибирской платформы; 3 – девонские вулканогенно-осадочные породы наложенных впадин; 4 – палеозойские гранитоиды; 5 – осадочные отложения оселковой серии; 6 – осадочные отложения карагасской серии; 7 – раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды; 8 – раннепротерозойские образования Урикско-Ийского блока фундамента Сибирского кратона; 9 – раннепротерозойские – архейские образования Бирюсинского блока фундамента Сибирского кратона; 10 – архейские образования Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона; 11 – Главный Саянский разлом; 12 – участок детальных работ.

На врезке показаны контуры Сибирской платформы и район исследований.

Породы монкресской серии метаморфизованы в условиях амфиболитовой и частично эпидот-амфиболитовой фаций [Эволюция..., 2006].

В составе елашской серии выделяются (снизу) часовенская и мальцевская толщи. Часовенская толща представлена метапесчаниками, кварц-биотитовыми, двуслюдяными и гранат-андалузитовыми сланцами, железистыми кварцитами и амфиболитами. Мальцевская толща сложена переслаивающимися метапесчаниками, метаалевролитами, филлитовидными, биотитовыми и андалузитовыми сланцами, туфами, риолитами, дацитами и андезитами. Для пород елашской серии характерен региональный метаморфизм условий переходных от высоких ступеней зеленосланцевой фации до фации эпидот-амфиболитовой, с выделением биотитовой и альмандиновой зон [Галимова и др., 2012].

Раннепротерозойские породы неройской серии в структуре Бирюсинского блока выполняют протоплатформенные прогибы. В составе неройской серии выделяется две свиты: алхадырская и туманшетская [Беличенко и др., 1988]. Алхадырская свита сложена преимущественно слюдистыми сланцами, реже мраморами и кварцитами. Для пород туманшетской свиты характерен карбонатно-терригенный состав с преобладанием глиноземистых сланцев. Комплексы пород неройской серии были подвержены зональному низкотемпературному метаморфизму, дистенового типа [Геря и др., 1997].

В пределах Бирюсинского блока широко распространены раннепротерозойские постколлизийные неметаморфизованные гранитоиды, которые прослеживаются вдоль зоны его сочленения с Урикско-Ийским грабеном и Тунгусским супертеррейном Сибирского кратона. Эти гранитоиды относятся к саянскому комплексу и образуют единый магматический пояс, протягивающийся на 300 км при ширине 30-40 км. Для гранитоидов саянского комплекса имеется ряд оценок возраста, полученных U-Pb методом по циркону: 1858 ± 20 млн лет [Левицкий и др., 2002], 1859 ± 10 млн лет [Туркина и др., 2006], 1869 ± 10 млн лет [Туркина и др., 2003], 1874 ± 14 млн лет [Донская и др., 2014]. Данные гранитоиды прорывают охарактеризованные выше архейские образования хайламинской и

монкресской серий, а также раннепротерозойские породы елашской серии и, со значительным несогласием, перекрываются позднедокембрийскими терригенно-осадочными комплексами пород карагасской и оселковой серий.

ГЛАВА 2. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Исследования осадочных пород проводятся с целью реконструкции состава области питающей провинции, геодинамического режима бассейна седиментации, а также для установления возраста пород в области источника сноса. На сегодняшний день, существует ряд методик исследований осадочных пород. Классическим литологическим методом является полевое изучение осадочных толщ в обнажениях и разрезах. При этом приводится документация сведений о характере залегания осадочных толщ, цвете, структуре и текстуре пород, а также взаимоотношений и контактов между осадочными слоями [Рухин, 1958; Логвиненко, 1974; Петтиджон, 1981; Маслов, 2005 и др.]. Наряду с традиционными методами исследований, в современной отечественной и мировой геологической практике применяются минералогические, литогеохимические, изотопно-геохимические и геохронологические методики изучения осадочных пород. Минералогические исследования шлифов осадочных пород проводятся с целью качественной и количественной характеристики [Рухин, 1958; Логвиненко, 1974; Петтиджон, 1981; Страхов, 1983; Маслов, 2005; Fedo et al., 1995 и др.]. Литогеохимические исследования осадочных пород включают в себя определение петрогенных оксидов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) и элементов – примесей, которые подразделяются на крупноионные литофильные элементы (Rb, Ba, Cs, K), транзитные элементы (Sc, Ti, V, Cu, Mn, Co, Ni), высокозарядные элементы (Zr, Nb, Y, Hf, Ta), радиоактивные элементы (Th, U, Pb) и редкоземельные элементы (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). На основании содержаний и соотношений содержаний петрогенных элементов и элементов-примесей, с использованием ряда дискриминационных диаграмм, проводится классификация осадочных пород, палеогеодинамические реконструкции, а также определение состава пород в области питающей

провинции [Петтиджон, 1981; Юдович, Кетрис, 2000; Скляров и др., 2001; Nessbit, Young, 1982; Bhatia, 1986; Roser, Korsch, 1988 и др.].

Реконструкция исходной природы тонкой алюмосиликокластики (петрогенная/литогенная), а также химическая классификация осадочных пород проводится с использованием системы петрохимических модулей, которые представляют собой отношение петрогенных оксидов. Подсчет модулей осуществляется по данным силикатного анализа пород, выраженного в массовых процентах. Данный метод эффективен как при исследовании рыхлых нецементированных осадков, так и метаморфизованных осадочных пород, но в тоже время неэффективен при изучении карбонатных и кремнистых отложений, ввиду низких содержаний в них петрогенных оксидов. Наиболее информативными модулями, для решения указанных выше задач, являются гидролизатный модуль ($ГМ = \frac{Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO}{SiO_2}$), титановый модуль ($ТМ = \frac{TiO_2}{Al_2O_3}$), железный модуль ($ЖМ = \frac{FeO + Fe_2O_3 + MnO}{Al_2O_3 + TiO_2}$), фемический модуль ($ФМ = \frac{Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO}{SiO_2}$), модуль нормированной щелочности ($НКМ = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$) и щелочной модуль ($ЩМ = \frac{Na_2O}{K_2O}$) [Юдович, Кетрис, 2000; Скляров и др., 2001; Маслов, 2005].

В общемировой геологической практике, изотопно-геохимические и геохронологические исследования являются одними из важнейших методов изучения осадочных пород. Наиболее распространенным изотопно-геохимическим методом является анализ изотопного состава Nd. Данный метод основан на радиоактивном распаде (α -распад) ^{147}Sm и превращении его в ^{143}Nd . Близкие геохимические свойства Sm и Nd (оба являются редкоземельными элементами) обуславливают устойчивость системы Sm - Nd к наложенным воздействиям. Отношение Sm/Nd практически не изменяется при воздействии гипергенных процессов и метаморфизме. Данный метод позволяет определить модельный возраст пород T(DM) (предполагаемое время отделения их протолита от деплетированной мантии) в области источника сноса [O'Nions et al., 1983; Тейлор, МакЛеннан, 1988 и др.].

U-Pb геохронология детритовых цирконов основана на радиоактивном распаде урана (^{238}U и ^{235}U) с образованием стабильных изотопов свинца (^{206}Pb и ^{207}Pb) (Фор, 1989). В результате датирования детритовых цирконов получают возрастные спектры. Применение возрастных спектров, полученных по детритовым цирконам, для определения времени осадконакопления ограничивается типом осадочного бассейна. Так, зерна детритовых цирконов с оценками возраста, близкого ко времени седиментации обнаруживаются только в осадочных бассейнах островодужного типа. Все остальные типы осадочных бассейнов (коллизийные и внутриконтинентальные обстановки) обнаруживают возрастные спектры, которые несут информацию о возрасте пород в области питающих провинций, и не могут быть использованы для оценки возраста седиментации этих бассейнов. Наиболее молодые оценки возраста детритовых цирконов определяют максимальный возраст накопления осадка [Cawood et al., 2012]. Предварительные исследования детритовых цирконов включают изучение внутренней структуры и зональности зерен детритовых цирконов с помощью катодолюминесцентных (CL) и BSE изображений. Такое изучение кристаллов цирконов позволяет осуществить выбор достаточного количества точек (участков) для анализа, свободных от включений, вторичных изменений и механических повреждений зерен. В современной практике U-Pb изотопное датирование детритовых цирконов возможно с использованием метода масс-спектрометрии вторичных ионов SIMS (SHRIMP) [Clement et al., 1977], а также методом лазерной абляции совместно с масс-спектрометрами с индуктивно связанной плазмой LA-ICP-MS [Fryer et al., 1993; Feng et al., 1993 и др.]. Так как основы этих методов существенно отличаются, каждому из них свойственны свои преимущества и недостатки. Для метода SIMS (SHRIMP) характерна относительно высокая точность измерений и высокое пространственное разрешение $5 \text{ мкм} \times 2 \text{ мкм}$, простая и быстрая процедура пробоподготовки. Недостатками этого метода являются низкая пропускная способность, а также дороговизна и сложность эксплуатации оборудования. Метод LA-ICP-MS наряду с меньшей точностью измерений и меньшим пространственным разрешением (40

мкм × 15 мкм) имеет определенные преимущества перед методом SIMS (SHRIMP), для него также характерна простая и быстрая процедура пробоподготовки, высокая пропускная способность, и, что немаловажно, относительно недорогая стоимость эксплуатации оборудования. Оба этих метода уступают по точности TIMS – датированию с изотопным разбавлением, но выигрывают в стоимости, оперативности и простоте пробоподготовки.

Принимая во внимание многочисленные работы предшественников [Дольник, 1972; Беличенко, 1988; Шенфиль, 1991; Мазукабзов и др. 2006; Метелкин и др., 2010; Летникова и др., 2013, Советов, 2011; 2015 и др.], для получения наиболее интересных результатов, с помощью которых можно будет наиболее точно проследить эволюцию накопления позднедокембрийских осадочных толщ Саянской зоны Саяно-Байкало-Патомского пояса, необходимо применение всех описанных выше методов.

В настоящей работе использовались следующие аналитические методики:

1) Петрографические исследования шлифов из осадочных пород карагасской и оселковой серий были выполнены в Институте земной коры СО РАН с использованием поляризационных микроскопов Polam P-112 и Olympus VX53P.

2) Аналитические работы были выполнены с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (Иркутск). Определение основных петрогенных оксидов выполнено методом силикатного анализа «мокрая химия» по методике [Ревенко, 2014] (аналитики Н.Н. Ухова, Н.Ю. Царева). Пределы обнаружения петрогенных оксидов составляют не менее 0.05%. Анализ концентраций Co, Ni и Sc произведен методом спектрального анализа (аналитики В.В. Щербань, Л.В. Воротынова, А.В. Наумова) по стандартной методике на модернизированном атомно-эмиссионном спектрометре ДФС-13. Пределы обнаружения Co, Ni и Sc составили не менее 2 г/т. Анализ содержаний редких и редкоземельных элементов выполнялся методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce (Agilent Technologies Inc., США) (аналитик Пантеева С.В.) по методике [Panteeva et al., 2003].

Концентрации элементов рассчитаны относительно международных стандартов AGV-2, BCR-2, JG-2, G-2, GSP-2. Ошибка определений редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляет не более 5%.

3) Выделение гравиконцентрата с зёрнами детритовых цирконов из кварцевых песчаников карагасской и оселковой серии с использованием гравитационного стола (ГС-1) и стандартных тяжелых жидкостей проведено в ИЗК СО РАН, Иркутск. После выделения тяжелой фракции, из каждой пробы вручную (под биноклем) отбирались зёрна циркона (не менее 100 штук). Цирконы погружались в шайбы с эпоксидной смолой и, после застывания, подвергались полировке.

4) Изотопные (U-Pb) геохронологические исследования детритовых цирконов из пород шангулежской свиты карагасской серии и удинской свиты оселковой серии были проведены в Университете наук о Земле (Пекин, КНР) методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) на приборе Finnigan Element II ICP-MS с эксимерным лазером New Wave UP193HE. Инструментальные параметры приборов и методика измерений описаны в [Kooijman et al., 2010]. Изотопные (U-Pb) исследования детритовых цирконов из отложений тагульской и ипситской свит карагасской серии произведены методом LA-ICP-MS в корпорации «Apatite to Zircon, Inc.» (США) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7700x совместно с эксимерным 193 нм лазером Resonetics RESolution M-50 (США). Режимы съемки и параметры приборов описаны в работе [Chew, Donelic, 2012]. Обработка выполненных измерений проводилась с использованием функций пакета Excell® [Kooijman et al., 2010] и программного пакета ISOPLOT (Ludwig, 1999). В расчете при необходимости вводилась поправка на обыкновенный Pb [Stacey, Kramers, 1975]. Значения отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ постоянно контролировали в ходе измерений, чтобы исключить аномальные параметры, связанные с попаданием в область измерений включений, а также участков зёрен с повышенными значениями обыкновенного Pb или фрагментов зёрен, обладающих разной возрастной зональностью. Полученные значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношения были рассчитаны из $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ отношений,

допуская величину $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.88$. Все ошибки были приведены на уровне 2σ .
Диаграммы относительной вероятности возрастов для детритовых цирконов моложе 1 млрд лет были построены по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, для зерен древнее 1 млрд лет по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

ГЛАВА 3. ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД КАРАГАССКОЙ СЕРИИ

Карагасская серия была впервые выделена в позднедокембрийском разрезе Бирюсинского Присаянья А.С. Хоментовским [Хоментовский, 1950]. Терригенно-карбонатные отложения карагасской серии являются одними из наиболее мощных позднедокембрийских толщ региона (рис. 3). В составе карагасской серии традиционно выделяется три свиты (снизу вверх): шангулежская, тагульская (или изанская) и ипситская [Брагин, 1986; Станевич и др., 2007; Хоментовский и др., 1972; Шенфиль, 1991] (рис. 5). Согласно современным представлениям, осадконакопление карагасской серии происходило во внутриконтинентальных условиях [Эволюция..., 2006; Метелкин и др., 2010].

В процессе многолетних исследований менялись представления о возрасте рассматриваемых пород. На многочисленных стратиграфических схемах [Брагин, 1986; Решения..., 1983; Советов, Комлев, 2005; Станевич и др., 2007; Хоментовский, 2002; Шенфиль, 1991] отложения карагасской серии выделяют как единый крупный седиментационный цикл и помещают на различные возрастные уровни в диапазоне 850–600 млн лет. В настоящее время появились новые данные, свидетельствующие о существенных различиях между свитами, объединенными в состав карагасской серии. В частности, Ю.К. Советовым [Советов и др., 2012] было показано, что отложения ипситской свиты с глубоким размывом залегают на нижележащих породах тагульской свиты. Было установлено, что гранулометрический состав терригенных пород ипситской свиты существенно отличается от нижележащих отложений тагульской и шангулежской свит. Отложения последних двух свит, судя по данным ряда исследователей [Брагин, 1986; Решения..., 1983; Советов, Комлев, 2005; Станевич и др., 2007; Хоментовский, 2002; Шенфиль, 1991], образовались в мелководных морских условиях, а большинство пород ипситской свиты формировались в результате штормовой переработки материала эолового происхождения [Советов

и др., 2012]. Приведенные выше аргументы свидетельствуют о том, что осадочные толщи, относимые к единой карагасской серии, не являются формационно идентичными. Эти же наблюдения позволяют ставить вопрос о пересмотре существующих представлений о природе и истории формирования отложений карагасской серии.

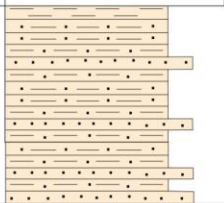


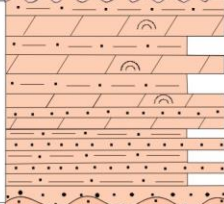
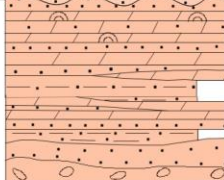
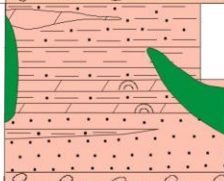

Эпохема	Эратема	Система	Серия	Свита	Колонка	мощн. (м)	Характеристика подразделений
Поздний прерозой	Венд	Оселковая	айсинская	айсинская		100-1000	Айсинская свита Алевролиты, песчаники, аргиллиты
				удинская		75-400	Удинская свита Доломиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты; в основании - мелкогалечные конгломераты и гравелиты
				марнинская		300-450	Марнинская свита Известняки, песчаники, доломиты, алевролиты, аргиллиты, мергели; в основании - диамиктиты (тиллиты)
	Поздний рифей	Карагасская	Ипситская	ипситская		500-1100	Ипситская свита Доломиты серые со строматолитами и микрофитолитами, прослой вишневых аргиллитов, тонких сланцев и кварцитовидных песчаников, кремнистые алевролиты с тонким переслаиванием мелкозернистых песчаников
				тагульская		500-1680	Тагульская свита Доломиты, песчанистые доломиты, алевролиты, кварцевые и кварц-полеволатовые песчаники, в основании - конгломераты
				шангулежская		250-1320	Шангулежская свита Алевролиты, аргиллиты, доломиты, песчаники, кремнистые породы, туфопесчаники, кварцевые песчаники, линзы гравелитов; горизонт конгломератов в основании
							
	AR-PR ₁						

Рисунок 5. Литологическая колонка докембрийских образований Бирюсинского Присяянья (модифицирована после [Решения..., 1983, Брагин, 1986; Галимова и др., 2012]).

3.1. Геологическое положение и особенности строения разрезов терригенных пород карагасской серии

Позднедокембрийские терригенные отложения карагасской серии широко распространены в Присаянском краевом прогибе на юго-западной окраине Сибирского кратона и относятся к Саянскому сегменту Саяно-Байкало-Патомского пояса. Породы карагасской серии с угловым несогласием перекрывают раннедокембрийские образования фундамента Сибирского кратона [Брагин, 1986; Решения..., 1983; Советов, Комлев, 2005 и др.] (рис. 5). В современном плане отложения карагасской серии имеют блоковое строение с небольшим смещением блоков относительно друг друга [Эволюция..., 2006].

Шангулежская свита, с горизонтом конгломератов в основании, представляет низы разреза карагасской серии и с размывом залегает на архейско-раннепротерозойских образованиях фундамента Сибирского кратона. Нижняя часть разреза шангулежской свиты сложена преимущественно полевошпат-кварцевыми песчаниками с линзами гравелитов, конгломератов и алевролитов. Выше по разрезу этой свиты залегают микрофитолитовые и строматолитовые доломиты, переслаивающиеся с алевролитами, аргиллитами и кремнистыми породами. Для шангулежской свиты характерна выдержанность литологического состава и мощностей по простиранию. Мощность шангулежской свиты варьируется от 250 до 1320 м [Советов, Комлев, 2005; Эволюция..., 2006; Галимова и др., 2012].

Терригенно-осадочные толщи тагульской свиты с небольшим размывом залегают на породах шангулежской свиты и представлены красноцветными терригенно-карбонатными отложениями. Нижняя часть разреза с мелкогалечными конгломератами и гравелитами в основании сложена песчаниками и алевролитами с прослоями доломитов. Выше залегает толща тонкого ритмичного переслаивания алевролитов, алевритистых аргиллитов с прослоями доломитов, участками микрофитолитовых и строматолитовых [Советов и др., 2012]. Общая мощность отложений тагульской свиты варьирует от 500 до 1680 м [Галимова и др., 2012].

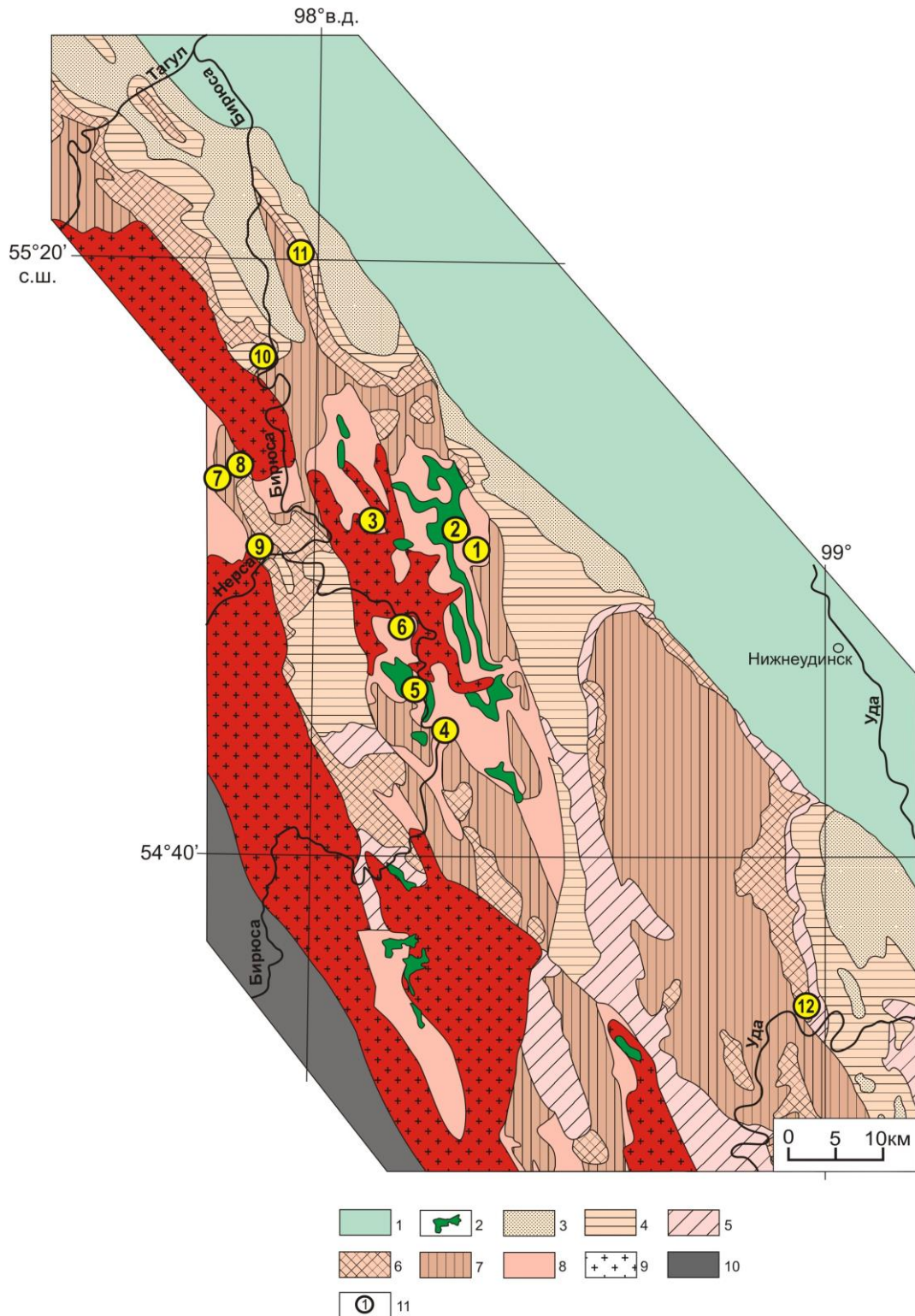


Рисунок 6. Геологическая карта участка детальных работ (модифицирована после [Галимова и др., 2012]).

Условные обозначения: 1 - фанерозойские образования чехла Сибирской платформы; 2 – дайки и силлы долеритов и габбродолеритов; 3-5 - оселковая

серия: 3 - песчаники, алевролиты и аргиллиты айсинской свиты; 4 - песчаники, алевролиты, аргиллиты и гравеллиты удинской свиты; 5 - алевролиты, песчаники, известняки и доломиты марнинской свиты; 6-8 - карагасская серия: 6 - алевролиты, песчаники и доломиты ипситской свиты; 7 - песчаники, аргиллиты, алевролиты и доломиты тагульской свиты; 8 - конгломераты, песчаники, алевролиты и доломиты шангулежской свиты; 9 - раннепротерозойские гранитоиды саянского комплекса; 10 - раннепротерозойские - позднеархейские образования Бирюсинского блока фундамента Сибирского кратона; 11 - места отбора проб для исследований и их номера (см. Табл. 1).

Ипситская свита со стратиграфическим несогласием залегает на отложениях тагульской свиты [Советов и др., 2012]. В составе ипситской свиты выделяются две подсвиты: нижняя, однородная по составу, сложена тонкозернистыми кварц-полевошпатовыми кварцитовидными песчаниками; верхняя подсвита отличается резкой сменой набора осадочных пород и сложена доломитами, микрофитолиновыми доломитами, часто окремненными, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. Суммарная мощность отложений ипситской свиты составляет от 500 до 1100 м [Галимова и др., 2012; Советов и др., 2012].

Возраст отложений карагасской серии принимается как позднерифейский на основании находок средне- и верхнерифейских строматолитов и микрофитолинов [Решения..., 1983], а также учитывая наличие в разрезе шангулежской свиты габбро-долеритов нерсинского комплекса с возрастом около 740 млн лет [Gladkochub et al., 2006].

Терригенные отложения шангулежской, тагульской и ипситской свит карагасской серии были изучены в коренных обнажениях, расположенных по левому и правому бортам р. Бирюса в ее среднем течении (рис. 6). Отбор проб и образцов из пород шангулежской свиты произведен по четырем разрезам, породы тагульской свиты были изучены в трех разрезах, отложения ипситской свиты опробованы в трех разрезах. Для литогеохимических, петрографических и

геохронологических исследований всего отобрано более пятидесяти проб песчаников и алевропесчаников из терригенно-карбонатных пород шангулежской, тагульской и ипситской свит карагасской серии.

3.2. Петрографическая характеристика терригенных пород карагасской серии

Классификация пород карагасской серии приведена на основании классификационных диаграмм для песчаных и алевритовых пород по Н.В. Логвиненко (рис. 7а) [Логвиненко, 1974] и Ф.Дж. Петтиджону (рис. 7б) [Pettijohn, 1972].

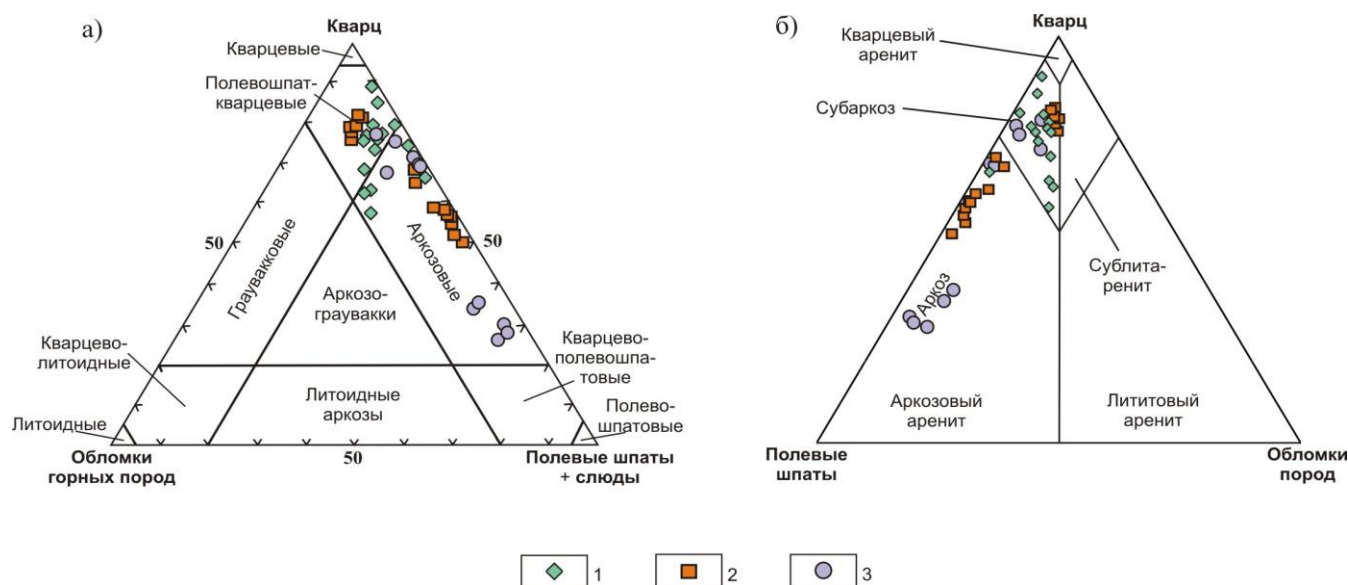


Рисунок 7. Классификация песчаных и алевритовых пород карагасской серии: а – по Н.В. Логвиненко [Логвиненко, 1974]; б – по Ф.Дж. Петтиджону [Петтиджон, 1981].

Условные обозначения: фигуративные точки песчаников и алевропесчаников 1 – шангулежской свиты; 2 – тагульской свиты; 3 – ипситской свиты.

Фигуративные точки минеральных составов терригенных пород шангулежской, тагульской и ипситской свит на диаграмме Кварц – Обломки пород – Полевые шпаты+Слюды [Логвиненко, 1974] расположились в полях

аркозовых и кварц-полевошпатовых песчаников, на диаграмме Кварц – Полевые шпаты – Обломки пород [Петтиджон, 1981], точки составов пород карагасской серии разместились в полях значений аркозов и субаркозов. Также, среди пород шангулежской и тагульской свит, в соответствии с классификацией песчаных и алевритовых пород по Н.В. Логвиненко [Логвиненко, 1974] выделяются карбонатные песчаники.

3.2.1. Шангулежская свита

Терригенные отложения шангулежской свиты представлены аркозовыми песчаниками и алевропесчаниками, а также карбонатными песчаниками.

Аркозовые песчаники сложены обломочным материалом плохой и средней степени сортировки (рис. 8а). Среди обломков различаются полуокатанные (80%), не окатанные (20%), изредка отмечаются окатанные обломки (5-15%). Размер зерен изменяется от 0.06–0.1 мм до 0.3–0.6–1.5 мм. Они характеризуются псаммитовой структурой и массивной, иногда ориентированной структурой. Для аркозовых песчаников шангулежской свиты характерен регенерационный, реже контактовый цемент. В минеральном составе этих пород преобладают кварц (56–88%) и полевые шпаты (8–22%). Второстепенные минералы представлены ильменитом и титанитом. Акцессорные минералы: циркон, турмалин и апатит. Обломки пород (1–18%) представлены гранитоидами и кварцитами. Вторичные изменения выражены повсеместным распространением аутигенных светлых слюд, регенерацией обломочных зерен кварца, пелитизацией обломочных зерен калиевого полевого шпата с образованием глинисто-гидрослюдистого агрегата, а также гребневидным обрастанием обломков калиевых полевых шпатов аутигенным калиевым полевым шпатом.

Аркозовые алевропесчаники сложены несортированным, полуокатанным (20–85%), неокатанным (70–90%), реже окатанным (10–15%) обломочным материалом (рис. 8б). Размер обломочных зерен изменяется от 0.01 до 0.06 мм, изредка, в подчиненном количестве отмечаются обломочные зерна 0.1–1.0–1.2 мм. Аркозовые алевропесчаники шангулежской свиты обнаруживают

алевритовую и алевро-псаммитовую структуру, а также пятнистую текстуру. Для них характерен регенерационный, базально-поровый, глинистый, иногда глинисто-гидрослюдистый цемент. В минеральном составе преобладают кварц (55–60%) и полевые шпаты (15–30%). Из второстепенных минералов отмечаются биотит и аутигенная светлая слюда. Акцессорные минералы представлены титанитом, цирконом и турмалином. Среди обломков пород (8–15%) диагностируются гранитоиды и кварциты. Вторичные изменения аркозовых песчаников шангулежской свиты выражены катаклазом, пелитизацией обломков калиевых полевых шпатов, замещением глинистого цемента глинисто-гидрослюдистым агрегатом (иллит–серицит–гидромусковит), а также частичной регенерацией кварца по периферии его обломков и уплотнением структуры цемента (рис. 8б). Проявляется агрессивное поведение цементирующей глинисто-гидрослюдистой массы, замещающей обломочный материал. В частности, обломки кварца и калиевых полевых шпатов обрастают аутигенным глинисто-гидрослюдистым агрегатом (иллит–серицит–гидромусковит). В некоторых образцах отмечается обрастание обломков калиевых полевых шпатов новообразованным калиевым полевым шпатом. По микротрещинам в породе развивается иллит–гидромусковит, а также аутигенный кварц. В отдельных случаях отмечается слабая хлоритизация цемента.

Карбонатные песчаники шангулежской свиты представлены несортированными окатанными (20%) и неокатанными (80%) обломками (рис. 8ж). Среди обломков преобладают ксеноморфные зерна карбоната (75–80%), пропитанные мелкими включениями гидроокислов железа. Кроме этого, в породе присутствуют обломки кварца (4–10%) и полевых шпатов (3–7%), контуры которых реакционные, разъедены цементом. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, мусковитом. Цемент базально-поровый. Состав цемента карбонатный. Эпигенетические изменения проявлены слабым катаклазом и кальцитизацией, что подтверждается присутствием микротрещин, заполненных кальцитом.

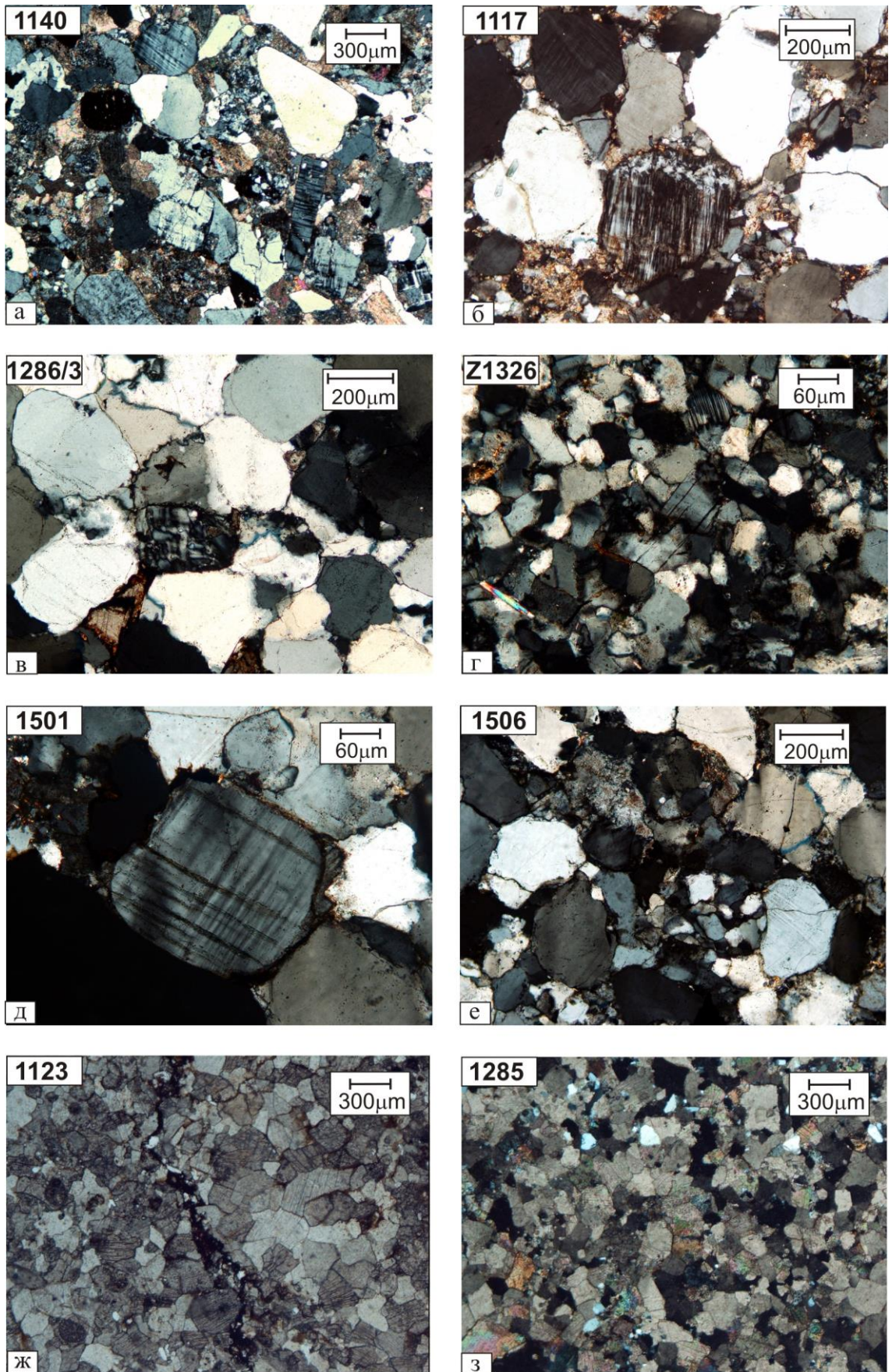


Рисунок 8. Микрофотографии шлифов терригенных пород карагасской серии (николи ×).

3.2.2. Тагульская свита

Среди терригенных пород тагульской свиты выделяются аркозовые песчаники и алевропесчаники, а также карбонатные песчаники.

Аркозовые песчаники тагульской свиты сложены окатанными (10–13%), полуокатанными (85–88%) и неокатанными (2%) обломками средней степени сортировки (рис. 8в). Размер обломочных зерен изменяется от 0.4–0.6 до 0.8 мм, изредка отмечаются обломки алевроитовой размерности (0.02–0.04 мм). Для этих песчаников характерна псаммитовая структура и массивная текстура. Цемент контактовый, регенерационный. Среди обломочной массы наиболее распространены кварц (75–80%) и полевые шпаты (10–12%). Из второстепенных минералов отмечаются ильменит и титанит. Акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом. Обломки пород (7–10%) представлены гранитоидами и кварцитами. Вторичные изменения проявлены регенерацией обломочных зерен кварца, а также пилитизацией обломков калиевого полевого шпата с образованием глинисто-гидрослюдистого агрегата.

Аркозовые алевропесчаники сложены полуокатанным (80–92%), неокатанным (5–20%), реже окатанным (1–3%) обломочным материалом, плохой и средней степени сортировки (рис. 8з). Размер обломочных зерен составляет от 0.01–0.02 до 0.06–0.08, иногда отмечаются обломки от 0.12 до 0.15 мм. Структура алевроитовая, реже алевро-псаммитовая, ориентированную текстуру алевропесчаников тагульской свиты обуславливают однонаправленно – ориентированные чешуйки аллотигенных хлоритизированных слюд (биотит и мусковит). Цемент кварцевый – регенерационный, нередко отмечается контактовый глинистый цемент. Среди обломочной массы преобладают зерна кварца (60–45%) и полевых шпатов, представленных калиевыми полевыми шпатами (12–31%) и плагиоклазами (10–25%). Второстепенные минералы: хлоритизированные биотит (2–3%) и мусковит (1–2%), серицит (1%), а также титанит (5–8%) и ильменит (1–3%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом и турмалином. Содержание обломков пород составляет 1–4%, среди них определяются гранитоиды, кварциты и эффузивы кислого состава.

Эпигенетические преобразования проявлены интенсивной пелитизацией обломочных зерен калиевых полевых шпатов и регенерацией кварца. Кроме того повсеместно отмечается хлоритизация реликтовых чешуек биотита и мусковита, а также гидратация биотита (по-видимому происходит вынос железа).

Карбонатные песчаники тагульской свиты сложены ксеноморфными зернами кальцита (70–75%) (определение при помощи окрашивания шлифа ализарином красным) и кварцем (10–12%) (рис. 8з). Размер обломков изменяется от 0.02 до 0.5–0.6 мм. Второстепенные минералы представлены сидеритом, который встречается как в единичных зернах, так и в гнездах и линзах (8–10%), плагиоклазом (3–4%) и деформированными чешуйками мусковита (1–2%). Среди аксессуарных минералов наблюдаются зерна циркона. Цемент базально-поровый, карбонатный. Обломки пород представлены аргиллитом (2–3%). Вторичные изменения проявлены разъеданием всей обломочной массы гидроокислами железа.

3.2.3. Ипситская свита

Изученные терригенные породы ипситской свиты представлены аркозовыми песчаниками и алевропесчаниками, а также карбонатными песчаниками.

Аркозовые песчаники сложены полуокатанными (70%), неокатанными (25 – 30%) и редко окатанными (1-5%) обломочными зернами средней степени сортировки (рис. 8д). Размер зерен от 0.1–0.2 до 0.3–0.6 мм, изредка отмечаются обломки до 0.9 мм. Структура псаммитовая. Микрослоистую текстуру определяют неоднородно чередующиеся микрослойки, в одних из которых присутствует контактово-поровый глинистый цемент, в других – кварцевый, регенерационный. Среди обломочной массы преобладают кварц (32–75%) и полевые шпаты, представленные плагиоклазом (9–28%) и калиевыми полевыми шпатами (11–18%). Второстепенные минералы: биотит (4%), серицит (4%), ильменит (3%), титанит (1%). Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, турмалин, апатит. Обломки пород (4–8%) – гранитоиды, кварциты, аргиллиты и

алевроаргиллиты. Эпигенетические преобразования выражены неравномерной регенерацией обломочных зерен кварца, гребневидным обрастанием обломков калиевых полевых шпатов аутигенным калиевым полевым шпатом и пелитизацией калиевых полевых шпатов с образованием глинисто-гидрослюдистого агрегата. Обломочные зерна плагиоклаза серицитизированы, имеют реакционные контуры и частично замещаются аутигенным калиевым полевым шпатом. Кроме того, наблюдается гидратация и хлоритизация реликтового биотита.

Аркозовые алевропесчаники ипситской свиты сложены полуокатанным (60–70%), неокатанным (35%) и редко окатанным (1–5%) обломочным материалом средней степени сортировки (рис. 8e). Размер обломочных зерен преимущественно 0.01–0.03–0.1 мм, редко отмечаются обломки 0.3–0.5 мм. Структура алевропсаммитовая. Пятнистая текстура обуславливается неравномерным распространением микровключений гидроокислов железа по поверхности пелитизированных зерен калиевых полевых шпатов. Микрослоистость породы подчеркивается чередующимися слоями, в одних из которых наблюдается контактово-регенерационный кварцевый цемент, в других – глинистый. Среди обломков пород преобладают кварц (25–76%) и полевые шпаты, представленные калиевыми полевыми шпатами (12–30%) и плагиоклазами (27–34%). Второстепенные минералы: биотит (3–5%), мусковит (1–5%), серицит (1–4%), ильменит (1–3%). Из минералов группы акцессориев отмечены циркон, турмалин, титанит и апатит. Содержание обломков пород не превышает 4–10%, среди них присутствуют гранитоиды, кварциты, доломиты и аргиллиты. Эпигенетические преобразования обусловлены регенерацией обломочных зерен кварца, пелитизацией калиевых полевых шпатов с образованием глинисто-гидрослюдистого агрегата, серицитизацией плагиоклаза, а также хлоритизацией биотита, окварцеванием обломков доломита и образованием аутигенного турмалина.

Карбонатные песчаники ипситской свиты сложены развальцованными, криптозернистыми обломочными зернами доломита (84–86%) размер которых

изменяется от 0.1 до 0.6 мм, местами они переходят в линзовидно-полосчатые образования, размер которых составляет 0.12–8 мм. Цемент карбонатный. Структура разномерная, текстура слоистая. Также в породе присутствуют обломочные зерна кварца (8–10%) и полевых шпатов (2–3%), контуры которых извилистые, реакционные. В небольшом количестве отмечается мусковит (2–3%). Акцессорные минералы представлены цирконом. Эпигенетические преобразования выражены окварцеванием обломочных зерен доломита, а также агрессивным поведением карбонатного цемента, разъедающего обломки кварца и полевых шпатов.

Таким образом, результаты петрографических исследований терригенных отложений карагаской серии свидетельствуют в пользу того, что одними из основных источников сноса являлись гранитоиды, обломки которых в достаточном количестве присутствуют во всех изученных образцах. В пользу этого вывода свидетельствует и минеральный состав изученных толщ. Так, песчаники и алевропесчаники шангулежской, тагульской и ипситской свит обнаруживают кварц-полевошпатовый состав, акцессорные минералы в основном представлены цирконом, апатитом и турмалином. Признаки эпигенетических преобразований, выраженные глинизацией калиевых полевых шпатов а также регенерацией обломочных зерен кварца и полевых шпатов свидетельствуют о том, что терригенные отложения карагаской серии претерпели изменения в условиях катагенеза [Юдович, Кетрис, 2008; Япаскурт, 1994].

3.3. Литогеохимическая характеристика терригенных пород карагаской серии

Согласно существующим на сегодняшний день методикам изучения осадочных толщ [Pettijohn et al., 1972; Nesbitt, Young, 1982; Dickinson et al., 1983; Bhatia, Crook, 1986; Fedo et al., 1995; Юдович, Кетрис, 2000; Эволюция..., 2001; Маслов, 2005 и др.], использование литогеохимических данных позволяет расшифровать как вещественный состав пород в области источника сноса этих пород, так и геодинамические условия бассейна их седиментации.

Петрохимическая классификация терригенных пород карагасской серии проведена с использованием диаграммы Ф. Дж. Петтиджона с соавторами [Pettijohn et al., 1972]. Генетическая типизация терригенных пород приведена на основании использования системы петрохимических модулей [Юдович, Кетрис, 2000]. Содержания петрогенных оксидов в исследованных образцах пород карагасской серии, а также рассчитанные значения петрохимических модулей приведены в Таблице 1.

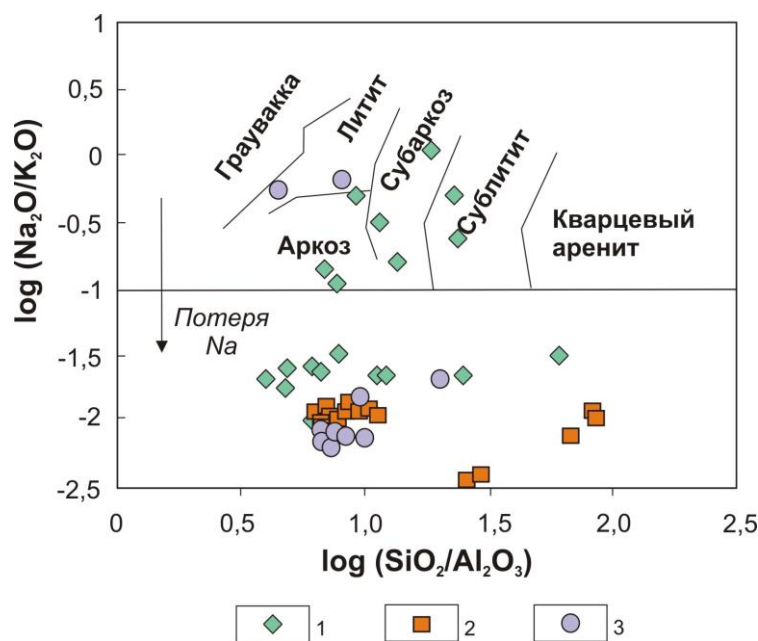


Рисунок 9. Классификационная диаграмма $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ – $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ для песчаников [Pettijohn et al., 1972].

Условные обозначения: 1 – точки составов песчаников и алевропесчаников шангулежской свиты; 2 – тагульской свиты; 3 – ипситской свиты.

3.3.1. Шангулежская свита

Петрогенные элементы

На классификационной диаграмме Ф. Дж. Петтиджона с соавторами [Pettijohn et al., 1972] (рис. 9) фигуративные точки аркозовых песчаников и алевропесчаников шангулежской свиты расположились преимущественно в полях аркозов, субаркозов, и сублититов. При этом большинство точек составов демонстрирует потерю Na_2O .

Аркозовые песчаники и алевропесчаники шангулежской свиты обнаруживают различные содержания SiO_2 , варьирующие от 65.16 до 96.56 мас.%. Рассчитанные значения гидролизатного модуля ($\text{ГМ}=0.02\text{--}0.23$) позволяют

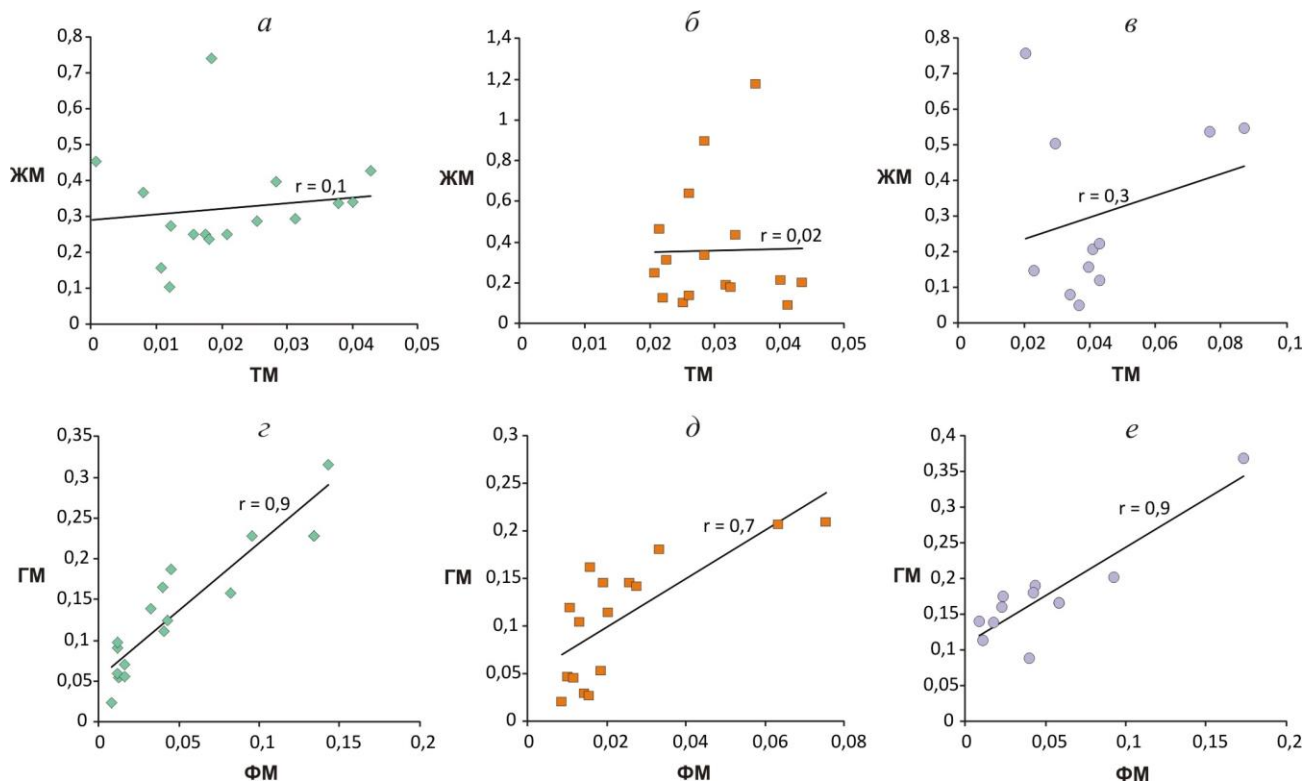


Рисунок 10. Диаграммы ТМ-ЖМ и ФМ-ГМ для терригенных пород шангулежской (а, г), тагульской (б, д) и ипситской (в, е) свит карагасской серии.

Условные обозначения: (см. рис. 9).

классифицировать их как гипер-, супер- и нормосилиты. Низкие значения MgO (0.06–2.96), а также низкие показатели титанистости ($\text{ТМ}=0.01\text{--}0.04$), положительная корреляция ТМ–ЖМ ($r = 0.1$) и ГМ–ФМ ($r = 0.9$), (рис. 10 а, г), дают основание отнести их к петрогенным осадочным породам [Юдович, Кетрис, 2000].

Карбонатные песчаники шангулежской свиты обнаруживают содержания SiO_2 варьирующие от 22.06 до 51.50. Для них характерно преобладание оксидов кальция над оксидами магния (см. Таблицу 1). По значению отношения $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{MnO})$, изменяющемуся от 0.80 до 1.33, песчаники этой группы

относятся к доломитовым породам кальциево-(железо)-магниевого класса [Юдович, Кетрис, 2000].

Редкие и рассеянные элементы

Содержания редких и рассеянных элементов в проанализированных образцах аркозовых песчаников и алевропесчаников шангулежской свиты приведены в Таблице 2. Для наглядного представления особенностей распределения этих элементов в изученных породах приведено их сопоставление со средним протерозойским кратонным песчаником [Condie, 1993] (далее по тексту - СПКП).

В результате сопоставления концентраций ряда элементов-примесей в песчаниках и алевропесчаниках шангулежской свиты с содержаниями их в СПКП было установлено, что исследуемые породы обнаруживают повышенные значения Rb, Ba, Co, Ni и Zr ($Rb_{cp.}=93$ г/т, $Ba_{cp.}=320$ г/т, $Co_{cp.}=5$ г/т, $Ni_{cp.}=20$ г/т, $Zr_{cp.}=168$ г/т) относительно СПКП, для которого принимаются содержания Rb=30 г/т, Ba=190 г/т, Co = 3 г/т, Ni = 11 г/т, Zr = 89 г/т. Концентрации ниобия ($Nb_{cp.}=4$ г/т) и иттрия ($Y_{cp.}=10$ г/т), а также тория и урана ($Th_{cp.}=5$ г/т; $U_{cp.}=1.1$ г/т) в исследуемых породах близки таковым в СПКП ($Nb=3.7$ г/т, $Y=10.3$ г/т, $Th=4.2$ г/т, $U=1.2$ г/т).

Терригенные отложения шангулежской свиты характеризуются фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов ($La_n/Yb_n=4.0-30.0$) и обогащением легкими лантаноидами ($La_n/Sm_n=3.1-6.7$) относительно тяжелых ($Gd_n/Yb_n=0.8-3.4$) (рис. 11).

Для большинства образцов фиксируется отрицательная европиевая аномалия ($(Eu/Eu^*=0.52-0.7)$). Два образца аркозовых алевропесчаников (обр. 1133 и 1134) составили исключение и обнаруживают отсутствие европиевой аномалии (образец 1133 $Eu/Eu^*=1.03$; образец 1134 $Eu/Eu^*=0.92$). В целом, для песчаников и алевропесчаников шангулежской свиты характерны как близкие, так и повышенные и пониженные концентрации РЗЭ относительно СПКП, что может быть связано с различной степенью «глинизации» исследуемых пород вследствие эпигенетических преобразований [Интерпретация..., 2001; Маслов, 2005].

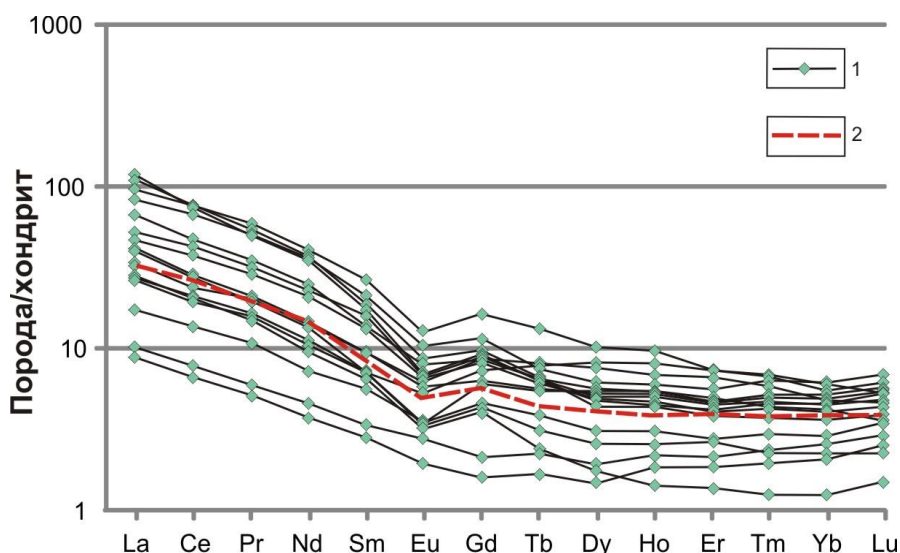


Рисунок 11. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Boynon, 1984] для терригенных пород шангулежской свиты.

Условные обозначения: 1 – спектры распределения РЗЭ в терригенных отложениях шангулежской свиты; 2 – спектры распределения РЗЭ в среднем протерозойском кратонном песчанике [Condie, 1993].

3.3.2. Тагульская свита

Петрогенные элементы

Содержания петрогенных оксидов и рассчитанные значения петрохимических модулей для песчаников и алевропесчаников тагульской свиты приведены в Таблице 1. На классификационной диаграмме Ф.Дж. Петтиджона с соавторами [Pettijohn et al., 1972] (рис. 9) большинство фигуративных точек этих пород демонстрируют низкие содержания Na_2O , и высокие концентрации K_2O и расположились в полях аркозов, субаркозов и сублититов.

Содержание SiO_2 в аркозовых песчаниках и алевропесчаниках тагульской свиты изменяется от 97.22 до 74.73 мас.% (см. Таблицу 1). Значения гидролизатного модуля (ГМ) в исследуемых породах, варьирующиеся в широком диапазоне (ГМ=0.02–0.21), позволяют классифицировать их как гипо-, нормо-, и суперсилиты. Все проанализированные образцы пород тагульской свиты характеризуются пониженной магнезиальностью MgO (0.07–0.91), а также низкой

титанистостью ($TM=0.02-0.04$). Для них отмечается положительная корреляция $TM-JM$ ($r = 0.02$) и $GM-ФM$ ($r = 0.7$), (рис. 10 б, д), что позволяет аттестовать их как петрогенные осадочные породы [Юдович, Кетрис, 2000].

Карбонатные песчаники тагульской свиты обнаруживают высокие концентрации CaO (25.98–27.56 мас.%) и MgO (16.81–17.96 мас.%), а также CO_2 (40.37–42.57 мас.%). Содержания SiO_2 в них не превышает 8–10 мас.% (Таблица 1). Значение отношения $CaO/(MgO+FeO+MnO)$ изменяется от 1.33 до 1.38, что позволяет отнести их к кальциево-(железо)-магниевым породам [Юдович, Кетрис, 2000].

Редкие и рассеянные элементы

Концентрации редких и редкоземельных элементов в аркозовых песчаниках и алевропесчаниках тагульской свиты приведены в Таблице 2. Также как и для терригенных отложений шангулежской свиты, содержания редких рассеянных элементов в породах тагульской свиты были сопоставлены с концентрациями таковых в СПКП [Condie, 1993].

Аркозовые песчаники и алевропесчаники тагульской свиты карагасской серии характеризуются значительно повышенными концентрациями рубидия ($Rb_{cp.}=85$ г/т), бария ($Ba_{cp.}=538$ г/т) и кобальта ($Co_{cp.}=7$ г/т) относительно СПКП и близкими к указанному эталону содержаниями никеля ($Ni_{cp.}=12$ г/т). Уровни концентраций циркония в породах тагульской свиты ($Zr_{cp.}=218$ г/т) в два раза превышают концентрацию таковых в СПКП, а ниобий ($Nb_{cp.}=5$ г/т) и иттрий ($Y_{cp.}=14$ г/т) аналогичны указанному эталону. Уровни содержания радиоактивных элементов в песчаниках и алевропесчаниках тагульской свиты ($Th_{cp.}=6$ г/т; $U_{cp.}=1.9$ г/т) немного повышены относительно их содержания в СПКП. Песчаники и алевропесчаники тагульской свиты обнаруживают фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ($La_n/Yb_n=4.9-24.4$), а также обогащение легкими лантаноидами ($La_n/Sm_n=2.5-5.1$) относительно тяжелых ($Gd_n/Yb_n=1.1-2.8$) (рис. 12). Для всех исследованных пород тагульской свиты характерно наличие отчетливой отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^*=0.55-0.83$). Следует отметить, что концентрации РЗЭ в песчаниках и алевропесчаниках

тагульской свиты обнаруживают близкие, повышенные или пониженными концентрации РЗЭ относительно среднего протерозойского кратонного песчаника [Condie, 1993].

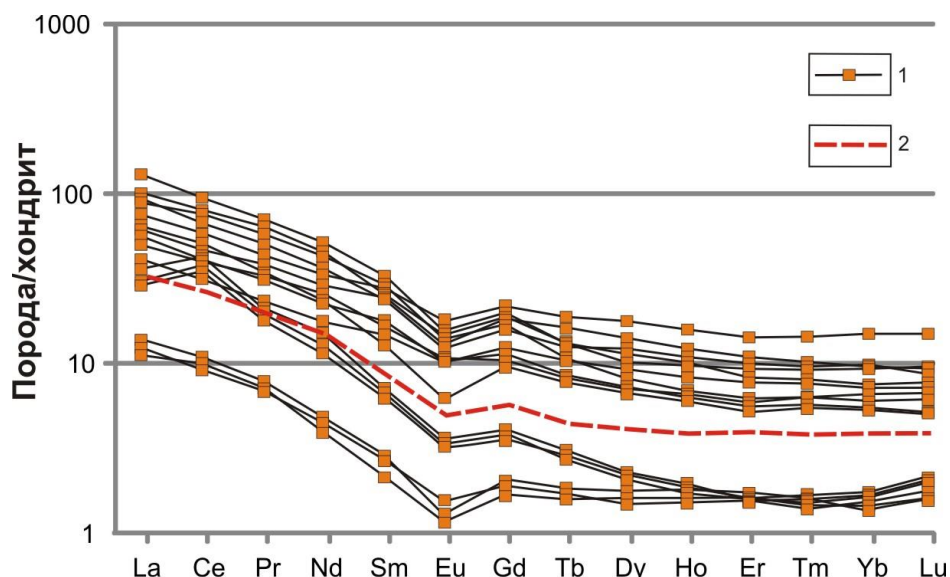


Рисунок 12. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Boynston, 1984] для терригенных пород тагульской свиты.

Условные обозначения: 1 – спектры распределения РЗЭ в терригенных отложениях тагульской свиты; 2 – спектры распределения РЗЭ в среднем протерозойском кратонном песчанике [Condie, 1993].

3.3.3. Ипситская свита

Петрогенные элементы

Содержания петрогенных оксидов в породах ипситской свиты карагасской серии, а также рассчитанные значения петрохимических модулей приведены в Таблице 1. На классификационной диаграмме Ф.Дж. Петтиджона с соавторами [Pettijohn et al., 1972] (рис. 9) точки составов терригенных пород ипситской свиты расположились преимущественно в полях лититов, аркозов и субаркозов. Кроме того, большинство точек составов на данной диаграмме демонстрирует весьма низкие содержания Na_2O , а также обогащение K_2O .

Аркозовые песчаники и алевропесчаники ипситской свиты обнаруживают высокие концентрации SiO_2 , изменяющиеся от 63.42 до 88.35 мас.%. Величина значений гидролизатного модуля (ГМ) не превышает 0.19–0.20, что позволяет классифицировать их как гипосилиты. Исключение составил один образец (обр. 1505, см. Таблицу 1), для которого отмечается повышенное, относительно других образцов пород ипситской свиты значение $\text{ГМ}=0.37$, что в соответствии с классификацией Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [Юдович, Кетрис, 2000] позволяет отнести его к нормосилитам. Низкая магнезиальность ($\text{MgO}=0.08\text{--}2.73$), гипо- и нормотитанистость ($\text{ТМ}=0.02\text{--}0.09$), а также положительная корреляция ТМ-ЖМ ($r = 0.3$) и ГМ-ФМ ($r = 0.9$) (рис. 10 в, е), является прямым признаком того, что они являются петрогенными осадочными породами [Юдович, Кетрис, 2000].

Карбонатные песчаники ипситской свиты характеризуются преобладанием CaO (от 11.63 до 20.22 мас.%) над MgO (от 8.05 до 13.96 мас.%). Кроме того в них фиксируются высокие концентрации CO_2 (17.91–31.59 мас.%). Содержания SiO_2 в этих песчаниках изменяется от 26.89 до 54.73 мас.%. Величина значения $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{MnO})$, изменяющаяся от 1.28 до 1.32 позволяет классифицировать карбонатные песчаники ипситской свиты как кальциево-(железо)-магниевые доломитовые породы [Юдович, Кетрис, 2000].

Редкие и рассеянные элементы

Содержания редких и редкоземельных элементов в аркозовых песчаниках и алевропесчаниках ипситской свиты приведены в Таблице 2. Для наглядного представления особенностей распределения этих элементов в изученных породах приведено их сопоставление со средним протерозойским кратонным песчаником [Condie, 1993] (СПКП).

Терригенные отложения ипситской свиты карагасской серии характеризуются повышенными концентрациями Rb ($\text{Rb}_{\text{ср.}}=89$ г/т), Ba ($\text{Ba}_{\text{ср.}}=390$ г/т) и Co ($\text{Co}_{\text{ср.}}=6$ г/т) относительно СПКП, при этом концентрации Ni в песчаниках и алевропесчаниках ипситской свиты ($\text{Ni}_{\text{ср.}}=12$ г/т) сопоставимы с указанным эталоном. Уровни накопления Zr ($\text{Zr}_{\text{ср.}}=294$ г/т), ниобия ($\text{Nb}_{\text{ср.}}=7$ г/т) и

иттрия ($Y_{cp.} = 17$ г/т), а также радиоактивных элементов ($Th_{cp.} = 7$ г/т; $U_{cp.} = 2.2$ г/т) в два-три раза превышают содержания их в СПКП.

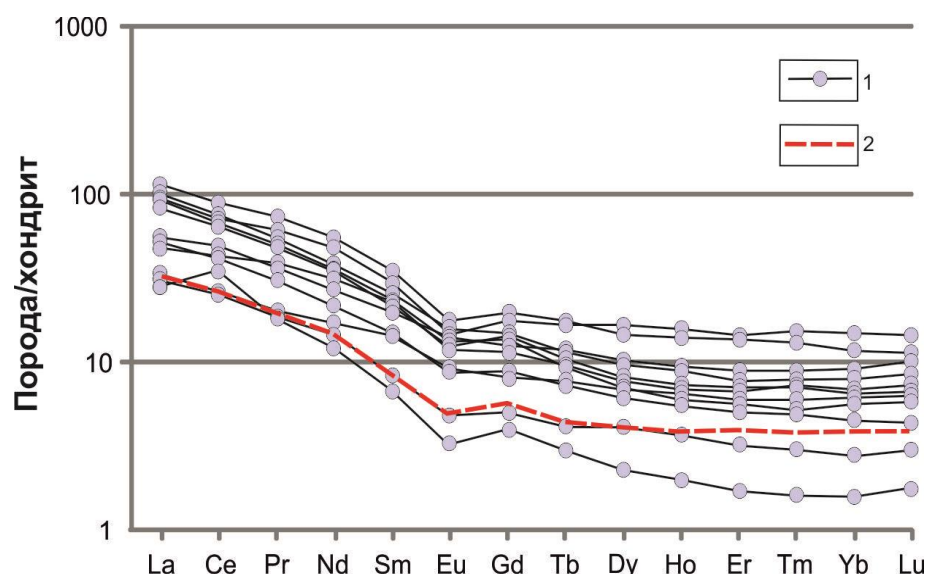


Рисунок 13. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] для терригенных пород ипситской свиты.

Условные обозначения: 1 – спектры распределения РЗЭ в терригенных отложениях ипситской свиты; 2 – спектры распределения РЗЭ в среднем протерозойском кратонном песчанике [Condie, 1993].

Образцы пород ипситской свиты характеризуются фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов ($La_n/Yb_n = 5.5-17.5$) и обогащением легкими лантаноидами ($La_n/Sm_n = 2.2-3.9$) относительно тяжелых ($Gd_n/Yb_n = 1.3-2.4$) (рис. 13).

Для всех исследованных образцов песчаников и алевропесчаников ипситской свиты фиксируется отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.72-0.89$). В целом, песчаники и алевропесчаники ипситской свиты обнаруживают близкие или повышенные концентрации РЗЭ относительно СПКП [Condie, 1993].

3.4. История выветривания терригенных отложений карагасской серии

Интенсивность химического выветривания пород на палеоводосборах существенно меняет состав компонентов, слагающих эти породы. В процессе химического выветривания происходит вынос наиболее подвижных элементов и в корях выветривания накапливаются наиболее инертные окислы. Интенсивность процессов химического изменения пород в области источника сноса, а также зрелость пород, поступивших в бассейн седиментации можно оценить количественно с помощью данных о вещественном составе осадочных пород [Эволюция..., 2001; Маслов, 2005].

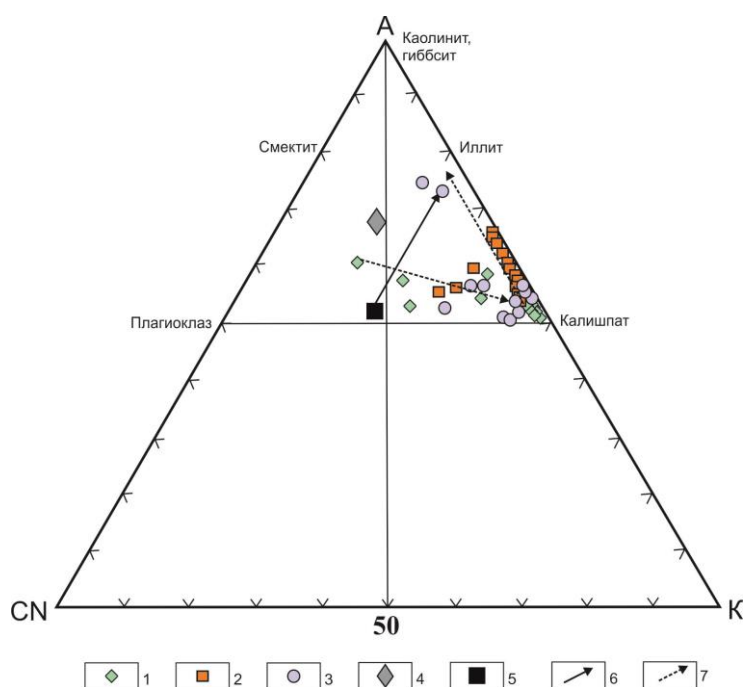


Рисунок 14. Диаграмма A-CN-K ($Al_2O_3-(CaO^*+Na_2O)-K_2O$) [Nessbit, Young, 1989] для терригенных пород карагасской серии.

Условные обозначения: 1 – фигуративные точки песчаников и алевропесчаников шангулежской свиты; 2 – тагульской свиты; 3 – ипситской свиты; 4 – точка состава среднего протерозойского кратонного песчаника [Condie, 1993]; 5 – фигуративная точка среднего гранита [Condie, 1993]; 6 – тренд выветривания среднего гранита [Интерпретация..., 2001]; 7 – тренд выветривания исследуемых пород.

В настоящее время, для определения степени химического преобразования пород в области источника сноса, наиболее широко используется индекс химического выветривания CIA [Nesbitt, Young, 1982], который рассчитывается по молекулярным количествам петрогенных оксидов: $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)]$, где CaO^* учитывается как доля CaO без учета кальция, входящего в состав карбоната. Графическое выражение степени химического преобразования терригенных пород приводится с помощью треугольной диаграммы A–CN–K (Al_2O_3 –($CaO^* + Na_2O$)– K_2O) [Nesbitt, Young, 1989; Эволюция..., 2001], которая иллюстрирует направленность химического преобразования пород в области источника, а также позволяет оценить применимость индекса CIA для оценки степени химического выветривания [McLennan et al., 1993].

На диаграмме A–CN–K (рис. 14) фигуративные точки аркозовых песчаников и алевропесчаников шангулежской, тагульской и ипситской свит карагасской серии находятся ниже точки состава СПКП [Condie, 1993] и отклоняются от линии тренда выветривания среднего гранита [Эволюция..., 2001], а также смещаются в сторону полюса К (точка состава калиевого полевого шпата) и образуют два тренда. Первый тренд прослеживается от линии выветривания среднего протерозойского гранита к точке состава калиевого полевого шпата. Этот тренд образуют фигуративные точки пород, для которых характерны наименьшие среди проанализированных пород значения K_2O/Na_2O , эти образцы были отобраны на трех участках (Т.н. 2, 5, 6, и 12 см. Таблицу 1 и рис. 6). Направление этого тренда указывает на вынос Na_2O и увеличение концентраций K_2O в процессе эпигенетических преобразований [Fedо et al., 1995; Япаскурт, 1994; Юдович, Кетрис, 2008; McLennan, 2001; Varga and Szakmany, 2004; Varga et al., 2007].

Данный вывод подтверждается петрографическими и литохимическими данными. Так, наиболее отличительными петрографическими характеристиками проанализированных терригенных пород шангулежской, тагульской и ипситской свит, образующих этот тренд, являются присутствие в этих породах аутигенного

калиевого полевого шпата, а также обрастание обломков кварца и калиевого полевого шпата глинисто-гидрослюдистым агрегатом (иллит-гидромусковит) (рис. 8). Характерной литохимической особенностью большинства фигуративных точек составов образцов терригенных пород, образующих этот тренд, являются резко повышенные содержания K_2O относительно весьма низких значений Na_2O , по сравнению со средним протерозойским кратонным песчаником (СПКП) [Condie, 1993] и, соответственно, они обнаруживают значения K_2O/Na_2O варьирующиеся от 1 до 9 (Таблица 1, рис. 15).

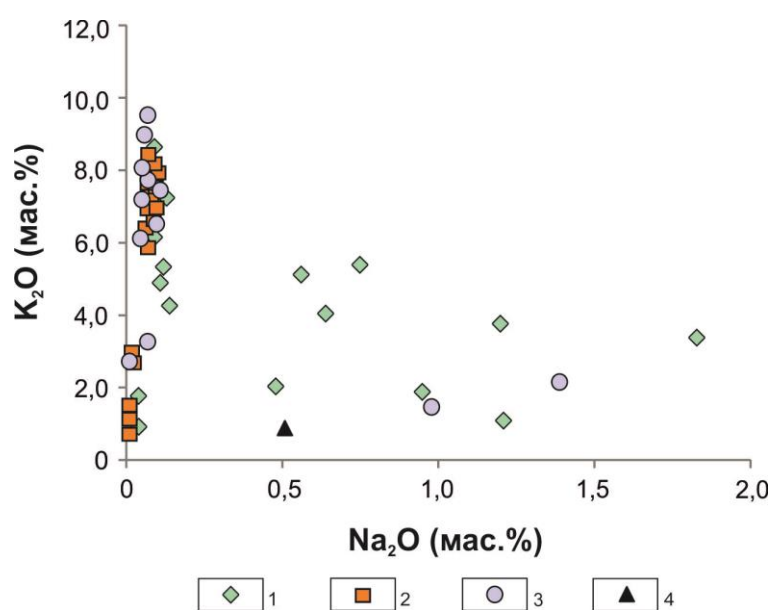


Рисунок 15. Диаграмма K_2O - Na_2O для терригенных пород карагасской серии.

Условные обозначения: 1 – точки составов образцов пород шангулежской свиты, 2 – тагульской свиты, 3 – ипситской свиты, 4 – фигуративная точка среднего протерозойского кратонного песчаника (СПКП) [Condie, 1993].

Так как при расчете индекса химического выветривания CIA учитывается доля Na_2O и K_2O , а для большинства точек составов образцов пород образующих этот тренд, характерно преобладание K_2O над Na_2O , оценка степени химического изменения пород в области источника сноса при помощи индекса CIA возможна

только для точек составов пород, значение K_2O/Na_2O для которых не превышает 1 – 2 (см. Таблицу 1). Значения индекса CIA для этих образцов варьируется от 53 до 71, что свидетельствует в пользу того, что в области источника разрушались породы различной степени химического выветривания (Таблица 1).

Второй тренд на диаграмме A-CN-K образуют фигуративные точки составов пород, имеющих высокие значения K_2O/Na_2O . Этот тренд располагается параллельно стороне треугольника A-K, непосредственно вблизи нее и прослеживается от точки состава калиевого шпата к точке состава иллита (рис. 14). Подобное положение точек составов может указывать на процесс разложения полевых шпатов, приводящий к формированию иллита в эпигенетически преобразованных породах [Япаскерт, 1994; Fedo et al., 1995; Юдович, Кетрис, 2008]. Петрографические и литохимические особенности исследованных пород карагасской серии подтверждают этот вывод, а именно отмечается пелитизация обломочных зерен полевых шпатов и обрастание обломочных зерен калиевых полевых шпатов и кварца глинисто-гидрослюдистым агрегатом (иллит-гидромусковит) (рис. 8). Эти породы обнаруживают существенное преобладание K_2O над Na_2O , при этом значения K_2O/Na_2O варьируются в широком диапазоне от 30 до 293 (Таблица 1, рис. 15). Учитывая то, что при расчете индекса CIA используются молекулярные массы оксидов калия и натрия, оценить степень выветривания для образцов, образующих этот тренд, при помощи индекса CIA не является возможным вследствие перераспределения этих элементов в результате эпигенетических преобразований.

3.5. Результаты исследований детритовых цирконов из терригенных пород карагасской серии

Для исследований возраста детритовых цирконов U-Pb методом LA-ICP-MS из терригенных отложений шангулежской, тагульской и ипситской свит, было отобрано шесть проб, в том числе четыре пробы (№№1115, 1120, 1133, 1140) из аркозовых песчаников шангулежской свиты, проба №1286 из аркозового песчаника тагульской свиты и проба №1284 из аркозового алевропесчаника

ипситской свиты. Обломочные зерна детритовых цирконов представлены полуокатанными, окатанными и неокатанными светло- и темно-розовыми, желтоватыми, прозрачными и полупрозрачными зернами. Форма обломочных зерен удлиненно-призматическая. Размер проанализированных зерен составил от 60 до 130 μm . На катодолюминесцентных изображениях зерен проанализированных детритовых цирконов наблюдается хорошо выраженная магматическая зональность (Рис. 16).

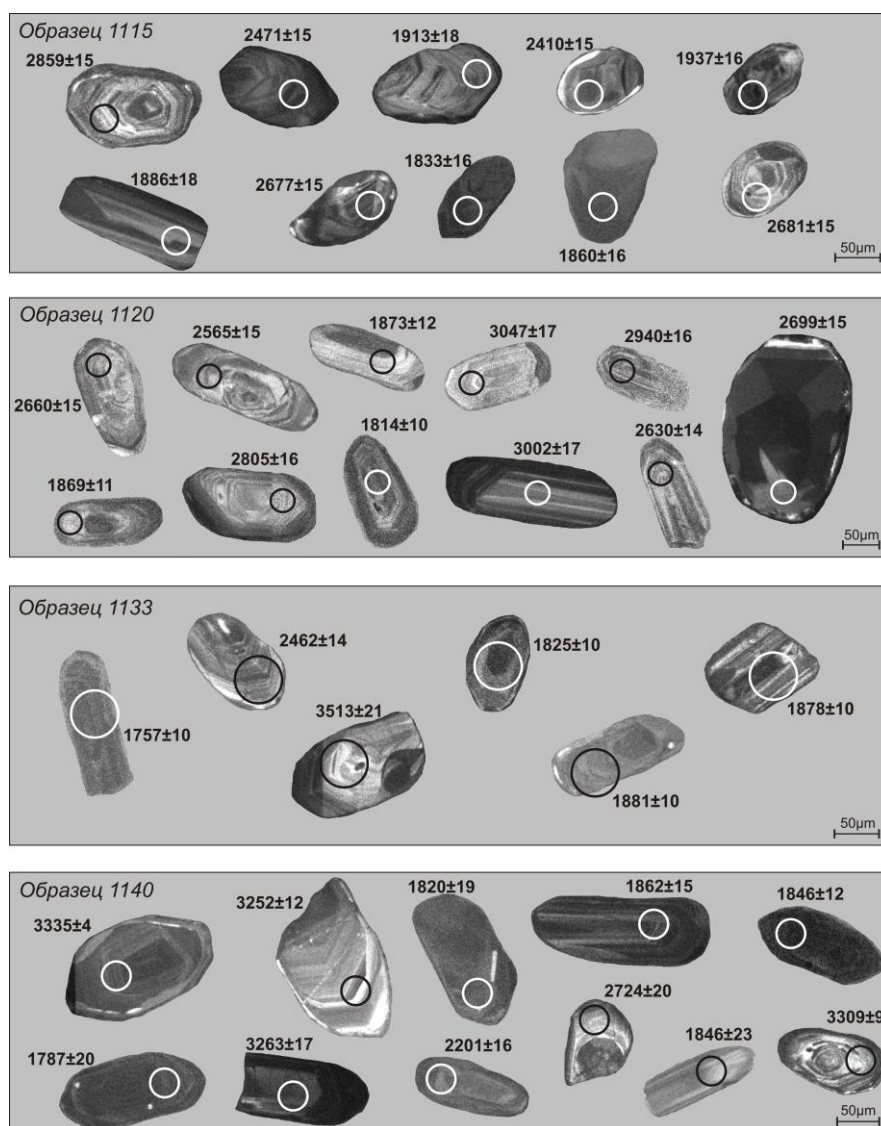


Рисунок 16. Катодолюминесцентные изображения детритовых цирконов из терригенных отложений карагасской серии.

Конкордантные значения, полученные в результате U-Pb датирования детритовых цирконов из терригенных отложений карагасской серии приведены в Таблице 3.

3.5.1. Шангулежская свита

Проба №1115

Из аркозового песчаника базального горизонта шангулежской свиты (обр. №1115) было проанализировано 119 зерен детритовых цирконов. Конкордантные значения были получены для 82 зерен. Из них 40% (32 зерна) имеют архейские оценки возраста, остальные 60% детритовых цирконов (50 зерен) обнаруживают раннепротерозойские возрасты (Таблица 3). Архейские детритовые цирконы отвечают оценкам возраста в интервале от 2502 до 3276 млн лет. Основные возрастные пики приходятся на 2776 млн лет (9 зерен), 2862 млн лет (6 зерен) и 3205 (4 зерна) (рис. 17а). Раннепротерозойские детритовые цирконы имеют возрасты от 1730 до 2485 млн лет. Основные пики пришлись на 1911 млн лет (14 зерен), 2120 млн лет (5 зерен) и 2465 млн лет (8 зерен).

Проба №1140

Из базального горизонта шангулежской свиты была отобрана пробы аркозового алевропесчаника, из которого было выделено 120 зерен детритовых цирконов. Для 89 зерен были получены конкордантные значения. 22% исследованных детритовых цирконов имеют архейские оценки возраста, остальные 78% обнаруживают раннепротерозойские возрасты (рис. 17б).

Архейские возрасты детритовых цирконов варьируют в диапазоне 2525 – 3778 млн лет, основные пики приходятся на 2538 (4 зерна) и 3167 (8 зерен). Раннепротерозойские оценки возраста для исследуемых детритовых цирконов соответствуют диапазону значений от 1773 до 2201 млн лет, при этом основной возрастной пик приходится на 1840 млн лет (37 зерен) (Таблица 3, рис. 17б).

Проба №1120

Проба №1120, представленная аркозовым песчаником, была отобрана из средней части разреза шангулежской свиты. Для U-Pb исследований было

выделено 121 зерно детритовых цирконов, конкордантные значения были получены для 90 зерен.

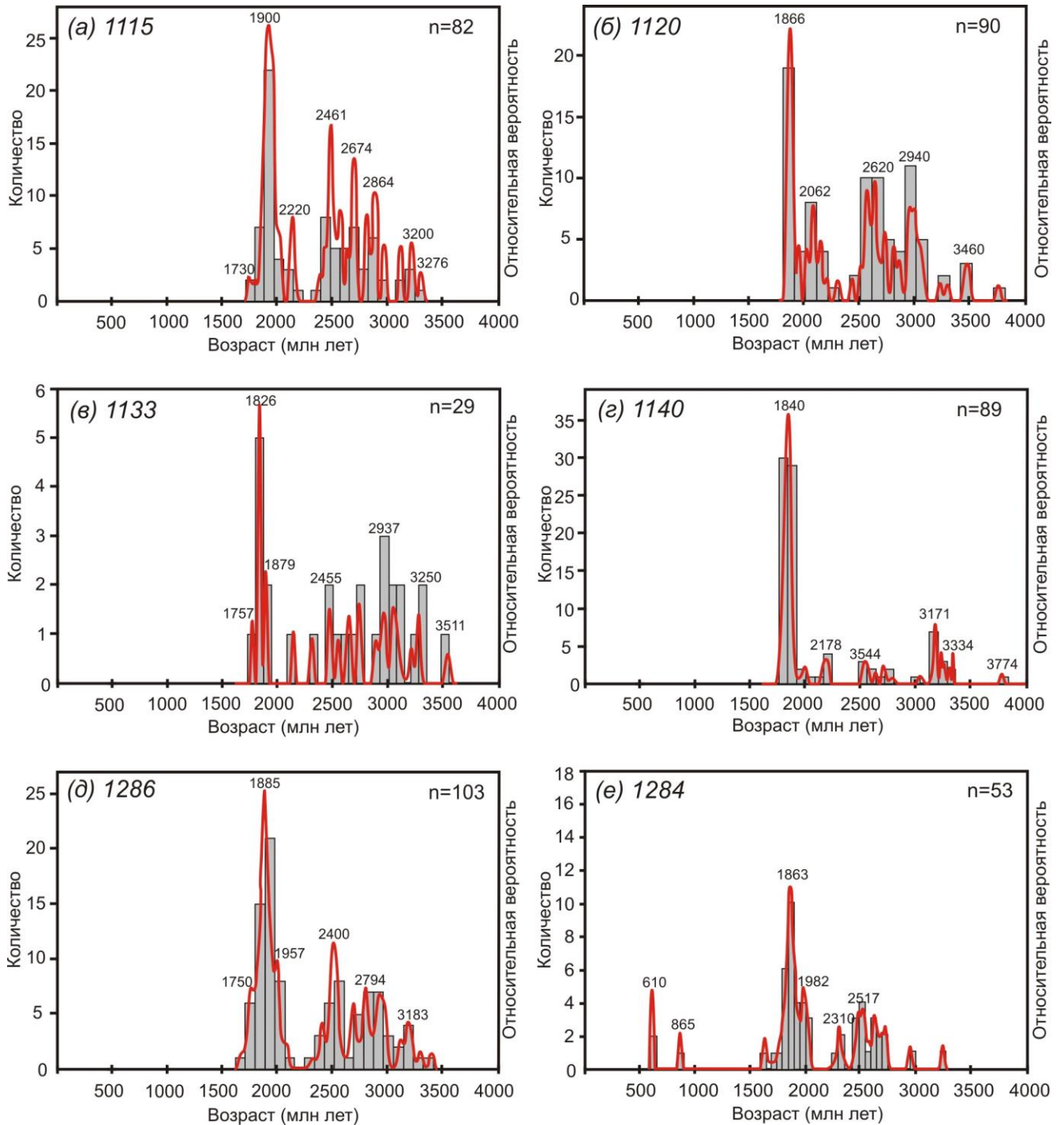


Рисунок 17. Гистограммы распределения возраста детритовых цирконов из терригенных отложений карагасской серии.

45% проанализированных зерен детритовых цирконов получили архейские оценки возраста, 55% зерен имеют раннепротерозойские возрасты (рис. 17в). Архейские возрасты детритовых цирконов охватывают интервал от 2501 до 3743 млн лет, основные возрастные пики приходятся на 2548 млн лет (8 зерен), 2620 млн лет (9 зерен), 2940 млн лет (7 зерен) и 3455 млн лет (3 зерна). Возрастной диапазон детритовых цирконов с раннепротерозойскими возрастными варьирует от 1814 до 2485 млн лет. Основные пики приходятся на 1870 млн лет (17 зерен) и 2050 млн лет (6 зерен) (Таблица 3, рис. 17в).

Проба №1133

Проба №1133, представленная аркозовым песчаником была отобрана из верхней части шангулежской свиты. Для геохронологических исследований было выделено 121 зерно детритовых цирконов, конкордантные значения были получены только для 29 зерен. Для 48% проанализированных зерен были получены архейские оценки возраста, 52% соответствуют раннепротерозойскому возрасту (рис. 17г, Таблица 3). Архейские возрасты детритовых цирконов варьируются в пределах 2528 – 3513 млн лет, основные пики соответствуют 2707 млн лет (2 зерна), 3018 млн лет (2 зерна) и 3247 млн лет (2 зерна). Раннепротерозойские детритовые цирконы обнаруживают возрастной диапазон от 1757 до 2462 млн лет, основной пик приходится на 1823 млн лет (5 зерен).

3.5.2. Тагульская свита

Для исследований детритовых цирконов была отобрана проба аркозовых песчаников из базальных горизонтов тагульской свиты (проба №1286). Из 114 проанализированных зерен детритовых цирконов, конкордантные значения были получены для 103 (рис. 17д).

41% полученных конкордантных значений имеют архейские возрасты, остальные 59% - раннепротерозойские. Архейские детритовые цирконы охватывают временной интервал от 2520 до 3397 млн лет, основные возрастные пики отвечают 2400 млн лет (8 зерен), 2794 млн лет (7 зерен) и 3183 млн лет (5 зерен). Раннепротерозойские детритовые цирконы распределились в возрастном

диапазоне от 1666 до 2495 млн лет. Наибольшее количество детритовых цирконов соответствуют возрасту 1885 млн лет (22 зерна), остальные возрастные пики оцениваются в 1750 млн лет (7 зерен) и 1957 млн лет (8 зерен) (Таблица 3, рис. 17д).

3.5.3. Ипситская свита

Для U-Pb исследований детритовых цирконов, из аркозовых песчаников ипситской свиты была отобрана проба №1284. Среди выделенных детритовых цирконов (78 зерен) конкордантные значения возраста были получены для 53 зерен.

27% исследованных детритовых цирконов имеют архейские возрасты, 69% раннепротерозойские, и 4% позднепротерозойские (рис. 17е). Архейские оценки возрасты распределились в интервале 2567 – 3237 млн лет, основной пик приходится на 2517 млн лет (4 зерна). Наибольшая возрастная группа детритовых цирконов из аркозовых песчаников ипситской свиты отвечает раннему протерозою, их возрасты варьируются от 1725 до 2310 млн лет, основной пик соответствует 1863 млн лет (16 зерен), остальные пики 1982 млн лет (11 зерен) и 2310 млн лет (2 зерна). Кроме того, в изученном песчанике ипситской свиты присутствует три зерна позднепротерозойского возраста, для 2 зерен наиболее молодых детритовых цирконов получен возраст 610 млн лет, также присутствует 1 зерно с возрастом 865 млн лет.

3.6. Источники вещества и геодинамические условия образования терригенных отложений карагасской серии

Терригенные отложения карагасской серии в основном сложены обломочным материалом плохой и средней степени и окатанности и сортировки (рис. 8), данная особенность может свидетельствовать о близости пород источника сноса к бассейну их седиментации.

При реконструкции состава пород в области питающей провинции особое внимание уделяется изучению обломочных компонентов и обломков пород,

содержащихся в каркасе песчаников. Расположение фигуративных точек терригенных отложений шангулежской, тагульской и ипситской свит карагасской серии на диаграмме F–Q–L (полевые шпаты – кварц – обломки пород) (рис. 18) [Dickinson et al., 1983] указывает на то, что они, главным образом, образовались за счет разрушения пород внутренних частей кратонов, поднятий фундамента, а также при разрушении рециклированных орогенов.

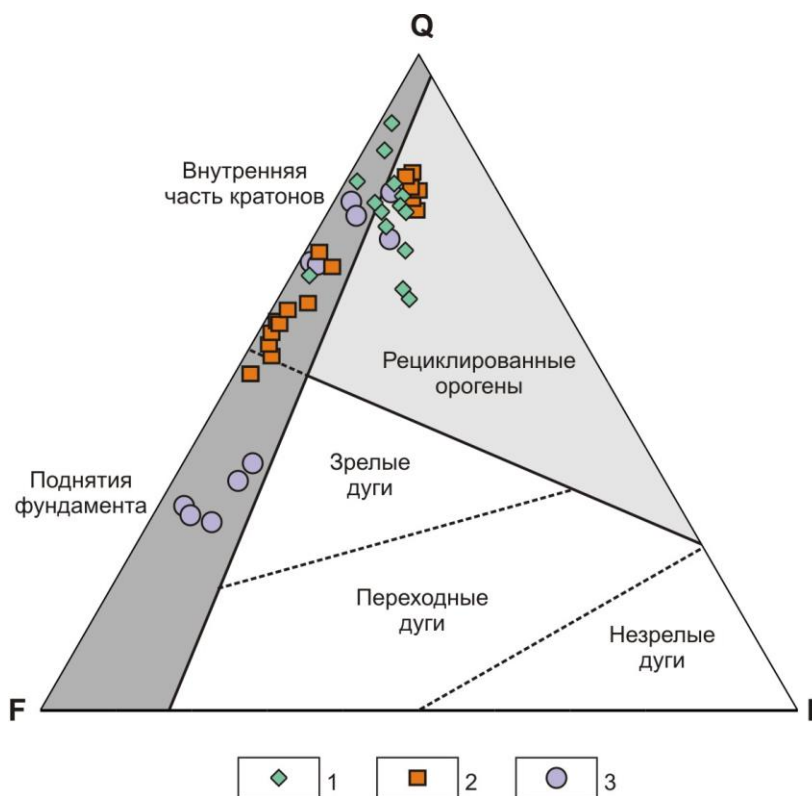


Рисунок 18. Диаграмма F-Q-L (полевые шпаты – кварц – обломки пород) [Dickinson, 1983] для терригенных пород карагасской серии.

Условные обозначения: 1 – точки составов пород шангулежской свиты, 2 – тагульской свиты, 3 – ипситской свиты.

Среди обломков пород в песчаниках и алевропесчаниках шангулежской, тагульской и ипситской свит карагасской серии повсеместно отмечаются обломки гранитоидов, кварцитов, кремней и эффузивов кислого состава. Эти породы в значительных количествах представлены в докембрийском фундаменте Сибирского кратона, подстилающем отложения карагасской серии [Шенфиль,

1991; Эволюция..., 2006 и др.]. Такая особенность позволяет рассматривать породы фундамента Сибирского кратона в качестве основной питающей провинции для рассмотренных осадочных толщ карагасской серии. Набор акцессорных минералов в проанализированных терригенных отложениях (циркон, турмалин, апатит, рутил) типичен для пород кислого состава, главным образом, гранитоидов, что в совокупности со значительным количеством обломков гранитоидов в кластогенной составляющей, может указывать на преобладание этих пород в области источника сноса.

Наиболее информативными для определения состава пород в области источника сноса являются редкие, редкоземельные и высокозарядные элементы, так как вследствие своей устойчивости к растворению в воде они практически в первозданных концентрациях перемещаются в бассейн седиментации [Интерпретация..., 2001; Маслов, 2005]. Все исследуемые образцы аркозовых песчаников и алевропесчаников шангулежской, тагульской и ипситской свит карагасской серии обнаруживают фракционированные спектры распределения РЗЭ и обогащение легкими лантаноидами, относительно тяжелых ($(La_n/Yb_n=4.0-30.0)$), при этом подавляющее большинство спектров имеют крутой наклон, в связи с чем можно сделать вывод о преобладании кислых магматических пород в области источника сноса. Для большинства пород карагасской серии характерно наличие отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^*=0.5-0.9$), что также свидетельствует о преобладании кислых магматических образований (рис. 11, 12, 13, Таблица 2) [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

Анализ отношений содержаний в песчаниках таких малых элементов как торий, кобальт и скандий, типичных для пород кислого или основного состава, является наиболее эффективным при определении состава пород на палеоводосборах. Так, на диаграммах $Th/Sc - Zr/Sc$ (рис. 19а) [McLennan et al., 1993] и $Th/Co - La/Sc$ (рис. 19б) [Cullers, 2002], точки составов песчаников и алевропесчаников карагасской серии расположились в полях значений характерных для магматических пород кислого состава.

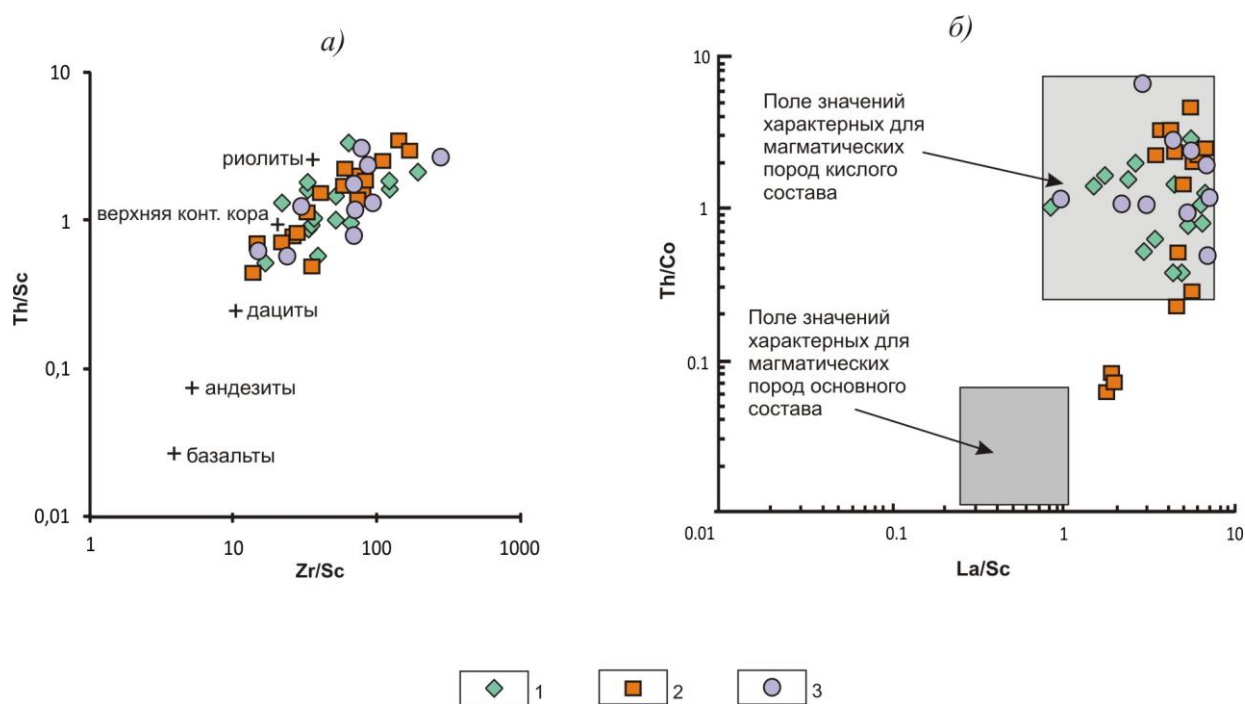


Рисунок 19. Диаграммы $Th/Sc - Zr/Sc$ (а) [McLennan et al., 1993] и $Th/Co - La/Sc$ (б) [Cullers, 2002] для терригенных пород карагасской серии.

Условные обозначения: 1 – фигуративные точки терригенных пород шангулежской свиты, 2 – тагульской свиты, 3 – ипситской свиты.

Результаты U-Pb исследований детритовых цирконов из аркозовых песчаников всех трех свит карагасской серии позволяют выделить две основные возрастные популяции: архейскую и раннепротерозойскую (рис. 17а, б, в, г, д, е). Основные возрастные пики приходятся на 1850-1880 млн лет, что соответствует возрасту гранитоидов саянского комплекса [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2003; 2006; Донская и др., 2014], широко распространенных в Присяянском краевом выступе Сибирского кратона. Остальные возрастные пики по детритовым цирконам совпадают с оценками возраста магматических пород распространенных на южной окраине фундамента Сибирского кратона [Rojas-Agramonte et al., 2011]. Природа трёх зерен детритовых цирконов раннедокембрийского возраста, обнаруженных в песчанике ипситской свиты, будет охарактеризована в Главе 5.

Таким образом, совокупность петрографических и литогеохимических данных, а также результаты U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритовых цирконов из песчаников шангулежской, тагульской и ипситской свит, позволяет сделать вывод о том, что породы карагасской серии образовались на континентальном основании, за счет поступления обломочного материала только с южной окраины Сибирского кратона.

ГЛАВА 4. ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ОСЕЛКОВОЙ СЕРИИ

Терригенные отложения оселковой серии, широко развитые на территории Бирюсинского Присяянья, с эрозионным контактом залегают на породах карагасской серии и нигде не контактируют с породами фундамента Сибирского кратона. Как уже было отмечено выше, в составе оселковой серии выделяется три свиты: марнинская, удинская и айсинская (см. рис. 5) [Решения..., 1983; Советов, Комлев, 2005 и др.].

4.1. Геологическое положение и особенности строения разрезов терригенных пород оселковой серии.

Породы оселковой серии исследовались на протяжении многих лет [Дольник, 1972; Хоментовский и др. 1972; Шенфильд, 1991; Советов и др., 2005, 2015; Эволюция..., 2006; Станевич и др., 2007; Летникова и др., 2013 и др.]. В отличие от стратоподразделений карагасской серии, отложения оселковой серии обнаруживают более тонкозернистый состав, выдержанность по всему разрезу ритмичной слоистости, которая участками переходит в терригенный флиш.

Марнинская свита, с горизонтом диамиктитов (тиллитов) и грубозернистыми песчаниками в основании, сложена преимущественно серыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с линзами конгломератов и доломитов. В верхах разреза свиты отмечается монотонная толща тонкозернистых песчаников с маломощными прослоями алевролитов, гравелитов и доломитов. Мощность отложений марнинской свиты изменяется от 400 до 660 м.

Удинская свита с размывом залегает на породах нижележащей марнинской свиты и в основании сложена серыми гравелитами и крупнозернистыми песчаниками. Выше по разрезу залегают тонкозернистые алевролиты и строматолитовые известняки. Далее следует мощная, однородная по составу

толща полевошпат-кварцевых разнозернистых песчаников с прослоями алевролитов. Верхняя часть свиты представлена ритмичным чередованием тонкозернистых розовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Суммарная мощность удинской свиты варьируется от 200 до 550 м.

Айсинская свита согласно залегает на отложениях удинской свиты. Основание свиты сложено крупнозернистыми песчаниками с гравийными зернами кварца, выше по разрезу наблюдается чередование красноцветных алевролитов, аргиллитов и тонкозернистых песчаников. Верхняя часть свиты представлена преимущественно полимиктовыми песчаниками с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов. Мощность отложений айсинской свиты изменяется от 200 до 700 м.

Согласно современным представлениям [Советов, Комлев, 2005; Эволюция..., 2006; Летникова и др., 2013; Советов и др., 2015], накопление отложений оселковой серии происходило в пределах обширного окраинно-континентального шельфа.

Представления о возрасте пород оселковой серии не всегда были однозначны. В частности, геологи – съемщики [Перфильев и др., 1998; Пермяков и др., 2002; Галимова и др., 2012] относили марнинскую свиту оселковой серии к верхней части карагасской серии на основании постепенного перехода между отложениями ипситской и марнинской свиты, а также на основании прорывания пород марнинской свиты познерифейскими долеритами нерсинского комплекса. В составе оселковой серии выделяли только удинскую и айсинскую свиты. Однако, более детальные региональные статиграфические наблюдения [Советов, Комлев, 2005] не подтвердили этого предположения. Напротив, был зафиксирован горизонт ледниковых отложений (тиллиты) в основании марнинской свиты (рис. 5), залегающий на породах тагульской свиты карагасской серии, факт прорывания отложений марнинской свиты долеритами нерсинского комплекса не был подтвержден.

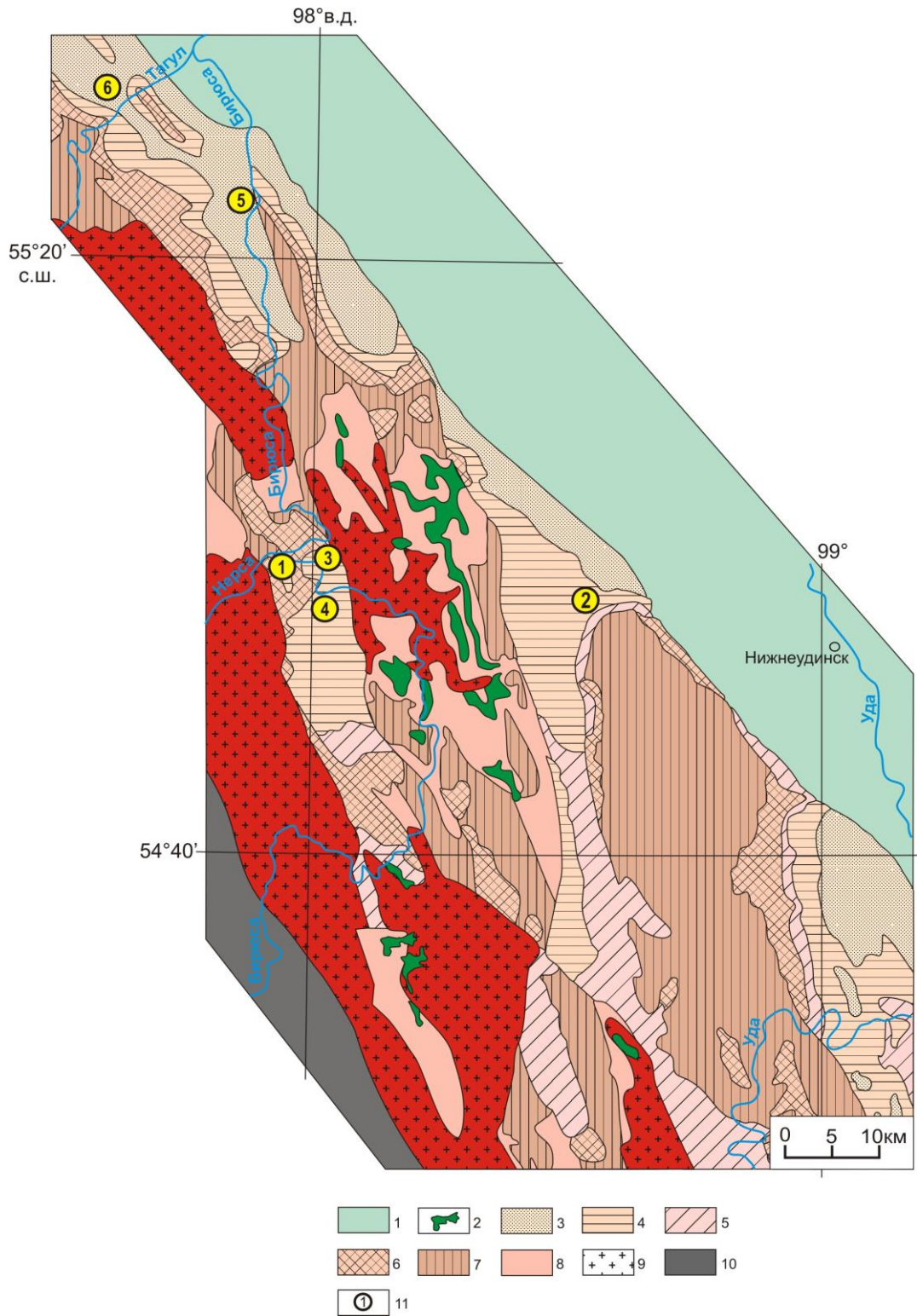


Рисунок 20. Геологическая карта участка детальных работ (модифицирована после [Галимова и др., 2012]).

Условные обозначения: 1 - фанерозойские образования чехла Сибирской платформы; 2 – дайки и силлы долеритов и габбродолеритов; 3-5 - оселковская серия: 3 - песчаники, алевролиты и аргиллиты айсинской свиты; 4 - песчаники,

алевролиты, аргиллиты и гравеллиты удинской свиты; 5 - алевролиты, песчаники, известняки и доломиты марнинской свиты; 6-8 - карагасская серия: 6 - алевролиты, песчаники и доломиты ипситской свиты; 7 - песчаники, аргиллиты, алевролиты и доломиты тагульской свиты; 8 - конгломераты, песчаники, алевролиты и доломиты шангулежской свиты; 9 - раннепротерозойские гранитоиды саянского комплекса; 10 - раннепротерозойские - позднеархейские образования Бирюсинского блока фундамента Сибирского кратона; 11 - места отбора проб для исследований и их номера (см. Табл. 2).

Возраст оселковой серии изначально принимался как позднерифейский [Брагин, 1985; Шенфиль, 1991; Дольник, 2000; Хоментовский, 1972 и др.]. Позднее, в результате все тех же межрегиональных стратиграфических корреляций, проведенных Ю.К. Советовым с соавторами, был сделан вывод о вендском возрасте отложений оселковой серии [Советов, Комлев, 2005]. Полученные позднее результаты U-Pb (LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов из отложений верхней части оселковой серии [Летникова и др., 2013] позволили подтвердить вендский возраст накопления терригенно-карбонатных толщ оселковой серии.

Для петрографических и литогеохимических исследований было проведено опробование терригенных отложений всех трех свит оселковой серии. Породы марнинской свиты были изучены в коренных выходах на устье р. Нерса – левого притока р. Бирюса (Т.н. 1, см. рис. 20). Отложения удинской свиты были опробованы в трех разрезах: терригенные отложения нижней подсвиты удинской свиты были опробованы в междуречье рек Уда – Бирюса (Т.н. 2), а также в междуречье рек Бирюса – Нерса (Т.н. 4). Породы верхней подсвиты удинской свиты были изучены в приустьевой части р. Нерса (правый борт р. Бирюса) (Т.н. 3). Пробы алевропесчаников айсинской свиты были отобраны в двух разрезах: в междуречье рек Бирюса – Тагул (Т.н. 5), а также в коренных выходах по левому борту р. Тагул (левый приток р. Бирюса) (Т.н. 6).

4.2. Петрографическая характеристика терригенных пород оселковой серии

Классификация пород оселковой серии проведена при помощи классификационных диаграмм для песчаных и алевритовых пород Н.В. Логвиненко (рис. 21а) [Логвиненко, 1974] и Ф.Дж. Петтиджона с соавторами (рис. 21б) [Петтиджон и др., 1981]. Фигуративные точки минеральных составов терригенных пород марнинской, удинской и айсинской свит на диаграмме Кварц – Обломки пород – Полевые шпаты+Слюды (рис. 21а) [Логвиненко, 1974] расположились в поле аркозов и кварц-полевошпатовых песчаников, на диаграмме Ф.Дж. Петтиджона (рис. 21б) – преимущественно в поле субаркозов, несколько точек попали в поле аркозов.

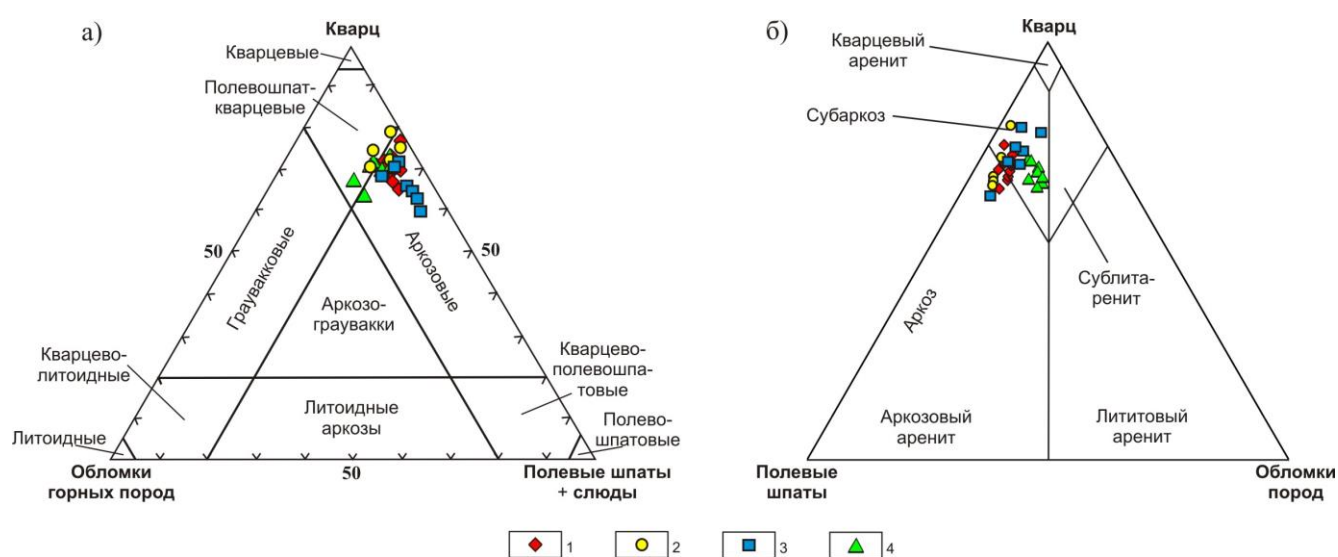


Рисунок 21. Классификация песчаных и алевритовых пород оселковой серии: а – по Н.В. Логвиненко [Логвиненко, 1974]; б – по Ф.Дж. Петтиджону [Pettijohn, 1972].

Условные обозначения: фигуративные точки песчаников и алевропесчаников 1 – марнинской свиты; 2 – нижней части удинской свиты; 3 – верхней части удинской свиты; 4 – айсинской свиты.

4.2.1. Марнинская свита

Отложения марнинской свиты представлены песчаниками и гравелитами, которые сложены плохо отсортированным полуокатанным (20%) и неокатанным (80%) обломочным материалом (рис. 22а, б). Размер зерен песчаников изменяется от 0.1 – 0.3 до 1 мм, для них характерна псаммитовая структура и массивная текстура. Гравелиты сложены преимущественно обломочными зернами размером от 1.3 до 7 мм, в подчиненном количестве отмечаются зерна от 0.6 до 1 мм. Для гравелитов характерна псефо-псаммитовая структура и пятнистая текстура. Цемент контактовый, регенерационный. В составе обломочного материала песчаников и гравелитов марнинской свиты преобладают кварц (68-70%) и калиевые полевые шпаты (5-15%). Второстепенные минералы – магнетит, биотит и мусковит. Акцессорные минералы: турмалин, титанит и циркон. Содержание обломков пород, которые представлены гранитоидами, кварцитами и кислыми эффузивами, изменяется от 1 до 5% в песчаниках, и от 6 до 9% в гравелитах. Вторичные изменения выражены регенерацией обломочных зерен кварца, пелитизацией калиевых полевых шпатов с образованием глинисто-гидрослюдистого агрегата (иллит-серицит-гидромусковит), а также гребневидным обрастанием обломочных зерен калиевых полевых шпатов аутигенным калиевым полевым шпатом. Повсеместно отмечается хлоритизация биотита и интенсивное развитие гидроокислов железа, которые, скорее всего, образовались на стадии эпигенетических преобразований.

4.2.2. Удинская свита

Породы нижней подсвиты удинской свиты представлены песчаниками и гравелитами, сложенными плохо отсортированными полуокатанными (22%) и неокатанными (78%) обломками (рис. 22в, г). Размер обломочных зерен песчаников изменяется от 0.1 до 0.7 мм, для них характерна псаммитовая структура и массивная текстура. Размер обломочных зерен в гравелитах 1.5 – 6.8 мм, редко отмечаются зерна от 0.3 до 0.6 мм. Структура пород псефо-псаммитовая, текстура пятнистая. Цемент контактовый, контактово-поровый. В

минеральном составе песчаников и гравелитов преобладают кварц (65-72%) и калиевые полевые шпаты (15-18%). Второстепенные минералы: магнетит, биотит, мусковит. Акцессорные минералы: апатит, турмалин, титанит и циркон. Обломки пород, количество которых в песчаниках варьирует от 1 до 5%, в гравелитах от 8 до 9%, представлены гранитоидами, кварцитами и кислыми эффузивами. Вторичные изменения выражены пелитизацией калиевых полевых шпатов с образованием глинисто-слюдистого агрегата, изредка отмечаются регенерированные обломочные зерна кварца.

В разрезах верхней части удинской свиты наблюдаются песчаники и алевропесчаники, сложенные полуокатанными (50%), окатанными (5%) и неокатанными (45%) обломками плохой и средней степени сортировки (рис. 22*d, e*). Микрослоистую текстуру песчаников и алевропесчаников верхней подсвиты удинской свиты обуславливают однонаправленно-ориентированные чешуйки слюды (мусковит и биотит). Размер обломочных зерен в песчаниках варьируется от 0.3 до 0.5 мм, для них характерна псаммитовая структура. В составе алевропесчаников преобладают обломочные зерна размером от 0.06 до 0.3 мм, реже отмечаются зерна от 0.3 до 0.6 мм. Для них характерна алевро-псаммитовая структура. Цемент контактово-поровый, глинистый. В минеральном составе этих песчаников и алевропесчаников преобладают кварц (57-70%) и полевые шпаты (плагиоклаз и калиевый полевой шпат) (10-28%). Второстепенные минералы: мусковит, биотит и магнетит. Акцессорные минералы: циркон, турмалин, титанит, апатит. Среди обломков пород (5-15%) отмечаются гранитоиды, кварциты и алевролиты. Вторичные изменения проявлены слабой пелитизацией калиевых полевых шпатов с образованием иллита и серицита, а также интенсивным развитием гидроокислов железа.

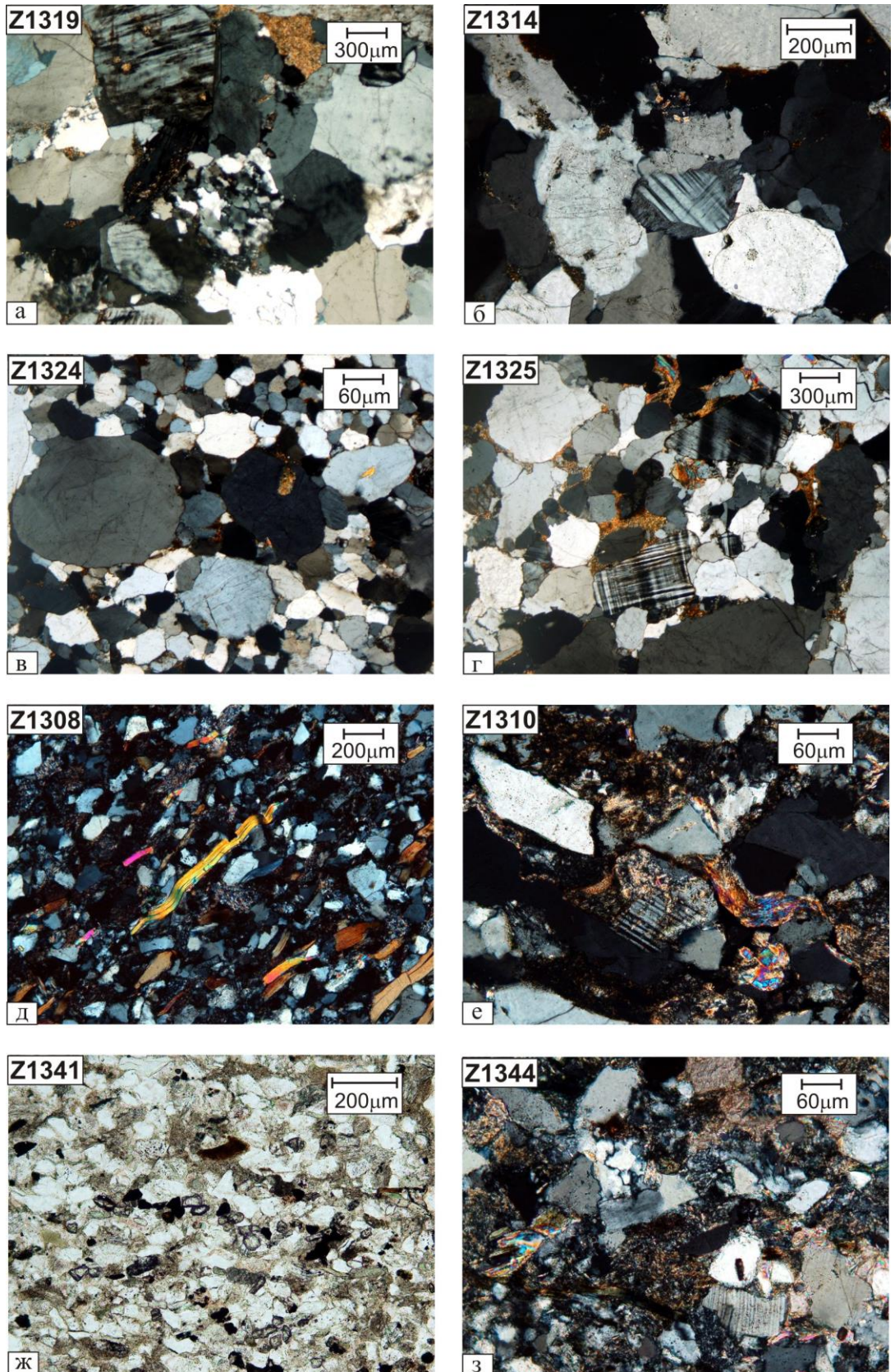


Рисунок 22. Микрофотографии шлифов терригенных пород оселковской серии (а, б, в, г, д, з – николи ×).

Условные обозначения: а, б – марнинская свита; в, г – нижняя часть удинской свиты; д, е – верхняя часть удинской свиты; ж, з – айсинская свита.

4.2.3. Айсинская свита

Отложения айсинской свиты представлены алевропесчаниками, сложенными обломочным материалом различной степени окатанности и сортировки, размер частиц от 0.03 – 0.06 до 0.1 – 0.2 мм (рис. 22ж, з). Для них характерна алевро-псаммитовая структура и микрослоистая текстура, которую обуславливают чередующиеся кальцит-содержащие слои с микрослоями, обогащенными минералами тяжелой фракции (циркон, титанит) (рис. 22ж). Цемент базально-поровый, глинисто-карбонатный. В составе пород преобладают кварц (60-70%) и полевые шпаты (плагиоклаз и калиевый полевой шпат) (16-20%). Второстепенные минералы: мусковит, биотит, магнетит и ильменит. Акцессорные минералы: турмалин, циркон, титанит, эпидот. Обломки пород (5-15%) представлены гранитоидами, кварцитами, аргиллитами, а также эффузивами основного и кислого состава. Вторичные изменения выражены слабой пелитизацией калиевых полевых шпатов, а также хлоритизацией биотита.

4.3. Литогеохимическая характеристика терригенных пород оселковой серии

Классификация терригенных пород оселковой серии в соответствии с их петрохимическим составом проведена при помощи диаграммы Ф. Дж. Петтиджона с соавторами [Pettijohn et al., 1972] и с использованием системы петрохимических модулей [Юдович, Кетрис, 2000]. Содержания петрогенных оксидов в исследованных образцах гравелитов, песчаников и алевропесчаников марнинской, удинской и айсинской свит оселковой серии, а также рассчитанные значения петрохимических модулей приведены в Таблице 4.

Терригенные отложения нижней части оселковой серии (марнинская и нижняя подсвита удинской свиты) имеют отличные от верхней части оселковой серии (верхняя подсвита удинской и айсинская свиты) петрохимические характеристики. Так, на классификационной диаграмме Ф. Дж. Петтиджона с соавторами [Pettijohn et al., 1972] (рис. 23) точки составов пород верхней части оселковой серии попали в поля аркозов и лититов. Фигуративные точки пород

нижней части оселковой серии демонстрируют потерю Na_2O , а также обогащение калием [Varga et al., 2007], и на рис. 23 расположились в полях субаркозов и сублититов.

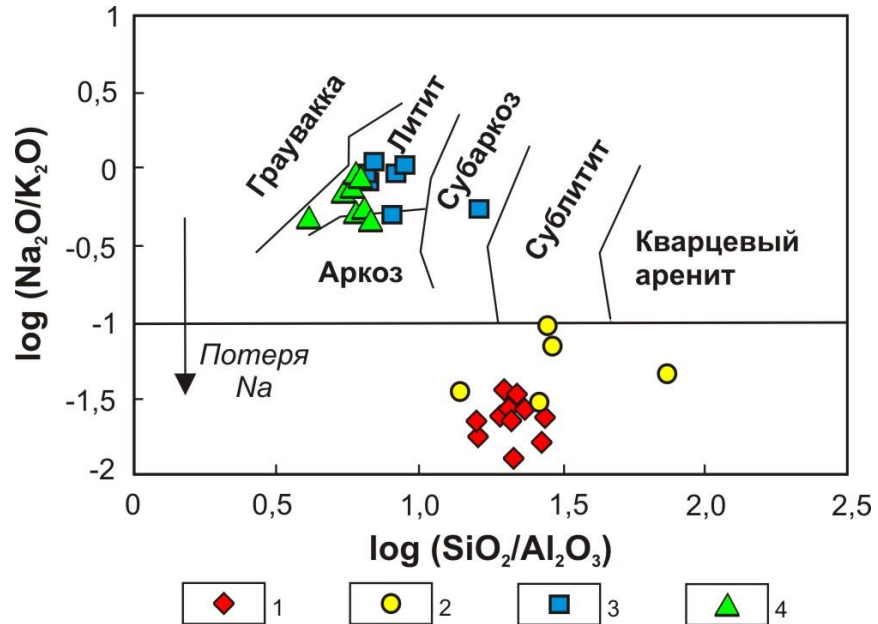


Рисунок 23. Классификационная диаграмма $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ – $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ для песчаников и алевропесчаников оселковой серии [Pettijohn et al., 1972].

Условные обозначения: фигуративные точки песчаников и алевропесчаников 1 – марнинской свиты; 2 – нижней части удинской свиты; 3 – верхней части удинской свиты; 4 – айсинской свиты.

4.3.1. Марнинская свита

Петрогенные элементы

Песчаники и гравелиты марнинской свиты характеризуются высокими содержаниями SiO_2 от 88.64 до 92.40 мас.%. Величина гидролизатного модуля (ГМ) изменяется в них от 0.05 до 0.08, что в соответствии с классификацией Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис, позволяет отнести их к гипер- и суперсилитам [Юдович, Кетрис, 2000]. Низкие концентрации MgO (0.06–0.14), гипо- и нормотитанистость ($\text{ТМ} = 0.01$ –0.04), а также положительная корреляция ГМ–ФМ ($r = 0.5$) и ТМ–ФМ

($r = 0.1$), (рис. 24 а, з), являются прямым признаком петрогенной природы терригенных отложений марнинской свиты [Юдович, Кетрис, 2000].

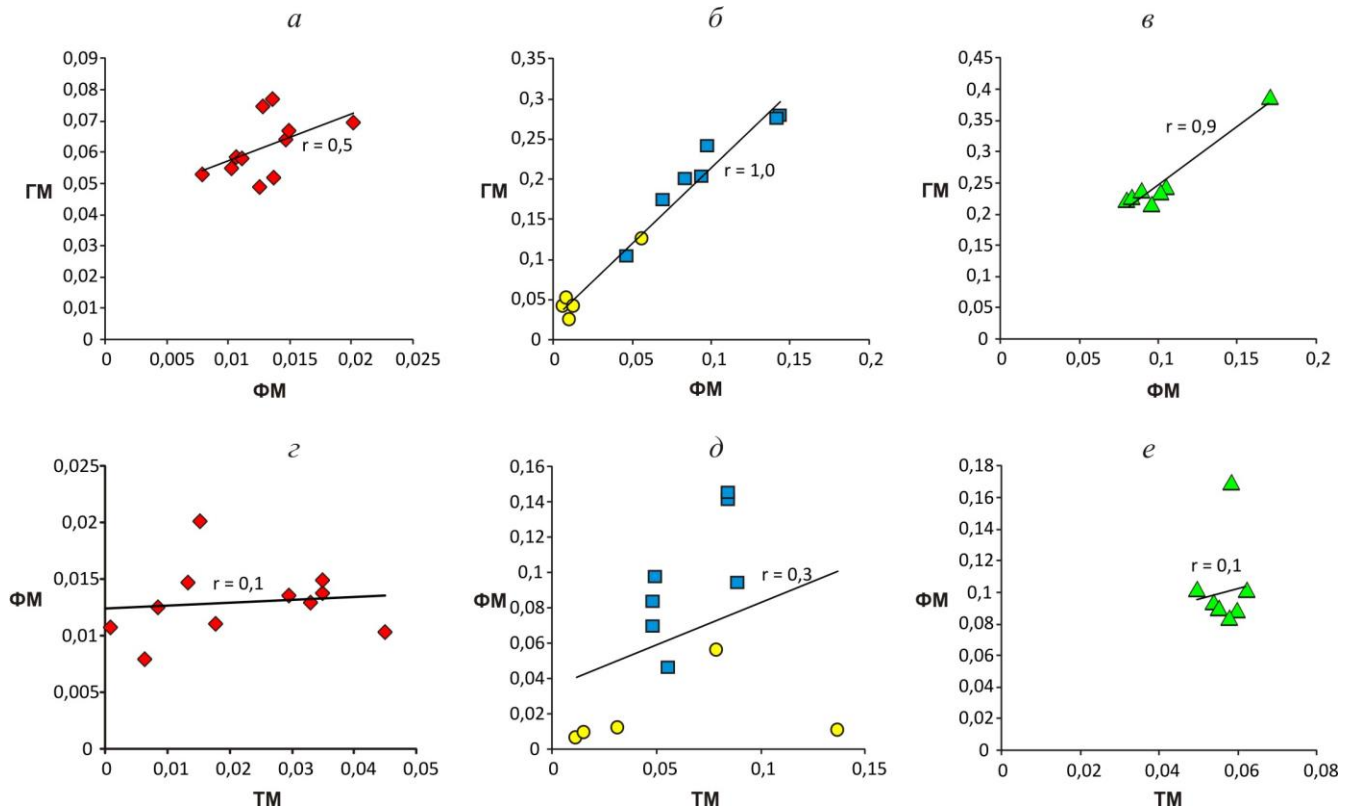


Рисунок 24. Диаграммы ФМ-ГМ и ТМ-ФМ для терригенных пород марнинской (а, з), удинской (б, д) и айсинской (в, е) свит оселковой серии.

Условные обозначения: (см. рис. 23).

Редкие и рассеянные элементы

Содержания редких и рассеянных элементов в изученных образцах аркозовых песчаников и гравелитов марнинской свиты приведены в Таблице 5. Для наглядного представления особенностей распределения этих элементов в изученных породах приведено их сопоставление со средним протерозойским кратонным песчаником (СПКП) [Condie, 1993].

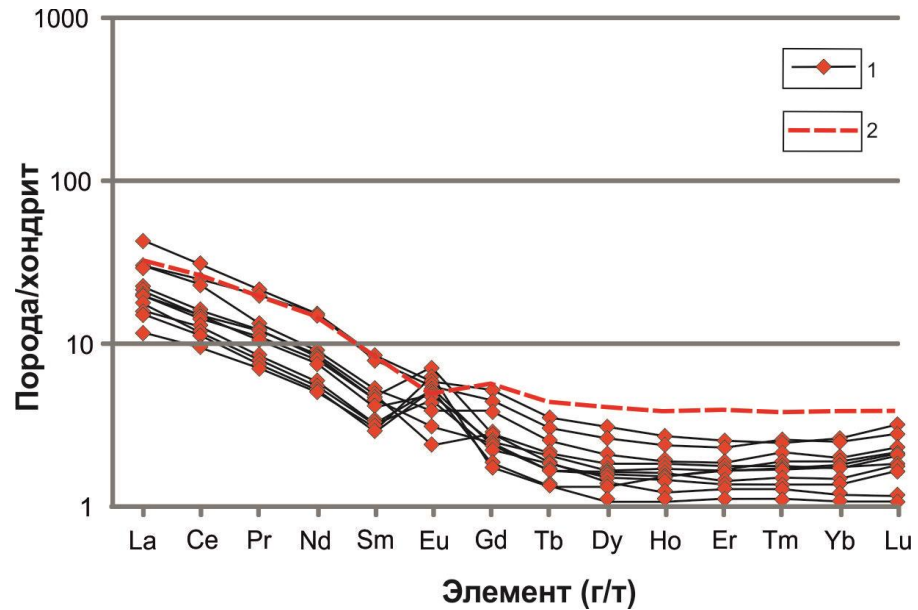


Рисунок 25. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Boynon, 1984] для терригенных пород марнинской свиты.

Условные обозначения: 1 – спектры распределения РЗЭ в терригенных отложениях марнинской свиты; 2 – спектры распределения РЗЭ в среднем протерозойском кратонном песчанике [Condie, 1993].

Терригенные породы марнинской серии обнаруживают повышенные концентрации Rb и Ba ($Rb_{\text{ср.}} = 74$ г/т, $Ba_{\text{ср.}} = 929$ г/т) относительно СПКП и близкие к указанному эталону содержания Co и Ni ($Co_{\text{ср.}} = 2$ г/т, $Ni_{\text{ср.}} = 10$ г/т), а также Zr, Nb и Y ($Zr_{\text{ср.}} = 72$ г/т, $Nb_{\text{ср.}} = 2$ г/т, $Y_{\text{ср.}} = 5$ г/т). Концентрации радиоактивных элементов в песчаниках и гравелитах марнинской свиты ($Th_{\text{ср.}} = 2.3$ г/т; $U_{\text{ср.}} = 0.7$ г/т) являются немного пониженными относительно СПКП.

Для пород марнинской свиты характерны фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ($La_n/Yb_n = 6.4 - 19.2$) и обогащением легкими лантаноидами ($La_n/Sm_n = 3.6 - 6.0$) относительно тяжелых ($Gd_n/Yb_n = 0.9 - 2.4$) (рис. 25). Большинство исследованных пород марнинской свиты обнаруживает отсутствие, либо положительную европиевую аномалию на спектрах РЗЭ ($Eu/Eu^* = 0.9 - 2.8$), лишь один образец (z1322) характеризуется наличием отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.6$) (рис. 25, Таблица 5).

В целом, песчаники и гравелиты марнинской свиты обнаруживают близкие и пониженные концентрации РЗЭ относительно песчаника К.Конди.

4.3.2. Удинская свита

Изученные образцы терригенных отложений удинской свиты представлены аркозовыми алевропесчаниками, песчаниками и гравелитами. В виду того, что между отложениями верхней и нижней частей удинской свиты определяются отчетливые различия в петрографическом и литогеохимическом составе, их описание приводится по отдельности.

Петрогенные элементы

Песчаники и гравелиты нижней подсвиты удинской свиты обнаруживают высокие концентрации SiO_2 (84.57 – 96.75 мас.%) и разброс значений гидролизатного (ГМ), титанового (ТМ) и железного (ЖМ) петрохимических модулей. Так, величина ГМ варьируется от 0.03 до 0.13, что позволяет классифицировать их как гипер- и супер-, так и нормосилиты. Значения ТМ изменяются от 0.01 до 0.14 и отвечают всем хемотипам силитов по величине этого модуля от гипо- до гипертитанистых. Значения ЖМ варьируется от 0.15 до 0.73 и отвечают гипо-, нормо- и супержелезистым силитам.

Песчаники и алевропесчаники верхней подсвиты удинской свиты обнаруживают содержания SiO_2 , варьирующие от 71.16 до 86.36 мас.%. Значения гидролизатного модуля (ГМ) изменяются в диапазоне от 0.10 до 0.28, что отвечает нормо- и миосилитам. Значения фемического модуля (ФМ = 0.05 – 0.14) указывают на нормо- и суперфемичность. Величина модуля нормированной щелочности (НКМ=0.20–0.30), а также значения щелочного модуля (ЩМ=0.51–1.04) позволяют отнести их к нормощелочным силитам [Юдович, Кетрис, 2000].

В целом, наличие положительных корреляций между ГМ–ФМ ($r = 1.0$) и ТМ–ФМ ($r = 0.3$) (рис. 24 б, д), наряду с низкими концентрациями MgO (0.06 — 2.38) не превышающими 3%, позволяют классифицировать изученные алевропесчаники, песчаники и гравелиты нижней и верхней подсвит удинской свиты как петрогенные осадочные породы [Юдович, Кетрис, 2000].

Редкие и редкоземельные элементы

Содержания редких и рассеянных элементов в аркозовых гравелитах, песчаниках и алевропесчаниках удинской свиты приведены в Таблице 5.

Концентрации Rb и Ba в гравелитах и песчаниках нижней подсвиты удинской свиты ($Rb_{cp.} = 41$ г/т, $Ba_{cp.} = 257$ г/т), являются повышенными относительно содержаний этих элементов в СПКП, в то время как концентрации этих элементов в алевропесчаниках верхней подсвиты удинской свиты ($Rb_{cp.} = 49$ г/т, $Ba_{cp.} = 175$ г/т) близки СПКП. Средние значения элементов группы железа в породах нижней подсвиты удинской свиты ($Co_{cp.} = 4$ г/т, $Ni_{cp.} = 15$ г/т), являются близкими таковым в СПКП. Породы верхней части оселковой серии демонстрируют повышение концентраций Co и Ni ($Co_{cp.} = 12$ г/т, $Ni_{cp.} = 37$ г/т) в 3-4 раза относительно СПКП. Содержания циркония, ниобия и иттрия в отложениях нижней подсвиты удинской свиты ($Zr_{cp.} = 133$ г/т, $Nb_{cp.} = 5$ г/т, $Y_{cp.} = 8$ г/т) ниже чем в алевропесчаниках ($Zr_{cp.} = 206$ г/т, $Nb_{cp.} = 10$ г/т, $Y_{cp.} = 26$ г/т) и близки СПКП. Средние значения радиоактивных элементов ($Th_{cp.} = 4$ г/т; $U_{cp.} = 0.9$ г/т) являются близкими СПКП, тогда как породы верхней подсвиты удинской свиты ($Th_{cp.} = 15$ г/т; $U_{cp.} = 2.3$ г/т) обнаруживают повышенные концентрации этих элементов относительно указанного эталона.

Редкоземельные элементы

Терригенные отложения нижней и верхней частей удинской свиты характеризуются фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов ($La_n/Yb_n = 6.9 - 19.8$), и обогащением легкими лантаноидами ($La_n/Sm_n = 2.9 - 5.7$) относительно тяжелых ($Gd_n/Yb_n = 0.9 - 2.3$) (рис. 26). Для всех образцов аркозовых песчаников, гравелитов и алевропесчаников удинской свиты фиксируется отчетливая отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.4 - 0.7$). Следует отметить, что большинство образцов песчаников и гравелитов нижней подсвиты удинской свиты обнаруживают пониженные концентрации РЗЭ относительно СПКП, в то время как для песчаников и алевропесчаников верхней подсвиты удинской свиты

характерны повышенные концентрации этих элементов по отношению к указанному эталону (рис. 26) [Condie, 1993].

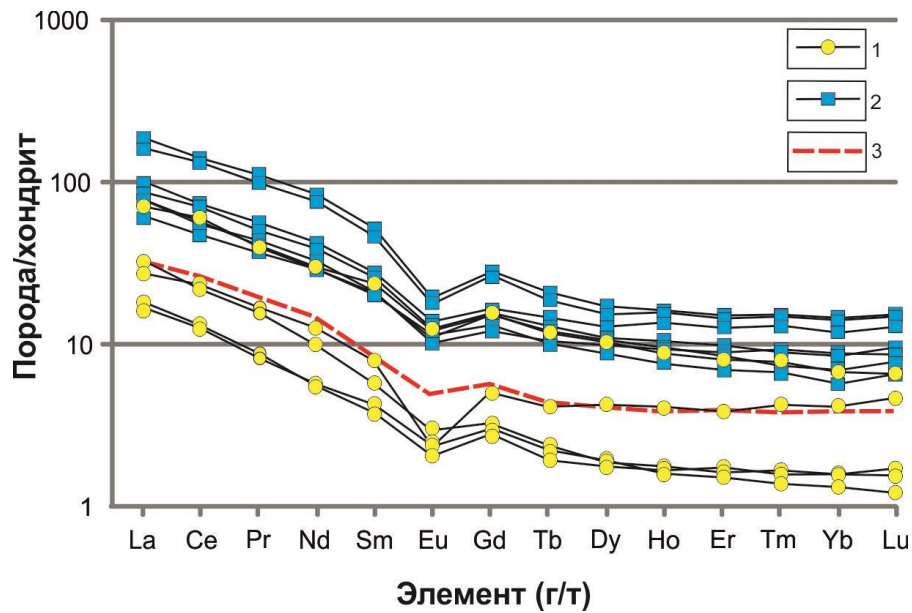


Рисунок 26. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Boynon, 1984] для терригенных пород удинской свиты.

Условные обозначения: 1 – спектры распределения РЗЭ в терригенных отложениях нижней подсвиты удинской свиты; 2 – спектры распределения РЗЭ в терригенных отложениях верхней подсвиты удинской свиты; 3 – спектры распределения РЗЭ в среднем протерозойском кратонном песчанике [Condie, 1993].

4.3.3. Айсинская свита

Изученные образцы пород айсинской свиты представлены аркозовыми песчаниками и алевропесчаниками.

Петрогенные элементы

В составе песчаников и алевропесчаников айсинской свиты содержания SiO_2 варьируются от 63.60 до 74.45 мас.%. Значения ГМ для большинства пород изменяются от 0.21 до 0.24, что позволяет отнести их к миосилитам. Исключение составил один образец (z1342), значение модуля ГМ для которого составляет 0.38

и отвечает нормосиаллитам. Величина фемического модуля ($\text{ФМ} = 0.08 - 0.17$) позволяет отнести их к нормо- и суперфемическим. По величине значений модуля нормированной щелочности ($\text{НКМ} = 0.24 - 0.27$) и щелочного модуля ($\text{ЩМ} = 0.44 - 0.83$), а также учитывая то, что сумма щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) не превышает 4 мас.%, породы айсинской свиты относятся к нормощелочным. Положительная корреляция между ГМ-ФМ ($r = 0.9$) и ТМ-ФМ ($r = 0.3$) (рис. 24в, е) свидетельствует о петрогенной природе терригенных пород айсинской свиты [Юдович, Кетрис, 2000].

Редкие и редкоземельные элементы

Песчаники и алевропесчаники айсинской свиты обнаруживают более высокие концентрации рубидия ($\text{Rb}_{\text{ср.}} = 67$ г/т), бария ($\text{Ba}_{\text{ср.}} = 236$ г/т), кобальта ($\text{Co}_{\text{ср.}} = 17$ г/т), никеля ($\text{Ni}_{\text{ср.}} = 45$ г/т), циркония ($\text{Zr}_{\text{ср.}} = 183$ г/т), ниобия ($\text{Nb}_{\text{ср.}} = 10$ г/т), иттрия ($\text{Y}_{\text{ср.}} = 26$ г/т) и радиоактивных элементов ($\text{Th}_{\text{ср.}} = 9$ г/т; $\text{U}_{\text{ср.}} = 2$ г/т) относительно СПКП (Таблица 5).

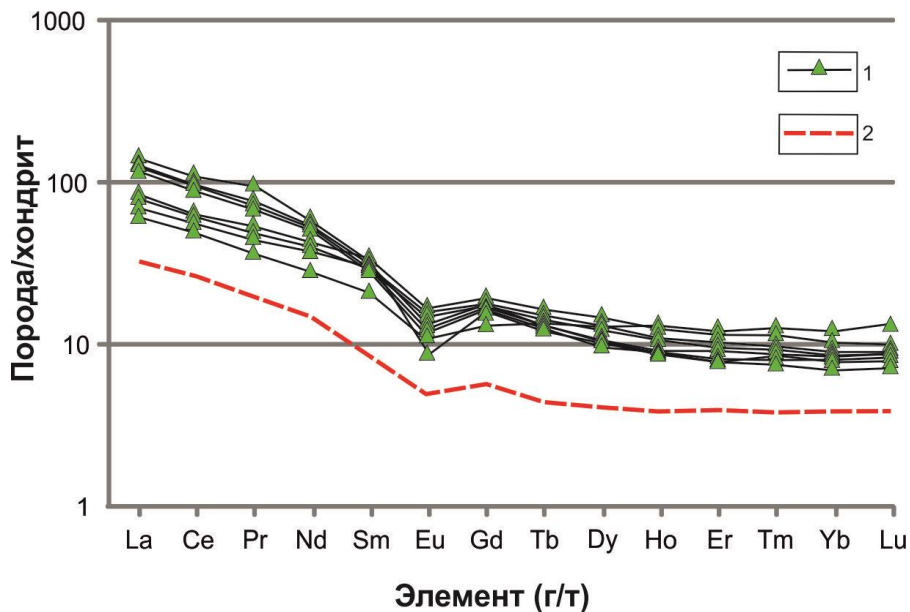


Рисунок 27. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Boynston, 1984] для терригенных пород айсинской свиты.

Условные обозначения: 1 – спектры распределения РЗЭ в терригенных отложениях айсинской свиты; 2 — спектры распределения РЗЭ в среднем протерозойском кратонном песчанике [Condie, 1993].

Терригенные отложения айсинской свиты характеризуются фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов ($La_n/Yb_n = 4.7 - 13.7$) и обогащением легкими лантаноидами ($La_n/Sm_n = 2.2 - 4.1$) относительно тяжелых ($Gd_n/Yb_n = 1.1 - 2.2$) (рис. 27).

Для всех исследуемых образцов песчаников и алевропесчаников айсинской свиты фиксируется отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.6 - 0.7$). В целом, песчаники и алевропесчаники айсинской свиты характеризуются повышенными концентрациями РЗЭ относительно таковых в СПКП [Condie, 1993].

4.4. История выветривания терригенных отложений оселковой серии

На диаграмме А–СN–К (рис. 28) точки составов пород марнинской свиты, имеющие значения K_2O/Na_2O от 27 до 75, а также фигуративные точки пород нижней подсвиты удинской свиты, значения K_2O/Na_2O для которых варьируется от 10 до 33 (Таблица 4), образуют тренд, параллельный линии А–К. Такой тренд свидетельствует об эпигенетических преобразованиях этих пород [Япаскурт, 1994; Юдович, Кетрис, 2008], в процессе которых произошел вынос Na_2O [McLennan, 2001; Varga and Szakmany, 2004; Varga et al., 2007], а также распад калиевых полевых шпатов, приводящий к их пилитизации и регенерации [Fedo et al., 1995]. Подобные изменения терригенных пород марнинской и нижней части удинской свиты не позволяют в полной мере использовать индекс CIA [Nesbitt, Young, 1982], так как при его расчете учитываются содержания Na_2O . Точки составов песчаников и алевропесчаников верхней подсвиты удинской свиты, а также айсинской свиты, значение K_2O/Na_2O для которых не превышает 1–2, на диаграмме А–СN–К образуют поле, расположенное вблизи фигуративной точки среднего протерозойского песчаника К. Конди [Condie, 1993], а также вдоль тренда прогрессивного выветривания гранитов [Интерпретация..., 2001]. Такое расположение фигуративных точек допускает возможность применения индекса CIA для этих пород.

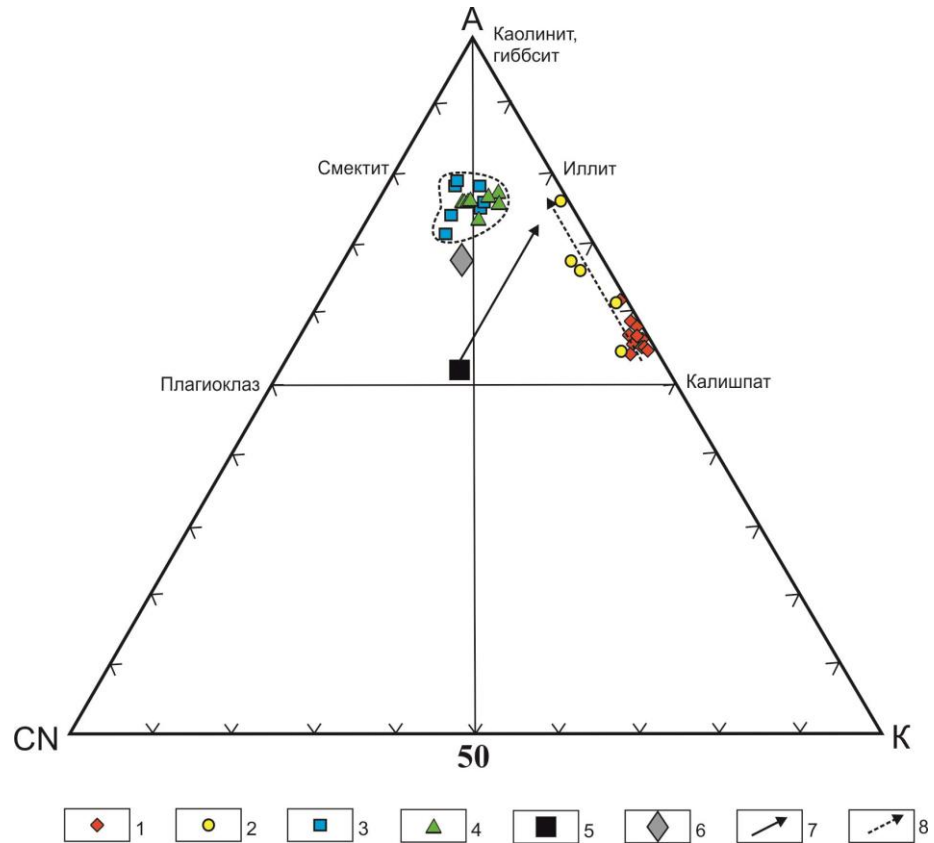


Рисунок 28. Диаграмма А-СN-К ($Al_2O_3-(CaO^*+Na_2O)-K_2O$) [Nessbit, Young, 1989] для терригенных пород оселковой серии.

Условные обозначения: 1 – фигуративные точки песчаников и алевропесчаников марнинской свиты; 2 – нижней подсвиты удинской свиты; 3 – верхней подсвиты удинской свиты; 4 – айсинской свиты; 5 – фигуративная точка среднего гранита [Condie, 1993]; 6 – точка состава среднего протерозойского кратонного песчаника [Condie, 1993]; 7 – тренд выветривания среднего гранита [Интерпретация..., 2001]; 8 – тренд выветривания исследуемых пород.

Таким образом, анализ положения точек составов песчаников и алевропесчаников нижней (марнинская свита и нижняя подсвита удинской свиты) и верхней частей (верхняя подсвита удинской свиты и айсинская свита) оселковой серии на диаграмме А-СN-К, позволил применить индекс химического

выветривания CIA только для пород верхней части оселковой серии (верхняя подсвета удинской свиты и айсинская свита) [McLennan, 2001].

Данный вывод подтверждается и петрографическими и литогеохимическими особенностями песчаников и гравелитов нижней и верхней частей оселковой серии. Для пород марнинской свиты характерны значительные вторичные изменения пород, в том числе регенерация калиевых полевых шпатов, выраженная гребневидным обрастанием обломочных зерен калиевых полевых шпатов аутигенным калиевым полевым шпатом, а также интенсивная пелитизация полевых шпатов с образованием глинисто-гидрослюдистого агрегата (рис. 22а, б). Породы нижней подсветы удинской свиты также характеризуются интенсивной пелитизацией калиевых полевых шпатов с образованием глинисто-гидрослюдистого агрегата, а также серицитизацией плагиоклазов (рис. 22в, г).

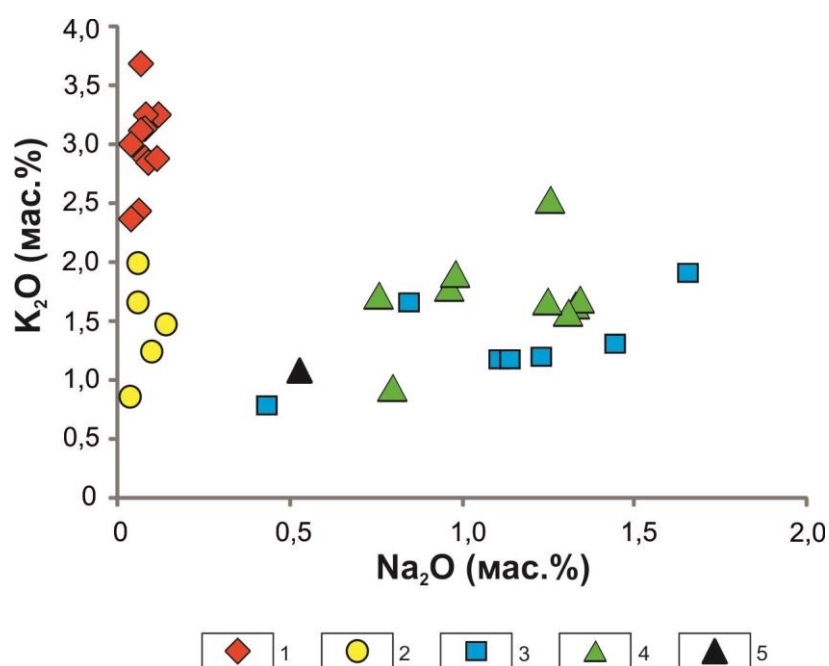


Рисунок 29. Диаграмма K_2O - Na_2O для терригенных пород оселковой серии.

Условные обозначения: 1 – фигуративные точки песчаников и алевропесчаников марнинской свиты; 2 – нижней подсветы удинской свиты; 3 –

верхней подсвиты удинской свиты; 4 – айсинской свиты; 5 – фигуративная точка среднего протерозойского кратонного песчаника (СПКП) [Condie, 1993].

Породы марнинской и нижней части удинской свиты обнаруживают чрезвычайно низкие концентрации Na_2O при высоких содержаниях K_2O , относительно СПКП (рис. 29, Таблица 4). Значения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ для гравелитов и песчаников марнинской свиты варьируются от 27 до 75, а для пород нижней подсвиты удинской свиты от 10 до 33. Петрографические и геохимические особенности, отмеченные в породах марнинской и нижней части удинской свит, являются типичными для процессов эпигенетической проработки пород [Копелиович, 1965; Ножкин, Гавриленко, 1976; Юдович, Кетрис, 2008]. Низкие содержания Na_2O в песчаниках и гравелитах марнинской и нижней части удинской свиты могут указывать на потерю Na_2O в результате его высокой мобильности в процессах химического выветривания, диагенеза и катагенеза [McLennan, 2001; Varga and Szakmany, 2004; Varga et al., 2007].

Породы верхней части удинской свиты, а также айсинской свиты обнаруживают менее интенсивно проявленные вторичные изменения, которые выражены слабой пелитизацией полевых шпатов, образованием гидроокислов железа и хлоритизацией биотита (рис. 22д, е, ж, з). Уровни концентраций Na_2O и K_2O в этих образцах близки содержаниям этих элементов в СПКП, значение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ для них не превышает 1–2 (Таблица 4, рис. 29). Величина индекса выветривания CIA для отложений нижней части удинской свиты, а также айсинской свиты варьирует от 60 до 76, что указывает на умеренную степень химического преобразования пород в области источника этих терригенных отложений.

4.5. Результаты исследований детритовых цирконов из терригенных пород оселковой серии

U-Pb исследования выполнены методом LA-ICP-MS по детритовым цирконам, выделенным из аркозовых песчаников нижней (обр. №1110) и верхней

(обр. №1142) частей разреза удинской свиты. Проанализированные детритовые цирконы представлены полуокатанными и окатанными зернами удлиненно-призматической формы. Размер зерен колеблется от 60 до 260 μm . Приведенные ниже катодолюминесцентные изображения проанализированных зерен детритовых цирконов демонстрируют хорошо выраженную магматическую зональность (Рис. 30).

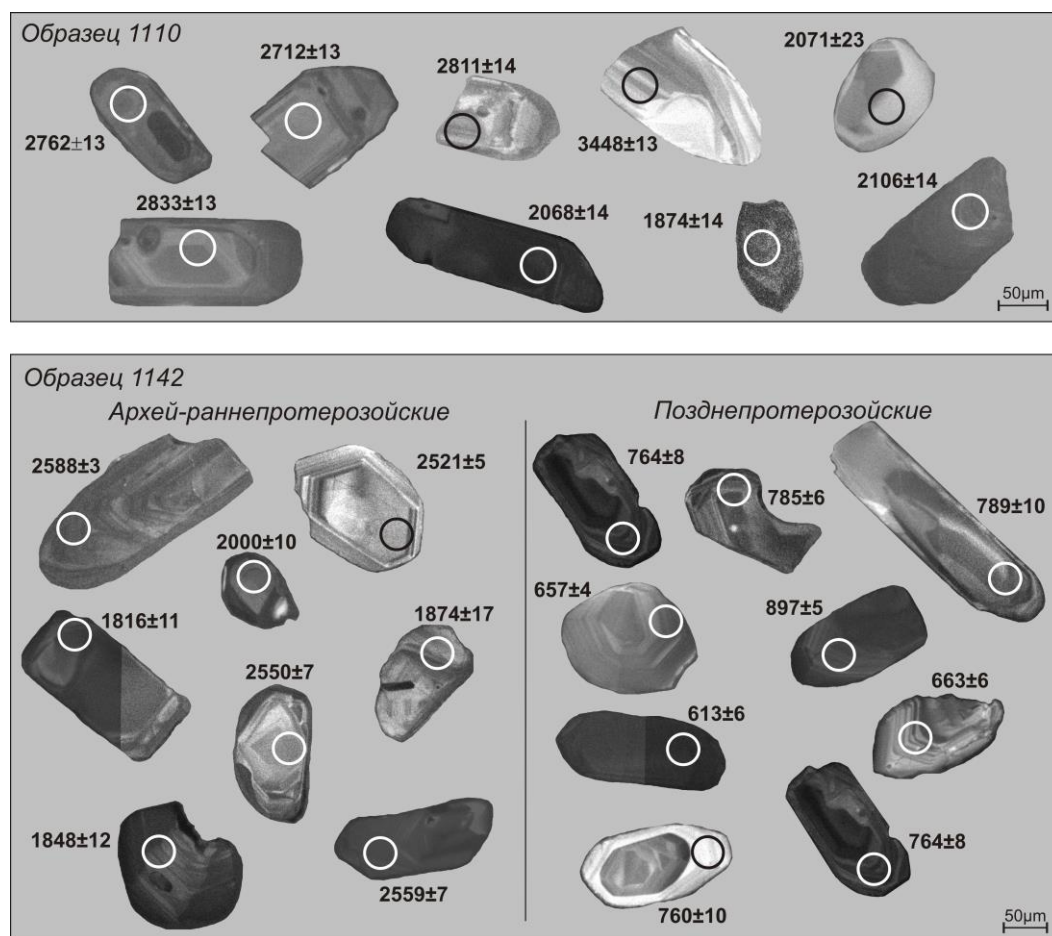


Рисунок 30. Катодолюминесцентные изображения детритовых цирконов из терригенных отложений оселковой серии.

4.5.1. Нижняя подсвита удинской свиты

Для U-Pb исследований детритовых цирконов из терригенных отложений нижней подсвиты удинской свиты была отобрана проба аркозовых песчаников.

Из аркозового песчаника базального горизонта удинской свиты (проба №1110) было выделено 102 зерна детритовых цирконов. Конкордантные значения были получены для 41 зерна (Таблица 6). Из них 23 зерна получили архейские оценки возраста, остальные 18% зерен детритовых цирконов обнаруживают раннепротерозойские возрасты. Архейские детритовые цирконы отвечают оценкам возраста в интервале от 2528 до 3448 млн лет. Основные возрастные пики приходятся на 2711 млн лет (3 зерна), 2770 млн лет (7 зерен) (рис. 31а). Раннепротерозойские детритовые цирконы имеют возрасты от 1740 до 2479 млн лет. Основной возрастной пик приходится на 2100 млн лет (5 зерен).

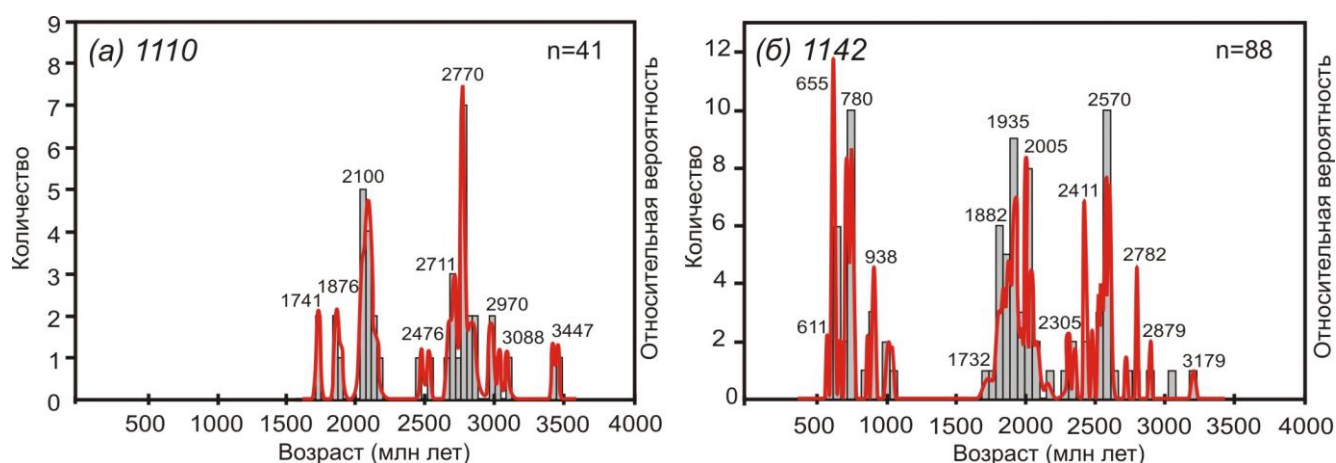


Рисунок 31. Гистограммы относительной вероятности возраста детритовых цирконов из терригенных отложений оселковой серии.

4.5.2. Верхняя подсвита удинской свиты

Для U-Pb исследований детритовых цирконов, из аркозовых песчаников верхней подсвиты удинской свиты была отобрана проба №1142. Среди выделенных детритовых цирконов (113 зерен) конкордантные значения возраста были получены для 88 зерен (Таблица 6).

17% исследованных детритовых цирконов имеют архейские возрасты, 56% раннепротерозойские, и 27% позднепротерозойские (рис. 31б). Архейские оценки возраста распределились в интервале 2517 – 3182 млн лет, основной возрастной пик приходится на 2570 млн лет (10 зерен). Наибольшая возрастная группа детритовых цирконов из аркозовых песчаников верхней подсвиты удинской

свиты отвечает раннему протерозою, их возрасты изменяются от 1731 до 2486 млн лет, основные возрастные пики соответствуют 1882 млн лет (6 зерен), 1935 млн лет (9 зерен) и 2005 млн лет (8 зерен). Обильная популяция позднепротерозойских детритовых цирконов охватывает возрастной интервал от 613 до 946 млн лет с основными пиками на 780 млн лет (10 зерен) и 655 млн лет (6 зерен).

4.6. Источники вещества и геодинамические условия образования терригенных отложений оселковой серии

Терригенные породы нижней части оселковой серии (марнинская свита и нижняя часть удинской свиты) в основном сложены плохо отсортированным полуокатанным и неокатанным материалом (рис. 22а, б, в, г), что может указывать на близость пород источника к бассейну седиментации. Расположение фигуративных точек пород марнинской и нижней части удинской свиты оселковой серии на диаграмме F–Q–L (полевые шпаты–кварц–обломки пород) (рис. 32) [Dickinson et al., 1983] свидетельствует о том, что они образовались в основном за счет разрушения пород внутренней части кратона.

Породы верхней части удинской свиты, а также все исследованные песчаники и алевролиты айсинской свиты, отличаются от пород нижней части серии более тонкозернистым составом алевро-песчаниковой размерности, различной степенью окатанности обломочного материала, а также средней сортировкой (рис. 22д, е, ж, з), что указывает на отдаленность области источника от бассейна седиментации этих пород. На диаграмме F–Q–L (рис. 32) точки их составов расположились преимущественно в поле пород, образованных за счет разрушения рециклированных орогенов.

Обломки пород в гравелитах и песчаниках марнинской свиты и нижней части удинской свиты оселковой серии представлены гранитоидами, кварцитами и кислыми эффузивами. В породах верхней части удинской свиты и айсинской свиты, наряду с гранитоидами и кварцитами также отмечаются обломки аргиллитов, алевролитов и эффузивов кислого и основного состава. Акцессорные

минералы, отмеченные в породах марнинской и удинской свит, в основном характерны для пород кислого состава (апатит, турмалин, циркон, титанит). В минеральном составе образцов пород айсинской свиты, наряду с указанными выше аксессуориями, отмечаются зерна эпидота, типичные для пород основного состава.

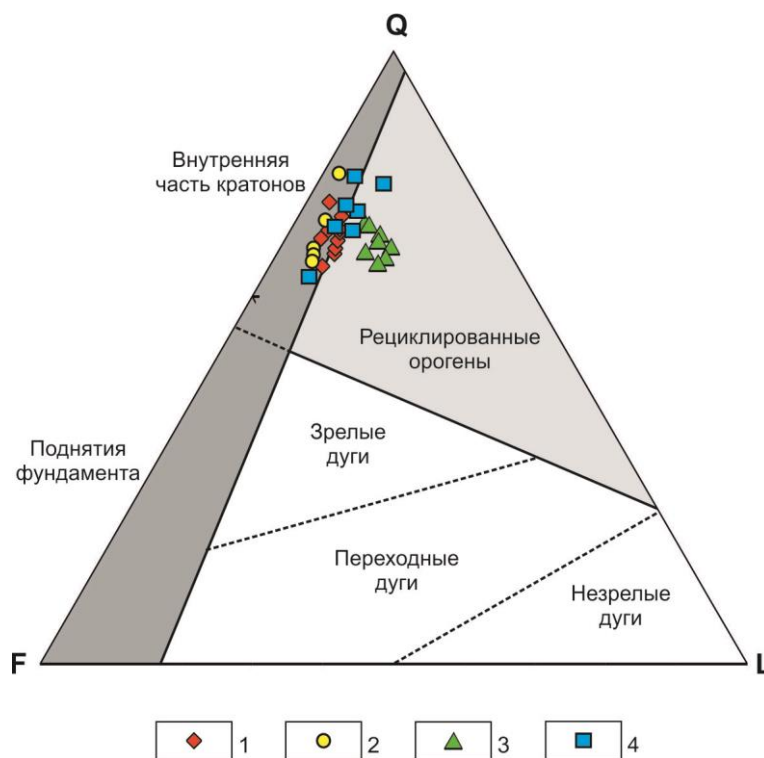


Рисунок 32. Диаграмма F-Q-L (полевые шпаты – кварц – обломки пород) [Dickinson, 1983] для терригенных пород оселковой серии.

Условные обозначения: 1 – точки составов пород марнинской свиты, 2 – нижней подсвиты удинской свиты, 3 – верхней подсвиты удинской свиты, 4 – айсинской свиты.

Исследуемые песчаники и алевропесчаники оселковой серии обнаруживают фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов, и обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых ($La_n/Yb_n = 4.7-19.8$). Для пород удинской и айсинской свит, а также одного образца марнинской свиты (обр. z1322) отмечается наличие отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.5-0.7$) (Таблица 4, рис. 25, 26, 27), что свидетельствует о преобладании

в области источника магматических пород кислого состава. Для большинства песчаников и гравелитов марнинской свиты обнаруживается отсутствие или положительная европиевая аномалия ($Eu/Eu^*=0.9-2.8$) на спектрах РЗЭ (рис. 25), однако эти образцы не обнаруживают кардинальных отличий в петрографическом составе от остальных пород нижней части оселковой серии, следовательно, такое распределение редкоземельных элементов может быть связано с различной степенью эпигенетических преобразований, не отражая при этом первичный состав источника сноса.

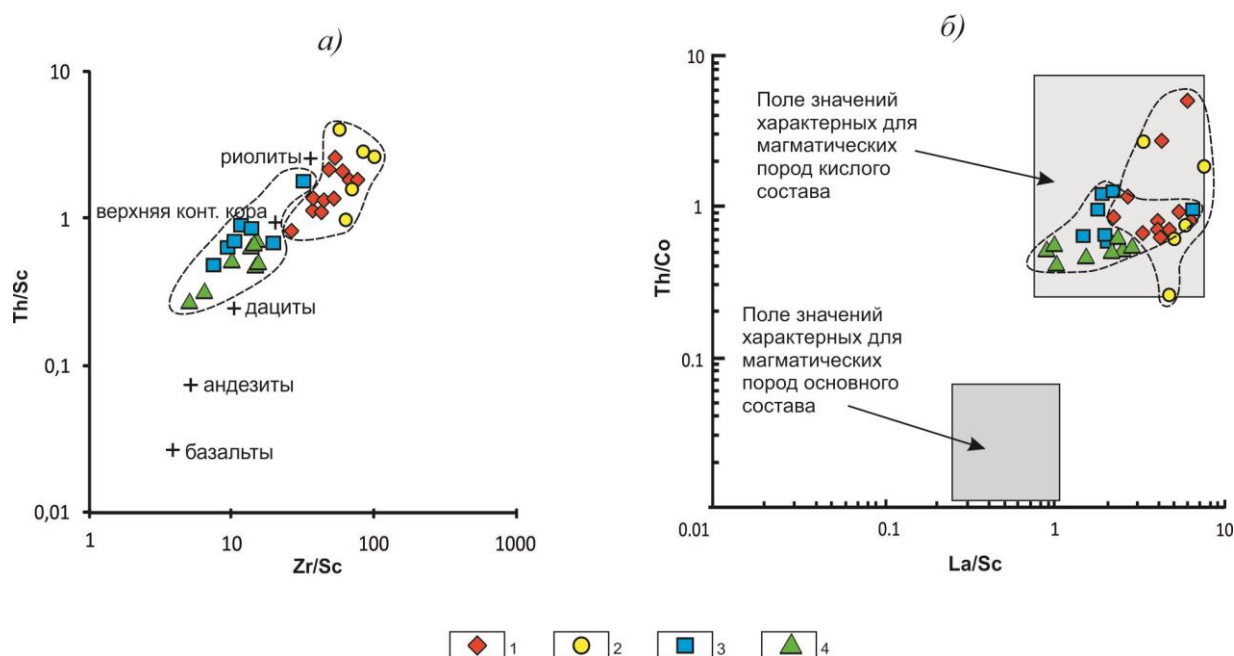


Рисунок 33. Диаграммы $Th/Sc - Zr/Sc$ (а) [McLennan et al., 1993] и $Th/Co - La/Sc$ (б) [Cullers, 2002] для терригенных пород оселковой серии.

Условные обозначения: 1 – фигуративные точки терригенных пород марнинской свиты, 2 – нижней подсвиты удинской свиты, 3 – верхней подсвиты удинской свиты, 4 – айсинской свиты.

Как было рассмотрено выше, терригенные породы марнинской свиты и нижней части удинской свиты обнаруживают геохимические характеристики

отличные от пород верхней части удинской свиты и айсинской свиты, что может свидетельствовать о различных источниках сноса для пород нижней и верхней частей разреза оселковой серии. Этот вывод подтверждается положением фигуративных точек пород нижней и верхней частей оселковой серии на диаграммах Th/Sc–Zr/Sc (рис. 33а) [McLennan et al., 1993] и Th/Co – La/Sc (рис. 33б) [Cullers, 2002], где они образуют два отдельных кластера, при этом наблюдается смещение фигуративных точек пород верхней части оселковой серии к поле значений, характерных для магматических пород основного состава.

Таким образом, для терригенных пород марнинской свиты и нижней части удинской свиты в качестве основного источника сноса принимаются породы кислого состава. Что касается пород верхней части удинской и айсинской свит, то их источник сноса мог иметь смешанный состав (породы кислого и основного составов), что также подтверждается набором обломков пород и акцессорных минералов.

Вывод о различных источниках сноса для пород верхней и нижней частей оселковой серии подтверждается и геохронологическими U-Pb (LA-ICP-MS) данными, полученными в ходе настоящего по детритовым цирконам нижней части оселковой серии, а также данными Ю.К. Советова с соавторами [Советов и др., 2015]. В результате этих исследований были получены возрастные спектры архейского и раннепротерозойского возраста, соответствующие возрасту пород фундамента Сибирского кратона [Rojas-Agramonte et al., 2011]. Наибольшее количество цирконов соответствует возрасту 1.9–1.85 млрд лет и свидетельствует о том, что граниты саянского комплекса и вулканиты елашской серии, широко распространенные в Присяянском краевом выступе Сибирского кратона [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2003, 2006; Донская и др., 2014, 2016], могли быть одним из основных источников обломочного материала в бассейн их седиментации.

Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов из терригенных отложений верхней части удинской свиты, кардинально отличают их от нижележащих стратоподразделений. Здесь, наряду с обильной популяцией

детритовых цирконов, возраст которых полностью соответствует возрасту пород архейско-раннепротерозойского фундамента южной окраины Сибирского кратона, появляются многочисленные детритовые цирконы позднерифейского возраста, не характерные для пород фундамента южной окраины Сибирского кратона. Такой контраст еще раз подтверждает смену условий седиментации, произошедшую во время накопления пород верхней части оселковой серии.

ГЛАВА 5. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА (САЯНО-БАЙКАЛО-ПАТОМСКИЙ ПОЯС)

5.1. Краткий обзор современного состояния исследований эволюции Земной коры в докембрии и постановка проблемы

Современные палеогеографические исследования эволюции Земной коры в докембрии основаны на концепции суперконтинентальных циклов [Nance and Murphy, 2013]. Согласно этой концепции предполагается, что в протерозое существовало как минимум два суперконтинента: Нуна (или Колумбия) и Родиния. Многие исследователи до сих пор широко обсуждают время их образования и распада [Hoffman, 1991; Dalziel, 1997; Pisarevsky et al., 2003; Pesonen et al., 2003; Li et al., 2008; Zhao et al., 2004; Evans and Mitchell, 2011; Zhang et al., 2012; Pisarevsky et al., 2014]. На сегодняшний день, существует масса доказательств того, что Сибирский кратон являлся одним из основных составляющих Нуны и Родинии [Pisarevsky and Natapov, 2003; Gladkochub et al., 2006a; Pisarevsky et al., 2008; Wingate et al., 2009; Gladkochub et al., 2010a; Ernst et al., 2013; Pisarevsky et al., 2014]. Современные палеомагнитные реконструкции свидетельствуют в пользу того, что Сибирский кратон и Лаврентия (Северная Америка), являлись составляющими частями общего суперконтинента и находились в определенном взаимном расположении: южный фланг Сибирского кратона располагался вблизи северного фланга Лаврентии, в период от ~1850 млн лет до ~700 млн лет [Gallet et al., 2000; Pisarevsky and Natapov, 2003; Pisarevsky et al., 2008; Wingate et al., 2009; Evans and Mitchell, 2011; Evans et al., 2016]. Распад Родинии, в результате реализации процессов внутриконтинентального растяжения, привел к отделению Сибирского кратона от Лаврентии, что привело к открытию между этими кратонами Палеоазиатского океана. Эти выводы подтверждают и существующие разновозрастные крупные дайковые рои (LIP) на этих континентах [Gladkochub et al., 2006b, 2010a, b; Ernst et al., 2016]. Всего, на

окраинах юга Сибирского кратона и севера Лаврентии, зафиксировано восемь разновозрастных крупных магматических провинций (LIP) в интервале от ~1.9 млрд лет до ~0.7 млрд лет [Ernst et al., 2016]. Они, в свою очередь, свидетельствуют о генетической связи между этими континентами, и предполагают их близкое пространственное расположение в период от раннего протерозоя до позднего рифея, т.е. вплоть до открытия Палеоазиатского океана. Такие крупные магматические провинции (LIP) играют важную роль в реконструкции процессов распада суперконтинентов [Ernst, 2014]. Упомянутые выше разновозрастные крупные магматические провинции юга Сибирского кратона и Лаврентии представлены, главным образом, докембрийскими дайковыми роями основного состава, сложенными долеритами.

Однако, сами по себе дайковые рои отражают лишь процессы растяжения, а история зарождения рифта и его развития вплоть до открытия палеоокеана, фиксируется вулканогенно-осадочными и осадочными последовательностями пассивных континентальных окраин. То есть, всесторонние исследования позднедокембрийских осадочных толщ, распространенных вдоль южной окраины Сибирского кратона, могут помочь восстановить историю открытия и последующего развития Палеоазиатского океана.

5.2. Сравнительная характеристика осадочных толщ Саяно-Байкало-Патомского пояса

Осадочные породы позднего докембрия слагают протяженный (более 2000 км) Саяно-Байкало-Патомский пояс (СБПП) в пределах южного фланга Сибирского кратона, прослеживающийся от бассейна р. Бирюса на западе, через Прибайкалье, до Патомского нагорья на северо-востоке. Условно, в пределах пояса могут быть выделены Саянский, Байкальский и Патомский сегменты. Краткий обзор сравнительных характеристик позднерифейских толщ СБПП приведен ниже в соответствии с принадлежностью тех или иных стратоподразделений к определенному сегменту рассматриваемого пояса позднедокембрийских осадочных пород.

5.2.1. Саянский сегмент

В результате петрографических и литогеохимических исследований терригенных отложений карагасской и оселковой серий Саянского сегмента СБПП было установлено, что осадочные толщи, относящиеся к баллаганахскому горизонту и нижней части дальнетайгинского горизонта (шангулежская, тагульская и ипситская свиты карагасской серии, а также марнинская и нижняя подсвита удинской свиты оселковой серии) (рис. 3), накапливались в условиях обширного континентального шельфа. Эти стратоподразделения обнаруживают сходные характеристики. Для большинства исследуемых пород карагасской и нижней части оселковой серии диагностируется гиперкалиевый аркозовый состав, плохая и средняя степени окатанности и сортировки, обилие обломков гранитоидов и кислых эффузивов в кластогенной составляющей. Эти породы характеризуются схожими концентрациями Rb, Ba, Co, Ni, Zr, Th, U, Zr, Sc и других редких и рассеянных элементов, а также однотипностью спектров распределения РЗЭ и наличием отрицательной европиевой аномалии. Совокупность перечисленных особенностей свидетельствует о том, что основными источниками сноса для этих отложений являлись кислые магматические породы.

Петро- и литогеохимические свойства терригенных отложений верхней части оселковой серии, относящиеся к верхам дальнетайгинского и жуинскому региональным стратиграфическим горизонтам, обнаруживают существенные отличия от нижележащих пород. Они диагностируются как нормощелочные аркозы, для них характерна более тонкозернистая размерность обломочного материала и наличие обломков эффузивных пород основного состава в кластогенной составляющей. Кроме того, они обнаруживают пониженные концентрации радиоактивных (Th, U), редкоземельных и высокозарядных (Zr, Nb, Y) элементов, а также Ni и Co относительно концентраций этих элементов в песчаниках и алевропесчаниках нижней части оселковой и карагасской серии, что в совокупности может свидетельствовать о существовании дополнительного источника сноса в бассейн седиментации этих пород.

5.2.2. Байкальский сегмент

Литогеохимические и петрографические свойства терригенных отложений байкальской серии Байкальского сегмента СБПП, а именно голоуспенской свиты нижней части байкальской серии, относящейся к основанию дальнетайгинского горизонта, и качергатской свиты, завершающей разрез байкальской серии, расположенной в базальной части жуинского регионального горизонта, обнаруживают существенные различия [Летникова и др., 2013]. Терригенно-карбонатные отложения голоуспенской и качергатской свит, несмотря на однотипный характер спектров распределения редкоземельных элементов и наличие отрицательной европиевой аномалии, характеризуются различным составом псаммитов. Так, породы голоуспенской свиты классифицируются как гиперкалиевые аркозы, а песчаники и алевролиты качергатской свиты являются натриевыми аркозами. Среди кластогенной составляющей песчаников и алевропесчаников голоуспенской свиты доминируют обломки кислых магматических пород, тогда как для терригенных отложений качергатской свиты характерны обломки пород основного состава и высокая магнезиальность. В соответствии с реконструкцией палеогеодинамических обстановок накопления этих стратоподразделений, седиментация пород голоуспенской и улунтуйской свит байкальской серии происходила в условиях пассивной континентальной окраины, а во время накопления отложений качергатской свиты фиксируется смена геодинамического режима. Изотопные характеристики Nd, полученные для пород голоуспенской и качергатской свит байкальской серии, опубликованные в той же работе [Летникова и др., 2013], также отражают смену состава пород в области источника сноса. Nd модельные возрасты $T_{ND}(DM)$ пород голоуспенской и качергатской свит составили 2.6 – 2.1 млрд лет, что соответствует архей-раннепротерозойским породам фундамента Сибирского кратона [Ковач и др., 2000; Попов и др., 2010]. Туффиты верхней части качергатской свиты имеют Nd модельный возраст $T_{ND}(DM)$ около 1.9 млрд лет, что свидетельствует о добавлении ювенильного пирокластического материала, нетипичного для юга Сибири.

5.2.3. Патомский сегмент

Литолого-геохимические особенности позднедокембрийских пород Патомского комплекса СБПП, охарактеризованные в работе В.К. Немерова и А.М. Станевича [2001], позволили определить различные условия осадконакопления терригенно-карбонатных толщ баллаганакской, дальнетайгинской и жуинской серий. Отложения баллаганакской серии, относимые к одноименному региональному стратиграфическому горизонту, сложены мощными толщами песчаников, алевролитов и аргиллитов, переслаивающихся с углеродистыми сланцами, и обнаруживают в основном полимиктовый и аркозовый состав. Геохимический состав этих пород характеризуется повышенными концентрациями Li, Be, Ba, Sr, Zr, и Ti, что является типичным для пород фундамента Сибирского кратона [Немеров, Станевич, 2001; Эволюция..., 2006].

Комплексы пород дальнетайгинской серии представлены более глубоководными, зачастую фосфатоносными осадками и сложены преимущественно доломитами, кварцевыми песчаниками и известняками. Геохимический состав нижней (джемкуканская свита) и верхней (валюхтинская свита) частей дальнетайгинской серии обнаруживает существенные различия. Так, отложения джемкуканской свиты характеризуются повышенными концентрациями Li, Be, Ba, Sr, Zr, Ti, а также U, V и Mo, что свидетельствует о преобладании кислых магматических пород в области источника сноса. Породы валюхтинской свиты отличаются от нижележащих отложений джемкуканской свиты резко повышенными концентрациями Fe, Mg, Mn, а также Co, Ni, V, Zn, Cu и Au, что указывает на наличие магматических пород основного и ультраосновного состава в области источника сноса [Там же].

Жуинский горизонт Патомской зоны СБПП представлен отложениями никольской и ченчинской свит жуинской серии. Никольская свита сложена преимущественно песчаниками и доломитами. Литогеохимические характеристики пород никольской свиты, аналогичны свойствам терригенных отложений валюхтинской свиты дальнетайгинской серии и также

свидетельствуют о присутствии вулканогенного материала среднего состава в области питающей провинции [Немеров, Станевич, 2001; Эволюция..., 2006]. Ченчинская свита, представляющая верхний уровень жуинского регионального горизонта, сложена преимущественно биохемогенными известняками. Они являются самыми углеродонасыщенными породами рассматриваемого региона и обнаруживают повышенные содержания V, U, Zn и Pb, что, по-видимому, связано с высокими концентрациями в них органического вещества [Немеров, Станевич, 2001; Эволюция..., 2006].

5.3. Сравнительный анализ данных по U-Pb (LA-ICP-MS) исследованиям детритовых цирконов из терригенных отложений Саяно-Байкало-Патомского пояса

5.3.1. Саянский сегмент

Первые данные по U-Pb (LA-ICP-MS) исследованиям детритовых цирконов из позднедокембрийских осадочных толщ Саянского сегмента СБПП касались верхней части разреза терригенных отложений оселковой серии, а именно песчаников верхней подсвиты удинской свиты и айсинской свиты [Летникова и др., 2013 и Советов и др., 2015] (рис. 34). В результате этих исследований были получены как архей-раннепротерозойские «сибирские» возрасты детритовых цирконов, полностью соответствующие возрасту пород фундамента Сибирского кратона, так и позднепротерозойские, нехарактерные для пород фундамента Сибирского кратона («несибирские»), при этом, возрасты самых молодых детритовых цирконов составили 656 ± 4 ; 652 ± 9 и 674 ± 17 млн лет, что позволило ограничить возраст накопления удинской свиты эдиакарием (поздний венд). Детритовые цирконы из песчаников айсинской свиты [Советов и др., 2015] (рис. 34), также демонстрируют бимодальное распределение возрастных спектров. Гистограммы относительной вероятности содержат три отчетливых пика: архейский (2600-2500 млн лет), раннепротерозойский (1950-1850 млн лет) («сибирский» тип) и позднепротерозойский («несибирский» тип), при этом,

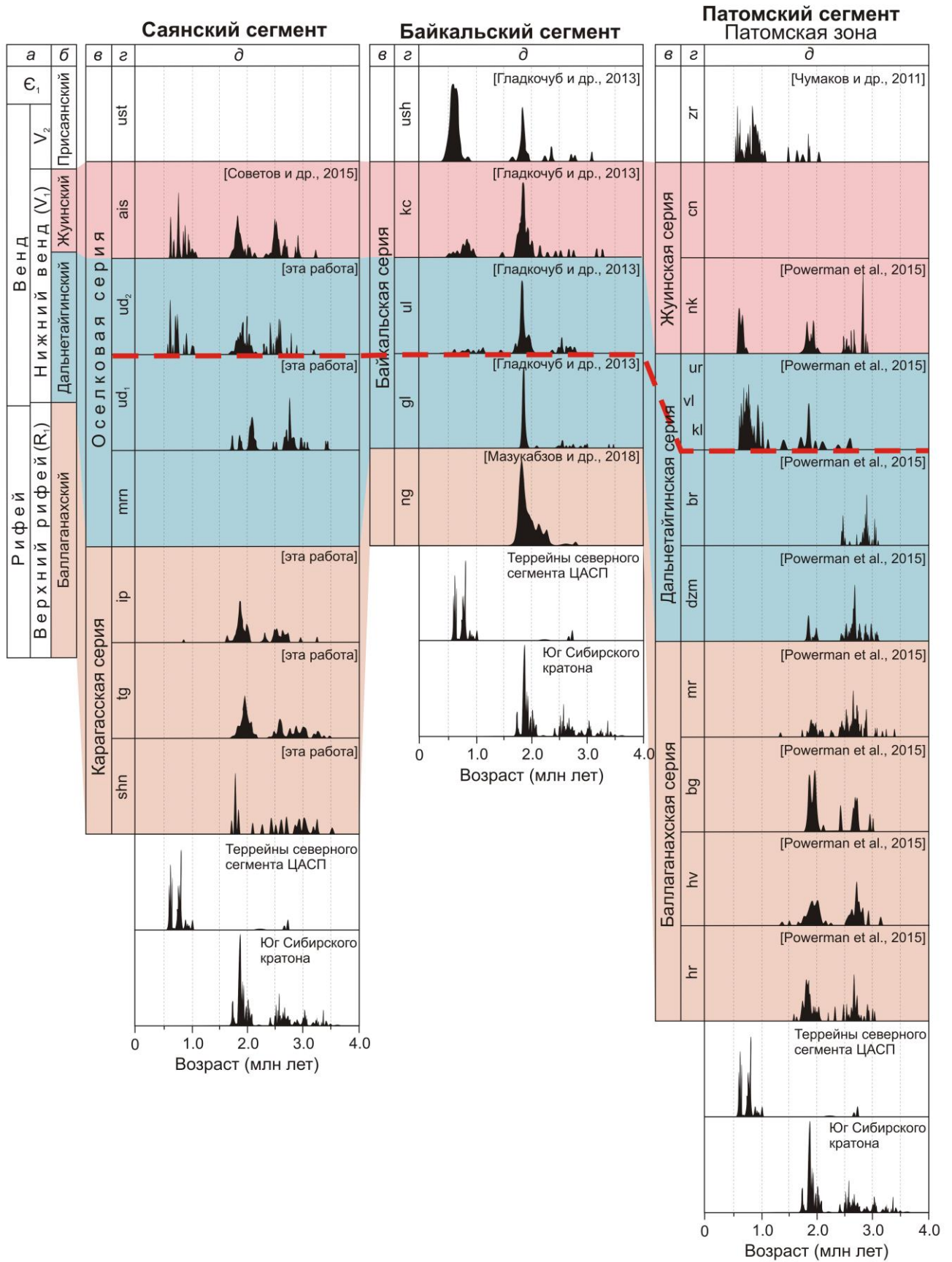


Рисунок 34. Корреляция возрастных спектров по детритовым цирконам из терригенных отложений Саяно-Байкало-Патомского пояса.

Условные обозначения: а - общая стратиграфическая шкала; б – региональные стратиграфические горизонты [Решения..., 1983]; в – серии; г – свиты; д – гистограммы относительной вероятности возраста детритовых цирконов.

Красной линией показаны резкие изменения в возрастных спектрах по детритовым цирконам.

Возрастные спектры > 600 млн лет, по цирконам из магматических и метаморфических пород, слагающих террейны, входящих в структуру северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (Арзыбейский, Гарганский, Канский, Шаманский блоки, Байкало-Муйский и Тувино-Монгольский пояса) см. [Donskaya et al., 2017 и ссылки в ней].

Возрастные спектры по цирконам из магматических и метаморфических пород, слагающих южную окраину Сибирского кратона даны по [Rojas-Agramonte et al., 2011].

Обозначение свит и толщ: см. рис. 3.

количество детритовых цирконов позднепротерозойского возраста слабо доминирует перед докембрийскими цирконами (рис. 34). Возраст самого молодого детритового циркона из песчаника айсинской свиты составил 650 млн лет, что ограничивает возраст накопления айсинской свиты эдиакарием (поздний венд). Аналогичные результаты были получены Priyatkina et al. [2018].

5.3.2. Байкальский сегмент

В работах [Гладкочуб и др., 2013а, б; Мазукабзов и др., 2018], приведены данные по детритовой геохронологии из позднедокембрийских осадочных толщ Байкальского сегмента СБП. Возрастные спектры по детритовым цирконам из песчаников нуганской и голоуспенской свит байкальской серии свидетельствуют о том, что все эти цирконы были перенесены с Сибирского кратона (рис. 34). Изученные детритовые цирконы из отложений улунтуйской свиты наряду с имеющимися архей-раннепротерозойскими возрастными пиками, обнаруживают

популяцию позднепротерозойских детритовых цирконов (677, 755, 802, 878, 971 млн лет), нехарактерных для пород фундамента южной окраины Сибирского кратона. Конкордантный возраст самого молодого детритового циркона (631 ± 20 млн лет) из песчаника улунтуйской свиты указывают на ранний эдиакарий (поздний венд) как на максимальный возрастной предел накопления этой свиты. Кроме того, здесь обнаруживается небольшая популяция детритовых цирконов мезопротерозойского возраста (1159, 1165, 1206, 1486, 1521 млн лет). Возможный источник этих цирконов обсудим ниже.

Песчаники качергатской свиты (верхняя часть байкальской серии), а также ушаковской свиты (перекрывает отложения байкальской серии) при достаточном количестве архей-раннепротерозойских детритовых цирконов, обнаруживают увеличение популяции цирконов позднепротерозойского возраста (рис. 34). Возрасты самых молодых детритовых цирконов из этих отложений составили 554 млн лет и 630 млн лет, соответственно, что означает верхний возрастной предел накопления этих толщ (эдиакарий (поздний венд)).

5.3.3. Патомский сегмент

Первые геохронологические исследования детритовых цирконов из докембрийских осадочных толщ СБПП были проведены Meffre et al. [2008] в Бодайбинской зоне Патомского сегмента. В результате этих исследований был получен средневзвешенный возраст 600 ± 10 млн лет по четырем самым молодым детритовым цирконам из золотоносных метаморфизованных песчаников хомолхинской свиты (аналог удинской свиты, верхняя часть дальнетайгинского горизонта СБПП). Ранее возраст этой свиты считался ранне-среднерифейским (тоний, криогений) [Дольник, 2000; Хоментовский, 2002]. Возраст самых молодых детритовых цирконов из отложений джемкуканской свиты (основание Патомского сегмента СБПП) составляющий 1950-1850 млн лет [Чумаков и др. 2011a] (рис. 34), свидетельствует о том, что в раннедальнетайгинский период весь обломочный материал в бассейн седиментации поступал только с Сибирского кратона. В песчаниках базального горизонта никольской свиты, наряду с архей-

раннепротерозойскими детритовыми цирконами, обнаруживается обильная популяция цирконов позднепротерозойского возраста. Возраст самых молодых детритовых цирконов из песчаников никольской свиты составил 645-625 млн лет [Чумаков и др. 2011б] (рис. 34).

Проведенные позднее детальные исследования детритовых цирконов из терригенных отложений Патомского сегмента СБПП [Powerman et al., 2015] подтвердили выводы предыдущих исследователей. Эти авторы представили данные по исследованиям детритовых цирконов из стратоподразделений тепторгинской, баллаганахской, дальнетайгинской, жуинской и жербинской серий (рис. 34). В частности, было показано что до начала накопления валюхтинской свиты, обломочный материал в бассейн седиментации поступал исключительно с Сибирского кратона (архей-раннепротерозойские возрасты детритовых цирконов в различных вариациях). Резкая смена источника сноса произошла во время накопления валюхтинской свиты – здесь отмечается обильная популяция позднепротерозойских детритовых цирконов и незначительное количество детритовых цирконов ниже-среднерифейского возраста. Конкордантный возраст самых молодых детритовых цирконов, обнаруженных в позднепротерозойской популяции составил 610 ± 10 млн лет и 610 ± 14 млн лет (более 30 зерен), что означает максимальный (не древнее) возрастной предел накопления этих толщ как средний-поздний эдиакарий (поздний венд). В более молодых отложениях Патомского сегмента СБПП также обнаружены как архей-раннепротерозойские «сибирские» так и позднепротерозойские «несибирские» детритовые цирконы, при этом количество «несибирских» детритовых цирконов преобладает (рис. 34).

Таким образом, представленные в настоящей работе новые U-Pb (LA-ICP-MS) данные по детритовым цирконам из осадочных образований Саянского сегмента СБПП, хорошо соотносятся с ранее опубликованными данными по детритовым цирконам из осадочных толщ Байкальского и Патомского сегментов СБПП. Кроме того, в процессе сопоставления всех имеющихся данных по детритовой (U-Pb LA-ICP MS) геохронологии осадочных толщ СБПП выявлено, что возрастные спектры всех изученных детритовых цирконов осадочных толщ

СБПП (примерно вплоть до верхней части дальнетайгинского горизонта), демонстрируют аналогичную картину. То есть, во время накопления этих пород весь обломочный материал поступал исключительно с южной окраины Сибирского кратона. Начиная с верхней части дальнетайгинского горизонта, (эдиакарий (поздний венд)) (красная пунктирная линия на рис. 34), все осадочные толщи СБПП демонстрируют резкую смену источников сноса обломочного материала – наряду с «сибирскими» архей-раннепротерозойскими источниками, обнаруживается достаточное количество позднепротерозойских «несибирских» источников. Возможно, этими источниками могли быть микроконтиненты и островные дуги, существовавшие в акватории Палеоазиатского океана и, в настоящее время, входящие в структуру северной части Центрально-Азиатского подвижного пояса.

5.3.4. Природа ранне-среднерифейских (мезопротерозойских) детритовых цирконов в осадочных толщах СБПП

Как было отмечено выше, имеющиеся на сегодняшний день результаты U-Pb (LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов из осадочных толщ всех трех сегментов СБПП, в большинстве своем, обнаруживают два типа распределения возрастных спектров: унимодальный (архей-раннепротерозойские возрасты) и бимодальный (архей-раннепротерозойские и позднепротерозойские возрасты). Редкие зерна детритовых цирконов ниже-среднерифейского возраста были обнаружены в песчаниках улунтуйской свиты Байкальского сегмента (пять конкордантных значений): 1159 ± 43 млн лет, 1165 ± 49 млн лет, 1206 ± 51 млн лет, 1486 ± 42 млн лет, 1521 ± 48 млн лет [Гладкочуб и др., 2013 а, б], в отложениях хайвергинской свиты (два конкордантных значения) 1383 ± 32 млн лет и 1509 ± 22 млн лет, а также мариинской свиты (одно зерно) 1367 ± 19 млн лет Патомского сегмента СБПП [Powerman et al., 2015].

Наиболее вероятным источником детритовых цирконов с возрастом 1380 – 1350 млн лет могли служить магматические породы Листвянского комплекса (1350 ± 6 млн лет), большое количество которых распространено на территории

Байкальского сегмента СБПП [Ernst et al., 2016]. Что касается детритовых цирконов с возрастом 1509 ± 22 млн лет, в отложениях хайвергинской свиты Патомского сегмента СБПП, а также детритовых цирконов с возрастом 1486 ± 42 млн лет и 1521 ± 48 млн лет, в песчаниках улунтуйской свиты Байкальского сегмента СБПП, эти возрасты (в пределах погрешности определений) соответствуют возрасту даек Анабарского щита (1505-1495 млн лет) [Эрнст и др., 2016]. Р. Эрнст с соавторами [2013, 2016] считают, что эти дайки связаны с крупными магматическими событиями, поэтому не исключено, что они распространялись на юг (в современных координатах) и могли быть источником для этих детритовых цирконов. Что касается детритовых цирконов с оценками возраста 1159 ± 43 млн лет, 1165 ± 49 млн лет, 1206 ± 51 млн лет, обнаруженных в улунтуйской свите (Байкальский сегмент), то на Сибирском кратоне не обнаружено никаких потенциальных источников. Возможно, эти цирконы могли быть принесены с террейнов, которые аккретировали к южной окраине Сибирского кратона на ранней стадии формирования форландового бассейна.

Отсутствие детритовых цирконов с возрастом 1600-1000 млн лет в большинстве исследованных докембрийских осадочных толщ СБПП, подтверждает гипотезу о глобальном перерыве в магматической активности на южной окраине Сибирского кратона на этом временном интервале [Гладкочуб и др., 2008, Gladkochub et al., 2010a]. Этот перерыв примерно совпадает с периодом между образованием Нуны и распадом Родинии. Большинство палеогеографических реконструкций свидетельствует о расположении на этом временном отрезке южного фланга Сибирского кратона во внутренней части долгоживущего протерозойского суперконтинента (от Нуны до Родинии) вблизи северной части Лаврентии [Gladkochub et al., 2006b, 2010a; Zhang et al., 2012; Pisarevsky et al., 2014; Ernst et al., 2016]. Подобное «внутриконтинентальное» положение южного фланга Сибирского кратона предохраняло его от каких либо воздействий извне на протяжении почти одного миллиарда лет, вплоть до масштабного рифтогенеза и открытия Палеоазиатского океана.

5.3.5. Стадия зарождения и эволюция Палеоазиатского океана вдоль южной окраины Сибирского кратона

Как было отмечено выше, многие исследователи открытие Палеоазиатского океана связывают с распадом Родинии и отделением от нее Сибирского кратона [Li et al., 2008; Gladkochub et al., 2006a и др.]. Основными индикаторами этого распада являются многочисленные близковозрастные дайковые рои основного состава, располагающиеся на юге Сибирского кратона и на севере Лаврентии (например, Франклинское событие ~720 – 710 млн лет). Дайковые рои этого возраста обнаруживаются в пределах Саянского и Байкальского сегментов СБП. Кроме этого, в Патомском сегменте СБП, события внутриконтинентального растяжения зафиксированы вулканогенно-осадочными толщами медвежьей свиты.

Совокупность проведенных петрографических, литогеохимических и геохронологических исследований терригенно-осадочных толщ Саянского сегмента, а также сопоставление полученных результатов с аналогичными опубликованными данными по Байкальскому и Патомскому сегментам СБП, дают основание предположить, что позднерифейский осадочный бассейн существовал между югом Сибирского кратона и севером Лаврентии около 720 – 710 млн лет назад, еще до распада Родинии и открытия Палеоазиатского океана. Терригенные отложения карагасской серии Саянского сегмента, нуганской свиты Байкальского сегмента и баллаганахской серии Патомского сегмента, вероятно накапливались в пределах этого бассейна (рис. 35a). Предполагается, что все события внутриконтинентальных растяжений, отмеченные в пределах южной окраины Сибирского кратона (основные дайковые рои с возрастом ~ 740 – 720 млн лет), происходили до момента распада Родинии. Этот вывод, также, свидетельствует в пользу того, что древние офиолитовые блоки и комплексы островных дуг, располагающиеся в настоящее время в Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП), вблизи южного фланга Сибирского кратона, а именно: Дунжугурский (1034 ± 9 млн лет [Кузьмичев, Ларионов, 2013]; 1020 ± 10 млн лет, [Khain et al., 2002]), Шаманский (972 ± 14 млн лет [Некрасов и др., 2007]),

Арзыбейский (1017 ± 47 млн лет [Туркина и др., 2004]), Шишхидский (800 ± 3 млн лет, [Kuzmichev et al., 2005]), Сархойский (785 ± 11 млн лет, [Kuzmichev et al., 2001]) и др., зародились и существовали в более древнем, нежели Палеоазиатский, океане (Палеотетис), и были причленены к южной окраине Сибирского кратона после открытия Палеоазиатского океана.

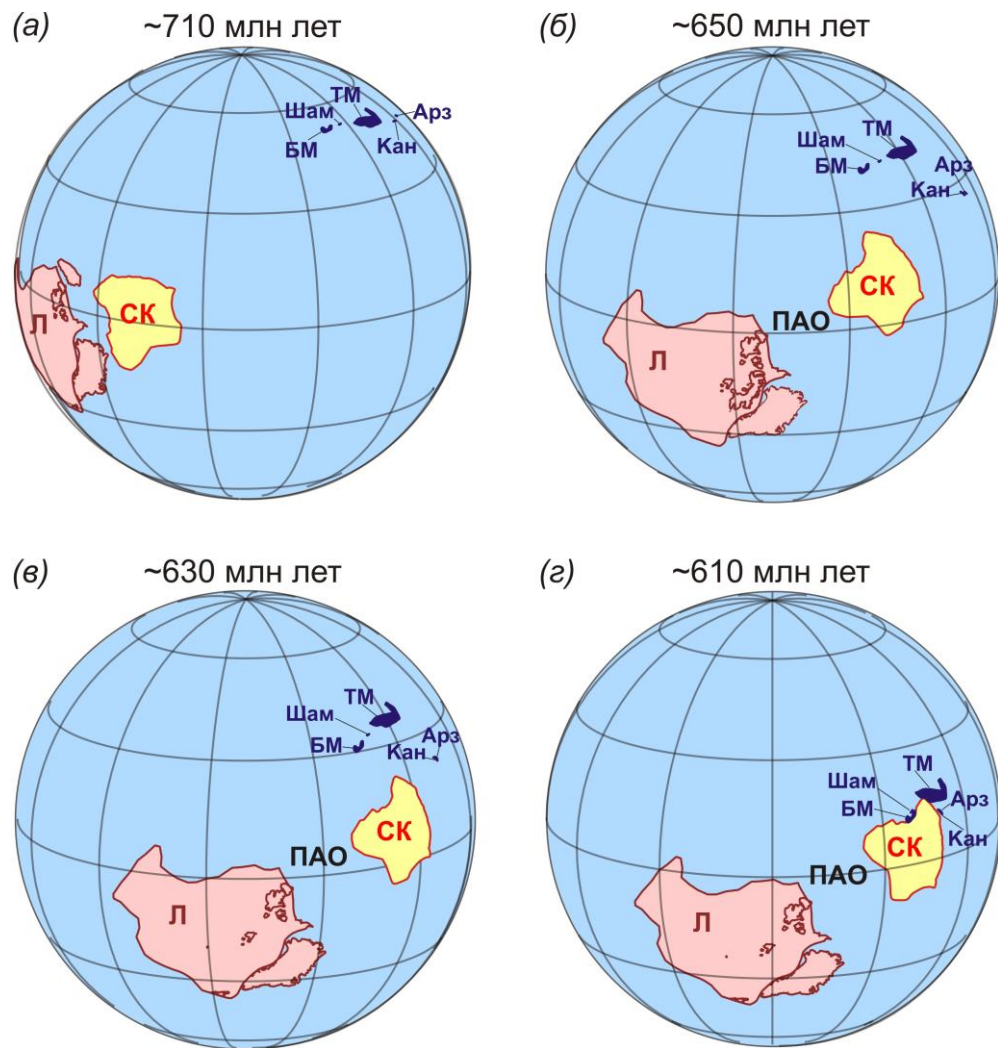


Рисунок 35. Глобальные палеогеографические реконструкции на 710 (а), 650 (б), 630 (в), и 610 (г) млн лет.

Л – Лаврентия, СК – Сибирский кратон, ПАО – Палеоазиатский океан, Кан – Канский блок, Арз – Арзыбейский блок, ТМ – Тувино-Монгольский блок, Шам – Шаманский блок, БМ – Байкало-Муйский блок.

Резкое несогласие в основании оселковой, байкальской и дальнотайгинской серий, а также тиллитовые горизонты маринонского оледенения (рис. 3) в нижних частях этих серий, свидетельствует о том, что накопление марнинской свиты Саянского сегмента, голоуспенской свиты Байкальского сегмента и джемкуканской свиты Патомского сегмента СБПП, происходило на уровне ~630 млн лет [Советов, Комлев, 2005; Советов и др., 2012; Чумаков и др., 2011a].

Таким образом, можно предположить, что открытие Палеоазиатского океана вдоль южной окраины Сибирского кратона произошло в криогении (поздний рифей) в связи с отчленением Сибирского кратона от Родинии (рис. 35б, в).

5.3.6. Развитая стадия эволюции Палеоазиатского океана и образование форландового бассейна вдоль южной окраины Сибирского кратона

Позднерифейский период характеризуется значительным изменением возрастных спектров по детритовым цирконам в пределах изученных сегментов СБПП (рис. 34). Согласно палеогеографическим построениям Li et al. [2008], Pisarevsky et al. [2013], Merdith et al. [2017], Сибирский кратон полностью отделился и отошел от Родинии в позднем криогении – раннем эдиакарии (поздний рифей) (рис. 35б, в). Так как вдоль всей южной окраины Сибирского кратона фиксируются значительные изменения условий осадконакопления, выраженные литолого-фациальными отличиями (переход от существенно глубоководных отложений к более мелководным) (рис. 3) и резкими изменениями в возрастных спектрах по детритовым цирконам (рис. 34), можно предположить, что в раннем эдиакарии (поздний рифей) пассивная континентальная окраина Сибирского кратона была преобразована в активную с образованием форландового бассейна. В ранее опубликованных работах, касающихся исследований осадочных толщ СБПП, уже высказывалось предположение о возможности накопления в условиях форландового бассейна отложений качергатской свиты байкальской серии (Байкальский сегмент) [Мазукабзов и др., 2001; Станевич и др., 2007] и валюхтинской свиты дальнотайгинской серии

(Патомский сегмент) [Powerman et al., 2015]. Важно отметить, что максимально древний возраст этих форландовых отложений фиксируется самыми молодыми детритовыми цирконами (~630 – 610 Ma). Например, возраст самых молодых детритовых цирконов из отложений верхней части удинской свиты (Саянский сегмент) [эта работа] составил 613 ± 6 млн лет, из отложений качергатской свиты (Байкальский сегмент) – 630 ± 22 млн лет [Гладкочуб и др., 2013а, б], в отложениях улунтуйской свиты (перекрывает качергатскую свиту) – 631 ± 20 млн лет [Гладкочуб и др., 2013а, б], в отложениях валюхтинской свиты (Патомский сегмент) – 610 ± 10 млн лет [Powerman et al., 2015]. Все эти свиты представляют собой нижние слои форландовых отложений и перекрываются верхними слоями форландовых отложений, в составе которых присутствуют схожие породы с аналогичными возрастными спектрами по детритовым цирконам: айсинская свита в Саянском сегменте, ушаковская свита в Байкальском сегменте и жербинская свита в Патомском сегменте СБПП. Большая часть форландовых отложений всех трех сегментов СБПП накапливались во внутриконтинентальной обстановке [Мазукабзов и др., 2001; Станевич и др., 2007; Советов, 2011; Советов и др., 2015; Powerman et al., 2015]. Верхнее возрастное ограничение для отложений форландового типа обеспечивается несогласно перекрывающими хорошо датированными кембрийскими карбонатными породами, которые образуют обширную мелководную карбонатную платформу на крупных областях южной окраины Сибирского кратона, в том числе и на территории СБПП (рис. 3).

Появление относительно мелководных обломочных толщ форландового типа в верхних частях отложений дальнетайгинского регионального горизонта СБПП может свидетельствовать о приближении нескольких террейнов (блоков) и островных дуг, существовавших в акватории Палеоазиатского океана в эдиакарии (поздний венд) к южному флангу Сибирского кратона. Предположительно, этими блоками могли являться (с запада на восток): Канский/Арзыбейский, Тувино-Монгольский, Шаманский и Байкало-Муйский (рис. 35а). Возрасты позднедокембрийских магматических и метаморфических комплексов, слагающих эти блоки, приведены в Donskaya et al. [2017]. Комплексы этих пород,

наряду с архей-раннепротерозойскими породами фундамента Сибирского кратона, могли являться источниками обломочного материала в бассейн седиментации отложений всех трех сегментов СБПП, относимых к верхней части дальнотайгинского регионального стратиграфического горизонта (рис. 34).

Следует отметить, что одним из наиболее важных следствий синтеза всех имеющихся данных по детритовым цирконам из осадочных толщ, слагающих СБПП, является выявленное практически одновременное (~ 630 – 610 млн лет) изменение условий осадконакопления на протяжении всего СБПП (протяженность ~2000 км с запада на северо-восток) с пассивной континентальной окраины в бассейн форланда. Именно в этот короткий промежуток времени произошло увеличение вклада молодых позднерифейских детритовых цирконов в тяжелую фракцию терригенных пород, слагающих СБПП (рис. 34). Такое изменение типа осадочного бассейна вдоль значительной части южной окраины Сибирского кратона могло быть вызвано приближением к ней мегатеррейна (аналог Перигондванской Авалонии [Murphy et al., 2013]), сформированного в Паталассе, до открытия Палеоазиатского океана, а не независимой аккрецией отдельных, многочисленных террейнов. Процесс окончательного объединения этого мегатеррейна с Сибирским кратоном и завершение деформаций не было совершенно одновременным и продолжалось в некоторых областях (Байкальский и Саянский сегмент) до рубежа ~ 500 млн лет [Gladkochub et al., 2008, Donskaya et al., 2017]. Однако, Байкало-Муйский композитный террейн был причленен к Сибирскому кратону быстрее, об этом свидетельствуют метаморфические изменения, тектонические деформации и коллизионные/постколлизионные комплексы (например, 617 ± 5 млн лет Кичерские эндербиты, 604 – 590 млн лет Каралонские габброиды, граниты и риолиты, и 584 ± 8 млн лет Нижнеангарские постколлизионные граниты) [Амелин и др., 2000; Рыцк и др., 2004; Rytsk et al., 2007, 2011].

На более поздних стадиях этого аккреционного процесса, мегатеррейн был разделен на несколько частей. Байкало-Муйский, Тувино-Монгольский и Канский/Арзыбейский террейны не подверглись значительным перемещениям

вдоль Сибирской окраины, в то время как Шаманский террейн, вероятно, существенно переместился в северо-восточном направлении, что хорошо подтверждается сдвиговыми деформациями. Закрытие этого сегмента Палеоазиатского океана завершилось в ордовике (~470 млн лет), что подтверждается комплексами высокометаморфизованных пород этого возраста в раннепалеозойском Байкальском коллизионном поясе [Донская и др., 2000]. Тем не менее, Палеоазиатский океан вдали от южного фланга Сибирского кратона, продолжал свое развитие и далее, о чем свидетельствуют многочисленные поздневендские и раннепалеозойские периокеанические комплексы, сохранившиеся в некоторых террейнах и структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе выполнения исследований были впервые проведены комплексные геологические, петрографические, литогеохимические и U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования позднедокембрийских осадочных толщ карагасской и оселковой серий юго-западной окраины Сибирского кратона (Саянский сегмент Саяно-Байкало-Патомского пояса (СБПП)), с использованием современных прецизионных методов и методик. На основании полученных данных сделаны выводы о составе пород в области источника сноса, а также проведена реконструкция геодинамических режимов накопления этих отложений. Новые результаты были сопоставлены с ранее опубликованными данными об особенностях седиментации отложений Байкальского и Патомского сегментов СБПП, в результате чего была предложена геодинамическая модель зарождения и эволюции Палеоазиатского океана вдоль южной окраины Сибирского кратона.

Наиболее важные результаты:

1. Показано, что терригенные отложения карагасской серии (шангулежская, тагульская и ипситская свиты) и нижней части оселковой серии (марнинская свита и нижняя подсвита удинской свиты) являются петрогенными осадочными породами и обнаруживают преимущественно аркозовый состав. Петрографические и петрохимические свойства этих пород свидетельствуют об их эпигенетической проработке на стадии катагенеза, в результате чего произошло перераспределение оксидов калия и натрия. Литогеохимические и петрографические особенности этих стратоподразделений свидетельствуют о преобладании в области источника магматических пород кислого состава. Проведенная геодинамическая реконструкция указывает на накопление этих толщ на обширном континентальном шельфе за счет поступления обломочного материала преимущественно с площади Сибирского кратона, что подтверждается результатами датирования детритовых цирконов из указанных толщ.

2. Установлено, что отложения верхней части оселковой серии (верхняя подсвита удинской свиты и айсинская свита) классифицируются как нормощелочные аркозы и также являются петрогенными осадочными породами, при этом наблюдается появление относительно мелководных обломочных пород форландового типа. Совокупность литогеохимических и петрографических и U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических особенностей этих стратоподразделений позволил сделать вывод о том, что накопление этих толщ происходило за счет поступления в бассейн седиментации обломочного материала смешанного (кислого – основного) состава. Возрастные спектры по детритовым цирконам из этих толщ свидетельствуют в пользу того, что во время их седиментации, наряду с породами фундамента Сибирского кратона, существовал дополнительный источник обломочного материала, что может свидетельствовать о смене геодинамического режима бассейна седиментации.

3. Выявлены практически одновременные значительные изменения условий осадконакопления на всей площади СБПП, произошедшие в раннем венде вдоль всей южной окраины Сибирского кратона, выразившиеся как литолого-фациальными отличиями, так и резкими изменениями в возрастных спектрах детритовых цирконов.

4. Показано, что совокупность всех имеющихся в настоящее время данных по возрастам детритовых цирконов из осадочных толщ СБПП, с учетом современных палеогеографических реконструкций для позднего докембрия, позволяет предположить существование позднерифейского осадочного бассейна между югом Сибирского кратона и севером Лаврентии до распада Родинии и открытие на его месте Палеоазиатского океана в позднем криогении – раннем эдиакарии (поздний рифей – ранний венд) в результате отчленения Сибирского кратона от Лаврентии и Родинии, соответственно. В раннем эдиакарии (поздний венд), пассивная континентальная окраина Сибирского кратона была преобразована в бассейн форланда, за счет причленения к ней микроконтинентов и островных дуг, реликты которых, в настоящее время, присутствуют в структуре северной части Центрально-Азиатского подвижного пояса.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Амелин Ю.В. Вендский возраст эндербитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U–Pb и Sm–Nd изотопные свидетельства / Ю.В. Амелин, Е.Ю. Рыцк, Р.Ш. Крымский // Доклады Академии наук. – 2000. – Т. 371, – № 5. – С. 652 – 654.
2. Беличенко В.Г. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент / В.Г. Беличенко, Е.В. Скляр, Н.Л. Добрецов, О. Томуртоого // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35 (7 – 8). – С. 29 – 40.
3. Беличенко В.Г. Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область) / В.Г. Беличенко., А.П. Шмотов, А.И. Сезько, А.С. Ескин, Е.П. Васильев, Л.З. Резницкий, Р.Г. Боос, О.Р. Матисон. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1988. – 161 с.
4. Брагин С.С. Использование палеомагнитных данных для решения некоторых вопросов геологии позднего рифея Присяянья / С.С. Брагин // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири: Венд и Рифей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. – С. 57 – 64.
5. Брагин С.С. Некоторые проблемы стратиграфии карагасской серии позднего рифея Присяянья / С.С. Брагин // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Стратиграфия и палеонтология. – Новосибирск: ИГиГ СО РАН СССР, 1986. – С. 32 – 39.
6. Бухаров А.А. Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным уран-свинцового датирования акцессорного циркона / А.А. Бухаров, В.А. Халилов, Т.М. Страхова, В.В. Черников // Геология и геофизика. – 1992. – № 12. – С. 29 – 39.
7. Галимова Т.Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47 – Нижнеудинск / Т.Ф. Галимова, А.Г. Пашкова, С.А. Поваринцева, В.В. Перфильев, М.М. Намолова, С.В. Андрющенко, Е.П. Денисенко, С.А. Пермяков. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 301 с.

8. Геря Т.В. Петрология Туманшетского зонального метаморфического комплекса, Восточный Саян / Т.В. Геря, Л.Л. Перчук., К. Трибуле, К. Одрен, А.И. Сезько // Петрология. – 1997. – Т. 5. – № 6. – С. 563 – 595.

9. Гладкочуб Д.П. Возраст и источники вещества позднедокембрийских осадочных толщ южного Прибайкалья: результаты датирования детритовых цирконов / Д.П. Гладкочуб, Г. Николь, А.М. Станевич, А.М. Мазукабзов, Е.В. Скляр, С.А. Писаревский, Т.В. Донская, Дж. Тайт // Доклады Академии Наук. – 2013а. – Т. 450. – С. 494 – 498.

10. Гладкочуб Д.П. Период глобальной неопределенности (белое пятно) в докембрийской истории юга Сибирского кратона и проблема транспротерозойского суперконтинента / Д.П. Гладкочуб, Е.В. Скляр, Т.В. Донская // Доклады Академии наук. – 2008. – Т. 421. – №2. – С. 424 – 429.

11. Гладкочуб Д.П. Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона / Д.П. Гладкочуб, А.М. Станевич, А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, С.А. Писаревский, Г. Николь, З.Л. Мотова, Т.А. Корнилова // Геология и геофизика. – 2013б. – Т. 54. – № 10. – С. 1472 – 1490.

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

13. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойского складчатого обрамления юга Сибирской платформы / И.В. Гордиенко // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47 (1). – С. 53 – 70.

14. Дольник Т.А. Новые данные о возрасте отложений карагасской серии Присяньи / Т.А. Дольник // ДАН СССР. – 1972. Т. – 204. – № 2. – С. 426 – 429.

15. Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы / Т.А. Дольник – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 320 с.

16. Донская Т.В. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс / Т.В. Донская, Е.В. Скляр, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач, С.З. Яковлева, Н.Г. Бережная // Доклады Академии наук. – 2000. – Т. 374 (7). – С. 1075-1079.

17. Донская Т.В. Раннепротерозойские постколлизионные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона / Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, М.Т.Д. Вингейт // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 7. – С. 1028 – 1043.

18. Зоненшайн Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР / Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, Л.М. Натапов. – М: Наука, 1990. – Кн. 1. – 327 с. – Кн. 2. – 334 с.

19. Интерпретация геохимических данных: Учебное пособие / Е.В. Скляр, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.В. Иванов, Е.Ф. Летникова, А.Г. Миронов, И.Г. Бараш, В.А. Буланов, А.И. Сизых / Под ред. Е.В. Склярова. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.

20. Ковач В.П. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные / В.П. Ковач, А.Б. Котов, А.П. Смелов и др. // Петрология. – 2000. – Т. 8. – № 4. – С. 393 – 406.

21. Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы / А.В. Копелиович. – М.: Наука, 1965. 312 с.

22. Кузьмичев А.Б. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам / А.Б. Кузьмичев, А.Н. Ларионов // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 1. – С. 34 – 43.

23. Левицкий В.И. Посткинematические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы / В.И. Левицкий, А.И. Мельников, Л.З. Резницкий, Е.В. Бибилова, Т.И. Кирнозова, И.К. Козаков, В.А. Макаров, Ю.В. Плоткина // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 8. – С. 717 – 732.

24. Летникова Е.Ф. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (Sr, Sm-Nd) свидетельства, данные U-Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов / Е.Ф. Летникова, А.Б. Кузнецов, И.А. Вишневская, С.В. Вещева, А.И. Прошенкин, Х. Джен // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 10. – С. 1507 – 1529.
25. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород / Н.В. Логвиненко. – М.: Высшая школа, 1974. – 400 с.
26. Мазукабзов А.М. Основание байкальской серии в стратотипе: син- и постседиментационная история / А.М. Мазукабзов, А.М. Станевич, А.А. Постников, Е.В.Скляр, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, Т.А.Корнилова // Доклады РАН. – 2001. – Т.378. – № 3. – С. 370 – 374.
27. Мазукабзов А.М. Отложения рифтогенного этапа развития пассивной окраины Палеоазиатского океана (Байкальский сегмент) / А.М. Мазукабзов, А.М. Станевич, Д. П. Гладкочуб, Т.В. Донская, В.Б. Хубанов, З.Л. Мотова, Т.А. Корнилова // Доклады Академии наук. – Т.478. – № 5. – С. 556 – 569.
28. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных / А.В. Маслов. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. – 289 с.
29. Метелкин Д.В. История формирования Карагасской серии Бирюсинского Присяянья: синтез палеомагнитных и литолого-фациальных данных / Д.В. Метелкин, В.В. Благовидов, А.Ю. Казанский // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 8. – С. 1114 – 1133.
30. Некрасов Г.Е. U-Pb возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) / Г.Е. Некрасов, Н.В. Родионов, Н.Г. Бережная, С.А. Сергеев, С.В. Руженцев, О.Р. Минина, Б.Г. Голионко // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 412. – С. 661 – 664.
31. Немеров В.К. Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогенеза Байкальской горной области / В.К. Немеров, А.М. Станевич // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 3. – С. 456 – 470.

32. Ножкин А.Д. Вендское аккреционно-коллизийное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона / А.Д. Ножкин, О.М. Туркина, Ю.К. Советов, А.В. Травин // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 415. – №6. – С. 782 – 787.
33. Ножкин А.Д. Золото и радиоактивные элементы в полифациальных отложениях верхнего докембрия (на примере верхнего рифея и венда северной части Енисейского кряжа) / А.Д. Ножкин, Гавриленко В.А. // Труды института геологии и геофизики. – Вып. 324. – Новосибирск: Наука, 1976. – 198 с.
34. Пермяков С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000 / С.А. Пермяков, С.А. Поваринцева, В.В. Перфильев и др. – Иркутск: ИТФГИ. – 2002. – 210 с.
35. Перфильев В.В. Легенда Восточно-Саянской серии листов Госгеолкарты–200 / В.В. Перфильев, Т.Ф. Галимова и др. – В двух томах. – Иркутск: ИТФГИ. 1998. – 485 с.
36. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы (пер. с англ.) / Ф.Дж. Петтиджон. – М.: Недра, 1981. – 751 с.
37. Покровский Б.Г. Изотопный состав С, О, Sr в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования / Б.Г. Покровский, В.А. Мележик, М.И. Буюкайте // Литология и полезные ископаемые. – 2006. – № 5. – С. 505 – 530.
38. Попов Н.В. Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований / Н.В. Попов, И.И. Лиханов, А.Д. Ножкин // ДАН. – 2010. – Т. 431. – № 4. – С. 509 – 515.
39. Ревенко А.Г. Физические и химические методы исследования горных пород и минералов в Аналитическом центре ИЗК СО РАН / А.Г. Ревенко // Геодинамика и Тектонофизика. – 2014. – Т. 5 (1). – С. 101 – 114.
40. Решения всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири, Ч. 1, Новосибирск, 1983. – 214 с.

41. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции / О.М. Розен // Геотектоника. – 2003. – №3. – С. 3 – 21.

42. Рухин Л.Б. Справочное руководство по петрографии осадочных пород / Л.Б. Рухин, Д.П. Сердюченко, В.Б. Татарский, М.К. Калинин, Н.В. Ренгартен . – В 2-х томах. – Т. 1. – Л.: Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы, Ленинградское отделение, 1958. – 485 с.

43. Рыцк Е.Ю. Вендский (590±5 млн лет) возраст падринской серии Байкало-Муйского складчатого пояса: U-Pb данные по циркону / Е.Ю. Рыцк // Доклады Академии наук. – 2004. – Т. 397. – № 4. – С. 1 – 3.

44. Смелов А.П. Возраст и продолжительность формирования Билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит / А.П. Смелов, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач и др. // Петрология. – 2012. – Т. 20. – № 3. – С. 1 – 16.

45. Советов Ю.К. Вендский осадочный бассейн на юго-западе Сибирского кратона: два этапа формирования / Ю.К. Советов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Вып. 9. – Иркутск: Институт Земной коры СО РАН, 2011. – С. 190 – 192.

46. Советов Ю.К. Две области сноса и петрографические провинции кластического материала вендских осадочных бассейнов Сибирской платформы по данным седиментологического и петрографического анализа и по возрасту детритовых цирконов / Ю.К. Советов, М. Хоффман, А.К. Казак, Л.В. Соловецкая // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Вып. 13. – Иркутск: Институт Земной коры СО РАН, 2015. – С. 227 – 229.

47. Советов Ю.К. Предвендский седиментационный цикл (сиквенс) Присяянья: условия осадконакопления и литостратиграфическая корреляция / Ю.К. Советов, Д.В. Кречетов, Л.В. Соловецкая // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания. – Вып. 10. – Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. – С. 84 – 86.

48. Советов Ю.К. Тиллиты в основании Оселковой серии Присяянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы / Ю.К. Советов, Д.А. Комлев // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 48. – №1. – С. 60-79.

49. Станевич А.М. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация / А.М. Станевич, В.К. Немеров, Е.Н. Чатта. – Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2006. – 201 с.

50. Станевич А.М. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация / А.М. Станевич, А.М. Мазукабзов, А.А. Постников, В.К. Немеров, С.А. Писаревский, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, Т.А. Корнилова // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 1. – С. 60 – 79.

51. Страхов Н.М. Избранные труды. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. / Н.М. Страхов / М.: Наука, 1983. – 639 с.

52. Туркина О.М. Арзыбейский террейн - фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона / О.М. Туркина, А.Д. Ножкин, Е.В. Бибилова, Д.З. Журавлев, А.В. Травин // Доклады РАН. – 2004. – Т. 394. – № 6. – С. 812 – 817.

53. Туркина О.М. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона / О.М. Туркина, А.Д. Ножкин, Т.Б. Баянова // Петрология. – 2006. – Т. 14. – № 3. – С. 284 – 306.

54. Туркина О.М. Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона / О.М. Туркина, Е.В. Бибилова, А.Д. Ножкин // ДАН. – 2003. – Т. 388. – № 6. – С. 779 – 783.

55. Тэйлор С.Р. Континентальная кора: ее состав и эволюция (Пер. с англ) / С.Р. Тейлор, С.М. Мак-Леннан – М.: Мир, 1988. – 384 с.

56. Фор Г. Основы изотопной геологии (Пер. с англ.) / Г. Фор – М.: Мир, 1989. – 590 с.
57. Хоментовский А.С. Некоторые данные по геологии Туманшетского соленосного района (Восточная Сибирь) / А.С. Хоментовский // Бюллетень МОИП, 1950. – Т. 25. – Вып. 3. – С. 65 – 79.
58. Хоментовский В.В. Байкалий Сибири (850–650 млн лет) / В.В. Хоментовский // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 4. – С. 313 – 333.
59. Хоментовский В.В. Опорные разрезы отложений докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы / В.В. Хоментовский, В.Ю. Шенфиль, М.С. Якшин, Е.П. Бутаков. – М.: Наука, 1972. – 356 с.
60. Чумаков Н.М. Вендский возраст верхней части Патомского комплекса средней Сибири: U-Pb LA-ICP-MS датировки обломочных цирконов никольской и жербинской свит / Н.М. Чумаков, И.Н. Капитонов, М.А. Семихатов, М.В. Леонов, С.В. Рудько // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2011б. – Т. 19. – № 2. – С. 115 – 119.
61. Чумаков Н.М. Неопротерозойские ледниковые покровы Сибирской платформы: U-Pb LA-ICP-MS датировка обломочных цирконов большепатомской свиты и геотектоническое положение источников сноса / Н.М. Чумаков, У. Линнеманн, М. Хофманн, Б.Г. Покровский // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2011а. – Т. 19. – №6. – С. 105 – 112.
62. Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы / В.Ю. Шенфиль. – Новосибирск: Наука, 1991. – 185 с.
63. Эволюция южной части Сибирского кратона / А.М. Мазукабзов, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.М. Станевич, А.Д. Диденко, Е.В. Бибилова, В.Ю. Водовозов, А.А. Казанский, Т.И. Кирилова, И.К. Козаков, К.М. Константинов, Б.Б. Кочнев, Д.В. Метелкин, Т. Ота, В.К. Немеров, А.А. Постников, А.А. Юлдашев, В.А. Понамарчук // Интеграционные проекты СО РАН. – Вып. 11. / науч. ред. Е.В. Складов. – Рос. Акад. Наук, Сиб. Отд-ние Ин-т земной коры. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. – 367 с.

64. Эрнст Р. Куонамская крупная изверженная провинция (север Сибири, 1501 млн лет): U-Pb геохронология, геохимия и корреляция с синхронным магматизмом других кратонов / Р. Эрнст, А.В. Округин, Р.В. Веселовский, С. Камо, М. Хамильтон, В. Павлов, У. Сёдерлунд, К. Чемберлейн, К. Роджерс // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 5. – С. 833 – 855.

65. Юдович Я.Э. Минеральные индикаторы литогенеза / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.

66. Юдович Я.Э. Основы литохимии / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – СПб.: Наука, 2000. – 497 с.

67. Япаскурт О.В. Стадиальный анализ литогенеза / О.В. Япаскурт / М.: Изд-во МГУ, 1994. – 142 с.

68. Ярмолук В.В. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса / В.В. Ярмолук, В.И. Коваленко, В.П. Ковач, Е.Ю. Рыцк, И.К. Козаков, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова // Доклады Академии наук. – 2006. – Т. 410. – № 5. – С. 657 – 662.

69. Aftalion M. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnokite-granite complex, lake Baikal, USSR: A U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study / M. Aftalion, E.V. Bibikova, D.R. Bowes, A.M. Hopwood, L.L. Perchuk // The Journal of Geology. – 1991. – V. 99. – P. 851 – 861.

70. Bhatia M.R. Trace element characteristics of grauwackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins / M.R. Bhatia, K.A.W. Crook // Contrib. Mineral Petrol. – 1986. – V. 92. – P. 181 – 193.

71. Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry / Boynton W.V. / Ed. P. Henderson – Elsevier: Sci. Publ. Co., Amsterdam. – V. 63. – 114 p.

72. Cawood P.A. Detrital zircon record and tectonic setting / P.A. Cawood, C.J. Hawkesworth and B. Dhuime // Geology. – 2012. – V. 40. – № 10. – P. 875 – 878.

73. Cawood P.A. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles / P.A. Cawood, R. Strachan, S.A. Pisarevsky, D.P. Gladkochub, J.B. Murphy // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2016. – V. 449. – P. 118 – 126.

74. Chew D.M. Combined apatite fission track and U-Pb dating by LA-ICP-MS and its application in apatite provenance analysis / D.M. Chew, R.A. Donelick / Ed. Sylvester P. – *Quantitative mineralogy and microanalysis of sediments and sedimentary rocks // Mineralogical Association of Canada Short Course*. – 2012. – V. 42. – P. 219 – 247.

75. Clement S. Design of a large high resolution ion microprobe / S. Clement, W. Compston, G. // *Newstead Int. Conf. SIMS*. – V. 17. Munster. – 1977.

76. Condie K. C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales / K.C. Condie // *Chemical geology*. – 1993. – V. 104. – P. 1 – 37.

77. Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA / R.L. Cullers // *Chemical geology*. – 2002. – V. 191. – P. 305 – 327.

78. Dalziel I.W.D. Neoproterozoic–Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation / I.W.D. Dalziel // *Geological Society of America Bulletin*. – 1997. – V. 109. – P. 16 – 42.

79. Dickinson W.R. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting / W.R. Dickinson, L.S. Beard, G.R. Brackenridge, J.L. Erjavec, R.C. Ferguson, K.F. Inman, R.A. Knepp, F.A. Lindberg, and P.T. Ryberg // *Geological Society of America Bulletin*. – 1983. – V. 94. – P. 222 – 235.

80. Donskaya T.V. Pre-collisional (> 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt / T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, V.S. Fedorovsky, E.V. Sklyarov, M. Cho, S.A. Sergeev, E.I. Demonterova, A.M. Mazukabzov, E.N. Lepekhina, W. Cheong, J. Kim // *Gondwana Research*. – 2017. – V. 42. – P. 243 – 263.

81. Ernst R.E. Large Igneous Provinces / Ernst R.E. – Cambridge University Press, 2014. 653 p.
82. Ernst R.E. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic / R.E. Ernst, M.A. Hamilton, U. Söderlund, J.A. Hanes, D.P. Gladkochub, A.V. Okrugin, T. Kolotilina, A.S. Mekhonoshin, W. Bleeker, A.N. LeCheminant, K.L. Buchan, K.R. Chamberlain, A.N. Didenko // Nature Geoscience. – 2016a. – V. 9, – P. 464 – 469.
83. Ernst R.E. Mesoproterozoic intraplate magmatic 'barcode' record of the Angola portion of the Congo Craton: Newly dated magmatic events at 1505 and 1110 Ma and implications for Nuna (Columbia) supercontinent reconstructions / R.E. Ernst, E. Pereira, M.A. Hamilton, S.A. Pisarevsky, J. Rodriques, C.C.G. Tassinari, W. Teixeira, V. Van-Dunem // Precambrian Research. – 2013. – V. 230. – P. 103 –118.
84. Evans D.A.D. Paleomagnetism of Mesoproterozoic margins of the Anabar Shield: A hypothesized billion-year partnership of Siberia and northern Laurentia / D.A.D. Evans, R.V. Veselovsky, P.Yu. Petrov, A.V. Shatsillo, V.E. Pavlov // Precambrian Research. – 2016. – V. 281. – P. 639 – 655.
85. Fedo C.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for weathering conditions and provenance / C.M. Fedo, G.M. Young, H.W. Nesbitt // Geology. – 1995. – V. 23 (10). – P. 291 – 294.
86. Feng R. Lead geochronology of zircon by Laser Probe - Inductively Coupled Mass Spectrometry (LP-ICP-MS) / R. Feng, N. Machado, J. Ludden // Geochim.Cosmochim. Acta. – 1993. – V. 57. – P. 3479 – 3486.
87. Fryer B.J. The Application of Laser - Ablation Microprobe - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry (LAM-ICP-MS) to in situ (U)-Pb Geochronology / B.J. Fryer, S.E. Jackson, H.P. Longerich // Chem.Geol. – 1993. – V. 109. – P. 1 – 8.
88. Gallet Y. Late Mesoproterozoic magnetostratigraphic results from Siberia: paleogeographic implications and magnetic field behavior / Y. Gallet, V.E. Pavlov, M.A. Semikhatov, P.Yu. Petrov // Journal of Geophysical Research. – 2000. – V. 105. – P. 16481–16499.

89. Gladkochub D. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) / D. Gladkochub, T. Donskaya, M.T.D. Wingate, U. Poller, A. Kröner, V. Fedorovsky, A. Mazukabzov, W. Todt, S.A. Pisarevsky // *J.Geol.Soc.London.* – 2008. – V. 165 (1). – P. 235 – 246.

90. Gladkochub D. Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis / D. Gladkochub, S.A. Pisarevsky, T. Donskaya, L.M. Natapov, A. Mazukabzov, A.M. Stanevich, E. Sklyarov // *Episodes.* – 2006a. – V. 29 (3). P. 169 – 174.

91. Gladkochub D. The Siberian Craton and its evolution in terms of the Rodinia hypothesis / D. Gladkochub, S. Pisarevsky, T. Donskaya, L. Natapov, A. Mazukabzov, A. Stanevich and E. Sklyarov // *Episodes.* – 2006. – V. 29. – №3. – P. 169 – 174.

92. Gladkochub D.P. A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent / D.P. Gladkochub, T.V. Donskaya, M.T.D. Wingate, A.M. Mazukabzov, S.A. Pisarevsky, E.V. Sklyarov, A.M. Stanevich // *American Journal of Science.* – 2010a. – V. 310. – P. 812 – 825.

93. Gladkochub D.P. Geochemistry of ancient ophiolites of the Sharyzhalgai uplift / D.P. Gladkochub, E.V. Sklyarov, Yu.V. Men'shagin and A.M. Mazukabzov // *Geochemical International.* – 2001. – V. 39. – № 10. – P. 947 – 958.

94. Gladkochub D.P. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia / D.P. Gladkochub, M.T.D. Wingate, S.A. Pisarevsky, T.V.Donskaya, A.M. Mazukabzov, V.A. Ponomarchuk, A.M. Stanevich // *Precambrian Research.* – 2006b. – V.147. – P. 260 – 278.

95. Gladkochub D.P. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: an overview and implications for paleocontinental reconstruction / D.P.Gladkochub, S.A. Pisarevsky, T.V. Donskaya, R.E. Ernst, M.T.D. Wingate, U. Söderlund, A.M. Mazukabzov, E.V. Sklyarov, M.A. Hamilton, J.A. Hanes // *Precambrian Research.* – 2010b. – V. 183. – P. 660 – 668.

96. Gladkochub D.P. The Urik–Iya graben of the Sayan inlier of the Siberian craton: new geochronological data and geodynamic implications / D.P. Gladkochub, T.V. Donskaya, A.M. Mazukabzov, E.V. Sklyarov, V.A. Ponomarchuk and A.M. Stanevich // *Doklady Earth Sciences*. – 2002. – V. 386. – № 7. – P. 737 – 741.

97. Hoffman P.F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? / P.F. Hoffman // *Science*. – 1991. – V. 252. – P. 1409 – 1412.

98. Jian P. Zircon ages of the Bayankhongor ophiolite melange and associated rocks: Time constraints on Neoproterozoic to Cambrian accretionary and collisional orogenesis in Central Mongolia / P. Jian, A. Kröner, B.F. Windley, Y. Shi, F. Zhang, L. Miao, D. Tomurhuu, W. Zhang, D. Liu // *Precambrian Research*. – 2010. – V. 177. – P. 162 – 180.

99. Khain E.V. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications / E.V. Khain, E.V. Bibikova, A. Kröner, D.Z. Zhuravlev, E.V. Sklyarov, A.A. Fedotova, I.R. Kravchenko-Berezhnoy // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2002. – V. 199. – P. 311 – 325.

100. Kooijman E. Constrains on the U-Pb systematics of metamorphic rutile from in situ LA-ICP-MS analysis / E. Kooijman, K. Mezger, J. Berndt // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2010. – V. 293. – № 3 – 4. – P. 321 – 330.

101. Kröner A. Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal–Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications / A. Kröner, A.A. Fedotova, E.V. Khain, A.A. Razumovskiy, A.V. Orlova, M.O. Anosova, V.I. Perelyaev, G.E. Nakrasov, D.Y. Liu // *J. Asian Earth Sci.* – 2015. – V. 111. – P. 138 – 160.

102. Kuzmichev A.V. Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolia Massif (Siberia): island arc-continent collision at the northeast Rodinia margin / A.V. Kuzmichev, E.V. Bibikova, D.Z. Zhuravlev // *Precambrian Research*. – 2001. – V. 110. – P. 109 – 126.

103. Kuzmichev A.V. The Shishkhid ophiolite, northern Mongolia: a key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia / A.V. Kuzmichev,

A. Kröner, E. Hegner, L. Dunyi, W. Yusheng // *Precambrian Research*. – 2005. – V. 138. – P. 125 – 150.

104. Larin A.M. The origin of the 1.73 –1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian Platform, Russia inferences from geochronological, geochemical and Nd–Sr–Pb isotopic data / A.M. Larin, Yu.V. Amelin, L.A. Neymark and R.Sh. Krymsky // *Analyses de Academia Brasilia Sciences*. – 1997. – V. 69. – № 3. – P. 295 – 312.

105. Li Z.X. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis / Z.X. Li, S.V. Bogdanova, A. Collins, A. Davidson, B. De Waele, R.E. Ernst, I. Fitzsimons, R. Fuck, D. Gladkochub, J. Jacobs, K. Karlstrom, S. Lu, J.-P. Milesi, J. Myers, L. Natapov, M. Pandit, V. Pease, S.A. Pisarevsky, K. Thrane, V. Vernikovsky // *Precambrian Research*. – 2008. – V. 160. – P. 179 – 210.

106. Ludwig K.R. Using Isoplot/Ex, Version 2.01: a geochronological toolkit for Microsoft Excel / K.R. Ludwig // *Berkeley Geochronology Center Special Publication*. – 1999. – V. 1a. – P. 47.

107. McLennan S.M. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics / S.M. McLennan, S. Hemming, D.K. McDaniel, G.N. Hanson // *Geological Society of American*. – 1993. – Special Paper. – № 248. P. – 21 – 40.

108. McLennan S.M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust / S.M. McLennan // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2001. – V. 2, doi:10.1029/2000GC000109.

109. Meffre S. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia / S. Meffre, R.R. Large, R. Scott, J. Woodhead, Z.S. Chang, S.E. Gilbert, L.V. Danyushevsky, V. Maslennikov, J.M. Hergt // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2008. – V. 72 (9). – P. 2377 – 2391.

110. Merdith A.S. A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic / A.S. Merdith, A.S. Collins, S.E. Williams, S. Pisarevsky, J.D. Foden, D.B. Archibald, M.L. Blades, B.L. Alessio, S. Armistead, D. Plavsa, C. Clark, R.D. Müller // *Gondwana Research*. – 2017. – V. 50. – P. 84 – 134.

111. Murphy J.B. Potential geodynamic relationships between the development of peripheral orogens along the northern margin of Gondwana and the amalgamation of West Gondwana / J.B. Murphy, S.A. Pisarevsky, R.D. Nance // *Mineralogy and Petrology*. – V. 107. – P. 635 – 650.

112. Nance R.D. Origins of the supercontinent cycle / R.D. Nance, J.B. Murphy // *Geoscience Frontiers*. – 2013. – V. 4. – P. 439 – 448.

113. Nesbitt H.W. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites / H.W. Nesbitt, G.M. Young // *Nature*. – 1982. – V. 299. – P. 715 – 717.

114. Nesbitt H.W. Formation and diagenesis of weathering profiles / H.W. Nesbitt, G.M. Young // *Geology*. – 1989. – V. 97. – P. 129 – 147.

115. O'Nions R.K. A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles / R.K. O'Nions, P.J. Hamilton // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1983. – V. 63. – Iss. 2. – P. 229 – 240.

116. Panteeva S.V. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion / S.V. Panteeva, D.P. Gladkochub, T.V. Donskaya, V.V. Markova, G.P. Sandimirova // *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*. – 2003. – Vol. 58 (2). – P. 341 – 350.

117. Pesonen L. J. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic / L. J. Pesonen, S.Å. Elming, S. Mertanen, S. A. Pisarevsky, M. S. D'Agrella-Filho, J. G. Meert, P. W. Schmidt, N. Abrahamsen and G. Bylund // *Tectonophysics*. – 2003. – V. 375. – P. 289 – 324.

118. Pettijohn F.J. Sand and Sandstones / F.J. Pettijohn, P.E. Potter and R. Siever. – New York: Springer-Verlag, 1972. – 158 p.

119. Pin C. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks / C. Pin, J.F.S. Zalduegui // *Analyt. Chim. Acta*. – 1997. – V. 339. – P. 79 – 89.

120. Pisarevsky S.A. Mesoproterozoic paleogeography: supercontinent and beyond / S.A. Pisarevsky, S.Å.Elming, L.J. Pesonen, Z.X. Li // *Precambrian Research*. – 2014. – V. 244. P. 207 – 225.

121. Pisarevsky S.A. Models of Rodinia assembly and fragmentation Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup / S.A. Pisarevsky, M.T.D. Wingate, C. McA. Powell, S. Johnson, D.A.D. Evans / Eds. M. Yoshida, B.F. Windley // *Geological Society of London Special Publications*. – 2003. – V. 206. – P. 35 – 55.

122. Pisarevsky S.A. Paleomagnetism of Cryogenian Kitoi mafic dykes in South Siberia: Implications for Neoproterozoic paleogeography / S.A. Pisarevsky, D.P. Gladkochub, K.M. Konstantinov, A.M. Mazukabzov, A.M. Stanevich, J.B. Murphy, J.A. Tait, T.V. Donskaya, I.K. Konstantinov // *Precambrian Research*. – 2013. – V. 231. – P. 372 – 382.

123. Pisarevsky S.A. Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia / S.A. Pisarevsky, L.M. Natapov, T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, V.A. Vernikovskiy // *Precambrian Research*. – 2008. – V. 160. – P. 66 – 76.

124. Pisarevsky S.A. Siberia and Rodinia / S.A. Pisarevsky, L.M. Natapov // *Tectonophysics*. 2003. – V. 375. – P. 221 – 245.

125. Powerman V. Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia / V. Powerman, A. Shatsillo, N. Chumakov, I. Kapitonov, J. Hourigane // *Precambrian Research*. – 2015. – V. 267. – P. 39 – 71.

126. Priyatkina N. The Neoproterozoic evolution of the western Siberian Craton margin: U-PbHf isotopic records of detrital zircons from the Yenisey Ridge and the Prisayan Uplift / N. Priyatkina, W.J. Collins, A.K. Khudoley, E.F. Letnikova, H.-Q. Huang // *Precambrian Research*. – 2018. – V. 305. – P. 197 – 217.

127. Rojas-Agramonte Y. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt / Y. Rojas-Agramonte, A. Kröner,

A. Demoux, X. Xia, W. Wang, T. Donskaya, D. Liu, M. Sun // *Gondwana Research*. – 2011. – V. 19(3). – P. 751 – 763.

128. Rosen O.M. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton / O.M. Rosen, K.C. Condie, L.M. Natapov and A.D. Nozhkin // *Archean Crustal Evolution*. – Amsterdam: Elsevier, 1994. – P. 411 – 459.

129. Roser B.P. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data / B.P. Roser, R.J. Korsh // *Chemical Geology*. – 1988. – V. 67. – P. 119 – 139.

130. Rytsk E.Y. Isotopic structure and evolution of the continental crust in the East Transbaikalian segment of the Central Asian Foldbelt / E.Y. Rytsk, V.P. Kovach, V.V. Yarmolyuk, V.I. Kovalenko, E.S. Bogomolov, A.B. Kotov // *Geotectonics*. – 2011. – V. 45. P. 349 – 377.

131. Rytsk E.Y. Structure and evolution of the continental crust in the Baikal Fold Region / E.Y. Rytsk, V.P.Kovach, V.I. Kovalenko // *Geotectonics*. – 2007. – V. 41. – P. 440 – 464.

132. Sovetov J.K. Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Palaeopangean accretionary phases / J.K. Sovetov // *Russian Journal of Earth Science*. 2002. – V. 4. – P. 363 – 387.

133. Stacey J.S. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model / J.S. Stacey, J.D. Kramers // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1975. – V. 26. – P. 207 – 221.

134. Varga A.R. Complex examination of the Upper Paleozoic siliciclastic rocks from southern Transdanubia, SW Hungary—Mineralogical, petrographic, and geochemical study / A.R. Varga, Gy. Szakmány, T. Árgyelán, S. Józsa // *Geological Society of America*. – 2007. – Special Paper 420. – P. 1 – 20.

135. Varga A.R. Geochemistry and provenance of the Upper Carboniferous sandstones from borehole Diosvizlo-3(Teseny Sandstone formation, SW Hungary) / A.R. Varga, Gy. Szakmány // *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged*. – 2004. – V. 45 (2). – P. 7 – 14.

136. Wingate M.T.D. Geochronology and paleo-magnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography / M.T.D. Wingate, S.A. Pisarevsky, D.P. Gladkochub, T.V. Donskaya, K.M. Konstantinov, A.M. Mazukabzov, A.M. Stanevich // Precambrian Research. – 2009. – V. 170. – P. 256 – 266.

137. Zhang S. Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: A global synthesis with new paleomagnetic results from North China / S. Zhang, Z.X. Li, D.A.D. Evans, H. Wu, H. Li, J. Dong // Earth and Planetary Science Letters. – 2012. – V. 353 – 354. – P. 145 – 155.

138. Zhao G.C. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: Assembly, growth and breakup / G.C. Zhao, M. Sun, S.A. Wilde, S.Z. Li // Earth Sci. Rev. – 2004. – V. 67. – P. 91 – 123.

СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА

№ рисунка	Название рисунка	Стр.
1.	Геологическая схема Сибирского кратона (Составлена по [Розен, 2003; Глебовицкий и др., 2008; Gladkochub et al., 2006]).....	12
2.	Схема Саяно-Байкало-Патомского пояса (СБПП) (Составлена по [Станевич и др., 2006]).....	14
3.	Схема корреляции позднедокембрийских отложений Саяно-Байкало-Патомского пояса (СБПП) (модифицирована после [Станевич и др., 2006]).....	16
4.	Геологическая схема Бирюсинского Присяня (Составлена по [Галимова и др., 2012]).....	21
5.	Литологическая колонка докембрийских образований Бирюсинского Присяня (модифицирована после [Решения..., 1983, Брагин, 1986; Галимова и др., 2012]).....	31
6.	Геологическая карта участка детальных работ (модифицирована после [Галимова и др., 2012]).....	33
7.	Классификация песчаных и алевроитовых пород карагаской серии: а – по Н.В. Логвиненко [Логвиненко, 1974]; б – по Ф.Дж. Петтиджону [Петтиджон, 1981].....	35
8.	Микрофотографии шлифов терригенных пород карагаской серии (николи ×).....	38
9.	Классификационная диаграмма $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}) - \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ для песчаников [Pettijohn et al., 1972].....	43
10.	Диаграммы ТМ-ЖМ и ФМ-ГМ для терригенных пород шангулежской (а, г), тагульской (б, д) и ипситской (в, е) свит карагаской серии.....	44
11.	Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Boynon, 1984] для терригенных пород шангулежской свиты.....	46
12.	Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Boynon, 1984] для терригенных пород тагульской свиты.....	49
13.	Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Boynon, 1984] для терригенных пород ипситской свиты.....	50

14.	Диаграмма А-CN-K ($Al_2O_3-(CaO^*+Na_2O)-K_2O$) [Nessbit, Young, 1989] для терригенных пород карагасской серии.....	51
15.	Диаграмма $K_2O - Na_2O$ для терригенных пород карагасской серии.	53
16.	Катодолюминесцентные изображения детритовых цирконов из терригенных отложений карагасской серии.....	55
17.	Гистограммы распределения возраста детритовых цирконов из терригенных отложений карагасской серии.....	57
18.	Диаграмма F-Q-L (полевые шпаты – кварц – обломки пород) [Dickinson, 1983] для терригенных пород карагасской серии.....	60
19.	Диаграммы Th/Sc – Zr/Sc (а) [McLennan et al., 1993] и Th/Co – La/Sc (б) [Cullers, 2002] для терригенных пород карагасской серии.....	62
20.	Геологическая карта участка детальных работ (модифицирована после [Галимова и др., 2012]).....	66
21.	Классификация песчаных и алевроитовых пород оселковой серии: а – по Н.В. Логвиненко [Логвиненко, 1974]; б – по Ф.Дж. Петтиджону [Pettijohn, 1972].....	68
22.	Микрофотографии шлифов терригенных пород оселковой серии (а, б, в, г, д, з – николи ×).....	71
23.	Классификационная диаграмма $\log(Na_2O/K_2O) - \log(SiO_2/Al_2O_3)$ для песчаников и алевропесчаников оселковой серии [Pettijohn et al., 1972].....	73
24.	Диаграммы ФМ-ГМ и ТМ-ФМ для терригенных пород марнинской (а, г), удинской (б, д) и айсинской (в, е) свит оселковой серии.....	74
25.	Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] для терригенных пород марнинской свиты.....	75
26.	Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] для терригенных пород удинской свиты.....	78
27.	Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] для терригенных пород айсинской свиты.....	79
28.	Диаграмма А-CN-K ($Al_2O_3-(CaO^*+Na_2O)-K_2O$) [Nessbit, Young, 1989] для терригенных пород оселковой серии.....	81
29.	Диаграмма $K_2O - Na_2O$ для терригенных пород оселковой серии...	82

30.	Катодолюминесцентные изображения детритовых цирконов из терригенных отложений оселковой серии.....	84
31.	Гистограммы относительной вероятности возраста детритовых цирконов из терригенных отложений оселковой серии.....	85
32.	Диаграмма F-Q-L (полевые шпаты – кварц – обломки пород) [Dickinson, 1983] для терригенных пород оселковой серии.....	87
33.	Диаграммы Th/Sc – Zr/Sc (а) [McLennan et al., 1993] и Th/Co – La/Sc (б) [Cullers, 2002] для терригенных пород оселковой серии...	88
34.	Корреляция возрастных спектров по детритовым цирконам из терригенных отложений Саяно-Байкало-Патомского пояса.....	97
35.	Глобальные палеогеографические реконструкции на 710 (а), 650 (б), 635 (в), и 610 (г) млн лет.....	104

Таблица 1. Литохимический состав терригенных отложений карагасской серии

Компонент (мас. %)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16		
	Аркозовые песчаники ¹ и алевропесчаники ²																	
	Шангулужская свита																	
	Т.н. 1			Т.н. 2			Т.н. 3			Т.н. 4			Т.н. 5			Т.н. 6		
SiO ₂	1114 ²	1115 ²	1116 ²	1117 ²	1118 ²	1119 ¹	1120 ¹	1121 ¹	1122 ¹	1126 ²	1133 ¹	1134 ¹	1138 ¹	1139 ¹	1140 ¹	1141 ¹		
	67.54	81.9	69.6	81.11	81.94	90.70	91.20	96.50	92.70	65.16	85.74	87.13	91.60	69.25	71.75	67.69		
TiO ₂	0.44	0.20	0.30	0.21	0.22	0.06	0.07	<0.02	0.03	0.59	0.09	0.07	0.08	0.16	0.17	0.16		
Al ₂ O ₃	11.0	7.08	7.91	6.72	8.65	4.90	3.98	1.59	3.72	13.79	7.49	6.49	3.85	10.2	9.4	8.7		
Fe ₂ O ₃	3.15	1.90	2.06	1.12	1.73	0.36	<0.20	<0.20	<0.20	2.16	<0.20	<0.20	<0.20	1.34	0.46	0.69		
FeO	0.71	0.93	0.66	0.89	0.78	0.98	1.02	0.72	1.32	4.0	0.78	1.02	0.98	1.18	1.75	5.81		
MnO	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.07	0.06	0.07		
MgO	2.55	0.65	2.96	1.27	0.13	0.13	0.13	0.07	0.13	3.16	0.23	0.10	0.17	0.56	0.62	2.5		
CaO	1.94	0.61	3.86	0.41	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.51	0.31	0.22	<0.05	5.2	4.79	4.11		
Na ₂ O	0.09	0.12	0.08	0.11	1.83	1.21	0.95	0.03	0.04	0.13	1.2	0.64	0.48	0.75	0.56	0.14		
K ₂ O	8.62	5.33	6.24	4.89	3.38	1.09	1.88	0.94	1.77	7.24	3.76	4.04	2.03	5.39	5.13	4.26		
P ₂ O ₅	0.13	0.09	0.11	0.11	0.05	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	0.14	<0.03	<0.03	0.04	0.07	0.07	0.08		
п.п.п.	0.80	0.16	0.26	0.12	0.57	0.49	0.33	0.06	0.14	2.64	0.09	0.06	0.30	1.12	0.94	2.36		
CO ₂	2.73	0.82	5.81	1.95	0.19	н. обн	н. обн	0.08	0.07	0.25	0.2	0.14	0.06	4.51	4.03	3.22		
Сумма	99.74	99.84	99.89	98.94	99.56	99.94	99.56	99.99	99.92	99.77	99.89	99.91	99.59	99.80	99.73	99.79		
K ₂ O/Na ₂ O	96	44	78	44	2	1	2	31	44	56	3	6	4	7	9	30		
ClA	54	54	53	55	56	61	53	60	65	63	55	54	56	59	59	64		
ГМ	0.23	0.12	0.16	0.11	0.14	0.07	0.06	0.02	0.06	0.32	0.10	0.09	0.05	0.19	0.17	0.23		
ТМ	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01	0.02	-	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02		
НКМ	0.79	0.77	0.80	0.74	0.60	0.47	0.71	0.61	0.49	0.53	0.66	0.72	0.65	0.60	0.61	0.51		
ЖМ	0.34	0.40	0.34	0.29	0.29	0.27	0.25	0.45	0.37	0.43	0.10	0.16	0.25	0.25	0.24	0.74		
ФМ	0.10	0.04	0.08	0.04	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.14	0.01	0.01	0.01	0.05	0.04	0.13		
ЩМ	0.01	0.02	0.01	0.02	0.54	1.11	0.51	0.03	0.02	0.02	0.32	0.16	0.24	0.14	0.11	0.03		

Компонент (мас.%)	33	34	35	36	37	38	39	40	41
	Карбонатные песчаники								
	Шангулежская свита					Тагульская свита			
	Т.н. 10	Т.н. 4				Т.н. 7			
	1284/3	1123	1124	1125	1127	1285	1285/1	1285/2	1285/3
SiO ₂	91.56	22.06	36.05	51.50	42.72	10.48	8.46	6.82	8.12
TiO ₂	0.05	0.13	0.24	0.37	0.27	0.10	0.06	0.05	0.07
Al ₂ O ₃	3.20	3.36	7.43	13.03	8.05	1.40	1.25	1.05	1.20
Fe ₂ O ₃	0.38	1.94	1.08	1.80	0.54	0.42	0.47	0.49	0.48
FeO	1.02	0.84	1.31	2.11	1.35	2.24	1.95	2.28	2.01
MnO	0.01	0.18	0.13	0.06	0.08	0.41	0.42	0.42	0.44
MgO	0.10	14.68	10.46	5.62	7.70	16.81	17.74	17.96	17.44
CaO	0.24	20.83	14.88	6.20	10.42	25.98	26.85	27.56	27.44
Na ₂ O	0.01	0.05	0.13	0.18	0.15	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
K ₂ O	2.89	2.11	5.21	8.52	5.79	1.22	1.05	0.85	1.02
P ₂ O ₅	0.08	0.05	0.11	0.13	0.10	0.22	0.23	0.20	0.21
п.п.п.	0.12	0.42	0.84	1.74	0.89	0.34	0.46	0.05	0.57
CO ₂	0.17	33.14	22.22	8.69	15.54	40.37	41.14	42.57	41.14
Сумма	99.83	99.79	100.09	99.95	93.60	99.99	100.08	100.30	100.14
K ₂ O/Na ₂ O	289	–	–	–	–				
CaO/(MgO+ +FeO+MnO)	-	1.33	1.25	0.80	1.14	1.34	1.34	1.33	1.38
СИА	47	–	–	–	–	–	–	–	–
ГМ	0.05	–	–	–	–	–	–	–	–
ТМ	0.02	–	–	–	–	–	–	–	–
НКМ	0.91	–	–	–	–	–	–	–	–
ЖМ	0.43	–	–	–	–	–	–	–	–
ФМ	0.02	–	–	–	–	–	–	–	–
ЩМ	0.005	–	–	–	–	–	–	–	–

Примечание: Т.н. – место отбора проб; СИА – индекс химического выветривания [Nessbitt, Young, 1982; Nesbitt, Young, 1984]; Петрохимические модули [Юдович, Кетрис, 2000]: ГМ (гидролизатный) = $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO) / SiO_2$; ТМ (титановый) = TiO_2 / Al_2O_3 ; ЖМ (железный) = $(FeO + Fe_2O_3 + MnO) / (Al_2O_3 + TiO_2)$; ФМ (фемический) = $(Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO) / SiO_2$; НКМ (модуль нормированной щелочности) = $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$; ЩМ (щелочной модуль) = (Na_2O / K_2O) .

Таблица 2. Содержания редких и рассеянных элементов в терригенных породах карагасской серии

Элемент. отношение	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Аркозовые песчаники ¹ и алевропесчаники ²								
	Шангулежская свита								
	Т.н. 1			Т.н. 2				Т.н. 3	
	1114 ²	1115 ²	1116 ²	1114 ²	1118 ²	1119 ¹	1120 ¹	1121 ¹	1122 ¹
Rb. г/т	89.97	60.98	70.58	60.23	90.55	30.07	46.69	35.36	68.12
Ba	264.76	212.24	209.43	224.69	376.69	133.28	186.33	91.66	216.04
Sr	51.63	39.20	45.15	48.50	54.74	37.69	37.76	27.70	45.24
Y	12.46	9.39	9.80	7.58	10.39	2.74	17.64	12.03	15.69
Zr	271.12	199.97	225.26	236.72	354.94	94.19	162.48	65.09	63.41
Hf	6.68	4.86	5.57	5.83	8.85	2.37	4.04	1.67	1.67
Nb	9.24	4.92	6.22	4.34	4.56	1.30	1.91	1.12	1.23
La	26.84	15.24	16.85	5.61	11.06	8.21	8.55	12.74	12.20
Ce	57.22	32.09	36.27	11.82	20.83	15.87	16.00	22.41	21.38
Pr	6.11	3.58	3.87	1.30	2.56	1.98	1.95	2.45	2.52
Nd	23.29	13.27	14.81	4.51	9.11	6.64	6.35	8.00	8.64
Sm	4.15	2.78	3.24	1.14	1.96	1.34	1.40	1.41	1.79
Eu	0.81	0.52	0.54	0.27	0.44	0.23	0.38	0.25	0.45
Gd	3.12	2.30	2.41	1.24	1.72	1.05	1.91	1.57	2.16
Tb	0.37	0.29	0.31	0.18	0.26	0.12	0.38	0.26	0.38
Dy	2.10	1.72	1.77	1.08	1.78	0.54	2.67	1.77	2.50
Ho	0.42	0.33	0.36	0.22	0.38	0.10	0.58	0.39	0.51
Er	1.27	0.91	1.01	0.63	1.05	0.28	1.51	1.04	1.38
Tm	0.21	0.14	0.15	0.10	0.16	0.04	0.21	0.14	0.19
Yb	1.32	0.89	1.00	0.64	1.06	0.25	1.24	0.86	0.97
Lu	0.23	0.15	0.16	0.12	0.18	0.05	0.17	0.12	0.15
Th	9.19	5.76	6.87	3.78	4.34	1.99	2.36	2.00	1.84
U	2.21	1.52	1.78	1.15	0.84	0.60	0.64	0.25	0.63
Ni	26.00	16.00	13.00	13.00	20.00	11.00	13.00	7.90	15.00
Co	6.60	3.60	3.60	3.80	5.40	5.40	3.90	1.90	2.40
Sc	6.10	6.10	6.40	6.40	2.00	1.90	2.50	1.90	1.90
Eu/Eu*	0.7	0.6	0.6	0.7	0.7	0.6	0.7	0.5	0.7
(La/Yb) _n	13.7	11.5	11.4	5.9	7.0	22.1	4.6	10.0	8.5
(La/Sm) _n	4.1	3.5	3.3	3.1	3.5	3.9	3.8	5.7	4.3
(Gd/Yb) _n	1.9	2.1	1.9	1.6	1.3	3.4	1.2	1.5	1.8
Th/Sc	1.5	0.9	1.1	0.6	2.2	1.0	0.9	1.1	1.0
Zr/Sc	44.4	32.8	35.2	37.0	177.5	49.6	65.0	34.3	33.4
Th/U	4.2	3.8	3.9	3.3	5.2	3.3	3.7	7.9	2.9
ΣREE	127.5	74.2	82.8	28.9	52.5	36.7	43.3	53.4	55.2

Продолжение таблицы 2.

Элемент. отношение	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	Аркозовые песчаники ¹ и алевропесчаники ²								
	Шангулежская свита							Тагульская свита	
	Т.н. 4	Т.н. 5		Т.н. 6			Т.н. 8		
	1126 ²	1133 ¹	1134 ¹	1126 ²	1133 ¹	1134 ¹	1126 ²	1286 ¹	1286/1 ¹
Rb. г/т	139.72	86.50	91.74	52.72	227.34	209.03	127.43	34.26	33.79
Ba	388.60	403.52	402.57	243.47	595.69	629.35	534.95	131.60	122.14
Sr	50.24	50.21	45.97	41.20	76.21	75.32	80.84	22.81	22.39
Y	8.69	4.36	3.66	5.74	9.67	11.62	20.60	3.16	3.27
Zr	163.64	218.01	211.27	46.61	119.58	123.18	131.52	56.60	42.76
Hf	4.25	5.48	5.26	1.14	2.97	3.02	3.41	1.47	1.16
Nb	9.96	3.15	3.12	1.07	4.10	4.56	5.01	3.33	2.64
La	36.01	3.33	2.90	8.58	37.94	21.33	31.43	9.35	11.18
Ce	64.20	6.85	5.84	16.58	63.02	39.53	64.27	28.99	33.82
Pr	6.52	0.73	0.62	1.83	6.13	4.39	7.16	2.31	2.77
Nd	23.38	2.84	2.41	5.72	21.66	15.62	25.54	7.47	9.23
Sm	3.75	0.68	0.58	1.23	3.56	2.81	5.33	1.34	1.40
Eu	0.65	0.22	0.15	0.23	0.54	0.60	0.96	0.24	0.26
Gd	2.68	0.60	0.46	1.15	2.51	2.36	4.47	0.98	1.08
Tb	0.30	0.11	0.08	0.14	0.30	0.31	0.64	0.14	0.15
Dy	1.53	0.66	0.52	0.82	1.62	1.90	3.49	0.72	0.76
Ho	0.32	0.15	0.13	0.19	0.32	0.39	0.69	0.13	0.14
Er	0.87	0.49	0.41	0.54	0.93	1.07	1.67	0.35	0.33
Tm	0.12	0.08	0.06	0.07	0.15	0.17	0.22	0.05	0.05
Yb	0.81	0.56	0.47	0.45	1.01	1.16	1.23	0.33	0.31
Lu	0.13	0.10	0.09	0.07	0.18	0.19	0.21	0.06	0.05
Th	10.46	3.63	3.41	1.56	6.83	6.73	7.93	1.61	1.46
U	1.73	1.03	0.62	0.15	1.34	1.61	2.12	0.34	0.32
Ni	67.00	16.00	13.00	13.00	39.00	22.00	13.00	9.70	7.50
Co	27.00	2.30	2.50	3.10	2.30	2.40	6.70	3.30	5.30
Sc	7.70	1.90	1.90	2.90	2.00	3.90	4.20	1.99	1.99
Eu/Eu*	0.6	1.0	0.9	0.6	0.6	0.7	0.6	0.6	0.7
(La/Yb) _n	30.0	4.0	4.2	12.8	25.3	12.3	17.2	19.0	24.4
(La/Sm) _n	6.0	3.1	3.1	4.4	6.7	4.8	3.7	4.4	5.0
(Gd/Yb) _n	2.7	0.9	0.8	2.0	2.0	1.6	2.9	2.4	2.8
Th/Sc	1.4	1.9	1.8	0.5	3.4	1.7	1.9	0.8	0.7
Zr/Sc	21.3	114.7	111.2	16.1	59.8	31.6	31.3	28.4	21.5
Th/U	6.0	3.5	5.5	10.4	5.1	4.2	3.7	4.7	4.6
ΣREE	141.3	17.4	14.7	37.6	139.9	91.8	147.3	52.5	61.5

Продолжение таблицы 2.

Элемент. отношение	19	20	21	22	23	24	25	26	27
	Аркозовые песчаники ¹ и алевропесчаники ²								
	Тагульская свита								
	Т.н. 8				Т.н. 9				
	1286/2 ¹	1286/3 ¹	1286/4 ¹	1286/5 ¹	z1326 ²	z1327 ¹	z1328 ²	z1329 ²	z1330 ²
Rb. г/т	34.40	10.77	15.04	10.96	117.37	109.72	116.98	134.40	123.12
Ba	135.00	46.14	56.03	55.80	734.22	829.07	709.14	998.70	675.01
Sr	23.48	13.61	9.42	15.99	56.05	49.00	42.96	54.04	58.43
Y	3.15	3.55	3.14	3.61	18.71	14.88	26.97	12.75	13.00
Zr	49.91	27.55	69.78	28.86	191.25	231.08	329.10	148.91	152.15
Hf	1.37	0.76	1.72	0.79	4.89	5.75	7.97	3.87	4.06
Nb	2.93	0.47	0.77	0.44	5.88	5.52	7.41	5.49	6.26
La	9.19	4.04	4.05	3.55	12.32	15.66	18.90	19.83	16.83
Ce	28.51	8.49	7.88	8.23	24.68	31.81	38.32	38.91	32.42
Pr	2.28	0.92	0.91	0.86	2.74	3.84	4.57	4.14	3.63
Nd	7.33	2.82	2.83	2.43	10.26	14.25	17.03	13.40	13.09
Sm	1.26	0.58	0.57	0.45	2.82	3.20	4.71	2.44	3.43
Eu	0.24	0.10	0.11	0.09	0.76	0.80	0.97	0.45	0.74
Gd	0.96	0.51	0.52	0.44	3.07	2.68	4.61	2.50	2.95
Tb	0.14	0.08	0.08	0.08	0.49	0.38	0.76	0.36	0.40
Dy	0.76	0.55	0.50	0.52	2.84	2.24	4.44	2.13	2.33
Ho	0.13	0.12	0.11	0.12	0.58	0.46	0.88	0.42	0.44
Er	0.34	0.35	0.34	0.33	1.58	1.29	2.24	1.09	1.16
Tm	0.05	0.05	0.05	0.05	0.25	0.20	0.32	0.17	0.17
Yb	0.34	0.31	0.35	0.31	1.41	1.26	1.95	1.07	1.11
Lu	0.07	0.05	0.06	0.05	0.22	0.19	0.29	0.15	0.16
Th	1.60	0.89	1.02	1.42	4.18	6.87	6.75	5.32	5.57
U	0.33	0.25	0.33	0.29	1.45	3.62	4.25	1.81	3.35
Ni	6.20	15.00	16.00	6.00	11.00	11.00	9.00	11.00	8.60
Co	8.30	14.00	12.00	29.00	3.00	2.30	2.30	2.50	2.60
Sc	1.99	1.99	1.99	1.99	2.50	3.60	4.70	3.50	4.80
Eu/Eu*	0.7	0.6	0.6	0.6	0.8	0.8	0.6	0.6	0.7
(La/Yb) _n	18.0	8.7	7.9	7.7	5.9	8.4	6.5	12.5	10.2
(La/Sm) _n	4.6	4.4	4.4	5.0	2.7	3.1	2.5	5.1	3.1
(Gd/Yb) _n	2.3	1.3	1.2	1.1	1.8	1.7	1.9	1.9	2.1
Th/Sc	0.8	0.4	0.5	0.7	1.7	1.9	1.4	1.5	1.2
Zr/Sc	25.1	13.8	35.1	14.5	76.5	64.2	70.0	42.5	31.7
Th/U	4.8	3.6	3.1	4.9	2.9	1.9	1.6	2.9	1.7
ΣREE	51.6	19.0	18.4	17.5	64.0	78.3	100.0	87.1	78.9

Продолжение таблицы 2.

Элемент. отношение	28	29	30	31	32	33	34	35	36
	Аркозовые песчаники ¹ и алевропесчаники ²								
	Тагульская свита					Ипситская свита			
	Т.н. 9					Т.н. 10	Т.н. 11		
	z1331 ²	z1332 ²	z1333 ²	z1334 ²	z1335 ²	1284/3	z1501 ¹	z1502 ²	z1503 ²
Rb. г/т	127.84	125.14	113.45	116.68	131.26	33.50	46.61	111.25	108.30
Ba	921.00	757.29	809.24	777.61	854.69	125.99	283.40	624.78	339.59
Sr	54.07	53.92	45.00	50.08	71.30	23.29	16.07	21.54	17.17
Y	21.85	21.49	14.65	24.59	36.25	3.28	8.68	11.56	14.10
Zr	477.95	299.96	366.83	366.10	655.68	61.92	202.12	172.23	300.43
Hf	11.72	7.35	8.91	9.20	15.76	1.61	4.94	4.07	7.35
Nb	7.46	7.46	4.37	7.60	8.32	3.28	2.34	6.46	5.10
La	38.94	30.07	26.63	27.30	22.67	9.02	9.73	17.11	16.78
Ce	74.79	62.38	59.39	52.35	45.14	28.60	21.13	32.99	36.14
Pr	8.37	7.21	6.95	6.00	5.20	2.30	2.27	3.63	4.17
Nd	29.17	25.83	25.91	21.00	18.89	7.48	8.55	12.88	16.41
Sm	5.98	5.10	5.39	4.57	5.20	1.34	1.67	2.88	4.23
Eu	1.11	1.06	1.02	0.87	1.27	0.24	0.35	0.64	1.02
Gd	5.08	4.83	4.40	4.13	5.54	1.00	1.36	2.19	3.11
Tb	0.60	0.60	0.51	0.59	0.87	0.14	0.21	0.35	0.47
Dy	3.39	3.45	2.64	3.75	5.64	0.73	1.33	2.00	2.42
Ho	0.69	0.69	0.49	0.77	1.11	0.14	0.27	0.39	0.47
Er	1.88	1.80	1.29	2.03	3.06	0.37	0.70	1.08	1.26
Tm	0.30	0.26	0.20	0.30	0.44	0.05	0.10	0.16	0.20
Yb	1.91	1.53	1.34	1.93	3.11	0.33	0.61	0.92	1.23
Lu	0.30	0.24	0.21	0.28	0.46	0.06	0.10	0.14	0.19
Th	11.74	9.69	8.84	10.88	12.43	1.58	2.76	5.09	6.43
U	2.35	3.48	2.37	2.61	3.70	0.33	1.11	2.38	1.80
Ni	24.00	14.00	9.70	25.00	14.00	12.00	11.19	6.85	0.78
Co	5.20	4.60	2.80	4.60	2.80	4.50	2.57	4.17	2.18
Sc	4.60	4.80	2.50	5.90	4.10	1.16	3.10	2.10	3.90
Eu/Eu*	0.6	0.7	0.6	0.6	0.7	0.6	0.7	0.8	0.9
(La/Yb) _n	13.8	13.2	13.4	9.6	4.9	18.3	10.8	12.6	9.2
(La/Sm) _n	4.1	3.7	3.1	3.8	2.7	4.2	3.7	3.7	2.5
(Gd/Yb) _n	2.2	2.5	2.7	1.7	1.4	2.4	1.8	1.9	2.0
Th/Sc	2.6	2.0	3.5	1.8	3.0	1.0	0.9	2.4	1.6
Zr/Sc	103.9	62.5	146.7	62.1	159.9	39.7	65.2	82.0	77.0
Th/U	5.0	2.8	3.7	4.2	3.4	4.7	2.5	2.1	3.6
ΣREE	172.5	145.1	136.4	125.9	118.6	51.8	48.4	77.4	88.1

Окончание таблицы 2.

Элемент, отношение	37	38	39	40	41	42	43	44
	Аркозовые песчаники ¹ и алевропесчаники ²							
	Испитская свита							
	Т.н. 11						Т.н. 12	
	z1504 ²	z1507 ²	z1508 ²	z1509 ²	z1510 ²	z1511 ²	z1505 ²	z1506 ¹
Rb. г/г	106.22	85.66	107.43	102.12	112.50	79.68	68.53	52.76
Ba	368.64	349.06	455.86	553.37	552.86	312.26	263.81	190.92
Sr	18.51	42.74	17.02	43.67	58.91	54.17	63.97	45.65
Y	15.96	29.16	27.12	13.94	16.54	13.72	19.47	21.74
Zr	345.42	314.01	255.81	249.97	223.20	155.79	211.98	806.99
Hf	8.15	6.55	5.94	4.02	5.41	21.11	7.67	6.34
Nb	7.55	5.30	5.94	6.93	8.69	5.19	13.88	12.78
La	15.05	10.31	25.21	29.80	30.93	16.74	28.73	35.08
Ce	35.66	21.08	52.44	56.28	59.39	38.35	59.37	76.68
Pr	4.66	2.46	6.01	5.89	6.61	4.31	7.33	8.69
Nd	18.95	9.90	22.06	21.69	22.66	16.15	28.14	32.34
Sm	4.38	2.82	4.17	4.84	5.01	3.78	5.82	6.60
Eu	0.91	0.67	0.95	0.99	1.12	1.03	1.23	1.23
Gd	3.00	2.15	3.72	3.38	3.78	3.30	4.70	5.02
Tb	0.47	0.36	0.49	0.44	0.56	0.55	0.81	0.82
Dy	2.57	2.20	2.63	2.27	3.08	3.36	5.11	4.73
Ho	0.51	0.45	0.53	0.44	0.62	0.66	1.11	1.00
Er	1.45	1.29	1.49	1.16	1.67	1.85	3.01	2.72
Tm	0.23	0.19	0.23	0.17	0.25	0.28	0.49	0.41
Yb	1.38	1.27	1.35	1.15	1.62	1.88	2.95	2.40
Lu	0.24	0.21	0.22	0.18	0.27	0.33	0.47	0.36
Th	7.24	6.57	7.51	7.10	9.20	8.44	8.72	11.32
U	1.69	1.70	1.23	2.63	4.83	2.21	2.11	1.99
Ni	5.00	13.00	8.90	26.00	27.00	13.00	43.19	22.94
Co	0.99	5.80	3.90	8.10	8.90	3.20	18.30	11.42
Sc	5.20	11.00	3.70	5.50	14.00	3.00	4.00	3.50
Eu/Eu*	0.8	0.8	0.7	0.7	0.8	0.9	0.7	0.7
(La/Yb) _n	7.3	5.5	12.6	17.5	12.9	6.0	6.6	9.9
(La/Sm) _n	2.2	2.3	3.8	3.9	3.9	2.8	3.1	3.3
(Gd/Yb) _n	1.8	1.4	2.2	2.4	1.9	1.4	1.3	1.7
Th/Sc	1.4	0.6	2.0	1.3	0.7	2.8	2.2	3.2
Zr/Sc	66.4	22.7	60.3	28.3	15.1	269.0	78.5	73.1
Th/U	4.3	3.9	6.1	2.7	1.9	3.8	4.1	5.7
ΣREE	89.5	55.4	121.5	128.7	137.6	92.6	149.3	178.1

Примечание: нормирование по хондриту [по Boynton, 1984]; $Eu/Eu^* = (Eu_n) / ((Sm)_n \times (Gd_n)^{1/2})$; $\Sigma REE = \Sigma (La-Lu)$.

Таблица 3. Конкордантные значения U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из терригенных отложений карагасской серии.

Номер точки анализа	Изотопный возраст (млн лет)						
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	D, %
Образец 115; карагасская серия: шангулежская свита							
1115_13	3106	39	3211	31	3276	14	5
1115_70	3313	36	3253	30	3216	14	-3
1115_7	3321	36	3246	30	3200	14	-4
1115_109	3239	45	3206	33	3185	14	-2
1115_26	2808	30	2981	28	3101	14	10
1115_81	2814	32	2982	29	3098	15	10
1115_3	2823	33	2898	27	2951	14	5
1115_30	2792	32	2884	27	2950	14	6
1115_84	3032	40	2936	30	2872	15	-5
1115_20	2622	30	2764	26	2869	14	9
1115_72	2809	33	2842	28	2866	15	2
1115_2	2630	31	2762	27	2859	15	9
1115_50	2944	33	2883	27	2840	15	-4
1115_5	2949	33	2871	26	2816	14	-5
1115_40	2774	58	2787	39	2792	15	1
1115_4	2807	58	2800	38	2789	15	-1
1115_36	2848	32	2812	26	2788	14	-2
1115_74	2748	32	2716	27	2692	15	-2
1115_67	2465	45	2586	31	2681	15	9
1115_114	2894	38	2770	28	2681	15	-7
1115_95	2841	36	2746	28	2677	15	-6
1115_17	2771	31	2712	26	2669	15	-4
1115_31	2592	34	2630	26	2662	15	3
1115_98	2747	32	2694	26	2654	15	-3
1115_25	2460	31	2550	27	2620	15	6
1115_107	2468	47	2548	32	2611	15	6
1115_46	2427	28	2499	25	2558	15	5
1115_111	2543	33	2549	25	2555	15	0
1115_59	2315	45	2445	32	2551	15	10
1115_24	2455	33	2498	26	2533	15	3
1115_55	2545	29	2526	24	2511	15	-1
1115_108	2589	34	2541	26	2502	15	-3
1115_32	2295	29	2397	24	2485	15	8
1115_69	2535	28	2499	24	2471	15	-3
1115_6	2661	31	2550	24	2462	15	-7
1115_42	2560	31	2506	25	2462	15	-4
1115_97	2570	32	2509	26	2461	16	-4
1115_60	2651	31	2543	24	2458	15	-7
1115_61	2368	53	2417	34	2455	16	4
1115_65	2375	40	2415	29	2448	15	3
1115_89	2347	37	2382	28	2413	16	3
1115_99	2475	31	2439	24	2410	15	-3

Номер точки анализа	Изотопный возраст (млн лет)						
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	D, %
1115_41	2271	25	2321	22	2366	16	4
1115_112	2248	27	2191	22	2138	16	-5
1115_1	2244	23	2179	21	2119	17	-6
1115_10	2249	23	2182	20	2118	16	-6
1115_100	2218	23	2163	20	2112	16	-5
1115_110	1906	23	1956	19	2013	17	6
1115_11	1920	24	1959	19	2003	17	4
1115_14	2062	23	2024	19	1986	16	-4
1115_48	1787	28	1874	21	1972	16	10
1115_22	1874	21	1911	18	1953	16	4
1115_15	2036	24	1992	19	1947	16	-4
1115_113	1911	33	1925	23	1943	17	2
1115_54	1973	24	1958	19	1943	16	-2
1115_18	2019	24	1981	19	1941	16	-4
1115_106	1820	32	1876	23	1937	16	6
1115_52	1825	26	1876	21	1934	18	6
1115_49	1978	22	1953	19	1927	16	-3
1115_75	1953	24	1939	20	1925	18	-1
1115_78	1854	25	1884	19	1919	17	4
1115_80	1947	24	1931	20	1916	18	-2
1115_76	1987	22	1951	20	1913	18	-4
1115_53	1979	22	1942	18	1903	16	-4
1115_73	1975	22	1939	19	1900	17	-4
1115_27	1955	22	1928	18	1900	16	-3
1115_8	1947	24	1923	20	1897	18	-3
1115_45	1953	20	1926	18	1897	16	-3
1115_23	1783	31	1833	21	1893	17	6
1115_66	1929	25	1908	19	1888	17	-2
1115_33	1915	21	1901	18	1887	17	-1
1115_91	1993	25	1941	22	1886	18	-5
1115_79	1983	22	1930	19	1873	17	-6
1115_29	1894	20	1879	17	1865	16	-2
1115_103	1969	23	1916	19	1860	16	-6
1115_44	1857	22	1857	18	1858	16	0
1115_38	1823	32	1839	21	1858	16	2
1115_21	1920	22	1883	18	1843	16	-4
1115_96	1941	25	1889	19	1833	16	-6
1115_57	1917	23	1876	19	1832	17	-4
1115_93	1724	21	1749	21	1778	19	3
1115_28	1797	20	1766	16	1730	16	-4
Образец 1120; карагасская серия: шангулежская свита							
1120_43	3743	23	3744	16	3744	20	0
1120_11	3230	20	3379	14	3469	19	7
1120_110	3207	20	3364	14	3460	19	8
1120_15	3299	21	3385	14	3436	19	4
1120_117	3279	21	3281	16	3282	19	0

Номер точки анализа	Изотопный возраст (млн лет)						
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	D, %
1120_76	3123	22	3180	16	3216	17	3
1120_114	3055	19	3060	13	3064	17	0
1120_35	3047	19	3047	12	3047	17	0
1120_105	3013	20	3021	15	3027	16	0
1120_108	3015	19	3019	13	3022	16	0
1120_112	2970	19	2989	14	3002	17	1
1120_102	2979	19	2987	13	2992	16	0
1120_26	2914	18	2955	12	2983	16	2
1120_99	2845	17	2924	11	2979	16	5
1120_118	2892	18	2940	12	2973	16	3
1120_113	2681	23	2844	20	2962	16	10
1120_48	2948	21	2949	16	2950	16	0
1120_2	2932	19	2939	14	2944	16	0
1120_56	2916	18	2930	12	2940	16	1
1120_98	2676	16	2822	12	2928	16	9
1120_41	2853	19	2895	13	2924	16	2
1120_20	2911	19	2913	14	2914	16	0
1120_24	2659	17	2770	13	2852	16	7
1120_104	2839	18	2845	12	2850	16	0
1120_27	2686	20	2760	16	2814	16	5
1120_77	2599	21	2716	18	2805	16	8
1120_38	2542	30	2681	29	2788	15	10
1120_57	2774	17	2778	12	2780	15	0
1120_21	2613	16	2673	11	2718	15	4
1120_31	2708	17	2711	12	2713	15	0
1120_116	2618	22	2668	20	2706	15	3
1120_121	2623	15	2666	10	2699	15	3
1120_87	2578	15	2628	10	2666	15	3
1120_14	2628	16	2646	11	2660	15	1
1120_22	2606	16	2621	10	2632	15	1
1120_91	2583	16	2609	10	2630	14	2
1120_44	2589	19	2607	15	2621	14	1
1120_46	2439	19	2539	16	2620	14	7
1120_107	2432	15	2535	10	2618	14	8
1120_49	2584	16	2597	11	2608	14	1
1120_13	2578	15	2592	10	2602	14	1
1120_9	2543	16	2567	12	2586	15	2
1120_3	2449	18	2522	15	2581	14	5
1120_25	2559	15	2562	10	2565	14	0
1120_30	2455	18	2515	15	2563	14	4
1120_68	2362	23	2466	21	2553	14	8
1120_97	2472	16	2513	12	2547	14	3
1120_47	2459	14	2504	9	2541	14	3
1120_55	2480	16	2513	10	2540	14	2
1120_92	2351	14	2447	9	2528	14	7
1120_90	2399	15	2454	12	2501	15	4

Номер точки анализа	Изотопный возраст (млн лет)						
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	D, %
1120_81	2438	16	2463	11	2485	14	2
1120_84	2354	15	2385	10	2411	13	2
1120_7	2156	14	2223	13	2286	15	6
1120_106	2119	13	2150	11	2179	14	3
1120_6	1955	12	2048	9	2142	12	10
1120_17	1935	12	2027	9	2121	12	10
1120_60	1928	12	2022	9	2119	12	10
1120_115	2083	13	2090	15	2098	17	1
1120_93	1991	12	2034	11	2079	14	4
1120_70	2047	13	2059	12	2071	13	1
1120_37	1941	12	1999	8	2059	11	6
1120_82	1931	13	1991	10	2055	11	6
1120_28	2026	13	2040	9	2053	11	1
1120_10	2017	15	2024	12	2031	11	1
1120_86	1858	11	1932	9	2011	12	8
1120_100	1937	14	1966	12	1998	11	3
1120_33	1977	13	1980	9	1983	11	0
1120_101	1876	13	1899	9	1924	11	3
1120_109	1836	12	1877	8	1923	11	5
1120_78	1825	11	1853	8	1886	11	3
1120_83	1853	12	1867	9	1881	11	2
1120_67	1860	11	1867	8	1876	10	1
1120_29	1757	13	1810	12	1873	12	7
1120_71	1746	11	1804	7	1872	10	7
1120_18	1836	12	1853	9	1871	10	2
1120_63	1738	12	1798	9	1869	11	8
1120_36	1752	12	1806	8	1869	10	7
1120_74	1747	13	1801	10	1864	-	7
1120_72	1805	11	1832	8	1863	10	3
1120_53	1707	14	1778	11	1862	12	9
1120_94	1795	12	1824	8	1856	10	3
1120_85	1839	11	1846	8	1854	10	1
1120_59	1736	14	1789	10	1852	11	7
1120_34	1848	13	1849	9	1851	10	0
1120_119	1821	12	1834	9	1850	10	2
1120_42	1745	11	1788	8	1838	10	5
1120_88	1818	11	1827	8	1838	10	1
1120_96	1722	11	1771	8	1829	10	6
1120_89	1714	11	1760	8	1814	10	6
Образец 1133; карагаская серия: шангулежская свита							
1133_102	3427	22	3482	18	3513	21	3
1133_121	3458	24	3329	17	3252	18	-6
1133_85	3140	24	3208	20	3251	18	4
1133_61	3113	26	3158	21	3186	17	2
1133_30	2787	18	2951	43	3065	45	10
1133_17	3059	18	3061	11	3062	17	0

Номер точки анализа	Изотопный возраст (млн лет)						
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	D, %
1133_16	3021	18	3027	12	3031	17	0
1133_46	2909	26	2972	24	3014	17	4
1133_71	2927	20	2942	14	2952	16	1
1133_15	2971	17	2949	11	2934	16	-1
1133_112	2718	17	2827	17	2906	20	7
1133_66	2859	19	2863	15	2865	16	0
1133_92	2706	18	2715	14	2721	15	1
1133_77	2564	15	2652	11	2719	15	6
1133_101	2441	20	2547	18	2633	15	8
1133_14	2499	18	2564	18	2615	15	5
1133_18	2320	15	2433	11	2528	14	9
1133_59	2280	15	2377	10	2462	14	8
1133_111	2408	17	2429	13	2446	13	2
1133_103	2230	15	2263	11	2293	13	3
1133_76	1967	12	2046	8	2127	12	8
1133_72	1825	12	1851	9	1881	10	3
1133_78	1744	16	1806	13	1878	10	8
1133_28	1768	14	1797	10	1830	10	4
1133_75	1673	10	1743	7	1829	10	9
1133_113	1759	12	1790	9	1825	11	4
1133_42	1777	11	1799	7	1825	10	3
1133_13	1692	12	1752	10	1824	10	8
1133_45	1635	11	1689	8	1757	10	8
Образец 1140; карагаская серия: шангулежская свита							
1140_112	3708	54	3753	59	3778	14	2
1140_6	3309	14	3325	14	3335	4	1
1140_116	3318	54	3312	56	3309	9	0
1140_60	3346	19	3294	41	3263	17	-2
1140_8	3192	30	3229	33	3252	12	2
1140_94	2999	36	3139	40	3230	5	8
1140_80	3234	30	3209	50	3193	19	-1
1140_61	3126	77	3166	88	3192	43	2
1140_107	3182	47	3187	48	3190	8	0
1140_78	3151	37	3165	39	3174	8	1
1140_96	3159	10	3165	14	3169	10	0
1140_83	3115	32	3147	34	3168	8	2
1140_17	2915	45	3063	53	3161	15	8
1140_86	2793	21	2937	26	3037	18	9
1140_31	2520	26	2669	34	2783	26	10
1140_73	2706	15	2716	18	2724	20	1
1140_75	2643	24	2676	27	2702	10	2
1140_103	2534	17	2591	24	2636	12	4
1140_122	2588	80	2577	80	2569	14	-1
1140_69	2501	34	2526	36	2547	11	2
1140_76	2469	46	2508	54	2540	26	3
1140_124	2487	21	2508	24	2525	10	2

Номер точки анализа	Изотопный возраст (млн лет)						
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	D, %
1140_65	2156	19	2179	22	2201	16	2
1140_115	2038	23	2120	30	2200	15	8
1140_95	2193	16	2183	18	2174	22	-1
1140_106	2115	18	2142	21	2167	16	2
1140_64	1959	4	2058	9	2158	20	10
1140_74	1833	12	1913	14	2000	16	9
1140_44	1964	8	1978	11	1992	19	1
1140_114	1958	49	1956	52	1953	24	0
1140_89	1848	28	1859	32	1872	23	1
1140_81	1843	8	1855	10	1868	16	1
1140_109	1756	12	1807	19	1865	37	6
1140_24	1847	10	1854	11	1862	15	1
1140_62	1863	16	1862	16	1861	23	0
1140_85	1720	10	1784	17	1860	36	8
1140_38	1875	5	1868	9	1859	23	-1
1140_108	1751	59	1800	67	1858	31	6
1140_56	1822	6	1839	9	1858	21	2
1140_37	1858	12	1857	14	1856	19	0
1140_54	1760	5	1804	8	1854	18	5
1140_48	1855	12	1854	16	1853	34	0
1140_110	1844	23	1848	38	1853	26	0
1140_34	1736	9	1790	10	1853	13	7
1140_15	1841	8	1845	10	1850	17	0
1140_121	1738	11	1789	12	1848	15	6
1140_46	1863	10	1856	19	1848	40	-1
1140_33	1796	11	1820	12	1847	10	3
1140_28	1884	7	1866	8	1847	12	-2
1140_90	1848	15	1847	28	1846	23	0
1140_23	1839	8	1842	20	1846	24	0
1140_47	1813	13	1828	16	1845	30	2
1140_39	1881	8	1864	11	1844	22	-2
1140_101	1995	13	1922	18	1844	27	-8
1140_97	1892	13	1869	17	1844	27	-3
1140_29	1831	8	1837	9	1843	16	1
1140_111	1948	29	1897	34	1842	28	-5
1140_5	1859	11	1851	12	1842	16	-1
1140_66	1818	8	1829	10	1842	15	1
1140_13	1852	10	1846	15	1838	20	-1
1140_59	1734	11	1782	13	1838	12	6
1140_16	1816	12	1826	13	1837	17	1
1140_67	1844	10	1841	11	1836	18	0
1140_7	1858	10	1848	11	1836	14	-1
1140_91	1897	12	1867	25	1835	30	-3
1140_125	1905	12	1871	15	1835	24	-4
1140_52	1823	14	1828	18	1833	29	1
1140_32	1773	9	1800	11	1831	20	3

Номер точки анализа	Изотопный возраст (млн лет)						
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	D, %
1140_126	1852	20	1840	21	1827	17	-1
1140_51	1865	11	1847	12	1827	13	-2
1140_3	1755	6	1788	7	1826	10	4
1140_99	1893	19	1861	21	1825	26	-4
1140_92	1650	30	1727	33	1823	22	10
1140_119	1840	14	1832	18	1822	31	-1
1140_49	1739	6	1777	9	1822	25	5
1140_9	1861	12	1842	13	1820	19	-2
1140_50	1843	13	1832	24	1819	19	-1
1140_123	1807	16	1813	18	1819	19	1
1140_117	1855	17	1838	19	1818	19	-2
1140_4	1804	23	1810	25	1817	14	1
1140_1	1709	9	1758	10	1816	14	6
1140_45	1639	16	1711	19	1800	12	10
1140_14	1688	12	1738	13	1799	19	7
1140_42	1791	7	1795	12	1799	27	0
1140_70	1884	12	1843	25	1796	20	-5
1140_100	1721	10	1752	27	1790	25	4
1140_30	1759	10	1772	22	1787	20	2
1140_10	1704	10	1740	23	1784	23	5
1140_40	1794	29	1785	36	1773	20	-1
Образец 1286; карагасская серия: тагульская свита							
1286_47	3402	50	3399	24	3397	34	0
1286_61	3228	46	3295	21	3336	31	3
1286_38	3205	42	3186	22	3175	30	-1
1286_85	3170	48	3198	24	3216	28	1
1286_83	3167	37	3222	21	3256	30	3
1286_92	3153	34	3174	19	3187	29	1
1286_49	3081	55	3115	24	3137	32	2
1286_30	3060	50	3122	23	3162	31	3
1286_21	3033	48	2984	22	2952	29	-3
1286_58	2951	41	2978	25	2996	37	2
1286_116	2948	42	2963	22	2973	34	1
1286_42	2920	44	2939	24	2952	32	1
1286_88	2903	38	2887	23	2875	33	-1
1286_35	2896	37	2926	20	2947	28	2
1286_93	2873	51	2907	26	2930	37	2
1286_34	2865	60	2803	30	2759	37	-4
1286_77	2852	49	2829	26	2812	37	-1
1286_118	2844	44	2958	25	3037	37	6
1286_76	2838	136	2974	59	3067	57	7
1286_68	2816	79	2912	39	2978	53	5
1286_10	2816	39	2782	21	2758	32	-2
1286_74	2811	41	2798	22	2789	30	-1
1286_115	2780	41	2801	23	2815	35	1
1286_102	2772	43	2913	25	3012	36	8

Номер точки анализа	Изотопный возраст (млн лет)						
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	D, %
1286_89	2769	77	2843	34	2897	41	4
1286_15	2761	41	2809	22	2843	35	3
1286_81	2747	168	2800	77	2839	91	3
1286_73	2718	34	2699	20	2685	31	-1
1286_45	2716	38	2761	20	2793	32	3
1286_59	2706	41	2704	21	2703	31	0
1286_41	2668	44	2700	25	2724	33	2
1286_67	2663	34	2692	20	2713	31	2
1286_31	2615	50	2659	24	2694	37	3
1286_111	2584	58	2594	34	2602	50	1
1286_80	2549	45	2553	27	2556	38	0
1286_44	2525	47	2554	24	2578	37	2
1286_66	2523	32	2503	19	2488	30	-1
1286_22	2522	39	2527	20	2531	30	0
1286_78	2517	47	2544	25	2566	34	2
1286_24	2510	35	2534	19	2554	29	2
1286_75	2509	35	2515	20	2520	29	0
1286_3	2497	33	2496	19	2495	31	0
1286_29	2491	36	2489	19	2488	28	0
1286_120	2486	33	2506	22	2521	36	1
1286_90	2450	37	2464	22	2476	32	1
1286_114	2440	39	2511	24	2569	37	5
1286_11	2405	31	2402	18	2400	28	0
1286_32	2394	37	2486	20	2563	33	7
1286_103	2331	37	2417	22	2490	33	6
1286_18	2282	49	2404	26	2509	34	9
1286_52	2208	67	2322	36	2423	66	9
1286_63	2076	27	2087	19	2098	32	1
1286_87	2051	36	2056	23	2060	41	0
1286_117	2041	32	2018	23	1995	39	-2
1286_101	2032	34	2011	23	1990	41	-2
1286_96	2016	34	1997	22	1977	37	-2
1286_48	2009	25	1990	18	1970	32	-2
1286_107	1995	29	1974	27	1951	51	-2
1286_112	1994	30	1962	21	1928	38	-3
1286_94	1988	27	2010	20	2033	37	2
1286_16	1958	32	1969	24	1980	43	1
1286_71	1957	27	2001	18	2046	31	4
1286_7	1952	38	1922	29	1889	54	-3
1286_91	1944	25	1936	19	1927	37	-1
1286_108	1941	25	1939	20	1936	40	0
1286_8	1932	28	1921	22	1910	44	-1
1286_5	1918	36	1865	24	1807	44	-6
1286_79	1917	33	1895	21	1871	42	-2
1286_6	1915	24	1888	16	1858	31	-3
1286_4	1914	29	1945	21	1978	41	3

Номер точки анализа	Изотопный возраст (млн лет)						
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	D, %
1286_26	1905	32	1861	22	1813	41	-5
1286_36	1901	28	1884	20	1866	37	-2
1286_109	1898	28	1868	22	1834	42	-3
1286_84	1896	40	1933	27	1973	44	4
1286_62	1896	47	1901	29	1907	43	1
1286_2	1896	26	1866	19	1832	35	-3
1286_13	1895	28	1880	19	1864	35	-2
1286_98	1877	27	1870	19	1861	36	-1
1286_43	1874	24	1881	18	1888	31	1
1286_40	1871	31	1901	19	1934	35	3
1286_54	1871	33	1910	20	1952	32	4
1286_69	1867	27	1894	22	1924	40	3
1286_57	1866	27	1882	22	1901	43	2
1286_19	1860	36	1894	21	1931	41	4
1286_55	1859	28	1854	18	1847	32	-1
1286_104	1855	31	1872	25	1891	48	2
1286_99	1850	40	1922	26	2001	37	8
1286_39	1835	29	1871	22	1912	42	4
1286_25	1825	42	1888	26	1958	45	7
1286_51	1816	27	1833	21	1854	37	2
1286_50	1810	46	1826	31	1845	52	2
1286_72	1787	31	1849	21	1920	33	7
1286_105	1783	29	1820	24	1862	47	4
1286_64	1771	25	1819	19	1874	36	5
1286_65	1764	44	1735	28	1701	46	-4
1286_9	1760	30	1812	19	1873	32	6
1286_70	1743	36	1770	24	1802	46	3
1286_113	1739	32	1791	22	1851	46	6
1286_28	1711	28	1779	22	1859	42	8
1286_97	1701	24	1767	19	1846	35	8
1286_37	1694	30	1736	22	1787	41	5
1286_110	1683	21	1748	17	1828	36	8
1286_53	1603	229	1630	162	1666	248	4
Образец 1284; карагасская серия: ипситская свита							
1284_26	3272	40	3250	18	3237	24	-1
1284_23	2939	45	2956	22	2968	32	1
1284_37	2766	53	2727	26	2698	33	-3
1284_59	2758	38	2736	21	2719	30	-1
1284_43	2723	42	2698	22	2680	32	-2
1284_21	2681	52	2667	27	2657	38	-1
1284_4	2615	79	2649	40	2675	46	2
1284_9	2590	40	2626	21	2654	30	2
1284_52	2589	43	2545	22	2509	30	-3
1284_13	2582	48	2633	24	2673	28	3
1284_70	2562	79	2547	37	2535	35	-1
1284_66	2538	36	2522	23	2509	37	-1

Номер точки анализа	Изотопный возраст (млн лет)						
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	D, %
1284_33	2527	98	2489	45	2459	61	-3
1284_28	2508	42	2584	22	2643	31	5
1284_7	2488	76	2471	36	2457	42	-1
1284_71	2473	960	2541	553	2596	671	5
1284_20	2414	61	2506	41	2581	66	6
1284_62	2383	40	2484	23	2567	35	7
1284_76	2313	35	2311	19	2310	32	0
1284_42	2235	75	2334	38	2421	41	8
1284_15	2214	109	2297	55	2371	66	7
1284_29	2003	26	2015	17	2028	31	1
1284_12	1990	30	2011	21	2033	37	2
1284_73	1976	30	2039	19	2103	34	6
1284_44	1973	27	1992	18	2012	34	2
1284_6	1971	26	1949	18	1926	33	-2
1284_24	1967	26	1981	17	1996	34	1
1284_41	1963	61	1951	38	1939	61	-1
1284_10	1948	34	1983	24	2019	42	4
1284_67	1916	26	1903	17	1888	30	-1
1284_68	1915	30	1892	20	1867	37	-3
1284_1	1903	32	1884	20	1862	33	-2
1284_19	1894	34	1864	21	1831	33	-3
1284_51	1894	36	1871	24	1846	42	-3
1284_57	1889	27	1925	18	1963	31	4
1284_50	1881	30	1875	19	1870	33	-1
1284_3	1879	26	1896	18	1914	33	2
1284_48	1871	29	1848	19	1823	33	-3
1284_58	1862	39	1851	25	1837	42	-1
1284_77	1857	25	1868	16	1880	33	1
1284_61	1844	72	1907	44	1976	57	7
1284_65	1831	28	1863	18	1900	36	4
1284_47	1823	31	1843	21	1866	37	2
1284_75	1812	28	1808	18	1802	37	-1
1284_35	1806	43	1893	28	1990	43	9
1284_56	1780	35	1843	22	1914	32	7
1284_45	1763	32	1773	23	1785	45	1
1284_78	1749	34	1826	25	1915	49	9
1284_30	1740	53	1807	31	1885	51	8
1284_27	1668	105	1709	72	1759	105	5
1284_60	1572	29	1639	19	1725	39	9
1284_22	616	10	613	13	602	56	-2
1284_31	608	10	611	18	626	83	3

П р и м е ч а н и е : D, % - степень дискордантности. При оценке возраста > 1 млрд лет использовались данные по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, < 1 млрд лет – по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Таблица 4. Литохимический состав терригенных отложений оселковой серии

Компонент (мас.%)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16		
	Аркозовые песчаники ¹ и гравелиты ²																	
	Марнинская свита								Удинская свита, нижняя подсвита									
	Т.н. 1								Т.н. 2								Т.н. 4	
	z1312 ²	z1313 ¹	z1314 ¹	z1315 ¹	z1316 ²	z1317 ²	z1318 ²	z1319 ²	z1320 ²	z1321 ²	z1322 ²	1110 ¹	1111 ¹	1112 ¹	z1324 ²	z1325 ²		
SiO ₂	91.53	92.40	90.94	92.25	91.26	88.64	89.86	90.57	91.38	90.48	89.47	92.77	93.22	84.57	96.75	93.12		
TiO ₂	0.18	0.03	<0.02	0.12	0.08	0.19	0.16	0.06	0.03	0.07	0.17	0.10	0.04	0.48	0.17	0.06		
Al ₂ O ₃	4.00	3.41	4.42	3.50	4.33	5.64	4.64	4.54	4.20	4.47	5.65	3.20	3.34	6.10	1.24	3.58		
Fe ₂ O ₃	0.23	0.42	0.35	0.45	0.27	0.26	0.42	0.22	<0.20	0.71	0.21	<0.20	<0.20	1.96	0.28	0.23		
FeO	0.60	0.65	0.54	0.71	0.63	0.62	0.78	1.02	0.66	1.03	0.86	0.91	0.52	2.08	0.74	0.58		
MnO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.04	<0.01	<0.01		
MgO	0.11	0.09	0.09	0.11	0.11	0.27	0.15	0.09	0.06	0.09	0.14	0.21	0.09	0.65	<0.05	0.06		
CaO	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.12	0.06	0.05	<0.05	0.06	0.06	0.16	<0.05	<0.05	<0.05	0.05		
Na ₂ O	0.08	0.06	0.08	0.04	0.04	0.07	0.08	0.12	0.10	0.08	0.07	0.10	0.14	0.06	0.04	0.06		
K ₂ O	2.88	2.44	3.24	2.37	3.01	3.68	3.13	3.26	2.89	2.85	3.12	1.24	1.46	1.66	0.86	1.98		
P ₂ O ₅	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	0.03	<0.03	0.04	<0.03	0.08	<0.03	<0.03		
п.п.п.	0.27	0.23	0.24	0.27	0.26	0.41	0.39	0.26	0.30	0.23	0.42	0.80	0.83	2.10	0.11	0.17		
CO ₂	<0.06	0.08	<0.06	0.20	<0.06	0.08	<0.06	<0.06	<0.06	0.20	0.21	0.10	<0.06	0.07	0.08	0.10		
Сумма	99.89	99.83	99.90	100.01	100.01	100.02	99.66	100.19	99.61	100.29	100.44	99.79	99.77	100.02	100.27	100.04		
K ₂ O/Na ₂ O	36	41	40	59	75	53	39	27	29	36	45	12	10	28	22	33		
СІА	55	55	55	57	57	57	56	54	56	57	61	64	65	76	55	61		
ГМ	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.08	0.07	0.06	0.05	0.07	0.08	0.05	0.04	0.13	0.03	0.05		
ТМ	0.04	0.01	-	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.08	0.14	0.02		
HKM	0.74	0.73	0.75	0.69	0.70	0.66	0.69	0.74	0.71	0.66	0.56	0.42	0.48	0.28	0.73	0.57		
ЖМ	0.20	0.31	0.20	0.32	0.20	0.15	0.25	0.27	0.16	0.38	0.18	0.28	0.15	0.62	0.73	0.22		
ФМ	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	0.01		
ЦМ	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.08	0.10	0.04	0.05	0.03		

Окончание таблицы 4.

Компонент (мас.%)	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
	Арковые песчаники ¹ и алевропесчаники ²														
	Удинская свита, верхняя подсвита					Айсинская свита									
	Т.н. 3					Т.н. 5					Т.н. 6				
SiO ₂	1142 ¹	z1301 ¹	z1302 ²	z1304 ²	z1307 ²	z1308 ¹	z1310 ²	z1338 ²	z1339 ¹	z1340 ²	z1341 ¹	z1342 ²	z1343 ²	z1344 ²	z1345 ²
	86.36	73.33	78.97	76.55	71.40	71.16	77.24	67.43	65.83	65.62	74.45	63.60	70.93	74.17	74.22
TiO ₂	0.30	0.59	0.44	0.84	0.95	0.93	0.48	0.53	0.52	0.64	0.72	0.92	0.66	0.70	0.70
Al ₂ O ₃	5.40	11.87	9.23	9.44	11.21	11.02	10.05	9.88	10.55	10.41	12.20	15.70	12.20	12.28	12.20
Fe ₂ O ₃	0.79	1.08	0.62	0.82	1.03	1.00	0.88	1.14	1.39	1.18	1.21	4.87	1.11	0.98	1.02
FeO	2.38	4.10	3.40	4.40	6.59	6.71	4.00	2.53	2.73	2.58	2.39	2.87	2.58	2.65	2.60
MnO	0.05	0.05	0.04	0.06	0.13	0.14	0.08	0.40	0.43	0.29	0.11	0.12	0.21	0.08	0.08
MgO	0.78	1.92	1.42	1.91	2.38	2.40	1.51	2.26	2.19	2.50	2.35	2.93	2.48	2.41	2.42
CaO	0.07	0.49	0.59	0.57	0.30	0.32	0.22	5.99	5.59	5.85	0.45	0.40	2.27	0.52	0.57
Na ₂ O	0.44	1.66	1.45	1.23	1.11	1.14	0.85	0.76	0.98	0.96	1.33	1.25	1.25	1.32	1.32
K ₂ O	0.78	1.90	1.31	1.18	1.17	1.17	1.66	1.72	1.90	1.78	1.63	2.53	1.67	1.62	1.59
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.07	0.13	0.16	0.16	0.10	0.10	0.11	0.11	0.14	0.15	0.11	0.13	0.13
п.п.п.	2.32	2.65	2.00	2.40	3.43	3.42	2.93	2.74	2.89	2.63	2.95	3.97	2.80	2.74	2.75
CO ₂	0.06	0.27	0.36	0.32	0.11	0.11	<0.06	4.79	4.49	4.97	0.28	0.35	1.90	0.52	0.51
Сумма	100.02	100.02	99.98	99.91	99.97	99.76	100.03	100.38	99.76	99.66	100.35	100.00	100.31	100.27	100.24
K ₂ O/Na ₂ O	2	1	1	1	1	1	2	2	2	2	1	2	1	1	1
СІА	76	68	65	69	75	75	74	77	76	74	72	74	60	72	71
ГМ	0.10	0.24	0.17	0.20	0.28	0.28	0.20	0.21	0.24	0.23	0.22	0.38	0.24	0.23	0.22
ТМ	0.06	0.05	0.05	0.09	0.08	0.08	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06
НКМ	0.23	0.30	0.30	0.26	0.20	0.21	0.25	0.25	0.27	0.26	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24
ЖМ	0.56	0.42	0.42	0.51	0.64	0.66	0.47	0.39	0.41	0.37	0.29	0.47	0.30	0.29	0.29
ФМ	0.05	0.10	0.07	0.09	0.14	0.14	0.08	0.09	0.10	0.10	0.08	0.17	0.09	0.08	0.08
ЩМ	0.56	0.87	1.11	1.04	0.95	0.97	0.51	0.44	0.52	0.54	0.82	0.49	0.75	0.81	0.83

Примечание: Т.н. – место отбора точечно-сколовых проб; СІА – индекс химического выветривания [Nessbitt, Young, 1982; Nessbitt, Young, 1984]; Петрохимические модули [Юдович, Кетрис, 2000]: ГМ (гидролизатный) = $Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO / SiO_2$; ТМ (титановый) = TiO_2 / Al_2O_3 ; ЖМ (железный) = $(FeO + Fe_2O_3 + MnO) / (Al_2O_3 + TiO_2)$; ФМ (фемический) = $(Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO) / SiO_2$; НКМ (модуль нормированной щелочности) = $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$; ЩМ (щелочной модуль) = (Na_2O / K_2O) .

Таблица 5. Содержания редких и рассеянных элементов в терригенных породах оселковой серии

Элемент, отношение	1	2	3	4	5	6	7	8
	Аркозовые песчаники ¹ и гравелиты ²							
	Марнинская свита							
	Т.н. 1							
	z1312 ²	z1313 ¹	z1314 ¹	z1315 ¹	z1316 ²	z1317 ²	z1318 ²	z1319 ²
Rb, г/т	68.00	61.50	79.64	60.11	74.57	90.40	77.43	82.58
Ba	808.01	625.40	1233.57	709.11	565.27	681.43	1908.91	955.63
Sr	61.34	61.40	60.81	52.34	51.16	27.21	68.11	59.43
Y	5.64	4.20	4.60	4.52	4.46	6.54	5.36	3.55
Zr	119.88	44.30	53.29	55.73	77.39	130.48	89.15	48.50
Hf	2.97	1.00	1.19	1.28	1.80	3.19	2.18	1.07
Nb	4.55	0.72	1.00	1.92	1.40	2.81	1.87	0.91
La	13.12	5.20	6.03	4.99	6.44	9.25	9.14	6.50
Ce	23.61	9.10	11.31	9.84	11.86	20.01	18.29	12.07
Pr	2.63	0.90	1.30	0.99	1.26	2.37	1.56	1.38
Nd	8.87	3.10	4.42	3.34	4.35	8.85	5.49	4.74
Sm	1.51	0.59	0.85	0.58	0.75	1.59	0.96	0.87
Eu	0.39	0.33	0.22	0.36	0.32	0.42	0.27	0.50
Gd	1.13	0.57	0.60	0.60	0.63	1.31	0.96	0.68
Tb	0.14	0.08	0.08	0.07	0.09	0.16	0.12	0.08
Dy	0.79	0.46	0.49	0.48	0.51	0.95	0.65	0.40
Ho	0.16	0.10	0.11	0.10	0.11	0.19	0.13	0.08
Er	0.47	0.27	0.29	0.33	0.32	0.51	0.38	0.24
Tm	0.08	0.04	0.04	0.05	0.05	0.08	0.06	0.04
Yb	0.51	0.27	0.28	0.35	0.34	0.52	0.38	0.23
Lu	0.09	0.05	0.06	0.06	0.06	0.10	0.07	0.03
Th	4.33	1.35	2.62	1.76	1.87	3.87	2.37	2.17
U	1.10	0.55	0.50	0.64	0.70	1.11	0.83	0.36
Ni	8.60	8.90	8.90	11.00	9.40	11.00	14.00	13.00
Co	>2	2.10	3.00	2.10	2.40	>2	3.00	2.70
Sc	2.00	>2	>2	2.10	>2	2.00	2.10	>2
Eu/Eu*	0.9	1.7	0.9	1.9	1.4	0.9	0.9	2.0
(La/Yb) _n	17.5	12.9	14.3	9.5	12.8	12.1	16.0	19.2
(La/Sm) _n	5.5	5.6	4.5	5.4	5.4	3.6	6.0	4.7
(Gd/Yb) _n	1.8	1.7	1.7	1.4	1.5	2.0	2.0	2.4
Th/Sc	2.2	1.4	2.6	0.8	1.9	1.9	1.1	2.2
Zr/Sc	59.9	44.3	53.3	26.5	77.4	65.2	42.5	48.5
Th/U	3.9	2.5	5.2	2.7	2.7	3.5	2.9	6.0
ΣREE	53.5	21.4	26.1	22.2	27.1	46.3	38.5	27.8

Продолжение таблицы 5.

Элемент, отношение	9	10	11	12	13	14	15	16
	Аркозовые песчаники ¹ и гравелиты ²							
	Марнинская свита			Удинская свита, нижняя подсвита				
	Т.н. 1			Т.н. 2			Т.н. 4	
	z1320 ²	z1321 ²	z1322 ²	1110 ¹	1111 ¹	1112 ¹	z1324 ²	z1325 ²
Rb, г/т	74.76	70.72	73.94	35.10	39.67	48.32	29.19	53.62
Ba	782.90	799.83	1145.93	252.92	323.13	340.79	80.40	287.38
Sr	57.92	29.30	14.69	48.55	43.55	53.23	34.62	40.57
Y	2.88	3.14	4.45	3.46	4.10	19.34	9.57	4.70
Zr	38.65	52.42	78.51	70.09	63.80	239.07	232.43	57.30
Hf	0.87	1.19	2.11	1.72	1.48	5.77	5.61	1.54
Nb	0.8	0.92	2.78	2.12	1.06	6.97	12.09	2.36
La	4.55	3.54	6.07	5.39	5.16	17.83	8.40	9.65
Ce	8.82	7.70	12.02	10.20	10.12	36.94	17.22	16.82
Pr	0.87	0.85	1.43	1.04	0.97	4.32	1.91	1.77
Nd	3.00	3.01	5.23	3.27	3.35	16.99	7.27	5.96
Sm	0.54	0.55	0.90	0.74	0.81	3.91	1.51	1.07
Eu	0.36	0.44	0.17	0.15	0.18	0.78	0.17	0.21
Gd	0.45	0.41	0.69	0.73	0.79	3.87	1.27	0.84
Tb	0.06	0.06	0.10	0.09	0.11	0.56	0.20	0.11
Dy	0.31	0.42	0.57	0.59	0.62	3.31	1.31	0.63
Ho	0.07	0.11	0.13	0.12	0.12	0.63	0.28	0.13
Er	0.20	0.33	0.36	0.36	0.33	1.63	0.80	0.35
Tm	0.03	0.06	0.06	0.05	0.05	0.25	0.13	0.06
Yb	0.18	0.37	0.34	0.34	0.28	1.42	0.83	0.33
Lu	0.03	0.07	0.06	0.06	0.04	0.21	0.15	0.05
Th	1.38	1.38	2.41	1.58	0.98	8.06	6.02	4.07
U	0.38	0.50	1.09	0.23	0.14	1.19	2.06	0.87
Ni	11.00	8.50	11.00	12.00	10.00	31.00	11.00	9.50
Co	2.00	2.10	2.10	2.60	3.90	11.00	2.30	2.30
Sc	>2	>2	2.10	>2	>2	2.80	2.30	>2
Eu/Eu*	2.2	2.8	0.6	0.6	0.7	0.6	0.4	0.7
(La/Yb) _n	16.8	6.4	11.9	10.6	12.6	8.5	6.9	19.8
(La/Sm) _n	5.3	4.1	4.2	4.6	4.0	2.9	3.5	5.7
(Gd/Yb) _n	2.0	0.9	1.6	1.7	2.3	2.2	1.2	2.1
Th/Sc	1.4	1.4	1.1	1.6	1.0	2.9	2.6	4.1
Zr/Sc	38.7	52.4	37.4	70.1	63.8	85.4	101.1	57.3
Th/U	3.6	2.8	2.2	7.0	7.0	6.8	2.9	4.7
ΣREE	18.7	17.9	28.1	23.1	22.9	92.6	41.4	38.0

Продолжение таблицы 5.

Элемент, отношение	17	18	19	20	21	22	23
	Аркозовые песчаники ¹ и алевропесчаники ²						
	Удинская свита, верхняя подсвита						
	Т.н. 3						
	1142 ¹	z1301 ¹	z1302 ²	z1304 ²	z1307 ²	z1308 ¹	z1310 ²
Rb, г/т	32.91	72.35	47.54	44.02	43.14	45.33	56.25
Ba	115.48	262.79	168.07	169.82	156.74	164.94	189.46
Sr	51.60	83.72	65.00	63.71	53.55	58.83	44.39
Y	14.82	27.33	20.37	31.67	30.31	32.40	21.32
Zr	92.05	137.53	105.39	394.39	273.20	332.93	107.17
Hf	2.48	3.75	2.80	10.30	7.75	9.29	2.88
Nb	5.76	10.03	6.88	11.69	13.13	14.05	7.30
La	20.60	29.06	22.37	38.55	46.77	53.46	25.15
Ce	45.54	55.00	41.93	78.79	102.25	108.04	54.53
Pr	4.71	6.42	4.96	9.43	11.47	12.76	5.80
Nd	16.84	23.94	18.81	35.48	42.74	47.86	22.26
Sm	3.84	5.10	3.96	7.44	8.41	9.45	4.83
Eu	0.82	0.99	0.73	1.25	1.24	1.37	0.88
Gd	3.35	4.17	3.06	5.63	6.65	6.97	3.93
Tb	0.48	0.69	0.50	0.84	0.86	0.95	0.61
Dy	2.74	4.14	3.04	5.26	4.93	5.38	3.44
Ho	0.53	0.94	0.65	1.11	1.08	1.10	0.72
Er	1.41	2.60	1.84	2.94	3.03	3.12	2.02
Tm	0.22	0.41	0.29	0.46	0.47	0.48	0.29
Yb	1.20	2.42	1.79	2.94	2.92	2.94	1.75
Lu	0.21	0.40	0.27	0.50	0.47	0.48	0.30
Th	5.91	8.52	6.75	13.18	17.65	19.43	6.99
U	2.28	1.84	1.26	2.43	3.28	3.47	1.66
Ni	29.00	41.00	37.00	41.00	36.00	38.00	36.00
Co	6.60	14.00	11.00	14.00	15.00	13.00	12.00
Sc	3.00	13.00	14.00	20.00	21.00	24.00	11.00
Eu/Eu*	0.7	0.7	0.6	0.6	0.5	0.5	0.6
(La/Yb) _n	11.6	8.1	8.4	8.9	10.8	12.3	9.7
(La/Sm) _n	3.4	3.6	3.6	3.3	3.5	3.6	3.3
(Gd/Yb) _n	2.3	1.4	1.4	1.5	1.8	1.9	1.8
Th/Sc	2.0	0.7	0.5	0.7	0.8	0.8	0.6
Zr/Sc	30.7	10.6	7.5	19.7	13.0	13.9	9.7
Th/U	2.6	4.6	5.3	5.4	5.4	5.6	4.2
ΣREE	102.5	136.3	104.2	190.6	233.3	254.4	126.5

Окончание таблицы 5.

Элемент, отношение	24	25	26	27	28	29	30	31
	Аркозовые песчаники ¹ и алевропесчаники ²							
	Айсинская свита							
	Т.н. 5			Т.н. 6				
	z1338 ²	z1339 ¹	z1340 ²	z1341 ¹	z1342 ²	z1343 ²	z1344 ²	z1345 ²
Rb, г/т	59.23	66.01	63.24	61.08	101.22	64.18	59.96	62.77
Ba	217.34	270.02	184.06	241.58	350.85	214.06	202.16	209.52
Sr	29.53	66.30	69.20	30.42	32.97	30.89	27.78	32.69
Y	27.93	27.11	31.28	22.67	28.22	24.10	23.05	24.42
Zr	128.11	126.02	233.45	210.18	241.91	160.02	177.46	186.99
Hf	3.36	3.45	6.20	5.56	6.45	4.40	4.90	5.18
Nb	8.52	9.88	10.06	10.22	13.80	10.08	10.19	10.65
La	21.84	24.48	26.05	35.67	18.98	37.24	37.09	37.99
Ce	45.07	50.16	51.31	76.52	39.98	71.09	72.79	75.46
Pr	5.46	6.15	6.46	8.38	4.63	8.57	8.41	8.95
Nd	23.25	24.48	26.49	30.92	17.89	31.79	30.82	33.21
Sm	6.21	5.89	6.66	5.79	4.35	5.77	5.68	6.18
Eu	1.27	1.17	1.32	0.98	0.90	1.03	0.99	1.07
Gd	4.77	4.87	5.39	4.90	3.82	5.09	4.74	4.90
Tb	0.78	0.74	0.86	0.65	0.70	0.67	0.66	0.66
Dy	4.50	4.45	5.12	3.61	4.58	3.73	3.60	3.90
Ho	0.87	0.86	0.99	0.72	1.02	0.70	0.73	0.75
Er	2.38	2.26	2.70	2.08	2.82	1.97	1.99	2.11
Tm	0.35	0.34	0.41	0.31	0.45	0.31	0.29	0.32
Yb	2.06	2.03	2.40	1.85	2.72	1.84	1.87	2.00
Lu	0.31	0.32	0.37	0.32	0.45	0.29	0.30	0.32
Th	6.50	6.98	7.83	9.81	11.53	8.52	9.33	9.40
U	1.42	1.66	1.71	1.82	2.85	1.54	1.69	1.80
Ni	43.00	40.00	53.00	44.00	50.00	43.00	43.00	44.00
Co	15.00	13.00	17.00	16.00	20.00	17.00	17.00	18.00
Sc	20.00	25.00	16.00	14.00	17.00	16.00	12.00	14.00
Eu/Eu*	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.6	0.6	0.6
(La/Yb) _n	7.2	8.1	7.3	13.0	4.7	13.7	13.4	12.8
(La/Sm) _n	2.2	2.6	2.5	3.9	2.7	4.1	4.1	3.9
(Gd/Yb) _n	1.9	1.9	1.8	2.1	1.1	2.2	2.0	2.0
Th/Sc	0.3	0.3	0.5	0.7	0.7	0.5	0.8	0.7
Zr/Sc	6.4	5.0	14.6	15.0	14.2	10.0	14.8	13.4
Th/U	4.6	4.2	4.6	5.4	4.0	5.5	5.5	5.2
ΣREE	119.1	128.2	136.5	172.7	103.3	170.1	170.0	177.8

Примечание: нормирование по хондриту [по Boynton, 1984]; $Eu/Eu^* = (Eu_n) / ((Sm_n) \times (Gd_n))^{1/2}$; $\Sigma REE = \Sigma (La-Lu)$

Таблица 6. Конкордантные значения U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из терригенных отложений оселковой серии.

Номер точки анализа	Изотопный возраст (млн лет)						
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	D, %
Образец 1110; нижняя подсвита удинской свиты							
1110_37	3487	39	3462	27	3448	11	-1
1110_21	3510	39	3449	26	3414	11	-3
1110_41	3004	33	3054	25	3087	13	3
1110_14	2918	33	2986	25	3032	12	4
1110_48	3024	34	3000	24	2984	12	-1
1110_54	2954	32	2961	23	2966	12	0
1110_51	2933	41	2894	65	2867	35	-2
1110_57	2816	32	2841	23	2858	13	2
1110_44	2813	32	2825	24	2833	13	1
1110_35	2801	31	2807	26	2811	14	0
1110_31	2847	34	2811	23	2786	12	-2
1110_34	2646	53	2721	31	2777	13	5
1110_23	2823	34	2793	21	2771	11	-2
1110_28	2808	32	2787	21	2771	12	-1
1110_25	2871	34	2812	21	2769	11	-4
1110_11	2589	30	2691	22	2768	12	7
1110_7	2501	34	2648	25	2762	13	10
1110_3	2525	48	2638	31	2726	12	8
1110_8	2575	28	2653	22	2713	13	5
1110_30	2518	48	2624	30	2707	12	8
1110_2	2673	35	2679	23	2683	12	0
1110_20	2660	35	2663	22	2666	12	0
1110_19	2549	32	2538	21	2528	12	-1
1110_29	2453	28	2467	19	2479	12	1
1110_52	2093	23	2128	23	2163	18	3
1110_27	2098	27	2112	41	2127	33	1
1110_12	2124	26	2124	35	2124	29	0
1110_40	2133	24	2119	18	2106	14	-1
1110_45	2064	27	2085	36	2106	30	2
1110_46	2052	24	2078	18	2104	15	3
1110_4	2132	24	2112	17	2093	14	-2
1110_39	2080	25	2076	28	2071	23	0
1110_55	2104	24	2086	18	2068	14	-2
1110_53	2120	26	2092	43	2065	35	-3
1110_42	2076	25	2067	29	2058	24	-1
1110_32	2109	25	2077	17	2047	14	-3
1110_36	1948	23	1928	15	1906	13	-2
1110_38	1906	22	1891	15	1875	14	-2
1110_33	1936	25	1905	16	1872	14	-3
1110_5	1753	20	1748	14	1742	14	-1
1110_50	1755	20	1748	14	1740	14	-1
Образец 1142; верхняя подсвита удинской свиты							
1142_89	3143	35	3167	35	3182	13	1

Номер точки анализа	Изотопный возраст (млн лет)						
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	D, %
1142_41	3022	26	3013	17	3008	1	0
1142_97	2861	22	2871	17	2878	6	1
1142_68	2731	24	2761	16	2783	3	2
1142_63	2670	21	2691	19	2707	8	1
1142_103	2557	60	2586	33	2609	8	2
1142_115	2483	36	2548	23	2600	2	5
1142_8	2576	29	2583	19	2588	3	0
1142_111	2543	38	2568	23	2588	7	2
1142_110	2568	37	2570	23	2572	5	0
1142_89	3143	35	3167	35	3182	13	1
1142_112	2614	20	2590	24	2572	13	-2
1142_118	2530	25	2552	18	2569	7	2
1142_80	2570	29	2568	19	2567	3	0
1142_62	2561	14	2560	13	2559	7	0
1142_104	2542	30	2547	31	2551	8	0
1142_55	2557	15	2553	14	2550	7	0
1142_44	2486	14	2512	9	2533	2	2
1142_19	2409	47	2470	31	2521	5	5
1142_25	2404	23	2466	11	2517	8	5
1142_47	2449	10	2459	11	2468	5	1
1142_102	2447	40	2432	34	2420	5	-1
1142_16	2359	21	2387	15	2412	2	2
1142_81	2317	20	2333	17	2348	8	1
1142_96	2206	43	2256	30	2302	6	4
1142_67	2172	20	2238	51	2299	37	6
1142_27	2052	21	2105	35	2158	25	5
1142_58	2082	13	2087	22	2091	17	0
1142_69	2059	12	2069	14	2078	12	1
1142_18	2065	35	2057	36	2049	16	-1
1142_90	2061	15	2054	19	2046	14	-1
1142_9	2065	15	2051	10	2038	4	-1
1142_29	2084	19	2058	27	2031	22	-3
1142_113	1984	24	1997	16	2010	6	1
1142_72	2001	8	2006	6	2010	4	0
1142_87	2021	25	2014	23	2007	17	-1
1142_46	2054	22	2029	15	2004	5	-2
1142_49	1992	23	1996	18	2000	10	0
1142_94	2079	23	2027	17	1974	9	-5
1142_77	1946	20	1950	21	1954	21	0
1142_21	1941	21	1939	13	1937	8	0
1142_93	1774	11	1849	13	1935	13	9
1142_86	2034	19	1985	20	1934	15	-5
1142_78	1958	26	1945	26	1930	27	-1
1142_95	1975	18	1952	15	1927	10	-2
1142_105	1937	17	1932	27	1926	25	-1
1142_91	1861	22	1887	38	1916	34	3
1142_99	1883	26	1897	18	1912	17	2

Номер точки анализа	Изотопный возраст (млн лет)						
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	D, %
1142_37	1827	25	1867	22	1912	17	5
1142_66	1868	11	1879	20	1890	19	1
1142_119	1934	18	1910	13	1883	8	-3
1142_54	1862	14	1868	17	1874	17	1
1142_84	1898	17	1884	33	1869	28	-2
1142_4	1871	20	1866	44	1861	41	-1
1142_57	1857	11	1853	12	1848	12	0
1142_5	1835	15	1838	15	1841	11	0
1142_40	1841	19	1839	43	1837	41	0
1142_50	1817	15	1816	14	1816	11	0
1142_31	1720	26	1763	43	1814	40	5
1142_42	1824	9	1815	16	1806	14	-1
1142_101	1702	25	1742	61	1790	61	5
1142_79	1722	15	1726	25	1731	25	1
1142_3	1041	16	1049	15	1065	10	2
1142_2	1041	13	1023	9	985	8	-5
1142_20	1037	13	1020	9	982	8	-5
1142_76	946	7	931	9	896	17	-5
1142_83	940	7	956	9	995	16	6
1142_45	939	8	964	13	1022	33	9
1142_48	897	5	910	16	943	35	5
1142_17	789	10	773	23	726	60	-8
1142_70	786	7	768	36	718	95	-9
1142_24	785	6	768	11	718	30	-9
1142_12	783	4	800	12	848	30	8
1142_26	776	6	765	14	734	38	-5
1142_98	764	8	773	13	798	36	4
1142_92	760	13	755	15	738	58	-3
1142_114	760	10	765	73	780	203	3
1142_38	753	5	764	12	797	31	6
1142_120	752	6	751	13	746	33	-1
1142_73	743	7	749	30	769	81	4
1142_22	701	6	705	19	718	53	2
1142_82	663	6	661	36	653	109	-2
1142_14	659	11	654	94	637	305	-3
1142_33	657	4	665	21	691	64	5
1142_75	656	7	667	9	704	27	7
1142_1	653	6	646	30	623	100	-5
1142_10	652	6	647	30	627	99	-4
1142_100	648	6	634	30	582	102	-10
1142_36	613	6	617	6	630	23	3