ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. Соболева СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

ВЕТРОВА НАТАЛЬЯ ИГОРЕВНА

ГЕОХИМИЯ И С-, Sr-ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ХОРБУСУОНСКАЯ СЕРИЯ И ДАШКИНСКАЯ СВИТА)

СПЕЦИАЛЬНОСТЬ 25.00.09 «ГЕОХИМИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ»

ДИССЕРТАЦИЯ НА СОИСКАНИЕ УЧЕНОЙ СТЕПЕНИ КАНДИДАТА ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ НАУК

НАУЧНЫЙ РУКОВОДИТЕЛЬ Д.Г.-М.Н. Е.Ф. ЛЕТНИКОВА

НОВОСИБИРСК – 2018

Содержание

Введение	4
Глава 1. Методика изотопных исследований карбонатных отложений	8
1.1. Принципы и ограничения изотопной хемостратиграфии	8
1.1.1. Стронциевая изотопная (хемо)стратиграфия	8
1.1.2. Изотопный состав кислорода и углерода1	2
1.2. Методика исследования изотопного состава Sr карбонатных пород1	3
1.2.1. Первый этап14	1
1.2.1. Второй этап1:	5
1.3 Методика исследования изотопного состава углерода и кислорода карбонатных	
пород1	7
1.4. Тестирование методики Sr хемостратиграфии в ИГМ СО РАН1	7
1.5. Типовые разрезы мира2	3
1.5.1. Учуро-Майский регион	4
1.5.2. Патомское нагорье2	5
1.5.3. Тувино-Монгольский микроконтинент2	6
1.5.4. Енисейская серия Кузнецкого Алатау (хр. Азыр-Тал)2	7
1.5.5. Южный Урал3	0
1.5.6. Арктическая Канада30	0
1.5.7. Север Канады	1
1.5.8. Оман	1
1.5.9. Шпицберген	2
1.5.10. Бразилия	1
1.5.11. Свита Даушанто южного Китая	5
1.5.12. Кратон Калахари, Намибия	5
1.6. Кривые вариаций изотопного состава Sr и C	8
Глава 2. Особенности геологического строения докембрийских осадочных комплексо	B
Оленекского поднятия	7
2.1. Кристаллические образования фундамента северо-востока Сибирской платформи	ы
(нижнепротерозойский ярус)4	7
2.2. Рифейские осадочные комплексы (рифейский ярус)5	3
2.3. Вендские осадочные комплексы (вендский ярус)5	9
2.4. Обстановки накопления и обоснование возраста отложений хорбусуонской серии	
Оленекского поднятия	1

Глава 3 Изотопно-геохимические характеристики карбонатных пород хорбусуонской серии
Оленекского поднятия
3.1. Петрографические и геохимические характеристики карбонатных пород
3.2. Изотопный состав углерода карбонатных пород хорбусуонской серии
3.3. Изотопный состав стронция карбонатных пород хорбусуонской серии
Глава 4. Особенности геологического строения докембрийских и раннепалеозойских осадочных
комплексов юга Енисейского кряжа95
4.1. Раннепротерозойские образования юга Енисейского кряжа (нижнепротерозойский
ярус)
4.2. Ранне-среднерифейские образования юга Енисейского кряжа (нижне-
среднерифейский ярус)96
4.3. Позднерифейские образования юга Енисейского кряжа (верхнерифейский
ярус)
4.4. Ранневендские образования юга Енисейского кряжа107
4.5. Поздневендско-раннекембрийские образования юга Енисейского кряжа
(верхневендско-нижнекембрийский ярус)109
4.6. Обстановки накопления и обоснование возраста отложений дашкинской свиты
(ослянской серии) юга Енисейского кряжа110
Глава5. Изотопно-геохимические характеристики карбонатных пород дашкинской свиты
ослянской серии
5.1. Петрографические и геохимические характеристики карбонатных пород115
5.2. Изотопный состав углерода и стронция в карбонатных породах дашкинской
свиты
Заключение
Список литературы
Приложения

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

В настоящее время геохимия и изотопия являются неотъемлемой частью геологии. Они позволяют определять состав, возраст горных пород, оценивать степень их вторичных изменений, устанавливать источники вещества при их образовании. Одним из современных изотопных методов является Sr-хемостратиграфия (СИС). Она позволяет устанавливать интервал накопления карбонатных пород и коррелировать немые толщи, лишенные руководящих органических остатков и геохронологических данных о их возрасте. На данный момент российскими и зарубежными исследователями получена обширная аналитическая база данных вариаций изотопного состава Sr и C воды в мировом палеоокеане, отвечающих геохимическим критериям сохранности этих изотопных систем [Veizer, Compston, 1976; Knoll, Walter, 1992; Derry et al., 1992, Кузнецов и др., 2003; 2014, Halverson et al., 2005, 2007, 2010 и др.].

Данная работа направлена на пополнение мировой базы данных изотопного состава Sr и C докембрийских карбонатных отложений. Объектами исследования стали карбонатные отложения Сибирской платформы - хорбусуонская серия Оленекского поднятия и дашкинская свита ослянской серии Енисейского кряжа. Отличительной особенностью исследования является решение как прямой задачи - установление интервала осадконакопления для пород дашкинской свиты, так и решение обратной задачи для карбонатных пород хатыспытской свиты с ограниченным временным интервалом накопления. Так изотопный состав стронция океанической воды 560-550 млн лет назад ранее был установлен по различным разрезам. Однако эти данные противоречивы, что обусловлено небольшим количеством кондиционных образцов и скрытыми перерывами в осадочных последовательностях [Sawaki et al., 2010; Burns et al., 1994]. В данной работе удалось восстановить в полном объеме историю эволюции изотопного состава стронция в палеоокеане на этот период времени.

Целью данного исследования является установить изотопный состав Sr и C наименее измененных позднедокембрийских карбонатных пород хорбусуонской и дашкинской свиты ослянской серий Сибирской платформы.

Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие задачи:

Задачи:

1. Оценить степень постседиментационных преобразований карбонатных отложений для обоснования сохранности Rb-Sr и C изотопных систем.

2. Изучить изотопный состав стронция и углерода в наименее измененных образцах карбонатных пород.

3. Сопоставить полученные Sr- и C-изотопные данные вышеуказанных отложений с хорошо изученными, геохронологически охарактеризованными типовыми разрезами мира, на

основании которых построены стандартные кривые вариаций изотопного состава стронция и углерода в воде палеоокеана, и установить временной интервал их седиментации.

4. Установить изотопный состав Sr и C воды палеоокеана для возрастного интервала 560-550 млн лет.

Фактический материал, личный вклад, методы исследования

Коллекция образцов хорбусуонской серии была предоставлена к.г.-м.н. Б.Б. Кочневым (ИНГГ СО РАН) и состоит из 140 образцов карбонатных пород, из них: 21 маастахской свиты, 100 хатыспытской свиты, 19 туркутской свиты. Карбонатные породы дашкинской свиты ослянской серии (27 образцов) были отобраны лично автором во время полевых работ 2012 года.

Автором проведено петрографическое изучение карбонатных пород, а также выполнена основная часть аналитических работ: разложение 149 образцов для определения содержаний Са, Mg, Fe, Sr, Mn атомно-абсорбционным методом; минералогическое исследование 6 проб на растровом сканирующем электронном микроскопе с ЭДС системой химического анализа MIRA 3LMU (ИГМ СО РАН); селективное растворение карбонатных пород и выделение Rb и Sr методом ионнообменной хроматографии; масс-спектрометрическое измерение изотопного состава Sr 29 образцов хорбусуонской серии проводилось на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в одноленточном режиме с использованием Та–эмиттера (Байкальский аналитический ЦКП СО РАН, Иркутск), 19 образцов дашкинской свиты на масс-спектрометре TritonPlus (Екатеринбург, ИГГ УрО РАН) в двухленточном режиме.

Измерения атомно-абсорбционным методом на приборе Thermo Scientific SOLAAR AA Spectrometr были проведены Н.В. Андросовой (ИГМ СО РАН), изотопный состав С и О 70 проб карбонатных пород был измерен А.Н. Пыряевым на масс-спектрометре Finnigan MAT-253 (ИГМ СО РАН), содержания Rb и Sr определены В.Ю. Киселевой на многоколлекторном масс-спектрометре MИ-1201AT (ИГМ СО РАН).

Научная новизна работы

На основе изучения карбонатных отложений хорбусуонской серии Оленекского поднятия впервые удалось восстановить в полном объеме эволюцию изотопного состава Sr и C мирового океана для возрастного интервала 560-550 млн лет. Это позволило дополнить стандартную кривую вариации изотопного состава стронция в палеоокеане в позднем докембрии.

Получены Sr- и C-изотопные данные для пород дашкинской свиты Енисейского кряжа, пригодные для целей хемостратиграфии.

Показана эффективность применения минералогических методов для выявления образцов с наименее нарушенной Rb-Sr изотопной системой при высоких первично-осадочных концентрациях Fe и Mn.

Практическая значимость работы

Данные Sr-хемостратиграфии имеют практическую значимость и актуальны при проведении геолого-съемочных и прогнозно-поисковых работах. Полученные ограничения по возрасту и изотопно-геохимические характеристики осадочных пород способствуют выявлению новых закономерностей размещения полезных ископаемых и критериев их прогнозирования.

Полученные Sr- и C-изотопные характеристики могут быть использованы при корреляции карбонатных отложений позднедокембрийского возраста и пополнить мировую базу данных изотопного состава воды в палеоокеане.

Защищаемые положения:

1. Геохимические и изотопные (Sr, O и C) характеристики карбонатных пород маастахской и хатыспытской свит хорбусуонской серии Оленекского поднятия и дашкинской свиты ослянской серии Енисейского кряжа свидетельствуют об их ненарушенных Rb-Sr и углеродной изотопных системах, отражающих отношение изотопов этих элементов в морской воде в момент седиментации и их пригодности для целей изотопной хемостратиграфии.

2. Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для наименее измененных карбонатов хорбусуонской серии варьирует в интервале от 0.70783 до 0.70826, значение δ¹³C_{PDB} – в интервале от -2.2 до +5.5‰. Накопление этих отложений происходило в венде, при этом изотопный состав стронция в воде палеоокеана 560-550 млн лет составлял 0.70783-0.70806.

3. Первичное отношение 87 Sr/ 86 Sr для наименее измененных карбонатов дашкинской свиты ослянской серии Енисейского кряжа варьирует в интервале от 0.70566 до 0.70621, значение δ^{13} CPBD – от +3.7 до +4.4‰. Накопление этих отложений происходило в рифее.

Объем и структура диссертации

Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения, списка литературы, сопровождается приложением из 6 таблиц, иллюстрируется 59 рисунками. Общий объем диссертации составляет 166 страниц. Список литературы включает в себя 211 наименований.

Апробация работы и публикации

Различные положения работы были апробированы на международных и российских конференциях и совещаниях: международная научная студенческая конференция «Студент и научно-технический прогресс», г. Новосибирск (2012, 2013 г.г.); 6-я Сибирская международная конференция молодых учёных по наукам о Земле, г. Новосибирск, 2012 г.; всероссийское литологическое совещание «Ленинградская школа литологии», посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина, г. Санкт-Петербург 2012 г.; XXV Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика», г. Иркутск, 2013 г; совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», Иркутск 2013 г.; 10-я Конференция прикладной изотопной геохимии

Центральноевропейская геология, Будабешт 2013 г.; XX симпозиуме по «геохимии изотопов» имени академика А.П. Виноградова, Москва 2013г.; всероссийской школе студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии «Виртуальные и реальные литологические модели», Екатеринбург, 2014 г.; генеральная ассамблея «Европейского союза геологических наук», Вена, 2014 г.

Основные положения диссертации отражены в 14 публикациях, в т.ч. в трех журналах из перечня, рекомендованного ВАК.

Работа начата в лаборатории геодинамики и магматизма (№212) и закончена в лаборатории литогеодинамики осадочных бассейнов (№220) ИГМ СО РАН. Диссертация подготовлена в рамках исследований по проекту РНФ 16-17-10076.

Благодарности

Автор искренне благодарен научному руководителю д.г.-м.н. Е.Ф.Летниковой. За огромный вклад в понимание автором методики СИС и поддержку при проведении аналитических работ автор выражает признательность И.А. Вишневской, Г.А. Докукиной, В.Ю. Киселевой, Н.Г. Солошенко и всем коллегам, и друзьям, способствовавшим выполнению работы. Автор признателен Б.Б.Кочневу за предоставление коллекции образцов пород хорбусуонской серии и плодотворное сотрудничество при интерпретации полученных данных. И, конечно, работа не была бы написана без понимания и поддержки любимой семьи.

ГЛАВА 1. МЕТОДИКА ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Для восстановления последовательности и возраста образования комплексов докембрийских осадочных пород в последние десятилетия активно используют изотопные методы исследования, поскольку биостратиграфические методы не всегда могут быть применимы к столь древним отложениям. Метод стронциевой изотопной хемостратиграфии, а также вариации изотопного состава углерода и кислорода являются одними из самых эффективных способов оценки времени седиментации докембрийских карбонатных пород.

1.1. Принципы и ограничения изотопной хемостратиграфии 1.1.1. Стронциевая изотопная (хемо)стратиграфия

Стронциевая изотопная (хемо)стратиграфия (СИС) в настоящее время является устоявшимся инструментом [Elderfield, 1986; McArthur, 1994; Veizer et al., 1999], который служит двум основным целям. Во-первых, изотопный состав Sr (отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) карбонатной породы позволяет ограничивать интервал осадконакопления, основываясь на вариациях этого отношения в морской воде [McArthur et al., 2001]. Во-вторых, вариации ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения морской воды отражают глобальные тектонические и экологические события [Halverson et al., 2007] и поэтому могут быть использованы для палеогеодинамических реконструкций [Banner, 2004; Li et al., 2011].

СИС основана на предположении, что изотопный состав стронция (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) морской воды всегда был однородным единомоментно в глобальном масштабе. Это предположение верно, поскольку время пребывания Sr в океане составляет от 2.5 до 4 млн лет, что более чем в 1000 раз больше времени перемешивания воды в океане (~ 1500 лет) [Elderfield, 1986]. Стронциевая изотопная хемостратиграфия базируется на трех принципах:

1. Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr одинаково во всем объеме Мирового океана и окраинных морей в каждый заданный момент геологического времени [Goldberg, 1963; Faure, 1986; Aberg, Wickman, 1987; Hodell et al., 1989].

2. Изотопный состав стронция в морской воде отражает баланс вещества между континентальным и мантийным потоками вещества (Рис.1.1). Континентальный поток, формирующийся в ходе денудации континентальной коры обладает более высоким 87 Sr/ 86 Sr отношением (~0.7115), чем мантийный поток, образующийся при гидротермальной переработке базальтов в срединно-океанических хребтах (~0.7035). [Faure et al., 1965; Veizer, Compston, 1974; Palmer, Edmond, 1989; Richter et al., 1992; Jacobsen, Kaufman, 1999; Семихатов и др., 2002].

3. Реконструкция величин отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в палеоокеанах возможна путем анализа кальцийсодержащих минералов (главным образом карбонатов), осаждавшихся непосредственно в морской воде и включивших в свой состав стронций в изотопном равновесии

со средой седиментации [Peterman et al., 1970; Koepnick et al., 1985, Кузнецов, 1998].



Рис.1.1 Факторы, влияющие на эволюцию изотопного состава стронция в морской воде, на примере современного океанического бассейна [DePaolo, 1987, с дополнениями].

Для корректной работы СИС необходимым условием является сохранность изотопной системы хотя бы части образцов осадочных пород изучаемого комплекса отложений, отражающих первичный изотопный состав Sr морской воды в момент седиментации. Тем не менее, нарушение первичного Sr-изотопного состава пород в результате постседиментационных преобразований достаточно распространенное явление, которое необходимо учитывать в каждом исследовании [Brand, 2004]. Для решения проблемы отбора неизмененных образцов осадочных пород в современной практике применяется комплексный подход (Puc.1.2), включающий в себя ряд последовательных этапов.

1. Полевое наблюдение. Изучаются мощные карбонатные последовательности морского генезиса, обоснованного их литологическими и (при наличии) палеонтологическими характеристиками. Опробование проводится последовательно в разрезах с установленным основанием и кровлей на удалении от тектонических зон и зон влияния более поздних интрузий. При отборе исключаются образцы с видимой примесью глинистого и терригенного материала, прожилками, ожелезнением, пререкристаллизацией.

2. Петрографические исследования. Петрографические исследования позволяют на микроуровне исключить образцы с признаками вторичных преобразований (вторичная доломитизация, микропрожилки, ожелезнение, окварцевание и т.д.) и выявить особенности постседиментационных преобразований.



Рис.1.2 Порядок работ при изучении изотопного состава стронция в хемостратиграфических целях.

3. Геохимические критерии сохранности изотопной системы. Критериями сохранности С-О и Rb-Sr изотопных систем в карбонатных породах служат выбранные пределы отношений Mn/Sr и Fe/Sr и значений δ^{18} O, а также анализ ковариаций между изотопными и геохимическими параметрами карбонатных пород [Veizer, 1983; Fairchild et al., 1990; Kaufman et al., 1993; Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995a; Knoll et al., 1995b; Coчава и др., 1996; Подковыров и др., 1998; Горохов и др., 1995; Kyзнецов и др., 1997; Семихатов и др., 1998; Кузнецов и др., 2003]. Такой выбор критериев определяется тем, что главными агентами нарушения C-O и Rb-Sr изотопных систем в карбонатных породах являются метеорные и элизионные флюиды, которые, в сравнении с морской водой, обогащены Mn и Fe, выносимыми из силикокластических толщ, и обеднены Sr и ¹⁸O. Поэтому воздействие этих флюидов приводит, как правило, к росту отношений Mn/Sr и Fe/Sr и уменьшению δ^{18} O в известняках и доломитах. Пороговые величины отношений Mn/Sr и Fe/Sr для образцов карбонатов с нарушенными и ненарушенными Sr- и C-изотопными системами, в различных работах оцениваются по-разному [Семихатов и др., 2004].

СИС в сочетании с данными по изотопному составу δ^{13} С является решающим инструментом для корреляции осадочных толщ при отсутствии в разрезах руководящей фауны и геохронологических датировок [Brasier et al., 1996; Melezhik et al., 2009; Sawaki et al., 2010b]. Учитывая этот факт, СИС чаще всего применяется к породам кембрийского, вендского и рифейского возрастов, во время которых изотопное отношение Sr морской воды резко выросло с ~ 0.705 до ~ 0.709 [Shields, 1999; Halverson et al., 2007]. Несмотря на высокий потенциал возможностей СИС, многие старые публикации содержат данные образцов карбонатных пород с нарушенной Rb-Sr изотопной системой, что приводит к ошибкам при построении кривой вариации ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения в палеоокеане (некондиционные данные значительно отклоняются от кривой). Из-за этого, важно не только выявить наименее измененные образцы, но и минимизировать привнос Fe и Mn из терригенной примеси во время пробоподготовки [Bailey et al., 2000]. Выявление наименее измененных образцов в мировой практике осуществляется с применением геохимических критериев, отображающих перераспределение примесных элементов (Mn, Fe, Sr) в процессах постседиментационных преобразований. Первые работы по выявлению критериев сохранности изотопных систем были опубликованы в 90-х годах двадцатого века. Ведущие группы исследователей предложили свои варианты критериев: Mn/Sr <1.5 и Rb/Sr <0.004 [Asmerom et al., 1991], Mn/Sr <1, Rb/Sr <0.002, и Ca/Sr <1000 [Derry et al., 1992], Mn/Sr<1.5 и Rb/Sr<0.0005 [Kaufman et al., 1993]. Предельные значения этих критериев, предложенные российскими учеными, сначала были выявлены только для известняков, и составляют Mg/Ca≤0.024, Mn/Sr≤0.2, Fe/Sr≤5.0 [Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1997; Семихатов и др., 1998]. Для доломитов эти значения были получены позже, и имеют следующие

значения Mg/Ca≤0.608, Mn/Sr≤1.2, Fe/Sr≤3.0 [Кузнецов и др., 2003]. Критерии, предложенные отечественными специалистами, являются наиболее жесткими. Для C-изотопных исследований значения геохимических критериев следующие – $\delta^{18}O_{SMOW}$ > 20‰, доломиты: Mn/Sr≤ 6, Fe/Sr≤ 15, известняки: Mn/Sr≤ 4, Fe/Sr≤ 10 [Подковыров и др., 1998].

1.1.2. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатных пород

Фракционирование изотопов углерода главным образом происходит между углеродом органического вещества и углеродом осадочных карбонатов. Средние значения δ^{13} С органического углерода в позднем докембрии и фанерозое близки к $-22 \pm 5\%$ [Галимов, 1968; Galimov, 2006]. Изотопный состав углерода открытоморских карбонатов выдерживается на протяжении большей части геологической истории в пределах $0 \pm 2-3\%$ [Schidlowski et al., 1983; Veizer et al., 1999; Schidlowski, 2001]. Он определяется соотношением двух основных резервуаров углерода – органического и карбонатного и выравнивается (в первом приближении) по всему Мировому океану, благодаря равновесному изотопному обмену в системе CO₂ атмосферы–CO₂ (раствор)–HCO₃⁻ морской воды–карбонат. В некоторые эпохи (палеопротерозой, поздний неопротерозой, пермь) глобальное распространение получали осадочные карбонаты с аномально низкими (<-4‰) и аномально высокими (>4‰) значениями δ^{13} С [Покровский и др., 2006а, 20066].

Изотопный состав углерода в карбонатах, которые накапливаются в частично или полностью изолированных бассейнах, может быть существенно иным, чем в карбонатах нормальных морских водоемов. Бикарбонат-ион, растворенный в речной воде, не равновесен с бикарбонат-ионом атмосферы, и характеризуется низкими значениями δ^{13} С (обычно в пределах $-12 \pm 4\%$), поэтому карбонаты опресненных бассейнов обычно обеднены ¹³С на 2–3‰ по сравнению с "нормально морскими" карбонатами. Бассейны повышенной солености и высокой биопродуктивности, напротив, обогащаются ¹³С в результате активности фотосинтезирующих организмов и дегазации CO₂, обогащенной легким изотопом ¹²С. Одним из примеров могут служить карбонаты прилегающих акваторий Атлантического океана [Swart, 2008].

Изотопный состав кислорода карбонатов на стадии седиментации контролируется изотопным составом кислорода воды и температурой. Для равновесного с современной морской водой карбоната характерны значения $\delta^{18}O = 0\%$ по шкале PDB (карбонат мелового белемнита) или +30.9‰ по шкале SMOW (средний состав океанической воды) при 16.5°C. Есть основания полагать, что изотопный состав кислорода в открытых морях на протяжении фанерозоя колебался в пределах 0 ± 1–1.5‰ (в зависимости от накопления и деструкции ледниковых покровов) и не более чем на 5–10°C менялась температура бассейнов карбонатной седиментации. В сумме это может дать разброс значений $\delta^{18}O$ в пределах 3–4‰. Изотопные отношения

кислорода карбонатов систематически снижаются с увеличением возраста пород на 8‰ в течение фанерозоя [Veizer et al., 1999]. Одно из представлений о причинах такого тренда основано на предположении о вероятной связи степени постседиментационной переработки карбонатов с их возрастом.

Значительно труднее оценить масштабы "первичной" неоднородности изотопного состава кислорода карбонатных осадков в изолированных бассейнах и учесть эту обсуждении условий неопределенность при постседиментационных преобразований. Осолонение бассейна седиментации ведет к обогащению воды ¹⁸О по сравнению с открытыми морями (до 4–5‰), опреснение – к столь же значительному обеднению воды ¹⁸О. Наиболее значений δ¹⁸О в вероятной причиной изменения исходных карбонатах являются постседиментационные процессы. Высокая растворимость карбонатов приводит к легкому обмену кислородом в системе вода-порода и нарушению его исходного изотопного состава в породе.

Важно отметить, что постседиментационные изменения изотопного состава углерода и кислорода карбонатов могут синхронизироваться, и эта синхронность, однонаправленная или разнонаправленная, служит показателем эпигенетического изменения породы [Виноградов и др., 2011]. Для выявления образцов с ненарушенной изотопной системой применяется набор критериев с предельными значениями для известняков Mn/Sr≤4, Fe/Sr≤10, для доломитов Mn/Sr≤ 6, Fe/Sr≤15 [Подковыров и др., 1998].

1.2. Методика исследования изотопного состава Sr карбонатных пород

Методика заключается в следующем:

1. Определение содержания Са, Mg, Mn, Fe и Sr методом атомно-абсорбционного спектрометрического анализа. Соотношения этих элементов позволяют судить о степени постседиментационных преобразований карбонатных пород [Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1997]. В литифицированный карбонатный осадок могут проникать растворы различного происхождения (элизионные, метеорные). При этом они обогащают породы Fe и Mn, выносят Sr, тем самым нарушая Rb-Sr изотопную систему. В мировой практике используется набор геохимических критериев (Mn/Sr, Fe/Sr, Mg/Ca и δ^{18} O [Asmerom et al., 1991, Derry et al., 1992, Kaufman et al., 1993, Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1995; Кузнецов и др., 1998, Подковыров и др., 1998, Кузнецов и др., 2003]), благодаря которым можно определить породы, подвергшиеся наименьшему постседиментационному изменению.

2. Изучение изотопного состава стронция в наименее измененных карбонатных породах. Выделение стронция на хроматографических колонках для определения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения путем измерения на масс-спектрометре.

В процессе химической подготовки образец контактирует с посторонним стронцием. Он

попадает в образец из реактивов и воды, из воздуха вместе с пылью, из колонок и посуды. Поэтому в закрытых боксах, где находятся хроматографические колонки, установлены дополнительные фильтры. Также применяются методы ультраочистки кислот и воды в лабораторных условиях: метод Sub-boiling, то есть перегонка реактивов без кипения в посуде из материалов, не содержащих определяемых элементов [Mattinson, 1972].

1.2.1. Первый этап

Пробоподготовка для атомно-абсорбционного анализа. Для проведения исследований бралась навеска карбонатной породы массой 100 мг, истертой в тонкий порошок. К пробам добавлялось по 4 мл 1N раствора соляной кислоты, затем проводилась обработка в ультразвуковой ванне. Разложение продолжалось 72 часа, после чего пробы центрифугировались в течение часа при скорости вращения 3000 об/мин. Далее отбирался центрифугат, а нерастворимый остаток заливался 1 мл пятидистиллированной воды и опять проводилось центрифугирование и отбор растворимой части. В результате этих процедур получается по 5 мл раствора каждой пробы. Для более эффективного определения высоких концентраций Са, Мg и низких Mn, Fe, Sr используется различное разбавление исходного раствора: исходный, в 10, 100 и 1000 раз. Далее атомно-абсорбционным методом на приборе Thermo Scientific SOLAAR AA Spectrometr (погрешность не превышает 5%) определяются содержания Са, Mg, Mn, Fe, Sr.

Метод атомно-абсорбционного спектрометрического анализа. В основе метода лежит измерение поглощения атомами определяемого элемента излучения стандартного источника света [Обухов, Плеханова, 1991]. Поглощают излучение атомы, находящиеся в основном состоянии (для наблюдения атомной абсорбции определяемый элемент переводят в атомный пар). Обычно анализируемую пробу, переведенную в раствор, распыляют в виде аэрозоля в пламя. Определяется атомное поглощение, интенсивности входящего и выходящего пучков света и, в зависимости от коэффициента поглощения излучения с заданной частотой, оценивают концентрацию определяемого элемента [Физические ..., 1986].

Метод обладает высокой селективностью: определение содержаний элементов от 0.005% и выше во многих случаях оказывается возможным непосредственно в растворе, полученном при разложении навески пробы, в ряде других случаев влияние сопутствующих элементов устраняют введением в анализируемый раствор дополнительных солей – освобождающих или ионизационных буферов (в нашем случае – для Ca, Sr, Mg). Для определения кальция, магния, железа, стронция и марганца используют пламя воздух-ацетилен.

С целью подавления депрессирующего влияния кремния, алюминия и фосфора на абсорбцию кальция, магния и стронция в анализируемые растворы добавляют буфер – раствор лантана или стронция до концентрации 0.2%.

Сходимость и повторяемость полученных результатов контролировалась путем

добавления в каждую партию (20 образцов) по две пробы-дубликата из предыдущей и следующей серий. Отклонение значений, полученных для одинаковых образцов, проанализированных в разных группах, составило менее 8%.

1.2.2. Второй этап

Использование геохимических критериев (Mn/Sr, Fe/Sr, Mg/Ca и δ^{18} O), дает возможность отобрать наименее измененные образцы, пригодные для целей стронциевой изотопной хемостратиграфии.

Селективное растворение карбонатных эпигенетических фаз. Для удаления вторичных образований пробы (новая навеска 100 мг) обрабатываются 4.5 мл 0.01N раствора соляной кислоты в течение 30 минут, после чего центрифугируются на 3000 об/мин в течение 30 минут, далее производится отбор растворимой части. Эта процедура повторятся трижды. После удаления вторичных образований и взвеси глинистых частиц (фаза A1) нерастворимый остаток основной первичной фракции высушивается и взвешивается (фаза A2). Разница в весе после первичной обработки составляет 5-12%.

Предполагается, что такая обработка способствует удалению легкорастворимых химических элементов, не входящих в кристаллическую решетку первичных карбонатных минералов [Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 2002; Li et al., 2011]. Изначально эту методику применяли для снижения контаминации радиогенного стронция из терригенной составляющей проб, но при дальнейшем изучении было установлено, что такая предварительная обработка слабыми растворами кислот позволяет удалять карбонатную фракцию некогенетичную с основным карбонатным материалом. При этом фракции вторичных образований обогащены Rb в 10-50 раз по сравнению с остаточной наименее измененной фазой, содержания Sr для этих фаз в образцах известняков не имеют особых отличий, в то время как для доломитов вторичная фаза характеризуется повышенными значениями. Величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения различны для этих фаз: вторичная фракция обладает повышенными значениями относительно первичной, при этом стоит отметить для доломитов эта разница выше, чем для кальцитов [Семихатов и др., 2002].

Перевод в раствор основной части карбонатов. Далее производится растворение основной части карбонатного вещества. К высушенному, предварительно обработанному остатку добавляют 2.5 мл 1N раствора HCl и 2.5 мл 0.1N раствора HCl, разложение длится 3 дня. Раствор отбирается и помещается в тефлоновый стаканчик, после чего снова высушивается.

Распространенность изотопа ⁸⁷Sr варьирует за счет распада природного изотопа ⁸⁷Rb (время полураспада $1.42*10^{-11}$ лет⁻¹ [Фор, 1989]), поэтому необходимо точно знать количество различных изотопов рубидия и стронция. Во время своего образования карбонаты захватывают рубидий как примесь. За долгий период существования породы происходит накопление радиогенного изотопа ⁸⁷Sr, что приводит к изменению первичного изотопного состава стронция

из воды палеоокеана. Для того чтобы учесть величину поправки необходимо измерить точное количество стронция и изотопов 85 Rb и 87 Rb.

Хроматография. Одной из популярных методик получения стронция и рубидия является выделение этих элементов с помощью ионнообменных смол. Для разделения рубидия и стронция карбонатных пород используется метод ионнообменной хроматографии на кварцевых колонках. Хроматографические колонки объемом 1-2 мл заполнены катионитом DowexAGW50x8 с размером зерен 200-400 меш. Элюентом служит 2N раствор HCI. Приготовление элюента производится сразу в большом объеме, затем производится калибровка колонок с помощью стандартного образца. Калибровка заключается в точном нахождении пиков рубидия и стронция во фракциях элюата методом атомной абсорбции. Для дальнейших измерений берется 3-4 мл элюата с максимальным входом рубидия и стронция, соответственно. Далее элюаты высушиваются в закрытых печах с притоком очищенного сжатого воздуха. Для дальнейшего измерения на масс-спектрометре, полученные соли переводятся в азотнокислую форму путем двукратного упаривания с 0.5 мл очищенной концентрированной азотной кислоты.

Масс-спектрометрия. Измерения содержаний рубидия и стронция проводились на массспектрометре МИ 1201АТ в двухленточном режиме с регистрацией на одном коллекторе (Новосибирск, Аналитический центр ИГМ СО РАН). Изотопный состав стронция определялся на многоколлекторном приборе Finnigan MAT-262 (Иркутск, Байкальский ЦКП СО РАН) и TritonPlus (Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. Академика А.Н. Заварицкого УрО РАН) в одноленточном режиме с использованием Та–эмиттера [Birck, 1986].

Хроматографически выделенный стронций (или рубидий) в азотнокислой форме наносится на рениевую ленту размерами 20х0.7х0.03 мм и измеряется в двухленточном режиме с рениевыми же ионизаторами. Ионизаторы используются многократно (до 10 раз) при условии их тщательного отжига после каждого опыта для устранения эффектов памяти. В одноленточном режиме (Finnigan MAT-262) на испаритель предварительно наносится Та–эмиттер для достижения наибольшего выхода ионов стронция. После размещения проб в масс-спектрометр и достижения в нем рабочего вакуума, ленты ионного источника нагревают до температуры порядка 1400⁰С, при которой происходит поверхностная ионизация [Кутявин, Горохов, 1977]. Образуются положительно заряженные ионы, которые ускоряются электрическим полем высокого напряжения, коллимируются (собираются) в пучок с помощью соответствующей системы щелей в пластинах. Пучок ионов попадает в магнитное поле, созданное электромагнитом. Это поле отклоняет ионы от прямой траектории, делая ее тем самым круговой. Радиус этих траекторий пропорционален массам изотопов (тяжелые ионы отклоняются меньше, чем легкие).

Разделенные пучки продолжают свое движение в камере масс-спектрометра и попадают

в приемник ионов. В приемнике измеряется падение напряжения. Получается ряд пиков, чередующихся с плоскими участками. Соотношение пиков позволяет определить отношение различных изотопов элемента. Управляет процессом измерения и обрабатывает поступающую информацию о величине ионных токов компьютерная программа, поставляемая вместе с прибором. Правильность определения изотопных отношений стронция контролируется параллельным измерением в каждой серии образцов изотопного стандарта ВНИИМ (отношение 87 Sr/ 86 Sr в котором, составляет 0.70800±7) и международного стандарта NBS-987 (отношение 87 Sr/ 86 Sr 0.71029±2). Если отношение 87 Sr/ 86 Sr, измеренное в стандарте, систематически отклоняется от «паспортного» значения, в результаты рабочих анализов вносят поправку в соответствии с величиной отклонения.

1.3 Методика исследования изотопного состава углерода и кислорода карбонатных пород

Для анализа изотопного состава кислорода и углерода в карбонатном веществе использовался масс-спектрометрический комплекс, состоящий из масс-спектрометра Finnigan MAT – 253 и линии пробоподготовки – Gas Bench II, подключенной непосредственно к масс-спектрометру. Измерение изотопного состава углекислого газа происходило методом проточной масс-спектрометрии, в постоянном потоке гелия и было проведено в Пыряевым Александром Николаевичем ИГМ СО РАН.

Подготовка карбонатных проб к измерениям осуществлялась путем разложения карбонатной пудры в ортофосфорной кислоте при температуре 60°С в гелиевой среде. После завершения реакции смесь гелия и углекислого газа изымалась из пробирки и далее, через систему капилляров поступала в приставку GasBenchII, там она очищалась от воды и поступала в хроматографическую колонку, где происходило разделение газов по времени удерживания. На выходе из колонки углекислый газ в смеси с гелием направлялся в масс–спектрометр, где и происходило измерение изотопного состава углерода и кислорода в CO₂.

Точность измерений контролировалась по международным (NBS19 $\delta^{13}C = +1.9\%$, $\delta^{18}O = +28.6\%$), российским (ДВГИ $\delta^{13}C = +1.2\%$, $\delta^{18}O = +32.7\%$) и внутрилабораторным (Ca770) стандартам и составляла 0.1‰ для $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ значений. Все значения приводятся в промилле (‰), $\delta^{13}C$ относительно стандарта PDB, $\delta^{18}O$ относительно стандарта SMOW.

1.4. Тестирование методики Sr-хемостратиграфии в ИГМ СО РАН

Для подтверждения корректности поставленной методики исследования карбонатных пород для целей СИС, нашей группой были изучены венд-кембрийские карбонатные породы цаганоломской и баянгольской свит Дзабханского микроконтинента [Писарева (Ветрова), 2014; Vishnevskaya et al., 2015]. Этот выбор обусловлен детальной изученностью разреза и наличием

опубликованных кондиционных данных изотопного состава Sr и C карбонатных отложений этих свит.

Разрез венд-кембрийских осадков Дзабханского микроконтинента представлен породами цаганоломской и баянгольской свит, которые залегают на рифейских вулканогенных образованиях дзабханской серии. Возраст вулканитов оценен по цирконам U-Pb методом и составляет 780 млн лет [Levashova et al., 2010]. Базальная пачка в основании осадочного чехла объединяет терригенные породы разного состава: гравелиты, валунные алевролиты, тиллиты и песчаники с прослоями аргиллитов. Иногда она выделяется в самостоятельную тайширскую свиту [Гибшер, Хоментовский, 1990], но чаще всего выделяется как майханулская пачка в составе цаганоломской свиты [Brasier et al., 1996; Macdonald et al., 2009]. Эта тиллитсодержащая пачка без признаков несогласия перекрывается маломощной (20-30 м) пачкой битуминозных тонкослоистых известняков, которые выше по разрезу постепенно сменяются мощной (600-650 м) известняково-доломитовой толщей. Эта толща в кровле содержит следы размыва и перекрывается пачкой глинистых сланцев (мощностью 20-30 м), которая согласно сменяется преимущественно известняковой пачкой (мощность 350-400 м). Возраст кап-доломитов, согласно залегающих на тиллитах в основании свиты, определен U-Pb методом и составляет 632 ± 14 млн лет [Овчинникова и др., 2012]. Вышележащая силикокластическая баянгольская свита (мощность 1100-1200 м), включающая пачки карбонатных пород, согласно залегает на оолитовых известняках кровли цаганоломской свиты. Баянгольская свита завершается пачкой известняков (мощность 70 м), которые перекрываются маломощной (20 м) пачкой гравелитов саланыгольской свиты. Большинством исследователей баянгольская свита относится к кембрию [Гибшер и др., 1991]. Значения изотопного состава Sr для цаганоломской свиты составляют 0.7067-0.7086, для баянгольской свиты 0.7085 [Brasier et al., 1996; Macdonald et al., 2009]. Изотопный состав углерода изменяется в широких пределах от -4‰ до +11.8‰.

В ходе наших полевых исследований было изучено два разреза, сложенные отложениями венд-кембрийского чехла Дзабханского микроконтинента (цаганоломской и баянгольской свиты). Первый разрез (в дальнейшем разрез №1) представлен вдоль береговых врезов реки Цаган-Олом, второй (разрез №2) – скальные выходы по берегам реки Баян-Гол. При этом в разрезе №1 представлена лучше цаганоломская свита, а в разрезе №2 более детально была изучена баянгольская свита.

Для определения содержаний Ca, Mg, Fe, Mn и Sr было проанализировано 65 образцов из разреза №1 и 50 из разреза №2 атомно-абсорбционным методом (на приборе SP9 PIUNIKAM).

При проведении аналитических работ, в частности разложение проб и перевод карбонатного вещества в раствор, выяснилось, что в 25 пробах доля нерастворимого алюмосиликатного остатка составляет 10-66% (Прил. Табл. 1). Образцы с терригенной примесью

более 10% (мергели и мергелистые разности, полевые шпаты) не использовались в дальнейшем исследовании, чтобы исключить вероятность привноса элементов (Fe, Mn, Sr).

Разрез №1:

Цаганоломская свита. Геохимические исследования показали, что нижняя часть цаганоломской свиты разреза №1 (до 400 м) представлена известняками (Mg/Ca< 0.03) (Прил. Табл. 1). Для них характерны крайне низкие концентрации Mn (1-10 мкг/г), которые только в нескольких образцах возрастают до 160 мкг/г, а в образце М9-96 достигает 500 мкг/г, и Fe в 30-80 мкг/г, за исключением 6 образцов в которых оно достигает 1600 мкг/г. Содержания Sr для этого интервала разреза имеют широкие вариации от 470 до 2300 мкг/г. Таким образом с учетом низких содержаний Fe и Mn и высоких Sr большая часть известняков (31 проба) подходит по геохимическим критериям для целей СИС (Mg/Ca \leq 0.024, Mn/Sr \leq 0.2, Fe/Sr \leq 5.0). Выше по разрезу известняки сменяются доломитами (Mg/Ca \sim 0.57) и доломитистыми известняками (Mg/Ca 0.05-0.2). Они характеризуются повышенными, по сравнению с известняками нижней части разреза, содержаниями Fe и Mn (от 190 до 5900 мкг/г, от 20 до 5400 мкг/г, соответственно). Концентрация Sr варьирует от 30 до 2000 мкг/г, наиболее низкие содержания наблюдаются в слоях, надстраивающих известняки, и составляют 30-60 мкг/г. Таким образом, отношения изучаемых элементов дают высокие значения для большинства доломитов, делая их непригодными для дальнейшего изотопного изучения (Mg/Ca \geq 0.608, Mn/Sr \leq 1.2, Fe/Sr \leq 3.0).

Баянгольская свита. Карбонатные породы баянгольской свиты представлены доломитистыми известняками (Mg/Ca 0.05-0.2) и известняками (Mg/Ca< 0.03) (Прил. Табл. 1) с содержаниями Mn от 40 до 980 мкг/г и Fe от 490 до 2800 мкг/г, соответственно. Содержание Sr изменяется от 170 до 870 мкг/г, за исключением пробы M9-129, в которой оно достигает 1500 мкг/г.

Для всех карбонатных отложений Дзабханского микроконтинента характерна прямая корреляция содержаний Fe - Mn. и Sr - Ca. В соответствии геохимическим критериям из разреза №1 выделен 31 образец (Рис. 1.3) подходящий для целей изотопной хемостратиграфии.

Разрез №2:

Цаганоломская свита. По геохимическим данным (Прил. Табл. 1) установлено, что нижняя часть разреза (до 800 м) представлена доломитами и известковистыми доломитами (Mg/Ca от 0.45 до 0.610). Для них характерны умеренные содержания Mn (от 20 до 170 мкг/г), высокие Fe (от 70 до 990 мкг/г) и низкие Sr (от 30-140 мкг/г), за исключением образца M9-145 с содержанием Sr 2100 мкг/г. Верхняя часть разреза сложена преимущественно известняками и доломитистыми известняками (Mg/Ca от 0,005 до 0,068) с низкими концентрациями Mn (от 10 до 100 мкг/г) и Fe (от 70 до 710 мкг/г), только в нескольких образцах они возрастают до 360 мкг/г и

1400 мкг/г соответственно. Содержания Sr, характерные для известняков и их разностей, варьируют в пределах от 250 до 1400 мкг/г.

Баянгольская свита. В результате аналитических работ (Прил. Табл. 1) установлено, что баянгольская свита сложена известняками (Mg/Ca< 0.03). Количество Fe и Mn в известняках варьирует в больших пределах от 60 до 1200 мкг/г и от 1600 мкг/г до 5300 мкг/г. При этом важно отметить, что максимальные значения концентраций Fe и Mn характерны для образцов с наибольшей долей терригенного нерастворимого остатка. Вероятно, что некоторая доля Fe и Mn в карбонатное вещество привнесена из глинистого вещества мергелей, что подтверждается прямой зависимостью содержания Fe и Mn от количества нерастворимого остатка. Содержание Sr в известняках прослоях меняется в 2-4 раза и варьирует в интервале 250-1300 мкг/г. На основе геохимических данных выявлено, что большинство доломитов и известковистых доломитов, слагающих нижнюю часть разреза, обладают высокими отношениями Mn/Sr и Fe/Sr, что свидетельствует о постседиментационных преобразованиях и нарушенности первичных изотопных систем, вследствие чего являются непригодными для целей стронциевой изотопной хемостратиграфии. В то время как известняки и доломитистые известняки, залегающие в верхней части разреза, практически все удовлетворяют геохимическим критериям сохранности карбонатных пород.

На основе геохимических критериев из разреза №2 выделено 11 образцов (Рис. 1.3), подходящих для целей изотопной хемостратиграфии.

Изотопный состав углерода карбонатных пород Дзабханского микроконтинента имеет пирокие вариации значений δ^{13} C от -6.2 до +11.5 ‰ (Рис. 1.4). Снизу-вверх по разрезу в цаганоломской свите идет постепенное увеличение значений δ^{13} C от 3,7 до +11.5‰, а затем постепенное уменьшение значений δ^{13} C до -2.9 ‰, при этом их переход из положительной в отрицательную область происходит в районе фосфоритовой пачки. Карбонатные породы баянгольской свиты характеризует узкий диапазон значений δ^{13} C от -3.6 ‰ до +3.7 ‰. Величина δ^{18} O изменяется от - 20.5 до 0‰ PDB.

Данные по изотопному составу стронция. В ходе изотопных исследований были проанализированы 20 наименее измененных образцов (Прил. Табл. 2) карбонатных пород чехла Дзабханского микроконтинента (по 10 образцов из каждого разреза).

Из первого разреза было проанализировано 10 проб известняков и доломитистых известняков из разреза цаганоломской свиты и 1 образец низов баянгольской свиты, подходящих по геохимическим критериям. Для известняков цаганоломской свиты характерно.



Рис. 1.3 Зависимость отношений Mn/Sr и Mg/Ca (критерий отбора Mn/Sr \leq 0.2, Mg/Ca \leq 0.024), Fe/Sr и Mg/Ca (критерий отбора Fe/Sr \leq 5, Mg/Ca \leq 0.024) в карбонатах Дзабханского микроконтинента.

постепенное возрастание ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения от низов разреза к верхам: оно находится в интервале от 0.70715 до 0.70791. Образец известняка баянгольской свиты отличается более высоким ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношением, которое составляет 0.70847. Из второго разреза было проанализировано 10 образцов известняков и доломитистых известняков баянгольской свиты. Снизу вверх по разрезу также наблюдается постепенное увеличение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr от 0.70844 до 0.70858 (Рис. 1.4).

Сопоставление полученных данных со стандартной кривой вариации отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в палеоокеане показало, что накопление карбонатных пород чехла Дзабханского микроконтинента происходило в интервале 600 - 515 млн лет назад (Рис. 1.5) [Писарева, 2014].



Рис. 1.4. Корреляция Sr-изотопных данных для венд-кембрийских отложений Дзабханского микроконтинента, полученных в данном исследовании, в сравнении с результатами Бразье с соавторами [Brasier et. al., 1996].



Рис.1.5. Сопоставление изотопного состава Sr наименее измененных карбонатов чехла Дзабханского микроконтинента со стандартной кривой вариаций изотопного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в палеоокеане для докембрия [Кузнецов и др., 2003]. Красным цветом показан интервал ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения для карбонатов цаганоломской и баянгольской свит. Условные обозначения: 1 – наименее измененные а) известняки, б) доломиты удовлетворяющие геохимическим критериям, принятым в работе; 2 – измененные а) известняки, б) доломиты.

Полученные нами данные по изотопному составу и времени накопления изученных отложений хорошо сопоставимы (Puc.1.4) с данными Бразье с соавторами, в которых отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr находится в интервале от 0.7067 до 0.7086 [Brasier et al., 1996]. Эти результаты позволяют нам быть уверенными в соответствии получаемых нами результатов современному мировому уровню и корректности поставленной методики [Vishnevskaya et al., 2015].

1.5. Типовые разрезы мира

Результатом большого количества проведенных исследований стало выделение ряда опорных разрезов по всему миру, имеющих геохронологические датировки и/или биостратиграфическую характеристику и изученных с применением геохимических критериев отбора. В данной работе будут рассмотрены типовые венд-кембрийские разрезы: Учуро-Майского региона [Семихатов, 2002, 2003, 2004], Кузнецкого Алатау (енисейская серия) [Летникова и др., 2011], Тувино-Монгольского микроконтинента [Вишневская и др., 2012], свита Даушанто [Sawaki et al., 2010b], серии Академикенбрен и Полярисбрен Шпицбергена [Derry et al., 1989, 1992; Halverson et al., 2005], кратона Калахари (Намибия) [Saylor et al., 1998] и

бразильская карбонатная платформа Apapac [Nogueira et al., 2007]. Рассмотрим их более подробно.

1.5.1. Учуро-Майский регион

Учуро-Майский регион охватывает две палеоструктуры: Учуро-Майскую плиту и Юдомо-Майский прогиб. В стратиграфической шкале рифея выделяют пять серий, разделенных несогласиями, – учурская, аимчанская, керпыльская, лахандинская и уйская. Далее будут рассмотрены керпыльская и лахандинская серии, которые относятся к пограничным горизонтам среднего и верхнего рифея. Керпыльская серия несогласно залегает на более древних рифейских и дорифейских породах, расчленяется на силикокластическую тоттинскую, известняковую малгинскую и доломитовую ципандинскую свиты, которые связаны постепенными переходами. Малгинская представлена тонкослоистыми микритами свита И подчиненными кальцисильцитами с переменчивым содержанием силикатной (почти исключительно глинистой) примеси и в нижней части окрашены в пестрые, в средней в палевые, а в верхней в серые тона. Ципандинская свита выделяется доломитовым составом с малой примесью силикокластического материала, светло-серой окраской пород и их значительной перекристаллизацией. Лахандинская серия отделена от ципандинской свиты перерывом. Серия подразделяется на две согласно залегающие свиты – нерюенскую и игниканскую. Нерюенская свита состоит их трех пачек, нижняя и верхняя их которых сложены серыми преимущественно глинистыми, а средняя карбонатными пестроцветными породами: строматолитовыми, подчиненно микрофитолитовыми и обломочными известняками и редкими доломитами. Игниканская свита представлена, главным образом, обломочными и микрофитолитово-обломочными карбонатами, которые заключают редкие пласты и пачки строматолитовых разностей и иногда тонкие прослои аргиллитов. Возрастные рамки керпыльской и лахандинской серий устанавливаются на основании палеонтологических и изотопно-геохронологичеких данных. Имеющиеся U-Pb датировки определяют возрастные рамки в довольно широких пределах: наиболее молодая популяция обломочных цирконов из нижних слоев тоттинской свиты имеет возраст 1300±5 млн лет [Khudoley et al., 2001], а бадделеит из пластовых тел диабазов и габбро-диабазов, локализованных в пограничных горизонтах лахандиской и уйской серий – 1005±4 и 974±7 млн лет [Rainbird et al., 1998]. Изохронные Pb-Pb датировки известняков средней части малгинской свиты и нижней части лахандиской серии равны 1043±14 млн лет и 1025±40 млн лет [Семихатов и др., 2000; Овчинникова и др., 2001]. К-Аг датировки минералогически не изученных глауконитов тоттинской свиты образуют правильный ряд значений, убывающих от 1170-1070 млн лет в нижней её части до 1070-1000 млн лет в средней и 1020-970 млн лет в верхней [Семихатов, Серебряков, 1983]. Из пограничных отложений среднего и верхнего рифея Учуро-Майского региона изотопные данные по 19 образцам легли в основу новой стандартной кривой

изменения отношения в морской воде 1050-1000 млн лет назад.⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения для малгинской свиты составляют 0.70563 – 0.70969, ципандинской свиты 0.70575-0.72072. Для лахандинской серии ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношение располагается в пределах 0.70519 – 0.70569, и для нерюенской свиты это значение составляло 0.70519 – 0.70692, игниканской свиты 0.70572-0.70935 [Семихатов и др., 2002].

Юдомская серия Учуро-Майского региона расчленяется на две региональные свиты. Нижняя из них выделяется как аимская (в прогибе нередко именуется юкандинская), несогласно залегает на различных более древних комплексах от архея до верхнего рифея и интрузии, прорывающей все рифейские отложения. Свита является одной из наиболее мощных часть сложена разнозернистыми последовательностей данного возраста. Её нижняя пестроцветными песчаниками с прослоями гравелитов и алевролитов. Выше по разрезу залегают темные известняки, переходящие в переслаивание черных известковистых аргиллитов с известняками, которые переходят в серые массивные известняки. Далее по разрезу следуют пестроцветные известняки и их доломитистые разности, сменяющиеся светлыми массивными доломитами. Верхняя свита юдомской серии носит название усть-юдомской (в прогибе выделяется как сарданинская), в прогибе она с размывом залегает либо на нижнеюдомских, либо на верхне- и среднерифейских толщах, на большей части плиты по эрозионной границе перекрывает аимскую свиту, а в крайних западных разрезах переходит на фундамент платформы. Усть-юдомская свита представлена терригенно-карбонатной толщей, в составе которой доминируют разновеликие пачки доломитов и невыдержанные пачки кварцевых песчаников и алевролитов. Верхним ограничением юдомской серии является основание (зона N. sunnaginicus) пестроцветной свиты томмотского яруса нижнего кембрия [Семихатов и др., 2004]. Нижний предел накопления аимской свиты определен Pb-Pb методом по известнякам, залегающим вблизи основания усть-юдомской свиты и составляет 553±23 млн лет [Семихатов и др., 2003]. Для юкандинской свиты характерны высокие положительные значения δ^{13} C (до +8.3‰). В устьюдомской и пестроцветной свитах наблюдаются резкие перепады значений δ^{13} C от +3.2 до -2.9‰. Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в нижней части усть-юдомской свиты варьирует от 0.70829 до 0.70844 [Семихатов и др., 2003].

1.5.2. Патомское нагорье

Позднедокембрийские породы Патомского нагорья представлены отложениями балаганахской, дальнетайгинской и жуинской серий. Балаганахская серия подразделяется на харлуктахскую, хайвергинскую, бугарихтинскую и мариинские свиты. Первые три суммарной мощностью около 2 км, сложены метаморфизованными терригенными породами. Согласно перекрывающая их мариинская свита мощностью около 650 м представлена слоистыми темносерыми и черными углистыми известняками, и песчанистыми известняками. Дальнентайгинская

серия расчленяется на три свиты: джемкуканскую (большепатомская), баракунскую и валюхтинскую. Джемкуканская свита представлена диамиктитами ледникового происхождения [Чумаков, 1993, 2004], переслаивающимися с песчаниками и значительно более редкими пачками чёрных алевролитов и сланцев, в кровле свиты залегает пачка «венчающих доломитов». Баракунская свита сложена в нижней части известняками и песчанистыми известняками, переходящими в средней части в песчаники, сланцы и карбонатные песчаники, которые в верхней части сменяются известняками. Валюхтинская свита представлена глинистыми и алевролитовыми сланцами с редкими прослоями песчаников и известняков, верхняя часть разреза сложена углистыми известняками и доломитами. Жуинская серия расчленяется на никольскую и ченчинскую свиты. Породы никольской свиты без видимого несогласия перекрывают отложения валюхтинской свиты. Она сложена пестроцветными мергелями и алевролитовыми известняками, содержание карбонатного материала снизу-вверх постепенно увеличивается. Вышележащая ченчинская свита представлена светло-серыми и пестроцветными плитчатыми известняками и перекрывающими их строматолитовыми известняками, на которых залегают онколитовые известняки, переслаивающиеся с песчанистыми и алевролитовыми известняками. На отложениях ченчинской свиты без перерыва залегает жербинская свита, представленная кварцевыми песчаниками, в нижней части содержащими значительное количество доломитов. Изотопный состав углерода пород патомского комплекса имеет разброс величин δ¹³C от -13.5 до +8.1. В дальнетайгинской серии в низах разреза для джемкуканской свиты характерны низкие отрицательные значения δ^{13} C от -8.8% с быстрым ростом до +8.1%, далее наблюдается однообразный высокий состав δ^{13} С около +6.5‰ в баракунской свите. Ватюхинская свита, характеризующаяся повышенными величинами δ^{13} C +4.5‰ без резких отклонений, переходит в никольскую свиту для которой характерно постепенное падение величин δ¹³C от -5.4 до -13.5‰. В ченчинской свите изотопный состав углерода остается аномально низким и постепенно увеличивается от -9.5 до -7.5‰, затем в жербинской свите происходит рост значений δ¹³С до -3.5‰. Изотопный состав кислорода для всех отложений выше 19.8‰ и не коррелирует с изотопным составом углерода. Разброс отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в отложениях Патомского нагорья находится в пределах 0.70725-0.70837. Происходит постепенный рост значений снизу-вверх по разрезу: баракунская свита - 0.70727, валюхтинская - 0.70769, никольская - 0.70790, ченчинская - 0.70786 свиты [Покровский и др., 2006а, 2006б].

1.5.3. Тувино-Монгольский микроконтинент

Венд-кембрийские карбонатные отложения чехла Тувино-Монгольского микроконтинента представлены боксонской и хубсугульской сериями, в юго-западной части мурэнской свитой, в северо-восточной горлыкской и араошейской свитами. Боксонская серия имеет в своем составе пять свит: забитскую, табинзуртинскую, хужиртайскую, нюргатинскую и

хютенскую. Первые две свиты представлены, преимущественно, доломитами, остальные известняками. Мурэнская свита сложена морскими известняками с прослоями песчаников, аргиллитов и линзами кремнистых пород. Хубсугульская серия включает в себя 4 свиты (снизувверх): хархадатская, хэсэнская, эрхэлнурская и ухутогойская. На хархадатской доломитовой свите с пластом тиллоидных конглобрекчий в основании залегает хэсэнская свита, разделенная на две подсвиты. Особенностью нижней подсвиты является чередование известняковых, глинисто-сланцевых прослоев и отложений, имеющих сугубо кремнистый состав, в средней части подсвиты выделяется фосфоритовый горизонт, перекрывается продуктивный горизонт плитчатыми темными известняками с кремниевыми конкрециями, карбонатно-кремнистыми сланцами; эрхэлнурская свита отличается значительной литологической изменчивостью, для нижней части свиты характерны доломиты, вверх по разрезу доломиты полностью вытесняются плитчатыми известняками; ухутогойская свита представлена известняками, кремнистыми сланцами (с черными известняками и песчаниками, основная часть свиты сложена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, сланцами с крупными биогермными телами известняков. Данные U-Pb датирования детритовых цирконов из песчаного матрикса тиллитового горизонта в основании хубсугульской серии показывает возраст 697 млн лет для самой молодой популяции [Летникова и др., 2017].

Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в образцах мурэнской свиты заключено в пределах 0.70725-0.70743 (Рис.1.6). Значение δ^{13} C варьирует в достаточно высокой положительной области: от +3‰ до +10.5‰. Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в доломитах забитской свиты изменяется в пределах 0.70725 -0.70870, значения δ^{13} C в интервале от – 5.2‰ до +9.5‰. Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в наименее измененных известняках хубсугульской серии колеблется в интервале 0.70822-0.70836, в доломитах достигает 0,70862. Кривая вариации δ^{13} C в нижней части серии начинается с положительных значений (+2.7‰) и с флуктуациями уходит в отрицательную область (от -3.3 до -0.7‰) с кратким экскурсом в положительную область (+1.8‰) [Вишневская, Летникова, 2013а].

1.5.4. Енисейская серия Кузнецкого Алатау (хр. Азыр-Тал)

Енисейская серия включает в себя четыре свиты: чарыштагскую, биджинскую, мартюхинскую и сорнинскую свиты (Рис. 1.7). Чарыштагская свита сложена темно- серыми известняками и доломитами с прослоями кремней, в верхней части встречаются строматолитовые известняки. Она перекрывается отложениями биджинской свиты, в приподошвенной части которой лежат пестроцветные известняки с прослоями лиловых алевролитов и мергелей. Далее разрез представлен переслаиванием массивных доломитов и известняков разных оттенков серого цвета. На породах биджинской свиты согласно залегают карбонатные, с редкими прослоями кремней, отложения мартюхинской свиты.



Рис.1.6. Изотопный состав стронция [Вишневская, Летникова, 2013а] и углерода [Покровский и др., 1991] Тувино-Монгольского микроконтинента.



Рис. 1.7 Изотопный состав стронция и углерода карбонатных пород енисейской серии [Летникова и др., 2011]

Изотопный состав стронция и углерода для этих пород составляет (Рис. 1.7): для чарыштагскской свиты ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr от 0.70777 до 0.70803, δ^{13} C от +0.31‰ до +5.87‰; для биджинской свиты ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr от 0.70742 до 0.70861, δ^{13} C от -7.3‰ до +6.1‰ для мартюхинской свиты ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr от 0.70815, δ^{13} C от -0.22‰ до +3.59‰ [Летникова и др., 2011].

1.5.5. Южный Урал

Каратавская серия развита главным образом на западном крыле Башкирского мегаантиклинория западного склона Южного Урала. Она несогласно залегает на подстилающих отложениях юрматинской серии и несогласно перекрывается терригенными толщами ашинской серии.

В состав каратавской серии входит 6 свит: силикокластическая зильмердакская, пестроцветная известняковая катавская, изменчивая по составу терригенно-карбонатная инзерская, известково-доломитовая миньярская, терригенно-карбонатная укская и терригенная криволукская. Три нижние свиты связаны между собой постепенными переходами, тогда как в основании укской, а местами и в основании миньярской свит наблюдаются стратиграфические несогласия. Минимальный возрастной предел накопления каратавских отложений определяют изохронная Rb-Sr датировка Al-глауконита из нижней части ашинской серии, равная 618±13 млн лет [Козлов, Горожанин, 1993], и К-Аг данные по минералогически не изученным глауконитам из вышележащих ашинских пород в интервале 600-557 млн лет [Стратотип рифея., 1983]. Наиболее надежной является изохронная Pb-Pb датировка известняков нижней подсвиты инзерской свиты, составляющая 836 ±25 млн лет [Овчинникова и др., 1998]. Rb-Sr возраст 835-805 млн лет, полученный для аутигенных иллитов из аргиллитов инзерской свиты, отвечает времени диагенеза и погружения осадков. Для верхнеминьярских доломитов получена Pb-Pb датировка 780±85 млн лет, которая рассматривается как хорошее приближение ко времени формирования этой свиты [Овчинникова и др., 2000]. По глаукониту из нижней подсвиты укской свиты получены Rb-Sr и K-Ar датировки, составляющие 664±11 и 669±16 млн лет. В основании инзерской свиты появляются крупные сферические акритархи Chuariacircularis и ряд сопутствующих морфотипов, не встречающихся в нижележащих слоях [Вейс и др., 2003]. Изотопный состав стронция карбонатных пород инзерской свиты составляет 0.70525 – 0.70534 и постепенно возрастает до 0.70611 в кровле миньярской свиты. Для нижней части укской свиты отношение 87 Sr/ 86 Sr находится в интервале 0.70582 – 0.70595, а изотопный состав δ^{13} C составляет от +1.4 до +2.6‰. Верхнеукские отложения характеризуются более низкими значениями и составляют 0.70538 – 0.70580 и от +0.7 до +2.5‰ соответственно [Кузнецов и др., 2006].

1.5.6. Арктическая Канада

Серия Шалер объединяет пять формаций: карбонатно-терригенную Гленельг и существенно карбонатные Рейнольд Поинт, Минто Инлет, Ванниат и Килиан. Эта серия

несогласно налегает на вулканиты, содержащие бадделеит с U-Pb возрастом 1267±2 млн лет, и прорвана дайками, возраст бадделеита в которых равен 723±3 млн лет по данным U-Pb датирования [Heaman et al., 1990; Rainbird et al., 1994]. Для уточнения максимального возрастного предела серии Шалер привлекались корреляции её нижней части с серией Рей Арктической Канады, обломочный циркон из которой имеет U-Pb возраст 1080 млн лет, а также сопоставления с верхней частью серии Коллана Австралии, содержащей горизонт туфов, имеющий U-Pb возраст цирконов 802±10 млн лет [Rainbird et al., 1994].

Изотопный состав углерода δ^{13} С для формации Рейнольд Поинт составляет +3 - +5‰, тогда как в вышележащих формациях Минто Инлет и Ванниат эти значения повышаются до +6 - +8‰ [Asmerom et al., 1991; Kaufman, Knoll, 1995]. Отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr изменяется от 0.70561 – 0.70876 [Asmerom et al., 1991], при этом только 2 образца из формации Ванниат удовлетворяют геохимическим критериям сохранности, отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для этих образцов равны 0.70575 и 0.70624 (Рис.1.8).

1.5.7. Север Канады

Неопротерозойская последовательность в горах Маккензи северных канадских Кордильер включает в себя серии гор Маккензи и Виндермера. Первая состоит из силикокластической свиты Кэтрин (2000 м) и преимущественно карбонатных свит Литл-Дал (3000 м) и Озера Коутс (1000 м). Свита Литл-Дал отлагалась в эпиконтинентальном бассейне, она моложе 1003 млн лет (возраст детритовых цирконов в верхней свите Кэтрин [Rainbird et al., 1996]) и старше 780 млн лет, предполагаемый возраст [Jefferson and Parrish, 1989; Harlan et al., 2003] базальтового потока у ее кровли. Вышележащая свита Озера Коутс отлагалась во время активного растяжения коры и состоит из смешанных силикокластитов, эвапоритов и карбонатов.

Серия Виндермар охватывает пару оледенений и включает в себя важный терминальный неопротерозойский участок с богатым комплексом ископаемых [Narbonne and Aitken, 1995]. Для свиты Литл-Дал отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr варьируют от 0.7055до 0.70622, в то время как для свиты Озера Коутс 0.7064 - 0.7067 [Halverson et al., 2007].

1.5.8. Оман

Неопротерозойский комплекс Хакф подразделяется на три серии: Абу-Махара, Нафун (свиты Хуфай, Шурам и Буа). Абу-Махара, состоит в основном из глинистых алевролитов и илистых сланцев, в ее основании 20 м доломитовый горизонт перекрывает игнимбриты и риолиты в основании и включает в себя два отельных ледниковых интервала в свите Губрах и подсвите Фик свиты Хадир Манкил, разделенных угловым несогласием и базальтовыми вулканитами и вулканиститами Саклайской свиты. Эти два интервала коррелируют с двумя ледниковыми событиями Стерт 700 млн лет и Марино старше 635 млн лет [Brasier et al., 2000; Leather et al., 2002; Allen et al., 2004; Halverson et al., 2005]. Выше по разрезу породы свиты Абумахара сменяются отложениями свиты Хуфай, нижняя часть которой представлена в основном темно-серыми доломикритами и мелкозернистыми долоспаритами. На ней с постепенным переходом залегает свита шурам, нижняя часть которой сложена мелководно-морскими слюдяными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, с несколькими прослоями оолитовых известняков, верхняя часть разреза представлена переслаивающимися сланцами и микритовыми известняками. Последние часто состоят из плоских галечных конгломератов [Wright et al., 1990]. Шурам сменяется серией буа, сложенной в основном толсто-плитчатыми мелкозернистыми доломитами. В основании серии Нафун залегают трансгрессивные кэпкарбонаты оледенения Марино свиты Хадаш, которые непосредственно перекрывают подсвиту Фик свиты Хадир Манкил. Свита Хадаш перекрывается двумя силико-карбонатно осадочными свитами Масирах Бэй-Хуфай и Шурам-Буа, соответственно. Серия Нафун переходит в карбонатно-эвапоритовые отложения серии Ара. U-Pb возраст игнимбрита из середины свиты Фара (серия Ара) составляет 544.5±3.3 млн лет [Brasier et al., 2000], коровый материал из средней части серии Ара показывает возраст 542.0±0.3 млн лет. Для пеплового горизонта Ара U-Pb возраста 546.72±0.21 млн лет, 547.36±0.23 млн лет получена за счет корреляции положитеьной аномалии углерода в буа с пордами Намы, 550.5±1 млн лет за счет корреляции с отложениями свиты даушанто Китая [Bowring et al. 2007] Изотопный состав стронция, характерный для этого комплекса, располагается в диапазоне от 0.7079 до 0.7092 с незначительными экскурсами, минимальное значение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr составляет 0.7079 в свите Хуфай, максимальное 0.7092 в свите Буа. Изотопный состав углерода имеет широкий диапазон вариаций от -8.3‰ до +4.8‰, для серии Абу-Махара от -1.6 до -0.5, затем наблюдается положительный экскурс в свите Хуфай от 2.2 до 4.8, сменяющийся отрицательным экскурсом в свите Шурам, где значения δ^{13} С находятся в пределах от -3.9 до -8.3 и постепенно возрастают в свите Буа от -4.5 до -0.1 (Рис.1.10).

1.5.9. Шпицберген

Серия Академикенбрен состоит из 4 карбонатных формаций: Груздивбрен, Сванбергфьелет, Дракен и Баклундтопен, и почти полностью сложена известняками и доломитами. Строматолиты, оолиты, слоистые и таблитчато-слоистые микриты и косослоистые калькарениты и кальцирудиты переслаиваются по всей последовательности, которая, повидимому, была осаждена в мелководной сублиторальной морской обстановке. Она согласно залегает на терригенной серии Ветеранен и по эрозионной поверхности с перерывом перекрыта серией Полярисбрен, вблизи основания которой залегают тиллиты Варангерского гляциогоризонта, возраст которого оценивается 600-590 млн лет [Knoll, Walter, 1992; Knoll, 2000; Семихатов, 2000]. Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr варьирует в диапазоне 0.70646 – 0.70686 и только в нижней части формации Сванбергфьелет уменьшается до 0.70620. Для формации



Рис. 1.8 Sr-хемостратиграфические и возрастные характеристики ключевых разрезов второй половины верхнего рифея и нижней части венда [Кузнецов и др., 2003]

Условные обозначения: 1-11 – типы пород: 1 – известняки, 2 – строматолитовые известняки, 3 – глинистые известняки, 4 – доломиты, 5 – строматолитовые доломиты, 6 – доломиты с конкрециями кремней, 7 – сульфаты (эвапориты), 8 – тиллиты, 9 – песчано-глинистые отложения, 10 – песчаники, 11 – песчаники с гравелитами; 12 – стратиграфические несогласия; 13 – изотопный возраст (пояснения в тексте); 14-18: 14 – известняки, удовлетворяющие критериям: Mg/Ca ≤ 0.024, Mn/Sr≤ 0.2, Fe/Sr≤ 5.0, 15 – известняки, не подходящие по этим

критериям, 16 – доломиты, удовлетворяющие критериям: Mg/Ca ≥ 0.608, Mn/Sr≤ 1.2, Fe/Sr≤ 3.0, 17 – доломиты, не подходящие по этим критериям, 18 – сульфаты; Сокращения: Ашин. – ашинская, Баклунд. – Баклундтопен, Ван. – Ванидат, Джил. – Джиллен, Драк. – Дракен, Зильм. – зильмердакская, Инз. – инзерская, М. – Минто Инлет, Мин. – миньярская, Полярис. – Полярисбрен, Сванберг. – Сванбергфьелет, Ук. – укская, Х. – Хевитри, Эльбо. – Эльбобрен.

Груздивбрен величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения находятся в пределах 0.70646 – 0.70677, а изотопный состав углерода δ^{13} C варьирует около +5.9‰, и в верхней части разреза снижается до -1‰. В основании формации Сванбергфьелет продолжается понижение значений δ^{13} C до -4‰, затем изотопный состав углерода увеличивается до +5 и варьирует около этого значения. Для карбонатов формации Баклундтопен характерны первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr от 0.70662 до 0.70686 и δ^{13} C от +4.2 до +8.4‰. Серия Полярисбрен величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения лежат в интервале 0.70661 – 0.70683, преобладает относительно высокий изотопный состав углерода около +5‰.

1.5.10. Бразилия

Комплекс Арарас представлен карбонатной последовательностью мощностью около 600 м. Он расчленяется на 4 свиты (снизу-вверх): Мирассол Д'оэсте, Гуя, Сьерра До Куиломбо и Нобрес. Свита Миассол Д'оесте, залегающая на диамиктитах ледникового происхождения свиты Пага, представлена розовыми доломитами, которые выше по разрезу сменяются битуминозными известняками свиты Гуя. Их согласно перекрывают мелкозернистые, иногда брекчированные доломиты свиты Сьерра До Куиломбо. Свита Нобрес представлена переслаиванием песчаниковых доломитов, конгломератов, песчаников и алевролитов. Для комплекса Арарас не существует радиометрических дат, поскольку не найдено туфов или вулканических тел, подходящих для этой цели. Возрастные ограничения, полученные датированием глин из более молодых серий Сепотуба и Диамантино Rb-Sr методом, дали 569 ± 20 млн лет и 660 ± 60 млн лет, их можно рассматривать как максимальный возраст для этих единиц из-за возможного загрязнения детритовыми фракциями. Минимальное возрастное ограничение для осадочных единиц парагвайского пояса определяется совпадающим К-Ar и Rb-Sr возрастом 500 млн лет для гранита Сан-Висенте, который прорывает серию Куяба. Палеонтологическая запись дает дополнительные возрастные ограничения. Ряд неопротерозойских микрофоссилий был обнаружен в комплексе Apapac, включая Bavlinella faveolata и Siphonophycus sp., Symplassophaeridium sp. Leiosphaeridia sp., Soldadophycus bossii, Eoholynia corumbennsis, нити цианобактерий и возможные простейшие [Gaucher et al., 2003]. Комплекс Арарас перекрывается мощным терригенным комплексом Альто Парагвай. По хемостратиграфическим и литологическим построениям время формирования отложений укладывается в промежуток 600542 млн лет назад. Изотопное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для свиты Мирассол Д'оэсте варьирует пределах от 0.7074 до 0.7082, значения δ^{13} C располагаются в отрицательной области от -5 до - 3‰. Для свиты Гуя ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношение составляет 0.7079, значения δ^{13} C снизу вверх возрастают от -5 до -2‰. Изотопный состав углерода формаций Сьерра до Куиломбо и Нобрес имеет выдержанный состав и варьирует от -2 до 0‰, отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr изменяется от 0.7081 до 0.7088 [Nogueira et al., 2007].

1.5.11. Свита Даушанто южного Китая

Неопротерозой-кембрийские породы широко обнажены в Южном Китае в области Трех Ущелий приблизительно в 30 км к западу от Ичана вдоль реки Янцзы. Свита Даушанто мощностью около 250 метров подразделяется на 4 пачки. Пачка 1 мощностью ~5 м, характеризующаяся необычными осадочными и диагенетическими особенностями, такими как, строматолито-подобные структуры, шатрово-подобные структуры, пластовые трещины, и веера барита в кэп-карбонатах. Пачка 2 содержит много раннедиагенетических кремнистых конкреций с различными окаменелостями эмбрионов животных, многоклеточных морских водорослей, акантоморфные акритархи, волокнистых и коккоидальных цианобактерий. В пачке 3 преобладают доломиты. Пачка 4 мощностью 6 м, состоит из черного сланца и чрезвычайно обогащена органическим углеродом. Возраст свиты Даушанто в области Ущелий Янцзы ограничен U-Pb возрастом по цирконам из трех пепловых слоев методом TIMS. U-Pb возрасты цирконов составляют: для пеплового слоя в пределах первой пачки 635.2±0.6 млн лет, 632.5±0.5 млн лет для пеплов у основания второй пачки, 551.1±0.7 млн лет для пепла из верхней части четвертой пачки (Рис.1.9) [Condon et al., 2005]. Изотопный состав стронция, характерный для этой свиты располагается в интервале от 0.7080 до 0.7091 с некоторыми положительными и отрицательными экскурсами, наименьшее значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения отмечается в верхней части второй пачки и составляет 0.7077. Изотопный состав углерода имеет широкий диапазон вариаций от -5‰ до +5‰, при этом для второй пачки он имеет относительно однородный состав около +5‰, за исключением экскурса до -5‰ в верхней части разреза [Sawaki et al., 2010b].

1.5.12. Кратон Калахари, Намибия

Позднепротерозойские отложения кратона Калахари (Намибия) представлены породами комплекса Витвлей (формации Корт и Бушмансклип), нижней частью комплекса Нама (формации Куибис и большая часть Шварцранд) и их местными аналогами. Отложения формации Корт перекрывают диамиктитовый горизонт формации Блаубекер и представлены в нижней части тонкоплитчатыми известняками, а в верхней – песчаниками. Розовые массивные доломиты нижней части формации Бушмансклип сменяются тонкоплитчатыми, а затем массивными известняками. Отложения формации Куибис согласно залегают на нижележащих породах и сложены в основном терригенными отложениями (песчаниками и алевролитами) с

прослоями доломитов. В разрезе присутствует горизонт массивных известняков. U-Pb возраст цирконов из туфового горизонта в верней части формации составляет 548±1 млн лет, а из туфового горизонта, лежащего на 130 м ниже неопротерозой-кембрийской границы, 543.3±1 млн лет. Породы формации Куибис перекрываются отложениями формации Шварцранд. В основании формация представлена песчаниками и алевролитами, которые сменяются массивной пачкой строматолитовых, а затем тонкоплитчатых известняков. Изотопный состав углерода варьирует в широких пределах от -5‰ до +5‰ (Puc.1.10) [Saylor et al., 1998].



Рис.1.9 Изотопный состав стронция и углерода свиты Даушанто (Южный Китай)


Рис.1.10 Изотопный состав стронция и углерода Омана [Burns et al., 1994; Bowring et al., 2007]

1.6. Кривые вариаций изотопного состава Sr и C

Восстановление первичных Sr-изотопных характеристик среды седиментации эпигенетически не измененных карбонатных осадков древних и молодых бассейнов возможно при изучении изотопного состава Sr в водах мирового океана и сообщающихся с ним бассейнов. Уже давно установлен изменчивый характер вариаций отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в ходе геологического времени под влиянием нескольких глобальных факторов [Veizer, 1989; Кузнецов и др., 2012, 2014]. В последние десятилетия отечественные и зарубежные исследователи проводят изучение изотопного состава стронция в палеоокеане. Исследование разрезов карбонатных пород докембрийского возраста приводит к получению большого количества Sr-, C- и O-изотопных данных, на основе которых строятся стандартные кривые вариаций этих значений.

Первую модель изменения изотопного состава стронция в докембрийском океане, построенную на небольшом количестве данных, составил Вейзер с соавторами [Veizer, Compston, 1976]. Она показывала однонаправленное значительное увеличение 87 Sr/ 86 Sr отношения на протяжении всего протерозоя (Puc.1.11). Дальнейшее изучение карбонатных разрезов Северной Америки и Арктики, подтвердило общую тенденцию роста 87 Sr/ 86 Sr отношения в рифейской морской воде [Derry et al., 1989, 1992, 1994; Kaufman et al., 1993, 1996], за исключением двух кратковременных спадов этого отношения (Адрарское событие около 900 млн лет назад [Veizer et al., 1983] и событие Шалер, 800-750 млн лет назад [Asmerom et al., 1991]).

В 90-е годы к решению проблемы построения кривой и изучения докембрийских карбонатов подключились российские исследователи. И.М. Горохов с коллегами опубликовали результаты определения изотопного состава стронция в пограничных отложениях среднего и верхнего рифея Сибири, полученные с использованием строгих геохимических критериев сохранности карбонатных пород, и применили методику селективного растворения для удаления вторичных карбонатных фаз [Горохов и др., 1995] (Рис.1.12). Ими было установлено, что 1100-850 млн лет назад отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде не только не повышалось, а несколько уменьшалось на общем фоне низких его значений. Дальнейшие работы по изучению сибирских комплексов [Хабаров и др., 1998; Семихатов и др., 1998; Виноградов и др., 1998; Кузнецов и др., 2000; Bartley et al., 2001], подтвердили низкие (<0.7062) значения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде в конце среднего - начале позднего рифея. Работы А.Б. Кузнецова и его соавторов по стратотипу рифея на Южном Урале [Кузнецов и др., 1997, 2000; Кузнецов, 1998; Gorokhov et al., 1996] показали, что отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7053-0.7061) сохранились в палеоокеане почти до конца позднего рифея (Рис. 1.11).

С. Якобсен и А. Кауфман [Jacobsen, Kaufman, 1999] обобщили данные об изотопном составе стронция в неопротерозойских (верхнедокембрийских) карбонатных породах и показали, что изотопная кривая имеет отклонения от прямой линии, существуют положительные и

отрицательные экскурсы (Рис.1.15). Для возрастного интервала 800-750 млн лет авторы отметили низкое (до 0.7056) отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (событие Шалер) и последующие его колебания в пределах 0.7063-0.7075. Эти изменения кривой связывали с тектоническими событиями и/или климатическими перестройками. Относительно более древних горизонтов рифея, С. Якобсен и А. Кауфман сослались на некоторые свидетельства низкорадиогенного изотопного состава стронция в морской воде 1100-800 млн лет назад, но подробно не рассмотрели этот вопрос [Семихатов, 2002].

Следующим этапом пополнения базы данных вариаций ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения в палеоокеане было изучение карбонатных разрезов верхов среднего – низов верхнего рифея Учуро-Майского региона М.А. Семихатовым с соавторами [Семихатов и др., 2002]. На основе изотопных данных по 19 образцам пограничных отложений среднего и верхнего рифея Учуро-Майскомго и Туруханского регионов была построена новая стандартная кривая изменения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения в морской воде 1050-1000 млн лет назад. Используя свои и литературные данные, авторы предложили самую детальную картину изменения изотопного состава Sr докембрия для интервала 1350-800 млн лет назад. Наиболее полные кривую вариаций рифея (Рис. 1.12) и венда (Рис. 1.13) на основе проведенных исследований и обобщений опубликованных данных составил А.Б. Кузнецов с соавторами в 2014 году.

В дальнейшем многие зарубежные авторы предлагали свои варианты стандартной кривой вариаций изотопного состава стронция, [Sawaki et al., 2010a, b; Halverson et al., 2010], (Puc.1.14), которые в вендской части практически не отличаются от таковых российских исследователей [Кузнецов и др., 2003, 2014], в то время как в рифейской значения 87 Sr/ 86 Sr завышены по сравнению с российской. Это обусловлено тем, что, к сожалению, не во всех исследованиях применяется отбор наименее измененных образцов на основе геохимических критериев сохранности изотопных систем, вследствие чего на кривую попадали значения, не отвечающие первично-изотопному 87 Sr/ 86 Sr отношению, что отразилось на разбросе значений. Последняя наиболее полная кривая вариаций для венда-кембрия была опубликована в 2016 году Ксяо с соавторами [Xiao et al, 2016]. Эта кривая наиболее полно отображает все имеющиеся данные изотопного отношения стронция свиты Даушанто Южного Китая, а также все данные по Оману. Стоит отметить, что между этими значениями в интервале 565-550 млн лет существует достаточно большой разброс: карбонаты Омана показывают экскурс 87 Sr/ 86 Sr отношения до 0.7085 в интервале 560-555 млн лет, при этом в свите Даушанто этого экскурса не наблюдается. Похожую тенденцию к снижению значений показывают карбонаты Вонока.



Рис.1.11 Стандартная кривая вариаций изотопного состава стронция в воде палеоокеана [Xiao et al., 2016].





Условные обозначения: 1 – известняки, удовлетворяющие геохимическим критериям отбора наименее измененных образцов (Mn/Sr < 0.2, Fe/Sr < 5 и Mg/Ca < 0.024); 2 – известняки, удовлетворяющие геохимическим критериям отбора, но не имеющие строгой геохронологической привязки; 3 – известняки не удовлетворяющие критериям (Mn/Sr < 0.2, Fe/Sr < 5 и Mg/Ca < 0.024); 4 – доломиты; 5 – гипсы; 6 –бариты; 7 – линия, отражающая вариации изотопного состава Sr в океане.

Цифры на рисунке:

1 – серия Семри, Индия [Ray et al., 2003]; 2 – казымовская пачка саткинской свиты, Южный Урал [Кузнецов и др., 2008]; 3 – кютингдинская свита, Оленекское поднятие Северной Сибири [Горохов и др., 1995]; 4 – котуйканская свита, Анабарское поднятие Северной Сибири [Покровский, Виноградов, 1991]; 5 – формация Ньюленд, надсерия Белт, Скалистые горы Северной Америки [Hall, Veizer, 1996];6 – березовская пачка бакальской свиты, Южный Урал [Кузнецов и др., 2005]; 7 – юсмастахская свита (билляхская серия), Анабарское поднятие [Покровский, Виноградов, 1991]; 8 – дебенгдинская свита, Оленекское поднятие [Горохов и др., 1995]; 9 – формация Сосайте Клифс, Северная Канада [Kah et al., 2001]; 10 – малгинская свита, Учуро-Майский регион Юго-Восточной Сибири [Семихатов и др., 2002]; 11 – сухотунгусинская свита, Туруханское поднятие Центральной Сибири [Горохов и др., 1995]; 12 – нерюенская свита, Учуро-Майский регион [Семихатов и др., 2002]; 13 – шорихинская и туруханская свиты, Туруханское поднятие [Горохов и др., 1995];14 – пачки I5, I6 и I10 серии Атар, Северная Африка [Veizer et al., 1983]; 15 –инзерская свита, Южный Урал [Кузнецов и др., 1997, 2003, 2006]; 16 – формация Биттер Спрингс, Центральная Австралия [Walter et al., 2000; Hill, Walter, 2000]; 17 – миньярская свита, Южный Урал [Кузнецов и др., 2003, 2006]; 18 – серия Литл Дал, Северная Канада [Halverson et al., 2007]; 19 – серия Шалер, Арктическая Канада [Asmerom et al., 1991]; 20 – серия Академикенбрен, Шпицберген [Derry et al., 1992; Halverson et al., 2007]; 21 – серия Котс Лейк, Северная Канада [Halverson et al., 2007]; 22 – формация Растоф, Северная Намибия [Yoshioka et al., 2003]; 23 – укская свита, Южный Урал [Кузнецов и др., 2003, 2006]; 24 – формация Твития надсерии Ундермир, Северная Канада [Rooney et al., 2014]; 25 – формации Брайтон, Юго-Восточная Австралия [Mckirdy et al., 2001]; 26 – формация Этина, Юго-Восточная Австралия [Mckirdy et al., 2001]; 27 – формации Трезона, Австралия [Mckirdy et al., 2001]; 28 – формация Омбатайе, Северная Намибия [Halverson et al., 2007].



Рис.1.13 Вариации отношения 87 Sr/ 86 Sr в океане вендского периода и в раннем кембрии по [Кузнецов и др., 2014] с дополнениями автора. Условные обозначения: см. Рис. 1.12.Цифры на рисунке: 1 – основание цаганоломской свиты, нижняя часть, Западная Монголия [Brasier et al., 1996; Кузнецов и др., 2014]; 2 – формация Майеберг, Намибия [Halverson et al., 2007]; 3 – цаганоломская свита, Дзабханский микроконтинент, Западная Монголия [Vishnevskaya et al., 2015]; 4 – формация Гуйа, Бразилия [Alvarenga et al., 2008]; 5 – формация Даушанто, Южный Китай [Yang et al., 1999]; 6 – формация Карлайа, Австралия [Walter et al., 2000]; 7 – маастахская свита хорбусуонской серии, Оленекское поднятие [Вишневская и др., 2013б]; 8 – баянгольская свита, Дзабханский микроконтинент, Западная Монголия [Vishnevskaya et al., 2015]; 9 – формация Нарана, Австралия [Walter et al., 2000]; 10 – формация Вонока, Австралия [Walter et al., 2000]; 11 – усть-юдомская свита, нижняя часть, Учуро-Майский регион [Семихатов и др., 2003]; 12 – формация Деньджин, Южный Китай [Sawaki et al., 2010b]; 13 – формации Зарис и Урусис, Южная Намибия [Kaufman et al., 1993]; 14- формация Блюфлауэр, надсерия Уиндермир, Северная Канада [Narbonne et al., 1994]; 15 цаганоломская свита, верхняя часть [Крамчанинов, Кузнецов, 2014]; 16 – усть-юдомская свита, верхняя часть, р. Алдан, Восточная Сибирь [Nicholas, 1996]; 18 – свита пестроцветная, томмотский ярус, р. Алдан [Derry et al., 1994; Nicholas, 1996]. Сокращения: ND – немакит-далдынский ярус, € – кембрий





Для отображения изменения изотопного состава C, также, как и для Sr, построен ряд кривых. Первые кривые были опубликованы в 90-е гг. 20 века [Knoll, Walter, 1992; Derry et al., 1994]. На этих кривых показано, что изотопный состав углерода до 600 млн лет изменялся в интервале от +3 до +4‰, а затем постепенно снижался до 0‰, при этом отмечено два экскурса в отрицательную область значений δ^{13} C в интервале от 780 до 770 млн лет и от 590 до 600 млн лет. Дальнейшее изучение вариаций изотопного состава углерода привело к немалым изменениям облика кривой за счет уточнения и дополнения её кондиционными данными. Были установлены периоды с аномально положительные и (до +12‰ и более) и отрицательными (до -10‰ и более) величинами δ^{13} C. Отрицательные экскурсы отвечают ледниковым периодам Стерт, Рапитан, Варангер, Марино и Гаскье, а положительные межледниковым эпохам (Рис. 1.15).

Современную кривую изотопного состава углерода, основанную на детальном изучении опорных разрезов мира, представил Г.П. Халверсон и его соавторы [Halverson et al., 2005, 2006, 2007, 2010]. Она отличается большим количеством экскурсов, как в отрицательную, так и в положительную область значений δ¹³С (Рис. 1.15).

Анализ опубликованных результатов исследований вариаций изотопного отношения Sr в воде палеоокеана показал, что на возрастной интервал 560-550 млн лет существует дефицит кондиционных данных. Изученные карбонатные породы этого возрастного периода или подвержены вторичным изменениям, что привело к нарушению Rb-Sr изотопной системы, или имеют слабое возрастное обоснование за счет перерывов в осадконакоплении толщ. Имеющиеся данные показывают противоречивые значения. Достоверно геохронологически обоснованные отложения этого возрастного интервала в мире имеют терригенный состав. В настоящий момент геохронологическими, биостратиграфическими методами и результатами U-Pb датирования детритовых цирконов достоверно установлено время осадконакопления отложений хорбусуонской серии от 600 до 542 млн лет [Bowring et al., 1993; Grazhdankin et al., 2008; Rogov et al., 2012]. Из палеонтологических данных наиболее важными являются находки поздненеопртерозойской биоты эдиакарского и миаохенского типов и следов жизнедеятельности в хатыспытской свите, имеющих в разрезах мира четкую приуроченность к возрастному интервалу – 560-550 млн лет, а также мелкораковинных скелетных остатков, характерных для немакит-далдынского горизонта в туркутской свите [Grazhdankin et al., 2008; Rogov et al., 2012].

Изучение стронциевых изотопных характеристик карбонатных отложений неопротерозоя Оленекского поднятия позволит в данной работе решить проблему изотопного состава Sr в водах палеоокеана 560-550 млн лет назад.





ГЛАВА 2. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ

В данной главе приведен обзор разреза верхней части земной коры Оленекского поднятия, в котором детализировано строение осадочных комплексов и описаны этапы геологического развития Оленекского поднятия и всей Сибирской платформы.

Оленекское поднятие расположено в бассейне р. Оленек и его притоков и является крупной структурой восточной части Анабарской антеклизы на северо-восточной окраине Сибирской платформы. Границы поднятия принято проводить по выходам пермских и триасовых отложений, оконтуривая форму незамкнутого овала шириной до 200 км, вытянутого в северовосточном направлении на 250 км. В ядре Оленекского поднятия обнажаются в полого наклонном залегании породы протерозоя и кембрия, а по периферии, с трех сторон обрамляя его, моноклинально падая от ядра свода, развиты породы перми, триаса и юры (Рис. 2.1) [Сметанникова и др., 2013].

В докембрийском вертикальном разрезе верхней части земной коры ядра Оленекского поднятия (Рис. 2.2) выделяются (снизу-вверх) нижнепротерозойский, рифейский и вендский структурные ярусы. Выделение ярусов обусловлено изменением формационного состава отложений, проявлением несогласий, новообразованием или замыканием ранее существовавших структур, изменением мощностей отложений и характера их распределения в пространстве.

2.1. Кристаллические образования фундамента северо-востока Сибирской платформы (нижнепротерозойский ярус)

В составе доверхнепротерозойского фундамента выделяется Беректинский гранитзеленокаменный (тоналит-трондьемито-гнейсовый) террейн Восточно-Якутского протократона, сформированный в процессе переработки позднеархейско-палеопротерозойской коры до образования Северо-Азиатского кратона [Ковач и др., 2000, Смелов и др., 2001, 2003; Гладкочуб и др., 2008].В раннем палеопротерозое на юго-западе террейна (в современных координатах) происходило формирование субщелочных габброидов с возрастом 2326 ± 7 млн лет (Rb-Sr изотопное датирование) [Томшин и др., 2007], связанных с рифтогенезом и растяжением в начальной стадии образования пассивной окраины примыкающего на юго-западе к Беректинскому Хапчанского террейна [Smelov et al., 2010]. Средний Nd-модельный возраст источников для протолитов парагнейсов Хапчанского террейна 2.2–2.4 млрд лет [Смелов и др., 2008; Розен и др., 2006] может соответствовать возрасту источников обломочного материала для осадков, выполнявших осадочные бассейны пассивной окраины.



Рис. 2.1. Фрагмент геологической карты листа R-51 (Главный научный редактор А. П.

Кропачев).

Условные обозначения к Рис. 2.1: 1-2 –плиоцен (1-табагинская свита, 2-толща водораздельных галечников), 3 – нижний мел (кигиляхская свита), 4-5 – верхнеюрский хорбусуонский кимберлитовый комплекс (4-трубка Гоби, 5- дайки кимберлитовых брекчий, массивных и автолитовых кимберлитов), 6 - средняя юра (чекуровская свита), 7 - нижняясредняя юра (келимярская свита), 8 – нижняя юра (курунгская свита), 9 – верхний триас-нижняя юра (кыринская свита), 10-15 – нижний триас (10-ыстанахская и пастахская свиты объединенные, 11-улахан-юряхская и чекановская свиты объединенные, 12-улахан-юряхская и терютэхская свиты объединенные, 13-молодинская толща, 14-15 молодинский долеритовый комплекс: 14силлы, 15-дайки), 16 пермь (ныкабытская и тюмятинская свиты объединенные), 17-18 приуральский-биармийский отделы перми (17- булбарангдинская свита, 18-ныкабытская свита), 19-20 – приуральский отдел перми (19-ортокинская свита, 20-тастахская, тонолдинская и устьбурская свиты объединенные). 21-22 – нижний карбон (21-верхнетитехская (кысылхаинскаяи удаганская свиты) подсерия, 22-нижнетитехская (нуччаюрягинская и толуопская свиты) подсерия), 23-24 - среднепалеозойский молодоуджинский долеритовый комплекс (23-силы, 24-дайки), 25 – средний-верхний кембрий (тюссалинская свита), 26-30 – средний кембрий (26-джахтарская и силигирская свиты объединенные, 27-силигирская свита, 28 -джахтарская свита, 29-оленекская свита, 30-юнкюлябит-юряхская свита), 31-33 - нижнийсредний кембрий (31- куонамская и оленекская свиты объединенные, 32- джардахская и хардахская свиты объединенные 33-куонамская свита), 34-36 – (34- ноуйская свита, 35сылганахская и ноуйская свиты объединенные, 36- еркекетская свита), 37-38 – верхний венднижний кембрий –(37-монгусская, маттайская и тасюряхская свиты объединенные, 38кессюсинская свита), 39-41 - вендский монгусский трахибазальт-трахитовый комплекс (39дайки, 40-трубки, 41-штоки), 42 – верхний венд (туркутская свита), 43-44 – (43- хатыспытская свита, 44-мастахская свита), 45- верхний рифей (хайпахская свита), 46-47 –средний венд (46дебенгдинская свита, 47-арымасская свита), 48-49 – средневендский уэттяхский долеритовый комплекс (48 – силлы, 49-дайки), 50-51 – нижний рифей (50-кютюнгдинская свита, 51сыгынахтахская свита), 52-54 – нижнепротерозойский эекитский гранитовый комплекс (52граниты биотитовые, гранодиориты, редко кварцевые диориты, диориты, сиенит-диориты, 53граносиениты, кварцевые сиениты, 54-аплиты, гранит-аплиты, пегматиты), 55 – нижний протерозой (эекитская серия), 56 - геологические границы (а - между разновозрастными геологическими подразделениями, б - главные разломы, в - второстепенные разломы).



Рис. 2.2. Осадочная последовательность докембрийских отложений Оленекского поднятия (описание в тексте)

На северо-востоке Оленекского поднятия, где располагалась активная окраина [Розен и др., 2006], формировался комплекс пород эекитской серии. Как и другие нижнепротерозойские первично осадочно-вулканогенные образования относятся к морской терригенно-вулканогенной формации и сложены регионально измененными (зеленосланцевая фация метаморфизма) терригенными, реже вулканогенными образованиями – сланцами, филлитами, метапесчаниками, метаалевролитами, кварцитами, метавулканитами, метариодацитами, метатрахидацитами, маломощными прослоями туфов, туффитов. По степени метаморфизма и вещественному составу исходных пород серия расчленена на две толщи. В составе нижней, песчанико-сланцевой толщи (700–1600 м) развиты хлорит-кварцевые, биотит-кварцевые и биотит-мусковит-кварцевые, реже биотит-хлорит-кварцевые графитсодержащие сланцы и кварцитосланцы, с подчиненными прослоями метапесчаников, метаалевролитов, метавулканитов и пород. Верхняя, слабо метаморфизованная вулканогенно-песчаниковая толща (600–1000 м) связана с нижележащими породами постепенным переходом и сложена в основном полимиктовыми, вулканомиктовыми метапесчаниками и метаалевролитами с подчиненными прослоями филлитов, серициткварцевых, серицит-глинистых, мусковит-биотит-кварцевых графитсодержащих сланцев, а также кварцитами, метавулканитами с покровами метариодацитов, метатрахидацитов, метатрахитов, риодацитов и их туфов [Сметанникова и др., 2013].

В бассейне р. Молодо эекитская серия представлена темными метаморфическими породами – сланцами и кварцитами, предполагаемая мощность этой серии – до 2600 м [Геологическая карта.., 1969; Легенда.., 2009]. Метаморфические сланцы тонкополосчатые микро-мелкозернистые лепидобластовой, микрогранобластовой, порфиробластовой структуры, лейко-, мезо- и меланократовые. Метапесчаники мелкозернистые массивные и тонкополосчатые с бластопсаммитовой структурой, окраска их изменяется от темно-серого до черного цвета в нижней части, в верхней – до светло-серого. В нижней части разреза эекитской серии реконструируются пластовые тела лав, сложенные метавулканитами, представленными светлозелеными рассланцованными породами с вкрапленниками калиевого полевого шпата, флогопита и измененным вулканическим стеклом. Химический состав плагиоклаза, метавулканитов характеризуется повышенным содержанием кремнезема (до 56.3 %), глинозема (до 22.6 %) и калия (до 4 %) при крайне низких содержаниях натрия (0.16 %) и кальция (0.18 %) [Сметанникова и др., 2013]. Метавулканиты верхней части разреза эекитской серии представлены белесыми бледно-зелеными породами микропорфировидного строения. Вкрапленники сложены ортоклазом и, реже, альбитом. Основная масса имеет хлорит-калишпаткварцевый состав.

Палеопротерозойский возраст образований эекитской серии определяется на основе датирования гранитоидов одноименного комплекса, прорывающих породы этого

стратиграфического подразделения. Возраст эекитского гранитного комплекса составляет 2110 ± 11 млн лет (U-Pb метод по циркону).

В среднем течении р. Сололи эекитская серия имеет следующее строение (снизу-вверх): Нижнеэекитская толща м

50

10

40

70

 1. Сланцы зеленовато-серые хлорит-серицит-биотит-кварцевые с

 подчиненными прослоями метапесчаников
 100

2. Чередование метапесчаников зеленовато-серых с тонкосланцеватыми хлорит-кварцевыми сланцами

 3. Не обнажено, мелкий щебень зеленовато-серых хлоритсодержащих

 сланцев и метапесчаников до алевролитов
 100

4.Бластомилониты по неясным породам 100

5. Метаалевролиты светлые зеленовато-серые

6. Сланцы темно-серые до черных графитсодержащие с прослоями (0,5-

1,0 м) метапесчаников зеленовато-серых

 Чередование метаалевропесчаников зеленовато-серых с темно-серыми 30 мусковит-кварцевыми сланцами

Верхнеэекитская толща

1.Сланцы серицит-кварцевые, аспидные, темно-серые до черных, с подчиненными прослоями метапесчаников, содержащих отдельные округлые зерна 110 мориона

2. Метапесчаники, метаалевропесчаники темно-серые до черных, редкие прослои сланцев того же цвета

 3. Сланцы серицит и биотит-кварцевые графитсодержащие (участками

 сливные) ороговикованные, с подчиненными прослоями (1-3 м) метапесчаников
 100

4.Метапесчаники темно-серые, черные массивные, сливные, частично ороговикованные, редкие прослои тонкосланцеватых черных пиритизированных 80 сланцев, серицит-кварцевых

5. Сланцы черные, местами темно-серые, аспидные, переслаиваются с метапесчаниками массивными, сливными 80

6. Сланцы темно-серые до черных графитсодержащие с прослоями (0,5-1,0м) метапесчаников зеленовато-серых40

 7. Метапесчаники, метаалевропесчаники темно-серые до черных, с

 подчиненными прослоями (1-2 м) сланцев
 100

В среднем палеопротерозое началась коллизия архейских континентов и микроконтинентов, и Беректинский террейн совместно с Хапчанским вошел в состав Северо-

Азиатского кратона [Смелов и др., 2003]. В процессе палеопротерозойской коллизии на северовосточной и юго-западной периферии Беректинского террейна образовались два орогенных пояса – Эекитский и Хапчанский. Эекитский орогенный пояс был сложен образованиями активной окраины Беректинского террейна и имел северо-западное простирание. Формирование узких линейных асимметричных складок сопровождалось зеленосланцевым метаморфизмом [Шпунт и др., 1979]. Складчатые образования Эекитского орогенного пояса были прорваны постколлизионными гранитоидами S-типа около 2000–2050 млн лет назад [Розен и др., 2006; Wingate et al., 2009; Крылов и др., 1963; Гладкочуб и др., 2008]. Перглиноземистый состав и принадлежность пород к гранитам S-типа свидетельствует о метаосадочной природе их источника. Согласно ряду геохимических критериев, можно предположить, что источник гранитоидов имел смешанный пелито-псаммитовый состав [Гладкочуб и др., 2008]. Хапчанский орогенный пояс. представленный Оленекской зоной тектонического меланжа И протягивающийся в северо-западном направлении, был сформирован позднее. Возраст гранулитового метаморфизма – 1970 млн лет [Смелов и др., 2008]. Nd-модельный возраст источников для протолитов пород Оленекской зоны тектонического меланжа (преимущественно 2224–2281 млн лет [Смелов и др., 2001]) может свидетельствовать о тектонической переработке пород, выполнявших ранее существовавшую пассивную окраину Хапчанского террейна. Орогенный пояс возник в результате причленения Беректинского и Хапчанского террейнов совместно с Эекитским орогенным поясом к расположенным западнее Далдынскому и Тюнгскому террейнам, синхронно с образованием Билляхской зоны тектонического меланжа Анабарского щита, представляющей собой коллизионный шов [Смелов и др., 2008].

2.2. Рифейские осадочные комплексы (рифейский ярус)

В предрифейское время территория испытала поднятие и длительный размыв. Рифейские отложения с размывом И конгломератами В основании перекрывают палеопротерозойские толщи. Накопление морской терригенно-карбонатной вулканогенной формации знаменует начало формирования чехла платформы после длительного перерыва (около 300 млн лет), в течение которого образовывались коры выветривания. Рифейская история развития осадочных бассейнов связана с формированием двух мощных трансгрессивных седиментационных циклов, отвечающих раннему и среднему-позднему рифею. В рифейское время Оленекское поднятие представляло собой обширную карбонатную платформу, переходящую к северу и востоку в пассивную континентальную окраину в соответствии с увеличением мощности отложений в этом направлении. В этом же направлении в составе осадков появляются мощные песчано-глинистые прослои, исчезают красноцветность пород и локальные перерывы, свидетельствующие о накоплении рифейских толщ в пределах обширной шельфовой области. Частое присутствие в отложениях глауконита свидетельствует о медленных скоростях осадконакопления [Сметанникова и др., 2013].

На рубеже раннего и среднего рифея был проявлен рифтогенез, время проявления которого достаточно спорно. В пределах рифтогенных прогибов и на их плечах произошло излияние базальтов, трахибазальтов, образование лавобрекчий и туфов в подводных условиях в результате вулканических извержений центрального типа вместе с накоплением осадков [Шпунт и др., 1979; Пинчук, 1971]. Песчаные отложения находятся в тесных соотношениях с базальтами и туфами, которые вверх по разрезу сменяются глинистыми отложениями флишоидного типа. В позднерифейское время существовал мелководный морской шельфовый бассейн с терригенно-карбонатным накоплением осадков проксимальной части пассивной континентальной окраины.

В позднем рифее к пассивной окраине Северо-Азиатского кратона с востока был присоединен Усть-Ленский метаморфический террейн Яно-Индигиркого супертеррейна (микроконтинента) [Smelov et al., 2010], возраст магматического протолита роговообманковых гиперстеновых гнейсов которого определен по цирконам уран-свинцовым методом (SHRIMP) как 1910 \pm 5 млн лет [Прокопьев и др., 2007; Прокопьев, 2007]. В результате образовался мезонеопротерозойский Лено-Алданский орогенный пояс [Смелов и др., 2001, 2003; Smelov et al., 2010]. По Sm-Nd данным установлено, что источниками микрогнейсов в составе орогенного пояса служили породы двух возрастных групп – 2.5–2.2 и 1.4–1.0 млрд лет [Смелов и др., 2001]. Таким образом, время формирования Лено-Алданского орогенного пояса принимается как поздний мезопротерозой–ранний неопротерозой (поздний рифей).

В целом рифейские образования представляют собой морскую терригенно-карбонатную формацию. Нижнерифейские отложения представлены прибрежно-морскими фациями. Низы разреза сложены преимущественно терригенными породами шельфа, а верхняя, терригенно-карбонатная часть накапливалась в условиях карбонатной платформы. В основании терригенно-карбонатной части разреза – локальный размыв. В западном и северном направлениях уменьшается количество грубозернистых пород в нижней терригенной составляющей разреза, а мощность верхней части существенно увеличивается на восток, что может свидетельствовать о присутствии открытого морского бассейна в это время к северу и востоку от Оленекского поднятия. Максимальная мощность нижнерифейских отложений достигает 400 м. В кровле разреза находится силл (1473 \pm 24 млн лет, бадделеит, U-Pb SHRIMP метод), сложенный породами основного состава [Wingate et al., 2009]. В разрезе раннего рифея Оленекского поднятия выделяются сыгынахтахскую и кютюнгдинскую свиты.

Сыгынахтахская свита (*RF*₁sg) с конгломератами в основании залегает с размывом и резким угловым несогласием на нижнепротерозойской эекитской серии, участками на ее коре выветривания мощностью до 3–4 м [Шпунт и др., 1979] или на раннепротерозойских

интрузивных образованиях. Выше согласно (иногда с размывом) залегает существенно карбонатные отложения кютюнгдинской свиты. Сыгынахтахская свита представлена песчаниками кварцевыми, полевошпат-кварцевыми зеленовато-серыми с линзовидными прослоями кварцито-песчаников глауконитовых, гравелитов, конгломератов, алевролитов; в основании залегают валунно-галечные кварцевые конгломераты, гравелиты, песчаники. В разрезе свиты можно выделить четыре ритма. В общем виде разрез нижних трех ритмов представлен песчаниками пестроцветными – серыми, кремово-серыми, розово-серыми, зеленовато-серыми, красными, вишневыми полимиктовыми И вулканомиктовыми разнозернистыми, с подчиненными прослоями глауконитсодержащих кварцевых песчаников, с линзами и прослоями гравелитов. Нижняя толща сложена сероцветными терригенными породами, для средней характерны мелкозернистые пестроцветные глауконитсодержащие фации, верхняя толща состоит из песчаников светлых, сероцветных мелко-среднезернистых глауконит-кварцевых. Верхний ритм сложен грубообломочными терригенными прибрежноморскими отложениями: внизу линзовидно чередующимися пластами конгломератов, гравелитов, песчаников светло-серых, серых средне- и крупнозернистых кварцевых и полевошпат-кварцевых, связанных между собой постепенными переходами; вверху – чередованием гравелитов кварцевых, песчаников кварцевых гравийных и мелкозернистых, алевролитов. Кластогенный материал состоит из кварца, кварцитов, кремней и составляет до 70 % от основной массы породы. Мощность свиты от 65 м до 250 м в стратотипическом разрезе [Геология..., 1981]. Минеральный состав тяжелой фракции относительно стабилен. Ведущими минералами повсеместно являются циркон (50–80 %) и турмалин (5–25 %); нередко в ассоциации с пиритом, ругилом, ильменитом, брукитом, корундом, анатазом, шпинелью, роговой обманкой, эпидотом, гранатом, магнетитом.

Возраст основания свиты определен по глаукониту К-Аг методом и составляет 1435– 1380 млн лет [Шпунт и др., 1979]. В средней части разреза свиты в Бурской скважине выявлены акритархи Leiosphaeridia minutissima (Naum.), L. obsuleta (Naum.), L. Crassa (Naum.), L. jacutica (Tim.), Satka squamifera (Pjay.), S. favosa (Jank.), Simia annulare (Tim.), Tchuja zonalis (Stan.) и др., нитчатые водоросли Polyedryxium sp., Floris sp. (определения Т. Ф. Субицкой) [Сметанникова и др., 2013].

Кютюнгдинская свита (RF₁kg) согласно, иногда с размывом налегает на сыгынахтахскую свиту. Граница между свитами проводится по первому пласту доломитов с Kussiella kussiensis Kryl. [Шпунт и др., 1979]. Свита имеет преимущественно карбонатный состав и сложена чередующимися пластами и пачками доломитов, водорослевых и оолитовых известняков, песчаников глауконитсодержащих, алевролитов, аргиллитов; отмечены прослои и линзы кремнистых пород, включения кремней, ангидритов. В составе кютюнгдинской свиты

выделяется три подсвиты суммарной мощностью 240–270 м. Нижняя подсвита мощностью 70– 80 м, представлена доломитами, алевролитами, песчаниками, известняками водорослевыми серыми, светло-серыми, красновато-серыми, вишнево-серыми; в основании залегают гравелистые глауконитсодержащие песчаники и доломиты, вверху – горизонт зеленовато-серых доломитов с караваеобразными обособлениями красных и вишнево-серых биогерм строматолитов, со стяжениями серых и зеленовато-серых кремней мощностью 12–18 м. Средняя подсвита (80–90 м) сложена доломитами и известняками водорослевыми кремово-серыми с линзами кремней голубовато-серых, зеленовато-серых, алевролитами, кремнистыми породами. Для верхней подсвиты (90–100 м) характерны доломиты серые, кремово-серые, зеленовато-серые с включениями серых и черных кремней, с линзами и маломощными прослоями глауконитовых песчаников, алевролитов, кремнистых пород, а также горизонты оолитовых известняков, водорослевых известняков [Сметанникова и др., 2013].

Обоснование нижнерифейского возраста кютюнгдинской свиты основывается на результатах геохронологических исследований и определений фаунистических остатков. Изотопный возраст пород свиты определен К-Аг методом по глаукониту и составляет 1353–1319 млн лет [Сметанникова и др., 2013]. Однако, эти данные следует считать омоложенными, поскольку возраст долеритов уэттяхского силла, рвущих доломиты кютюнгдинской свиты, полученный уран-свинцовым методом по бадделеиту, составляет 1473 \pm 24 [Michael et al., 2009]. В отложениях свиты определены строматолиты *Kussiella kussiensis (Masl.) Kryl., Nucleellafibrosa Kom., Stratiferaflexurata Kom., S. undata Kom., Gongylina differenciata Kom., Colonnella discreta Kom.*, и микрофитолиты *Radiosusovale Zabr.* [Сметанникова и др., 2013].

Среднерифейские терригенно-карбонатные вулканогенные отложения залегают с размывом, стратиграфическим несогласием и перерывом на нижележащих. Нижняя часть разреза (арымасская свита) относится к фациям рифтогенных прогибов. В ней присутствуют вулканогенные породы: трахибазальты, базальты, лавобрекчии и туфы. Верхи среднего рифея (дебенгдинская свита) представлены терригенно-карбонатными прибрежно-морскими фациями выполнения рифтогенных прогибов и с размывом перекрывают нижележащие вулканогенноосадочные толщи [Сметанникова и др., 2013]. Наличие трещин усыхания на кровлях пластов свидетельствует о кратковременных локальных регрессиях и выводах на дневную поверхность прибрежных участков внутреннего шельфа. Общая мощность среднерифейской толщи составляет до 800 м.

Арымасская свита (*RF*₂*ar*) имеет терригенно-карбонатный состав и была сформирована в условиях морского прибрежного мелководья. На подстилающей кютюнгдинской свите залегает со стратиграфическим несогласием [Геология..., 1970], а в районе Салабынского выступа ложится непосредственно на сыгынахтахскую свиту. В основании свиты в виде изолированных

выходов залегает пачка вулканогенных пород (трахибазальтов, базальтов, лавобрекчий и туфов). Изолированность выходов этих пород обусловлена принадлежностью к разным эруптивным аппаратам, пространственно и генетически связанным с силлам позднепротерозойских долеритов (уэттяхский комплекс). Поэтому можно довольно уверенно предполагать, что толща формировалась в подводных условиях в результате вулканических извержений центрального типа вместе с накоплением осадков арымасской свиты [Сметанникова и др., 2013]. Вышележащий разрез свиты делится на две подсвиты. Нижняя подсвита, терригенная (до 150 м), сложена песчаниками серыми и зеленовато-серыми преимущественно мелкозернистыми, реже среднезернистыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми, содержащими глауконит, а также песчаниками известковыми, алевролитами и алевропесчаниками. Верхняя, карбонатная (до 140 м), образована строматолитовыми известняками и доломитами, алевролитами, аргиллитами, песчаниками глауконитсодержащими. Общая мощность свиты 240–290 м.

Полученный изотопный возраст 1340 ± 66 млн лет (К-Аг метод по валу) по базальтам из основания арымасской свиты свидетельствует о формировании вулканической пачки на границе нижнего и среднего рифея. Возраст пород нижней подсвиты определен по глаукониту К-Аг методом и составляет 1250 млн лет, Rb-Sr методом – 1241 млн лет, пород верхней подсвиты (К-Аг метод по глаукониту) –1165 млн лет [Сметанникова и др., 2013].

Дебенгдинская свита (RF2db) отделена от арымасской свиты перерывом, о чем свидетельствует наличие коры выветривания в нижней глинистой пачке и трансгрессивное залегание ее на разных горизонтах арымасской свиты [Шпунт и др., 1979]. Свита иногда согласно, участками с размывом, перекрывается отложениями верхнерифейской хайпахской свиты. В строении свиты терригенно-карбонатной дебенгдинской свиты выделяется пять подсвит. Первая подсвита (115–120 м) сложена переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, реже песчаниками с маломощной строматолитовой линзой, мелкогалечными конгломератами, гравелитами. Пачки состоят из ритмов, начинающихся с мелкозернистых разностей пород (алевролиты, аргиллиты) и заканчивающихся более грубозернистыми (глауконит-кварцевые и кварц-глауконитовые песчаники). Верхняя поверхность пластов песчаников резкая, с четко выраженными волноприбойными знаками, иногда со слабыми следами местного размыва. Вверх по разрезу мощность песчаных прослоев и грубость обломочного материала возрастает. Вторая подсвита (85 м) состоит из трех пачек известняков серых строматолитовых (стратиферовых) и доломитов с прослоями алевролитов и песчаников зеленовато-серых. Третья подсвита (130 м), существенно терригенная, представлена алевролитами, аргиллитами, песчаниками зеленоватосерого, серого и грязно-зеленого цветов, что обусловлено разным содержанием глауконита. Четвертая подсвита (100 м) терригенно-карбонатная сложена преимущественно известняками строматолитовыми с тонкими прослоями алевролитов, аргиллитов и песчаников. Характерной

особенностью подсвиты является желтовато-бурая окраска пород. Пятая подсвита (115–120 м) образована доломитами строматолитовыми серыми и розовыми с линзами кремней и редкими прослоями темно-серых, почти черных аргиллитов, а иногда и алевролитов. Песчаники и алевролиты нижних четырех подсвит и известняки второй подсвиты дебенгдинской свиты в различной мере обогащены глобулами глауконита. Общая мощность дебенгдинской свиты – до 555 м [Сметанникова и др., 2013].

Среднерифейский возраст дебенгдинской свиты обоснован геохронологическими данными. Изотопный возраст глауконитсодержащих песчаников из низов дебенгдинской свиты составляет 1170 ± 10 млн лет, из верхов – 1070 ± 10 млн лет [Геологическая..., 1970]. Наиболее достоверен изотопный возраст дебенгдинской свиты по согласующимся между собой Rb-Sr изохронным и K-Ar возрастным значениям, равным соответственно 1262 ± 13 и 1287 ± 16 млн лет по глаукониту из двух нижних подсвит [Горохов и др., 2006]. В известняках свиты определены строматолиты *Anabaria radialis Kom., A. dirergene Kom., Platella protensa Kom., Conophyton garganicum Kom., Jacutophyton divilgatum Schap., J. multiforma Schap., Colonnella sp.* и др. Для верхов свиты характерны строматолиты *Colonnella cormosa Kom., Malginella zipandica Kom. et Sem., Stratifera nekulediica Gol.*, в основании свиты – *Conophyton metula Kir., Jacutophyton cognitum Schap.*

Верхнерифейские отложения представлены хайпахской свитой и относятся к фациям мелководного морского бассейна и с локальными размывами перекрывают среднерифейские. Осадочный разрез подразделяется на нижнюю терригенную и верхнюю терригенно-карбонатную части, характеризующие шельфовый бассейн. Отмеченные следы кор выветривания в верхней части разреза указывают на предвендский перерыв в осадконакоплении. Мощность верхнерифейских отложений увеличивается в северо-западном направлении от 200–250 до 488 м в сторону открытого морского бассейна.

Хайпахская свита (*RF*₃*hp*) по данным одних исследователей [Шпунт и др., 1979] залегает с размывом, по данным других [Сметанникова и др., 2013] согласно на среднерифейских отложениях (известняках дебенгдинской свиты). Свита сложена терригенными и карбонатными отложениями. Ее нижняя половина (60–120 м) терригенная; на глауконитсодержащих алевролитах, аргиллитах и песчаниках мощностью 30–50 м залегают песчаники кварцевые, кварц-полевошпатовые глауконитовые мощностью 30–70 м. Верхняя половина (110 м) терригенно-карбонатная, сложена известняками и доломитами, нередко водорослевыми, с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. Мощность свиты 170–230 м [Сметанникова и др., 2013].

Изотопный возраст пород хайпахской свиты по глаукониту К-Аг методом определен в пределах 1035–920 млн лет [Комар, 1966], что соответствует верхнему рифею. В разрезе свиты

обнаружены ископаемые органические остатки (строматолиты) в терригенно-карбонатной части paspesa: Conophyton garganicus Kom., C. lituum Masl., C. metula Kir., Jacutophyton divulgatum Schap., Inzeria tjomusi Kryl., Kotuikania torulosa Kom., Jurusania cylindrica Kryl.

2.3. Вендские осадочные комплексы (вендский ярус)

Вендские отложения с угловым несогласием залегают на различных уровнях рифея. В раннем венде происходило накопление относительно мелководных терригенно-карбонатных отложений. В начале позднего венда отлагались относительно глубоководные битуминозные известняки, а в конце (в условиях мелководья) – водорослевые доломиты.

В самом конце позднего венда господствовали спокойные обстановки накопления терригенно-карбонатных отложений в мелководном морском бассейне в условиях аридного климата в пределах карбонатной платформы. Вендские отложения Оленекского поднятия хорбусуонской серии (маастахская, хатыспытская, туркутская свиты) образуют единый трансгрессивный цикл мелководных морских, прибрежных и лагунных терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных отложений [Сметанникова и др., 2013].

Маастахская свита (V₁ms) по составу неоднородная, сложена терригенными и карбонатными отложениями, залегающими с угловым несогласием на разных горизонтах рифея. Установленная глубина предмастахского размыва достигает 600 м [Геологическая карта..., 1967]. Свита делится на две подсвиты: нижнюю – терригенную и верхнюю – карбонатную. Нижняя подсвита (до 40 м) представлена в основном песчаниками грубозернистыми разноцветными кварцевыми, кварц-полевошпатовыми, с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов; в меньшей мере присутствуют песчаники – от крупнозернистых до мелкозернистых. Нередко в основании подсвиты наблюдались линзы ожелезненных слабосцементированных красно-бурых конгломератов мощностью до 4–5 м.

Верхнемаастахская подсвита (до 45 м) сложена доломитами светло-серыми, серыми, нередко известковистыми, реже известняками с линзами серых и темно-серых кремней. В кавернозных разностях доломитов нередки точечные выделения битумов. Общая мощность свиты варьирует от 30 до 90 м. В тяжелой фракции пород установлена рутил-гранат-цирконовая ассоциация, с содержанием большого количества турмалина, апатита, пирита, единичных знаков золота [Сметанникова и др., 2013].

Разрезы маастахской свиты наиболее широко представлены по р. Хорбусуонка. Контакт свиты с перекрывающими ее отложениями известен в обнажении по правобережью р. Хорбусуонка в 1,5 км выше устья ее левого притока - ручья Хаялах, а подошвы – по левобережью ручья Мал. Мастах, в 7 км от его устья. Здесь на строматолитовых доломитах хайпахской свиты без видимого углового несогласия залегают (снизу-вверх):

 Доломиты светло-серые, серые, микрозернистые, массивные, грубоплитчатые, с редкими тонкими линзовидными прослойками темно-серых 0.6 кремней

2. Доломиты светло-серые, с красноватыми и зеленоватыми полосами мелкозернистые, тонко- и средне- тонкоплитчатые

3. Доломиты известковистые светло-серые, с розоватым, желтоватым оттенком, микрозернистые, грубоплитчатые с линзовидными прослоями (мощность до 5-10 см) серовато-белого, молочно-белого опаловидного кварца

4. Перерыв в наблюдениях

Доломиты светло-серые, микрозернистые, иногда окремненные,
 известковистые, среднеплитчатые, с линзами и стяжениями темно-серых кремней и
 9 опаловидного кварца

6. Песчаники кварцевые (хатыспытская свита, первая пачка) >5

Мощность свиты от 20 м на юге до 50 м (по правобережью р. Хорбусуонка, напротив устья ручья Мал. Мастах) на севере.

Нижняя подсвита маастахской свиты известна в левом борту р. Хорбусуонка, у устья р. Артыджах [Сметанникова и др., 2013], где на черных аргиллитах низов разреза хайпахской свиты с глубоким размывом залегают снизу-вверх:

1. Песчаники и гравелиты кремовато-серые, серые, красновато-бурые кварцевые, с многочисленной мелкой галькой кварца на плоскостях напластования; песчаники грубые, косослоистые толстоплитчатые

 Песчаники бурые, красновато-бурые кварцевые, полевошпат-кварцевые грубозернистые, косослоистые, с линзами мелкогалечных конгломератов и гравелитов
 18-

20

20

1.9

3.7

23

3. Доломиты кремовые, желтоватые, светло-серые (верхнемаастахская >5 подсвита)

Общая мощность нижнемаастахской подсвиты 40 м.

Верхнемаастахская подсвита имеет широкое площадное распространение и встречается в бассейне р. Хорбусуонки, по ее притокам (реки Хатыспыт, Атырджах, ручей Кривой и др.), в верховьях рек Ары-Мас, Улахан-Сололи, а также на водораздельной части рек Дебенгде -Куччугуй-Уэттях (бассейн р. Кютюнгде). Разрез, отражающий полный объем верхнемаастахской подсвиты, известен в правом борту р. Хорбусуонка, в 3 км от устья р. Атырджах, где на породах нижнемаастахской подсвиты согласно залегают снизу-вверх [Сметанникова и др., 2013]: 1. Доломиты светло-серые слоисто-плитчатые с многочисленными черными 20 кремнями

2. Доломиты светлые, желтовато-серые массивные кавернозные с гнездами 40 кварца и линзами кремней

3. Терригенные отложения (нижнехатыспытская подсвита) >5

Мощность верхнемаастахской подсвиты составляет 60 м. В бассейне р. Кютюнгде маастахская свита отсутствует, что связано либо с ее полным уничтожением предхатыспытским размывом, либо же она вообще не формировалась [Хоментовский и др., 1985].

Хатыспытская свита (V_1ht) сложена преимущественно карбонатными отложениями (доломитами, известняками), залегает на подстилающей маастахской свите как согласно (правобережье р. Кютюнгде и севернее), так и с небольшим размывом, фиксируемым базальным горизонтом гравелитов и конгломератов (верховья рек Ары-Мас и Улахан Сололи). Свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю – терригенную, и верхнюю – карбонатную. Нижняя подсвита (до 25 м) сложена песчаниками светло-серыми, серыми, зеленовато-серыми мелкокрупнозернистыми кварцевыми, реже алевролитами темно-серыми, лилово-серыми, нередко известковистыми, аргиллитами черными, вишневыми, часто битуминозными; в качестве прослоев и линз присутствуют грубозернистые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Верхняя подсвита (до 50 м) представлена битуминозными доломитами и известняками, водорослевыми известняками, с подчиненными прослоями песчаников и гравелитов; отмечаются включения черных кремней. Цвет карбонатных пород различный – белый, серый, темно-серый, буровато-серый, кофейно-бурый, черный (у полосчатых разностей).

В левом борту р. Тас-Эекит в 3.5-4 км ниже устья р. Бэркэкит хатыспытская свита залегает на доломитах верхнемаастахской свиты и сложена известняками, доломитами с подчиненными прослоями алевролитов, аргиллитов, песчаников и битуминозных сланцев [Сметанникова и др., 2013]. Детальный разрез хатыспытской свиты мощностью 52 м выглядит следующим образом (снизу-вверх):

Нижнехатыспытская подсвита

М

5

 Песчаники, алевролиты зеленого, серо-зеленого, вишнево-серого цвета с прослоями и линзами гравелитов, в верхней части с вишневыми
 2 аргиллитами

2. Песчаники серые, зеленовато-серые кварцевые грубозернистые с прослоями (0,3-0,5 см) и линзами гравелитов и мелко галечных конгломератов

 Песчаники серые, серо-зеленые кварцевые мелко- и среднезернистые с прослоями грубозернистых разностей гравелитов и 3.0 мелкогалечных конгломератов

Алевролиты, гравелиты зеленые, зеленовато-серые, вишневые пятнистые, мелкооскольчатые с маломощными линзами кварцевых 2.5 мелкозернистых песчаников

5. Аргиллиты с прослоями и линзами алевролитов и мелкозернистых песчаников; породы вишневого цвета

6. Пачка переслаивания песчаников, гравелитов, алевролитов;песчаники зеленовато-серые, буровато-серые грубозернистые кварцевые,8.0

Верхнехатыспытская подсвита

7. Доломиты буровато-серые, серые о прослоями тонкоплитчатых, тонкополосчатых битуминозных известняков и полосчатых доломитов, с округлыми жеодами, заполненными кальцитом, кварцем, гематитом

 Доломиты буровато-серые, серовато-бурые массивные, толстоплитчатые битуминозные с прослоями тонкополосчатых черных 27 известняков

Туркутская свита (V2tr) фациально замещает известняки хатыспытской свиты. Взаимоотношение туркутской и хатыспытской свит по большей части нечеткое, граница проводится по смене доломитов, отличающихся по структуре, цвету (появлению кремово-серых массивных доломитов). Разными исследователями этот контакт описан как постепенный, либо несогласный – по установлению залегания груботерригенных отложений свиты с угловым несогласием на различных горизонтах подстилающих образований, вплоть до рифейских (дебенгдинской свиты) [Сметанникова и др., 2013]. Так, на р. Кютюнгде, в основании свиты описан базальный песчано-гравийно-конгломератовый горизонт преимущественно кварцевого состава мощностью 10-12 м. Конгломераты содержат хорошо окатанные гальки кварца, гранитоидов, кремнистых пород [Геологическая..., 1970]. На р. Хорбусонка в массивных светлых доломитах, с редкими прослоями водорослевых доломитов, часто пористо-кавернозных, участками отмечаются гипергенные брекчии, которые ранее [Шпунт, 1971] трактовались как один из признаков перерыва. Свита почти полностью сложена доломитами, доломитами глинистыми, доломитами битуминозными с линзами оолитовых известняков, с редкими прослоями мергелей, сланцев карбонатно-глинистых, песчаников кварцевых, алевролитов, с тонкими прослойками листоватых аргиллитов. По различиям в цвете, трещиноватости, слоистости доломитов, а также присутствию терригенных прослоев в составе свиты выделяются три пачки [Шпунт и др., 1979]. Доломиты нижней части (45-55 м) имеют преобладающую светло-серую или коричневато-серую окраску; они сильно трещиноваты, битуминозные (с кавернами). К середине этой пачки приурочены линзы оолитовых известняков. В средней части (120–170 м) разреза доломиты чаще светло-желтые плотные, с редкими прослоями мергелей; в

62

1.5



Рис.2.3 Стратиграфическая колонка разреза хорбусуонской серии (составлена Б.Б. Кочневым).

кровле этой части обычно имеются водорослевые округлые образования (или в форме конусов). Эта пачка перекрывается кварцевыми песчаниками (до 10 м), в которых присутствуют гравий и мелкие гальки кварца. Доломиты верхней части (15 м) в основном светло-серые тонкоплитчатые кавернозные, с включениями битума в кавернах, с тонкими прослойками листоватых аргиллитов; отмечаются также водорослевые доломиты с концентрически-скорлуповатой или полосчатой текстурой. Мощность свиты составляет от 90–190 м. Доломиты туркутской свиты отличаются пористостью; поры неправильной формы, часто заполнены кальцитом, пиритом, битумом, иногда в них присутствуют кварц и флюорит. Тяжелая фракция песчаников представлена единичными знаками циркона, анатаза, граната, турмалина. Стратотипический разрез туркутской свиты мощностью более 220 м известен в долине р. Оленек и приустьевой части долины р. Бороллуолах [Сметанникова и др., 2013].

Нижнетуркутская подсвита

 1. Доломиты светло-серые с голубоватым оттенком тонкозернистые

 скрытокристаллические, плотные средне-толстоплитчатые, с редкими тонкими

 прослоями (3-5 см) зеленовато-серых глинистых доломитов и мергелей

 4.5

2. Доломиты светло-серые мелкозернистые тонко-волнистослоистые 7.5 массивные

 Доломиты тонкокристаллические, серые, средне-толсто-плитчатые, плотные, нередко – кавернозные. Стенки каверн заполнены прозрачными кристаллами вторичного доломита

4.Доломиты светло-серые мелкозернистые плотные, толстоплитчатые, комковатые. Водоросли: *Glebositesgentilis Z. Zhur.*, строматолиты плохой сохранности 5.0 *Gondulinaurbanica* Kom. et Sem

5. Доломиты скрытокристаллические, светло-серые с раковистым изломом, 0.4 фарфоровидные, массивные

6. Доломиты светло-серые микрофитолитовые тонкозернистые плитчатые с полого-волнистой поверхностью наслоения. Слоистость проявляется в чередовании светло-серых и коричневато-серых слойков (3-4 мм), обогащенных органическим веществом. Микрофитолиты: *Vesicularites faveolatu* M. Stp., *V. lobatus* Reitl

7. Доломиты серые, бежевые микрозернистые волнисто-слоистые среднеплитчатые с маломощными (0.1-0.5 см) линзовидными прослоями обломочных доломитов, состоящих из беспорядочно расположенных обломков (размером 1-5 см)

64

М

3.0

0.8

пелитоморфных доломитов, сцементированных микрозернистым перекристаллизованным доломитом

8. Доломиты светло-серые мелкозернистые скрытокристаллические, с едва заметной тонкой волнистой полосчатостью темно-серого цвета. Породы 2.7 кальцитизированы

9. Доломиты серые тонкозернистые с коричневатым оттенком, толстоплитчатые и массивные, кавернозные. Каверны (от 1x1 до 2x3 мм) выполнены мелкокристаллическим белым кальцитом. В основании пласта залегает прослой (0.5 м) микрофитолитовых доломитов светло-серых. Микрофитолиты: *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V. lobatus* Reitl., *V. bothrydioformis* (Krasn.), *V. concretus* Z. Zhur., *Sinzasophyton* 6.0 *subtilis* M. Stp., *Stromatactis* sp

10. Доломиты тонко-мелкозернистые, толстоплитчатые, массивные, снеровными поверхностями наслоения и единичными Vesicularites flexuosus Reitl2.0

11. Доломиты серые, светло-серые тонко, -мелкозернистые волнистослоистые плитчатые, с редкими прослоями доломитов (2-4 см) глинистых зеленовато-серых, с мелкобугристой поверхностью наслоения, тонкоплитчатых и мергелей (до 3 см) зеленовато-серых, тонкослоистых. В светло-серых доломитах определены реликты 4.0 строматолитовой структуры с редкими *Palaeogirvanella* sp.

12. Доломиты тонкозернистые голубовато-серые, горизонтальноволнистослоистые, очень плотные, среднеплитчатые, кавернозные, трещиноватые, кальцитизированные. Некоторые прослои доломитов мощностью до 0.4 м содержат многочисленные точечные включения черного хрупкого асфальтоподобного битума, реже – в виде тонких корочек битум покрывает стенки трещин и каверн неправильной 2.0 формы

13. Чередование доломитов светло-серых и зеленовато-серых, слабоглинистых, мелкозернистых толстоплитчатых

14. Доломиты тонкозернистые, светло-серые, белые однородные фарфоровидные оскольчатой отдельности, иногда с тонкой нитевидной волнистой полосчатостью (0.5 м) темно-серого цвета, с редкими сгустками водорослей *Glebosites* 0.4 sp., *Palaeogirvanella* sp.

2.2

2.6

15. Доломиты серые, бежевые глинистые тонко- и микрозернистые, толстоплитчатые, тонкослоистые с прослоями доломитов коричневато-серых среднеплитчатых с редкими кавернами и многочисленными стилолитовыми швами

16. Доломиты микрофитолитовые, тонкозернистые органогенно-обломочные, серые, очень плотные, массивные, с редкими прослоями доломитов слабоглинистых,

зеленовато-серых, пятнистых, с отчетливой волнистой слоистостью, тонкоплитчатых, прослоями мелкокавернозных (1-2 мм). Форма и ориентировка каверн, выполненных белым кальцитом подчеркивают слоистость пород. Мощность прослоев серых микрофитолитовых доломитов 0.4-0.6 м, зеленовато-серых – 0.05-0.15 м. При микроскопическом изучении определена строматолитовая структура и редкие 4.6 микрофитолиты Vesicularites subinensis Zabr.

17. Чередование доломитов мелкозернистых, светло-серых тонковолнистослоистых, тонко-среднеплитчатых и доломитов глинистых известковистых, микрофитолитовых, мелко, -тонкозернистых, толстоплитчатых, микропористых, с везикуларитами хорошей сохранности: *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. miscellus* M. 4.0 Stp., *V. subinensis* Zabr. *Palaeogirvanella* sp. Мощность прослоев 0,4-1,2 м

18. Доломиты светло-серые, глинистые, микрофитолитовые, мелкозернистые кавернозные. Многочисленные мелкие каверны (1х2 мм) вытянуты параллельно плоскостям отдельности и подчеркивают слоистую текстуру породы. Из слоя определены водоросли: *Sinzasophytons ubtilis* M. Stp., *Vesicularites faveolatus* M. Stp., *V.* 2.0 *lobatus* Reitl

19. Доломиты серые, микрофитолитовые, мелкокристаллические, толстоплитчатые, массивные, микропористые с редкими кавернами, распределенными хаотично в породе. На выветрелой поверхности плит заметна косая слоистость. В верхней части слоя отмечаются линзовидно выклинивающиеся прослои (0.5 м) плоскогалечного доломита. Галька уплощенная, размером 2-3 см. Сложена пелитоморфным доломитом и ориентирована параллельно слоистости. Цемент – мелкокристаллический доломит. Доломиты содержат обильную микрофауну: 4,2 *Vesicularites faveolatus* M. Stp., *V. lobatus* Reitl., *Sinzasophytons ubtilis* M. Stp.

20. Доломиты коричневато-серые, мелкокристаллические массивные (0.6 м), интенсивно кальцитизированы, участками кавернозные, содержат *Vesicularites* sp. 1.4 плохой сохранности

21. Доломиты серые, почти белые, тонкозернистые фарфоровидные однородные микропористые, в верхней части с нитевидной волнистой полосатостью 0.5 темно-серого цвета

22. Доломиты коричневато-серые скрытокристаллические массивные с микросгустковой структурой, трещиноватые, с налетом чёрного хрупкого асфальтоподобного битума по стенкам трещин, водоросли *Glebosites* sp. 1.5

 23. Доломиты серые с зеленоватым оттенком волнистослоистые

 тонкоплитчатые с мелкобугристой поверхностью напластования
 0.1

24. Доломиты светло-серые, белые тонко- и скрытокристаллические среднеплитчатые, сменяющиеся в верхней части коричневато-серыми, массивными доломитами, слабокавернозными, аналогичными фарфоровидным доломитам слоя 18
 1.9

 25. Доломиты светло-серые тонкозернистые тонко-, средне-плитчатые, в

 подошве слоя белые фарфоровидные массивные
 3.7

26. Доломиты светло-серые однородные мелкозернистые толсто-плитчатые, массивные, с неровными плоскостями напластования, прослоями (до 0,4 м) 2.5 кавернозные

27. Доломиты микрофитолитовые, тонкозернистые среднеплитчатые, с перекрестной системой стилолитовых швов, с тонкими линзами (1-2 см) мергелей зеленовато-серых. Содержат: *Vesicularites. concretus* Z. Zhur., *V. lobatus* Reitl

1.8

6.0

0.6

3.9

1.7

3.5

28. Чередование доломитов мелкокристаллических коричневато-серых косослоистых с вкрапленностью кальцита и доломитов светло-серых, белых тонкозернистых средне-плитчатых.

Верхнетуркутская подсвита

1. Доломиты коричневато-серые и темно-коричневые (обогащенные битуминозным веществом) мелкозернистые, с тонкой полого-волнистой слоистостью, кавернозные массивные. Нитчатые водоросли *Sinzasophyton* sp. *с* единичными 2.3 экземплярами *Vesicularites* cf. *lobatus* Reitl

2. Доломиты светло-серые мелко-тонкозернистые средне-толстоплитчатые фарфоровидные

3. Доломиты коричневато-серые, прослоями светло-серые, с едва заметной волнистой слоистостью тонко- и скрытозернистые средне-толстоплитчатые, в верхней части слоя – массивные. Отмечаются стилолитовые швы и редкие каверны, содержат нитчатые водоросли – строматолитообразующие *Sinzasophyton subtilis* M. Stp.

4. Доломиты серые тонкозернистые средне-толстоплитчатые

5. Чередование доломитов светло-серых скрытозернистых полосчатых и доломитов серых тонко-мелкозернистых кавернозных средне- толстоплитчатых. Первые содержат *Sinzasophyton subtilis* M. Stp., *Palaeogirivanella* sp.

6. Доломиты желтовато-серые с волнистыми тонкими полосками (1-2мм) темно-серого цвета, мелкозернистые, участками с повышенной кавернозностью. В центральной части слоя отмечен прослой (0.4 м) микрофитолитового доломита с *Vesicularites lobatus* Reitl., *Vesicularites concretus* Z. Zhur, *Volvatellavadosa* Z. Zhur. Это прослой совместного нахождения онколитовых форм катаграфий пузырчатого 6.5 микростроения

7. Чередование доломитов глинистых светло-серых тонко-, мелкозернистых, участками микропористых, плитчатых и коричневато-серых, неравнослоистых с прерывистой мелковолнистой полосчатостью желтовато-коричневого цвета мощностью1-2 мм, толстоплитчатые, массивные. Участками отмечаются стилолитовые швы (высота столбчатых выступов 0.3-1.0 см). Мощность прослоев 0.4-0.8 м, границы их нечёткие. Породы интенсивно кальцитизированы, трещиноваты. Содержат 5.1 микропроблематику: *Vesicularites concretus* Z.Zhur

8. Чередование светло-серых, белых доломитов толстоплитчатых тонкополосчатых, полосы коричневого цвета толщиной 0.5-1.0 мм и доломитов серых скрытокристаллических с мелкими неравномерно распределенными в породе В белых разностях определены: Sinzasophyton subtilis M. кавернами. Stp., Glebositesgentilis Z. Zhur., Vesicularites sp. В основании – прослой (0,5 м) доломита желтовато-серого с пегматитоподобной органогенной текстурой, обусловленной присутствием водорослей Shanganellaja cutica Kolosov, а также Vesicularites concretus 3.0 Z. Zhur, Vesicularites lobatus Reitl., Sinzasophyton subtilis M. Stp., Stromatactis sp.

9. Доломиты коричневато-серые тонкозернистые волнисто-слоистые, микропористые, средне-толстоплитчатые с перекристаллизованной структурой строматолита и с редкими прослоями (0.2-10 см) тонкозернистых зеленовато-серых, комковатых доломитов. Микропроблематика *Glebosites micropunctatus* M. Stp., *Glebosites* Reitl., *Sinzasophyton* sp. Из прослоя (0.5-0.7М) аналогичных коричневато-серых доломитов определены строматолиты: *Paniscalenia* sp., *Gongulina* sp., *Patomia* sp.

10. Доломиты коричневато-серые, полосами (1.5 мм) коричневые, волнистослоистые, средне,- толстоплитчатые, с сутуровыми швами. Встречаются редкие (через 0.5-1.5 м) прослои мергелей и доломитов (2-5 см) мелко-тонкозернистых зеленовато-серых. В доломитах определены *Glebosites glebosites* Reitl., *Sinzasophyton* sp. 4.9

3.5

11. Доломиты микрофитолитовые светло-серые тонкозернистые фарфоровидные с раковистым изломом, тонко-среднеплитчатые, с Vesicularites *lobatus* Reitl., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *V. absoleta* Nar., *Sinzasophyton subtilis* M. Stp., Это второй (верхний) "прослой" совместного нахождения онколитовых форм и катаграфий пузырчатого микростроения. Указанный слой является одним из бистратиграфических 0.4 маркеров

12. Доломиты строматолитовые коричневато-черные с неровной мелковолнистой, местами линзообразной слоистостью, средне, -толстоплитчатые с прослоями кавернозных доломитов мощностью 0.1- 0.2 м. Каверны (0.3-0.7см) выполнены мелкокристаллическим кальцитом, черным битумом по стенкам.

Определены строматолиты *Stratiferair regularis* Kom., и строматолитообразующие 3.7 водоросли *Sinzasophyton* sp.

13. Чередование доломитов голубовато-серых, коричневато-серых, тонкозернистых толстоплитчатых массивных и строматолитовых доломитов, серых мелкозернистых, волнистослоистых. Мощность прослоев массивных доломитов 0.7-1.1 м, строматолитовых – 0.1-0.2 м .Строматолиты желваковые караваеобразной (0.15-0.2 м) формы с комковато-губчатой микроструктурой с плоским основанием – 4.3 *Paniscolleniae mergens* Kom

14. Чередование доломитов светло-серых фарфоровидных микропористых и доломитов тонкозернистых серых с тонкой (0.5 мм) нитевидноволнистой слоистостью. Породы среднеплитчатые.

15. Доломиты серые с желтоватым оттенком тонкозернистые, с тонкими нитевидными полосами темно-серого цвета толстоплитчатые с ровными и волнистыми поверхностями, пористые, с редкими точечными вкрапленниками (до 0.5 мм) смолисточёрного битума. Содержат прослои (до 0.1 м) строматолитовых доломитов с пластовыми биогермами *Stratifera irregularis* Kom. Определены строматолиты *Jurusania sibirica* (Jakovl).

16. Доломиты скрытокристаллические, кремово-серые тонко-, среднеплитчатые. Породы перекристаллизованы. Наблюдаются реликты строматолитовой структуры с редкими остатками нитчатых водорослей *Sinzasophyton* 2.0 sp

17. Доломиты глинистые известковистые светло-серые с тонкой нитевидной полосчатостью темно-серого цвета, криптозернистые, плитчатые с неровными поверхностями напластования и примазками по ним глинистого вещества зеленовато-серого цвета, на поверхности отдельных плит сохранились знаки ряби

18. Доломиты глинистые, известковистые, криптозернистые светло-серые до белых с тонкой волнисто-прерывистой слоистостью, многочисленными стилолитовыми швами. Доломиты содержат прослои (5 мм) мергелей темно-серых с зеленоватым оттенком и линзовидные прослои (протяженностью 0.1-0.5 м, мощность до 2 см) доломитов криптозернистых, светло-серых с линзовидной слоистостью и ветвящимися прожилками битуминозного вещества. В породах развита сульфидная минерализация в виде точечных вкраплений пирита и халькопирита

19. Доломиты криптозернистые, светло-серые, толсто-средне-плитчатые с бугристыми поверхностями напластования с оскольчатой формой отдельности обломков, с маломощными прослоями (3-5 мм) мергелей зеленовато-серых в верхней

2.4

1.5

1.5

1.3

части слоя, строматолитового доломита (*Linella ukka* Kryl.) с узловатыми субцилиндрическими клубне подобными столбиками высотой до 20 см. 0.6

20. Доломиты криптозернистые, слабо глинистые, светло- и желтовато-серые,
 тонкополосчатые, тонкоплитчатые до листоватых, с ровными, иногда чуть волнистыми
 поверхностями напластования с примазками зеленовато-серого глинистого вещества
 0.5

 21. Доломиты глинистые тонкозернистые, тонко-, среднеплитчатые,

 пятнистые, светло-серые с серовато-коричневыми слойками
 18

22. Доломиты криптозернистые, светло-серые, толсто-, тонко-плитчатые с волнистыми поверхностями напластования 0.5

23. Доломиты тонкозернистые, слабо глинистые с горизонтальной и линзовидной слоистостью светло-серого цвета, 0.2

24. Доломиты криптозернистые, серые, толстоплитчатые с волнистыми поверхностями напластования с микростиллолитовыми швами с частыми прослоями (5-10 мм) мергелей зеленовато-серых, листоватых. В кровле – строматолитовые доломиты *Potomicaossica*, представленные куполоподобными, биогермами с тонкими субцилиндрическими столбиками и мелкобугорчатой боковой поверхностью. Ширина 0.3 столбиков до 3 см, высота до 30 см

В правом борту р. Еркекёт (среднее течение) известен детальный разрез нижнетуркутской подсвиты, мощностью 52 м [Сметанникова и др., 2013] снизу-вверх:

1. Доломиты белые, светло-серые, часто с розовым и фиолетовым оттенком тонкомикрозернистые, массивные, с редкими мелкими (до 1.5 см) миндалинами, 1.2 выполненными по стенкам кальцитом

2. Доломиты светло-серого цвета, в верхней части слоя (1.0 м) розово- 7.0 серые, микрозернистые до афанитовых, неслоистые

3. Доломиты серые, розово- и кремово-серые, микрозернистые, массивные 1.8 грубо- и толстоплитчатые

4. Доломиты серые и светло-серые, микрозернистые до афанитовых, массивные, иногда на выветрелых поверхностях наблюдается слабо выраженная тонкая слойчатость; породы местами слабокавернозные (каверны до 1 см, 12 неправильной формы), средне-грубоплитчатые

5. Доломиты светло-серые, тонкозернистые массивные, грубоплитчатые 4.5

 Переслаивание доломитов микрозернистых местами до афанитовых, массивных и доломитов тонкозернистых, часто мелкокавернозных. Породы светло- 2.7 серой окраски, грубо-тонкоплитчатые

М

7. Доломиты серые, светло-серые, микро-тонкозернистые, грубослоистые,грубо-тонкоплитчатые1.9

8. Переслаивание серых и светло-серых доломитов, аналогичных слою "6" 0.8

9. Доломиты в целом аналогичные слою "7", но несколько менее кавернозные 1.1

 10. Доломиты светло-серые, тонкозернистые, местами постепенно переходят

 в микрозернистые, грубо-толстоплитчатые, иногда тонкоплитчатые

 1.5

11. Доломиты светло-серые, микрозернистые, местами переходят в афанитовые, слабо-кавернозные, сильно трещиноватые, с угловатоплитчатой 2.0 отдельностью

Доломиты серые, микрозернистые, местами тонкозернистые, кавернозные, с редкими (а в 2.9-4.5 м от основания слоя до 25%) линзовидными 11 прослоями (до 10-13 см) доломитов микрозернистых и афанитовых. Каверны мелкие (до первых миллиметров, реже до 1 см), иногда выполнены по стенкам битумом

13. Доломиты серые, микрозернистые, слабокавернозные, с редкими мелкими (до 2-3 мм) рассеянными онколитами микрозернистой структуры, округлой, округлоуплощенной формы. Отдельность доломитов грубо-толстоплитчатая, местами 0.8 среднеплитчатая

14. Доломиты онколитовые, серые, плитчатые. Онколиты мелкие, в основном от 0.8-1 до 5-6, редко до 1.5 мм, овальной уплощенной формы, сложены микрозернистым доломитом, составляют от 50 до 90%, сцементированы они тем же серым микрозернистым доломитом. По простиранию онколитовые доломиты местами сменяются серыми микрозернистыми доломитами с редкими мелкими (до 5-6 мм) рассеянными онколитами и редкими маломощными (до 6-7 см) прослоями онколитовых доломитов.

3.5

Туркутская свита с перерывом в осадконакоплении перекрывается кессюсинской свитой, которая в нижней части сложена песчаниками и гравелитами.

2.4. Обстановки накопления и обоснование возраста отложений хорбусуонской серии Оленекского поднятия

Разрез маастахской свиты в бассейне р. Хорбусуонки начинается с кварцевых красносерых песчаников и гравелитов. Выше по разрезу они сменяются грубыми, косослоистыми песчаниками с прослоями слабосцементированных красноцветных и зеленых песчаников аллювиального генезиса (мощность до 40 м). В верхнем течении р. Хорбусуонки эти песчаники замещаются на переслаивание пестроцветных алевролитов и аргиллитов с прослоями, обогащенными туфогенным материалом [Шпунт и др., 1982; Мельников и др., 2005]. Верхняя часть свиты сложена преимущественно карбонатными отложениями, отлагавшимися в

прибрежной зоне. Здесь преобладают водорослевые и биоламинитовые, иногда обломочные слабо глинистые светло-серые, желтовато-серые доломиты мощностью до 40 м.

Хатыспытская свита в уточненном объеме [Rogov et al., 2012] начинается с горизонта брекчированных глинистых известняков, которые с глинистой базальной пачкой залегают на строматолитовых доломитах маастахской свиты. Основная часть свиты сложена в различной степени глинистыми, часто тонкослоистыми битуминозными известняками с горизонтами обломочных известняков. Отложения этой свиты формировались в обстановках открытого шельфа ниже зоны волнения, а наличие достаточно большого содержания рассеянной органики заставляют предполагать существование аноксидных условий. Граница хатыспытской и перекрывающей ее туркутской свиты обычно проводится по смене известняков на доломиты. Контакт между свитами обычно резкий, часто полого-волнистый, иногда с брекчиями выщелачивания, что указывает на резкую смену обстановок осадконакопления и возможный небольшой перерыв.

Хатыспытская выделяется представительной свита палеонтологической характеристикой. Наиболее известны остатки эдиакарского типа бентосного образа жизни, включающие представителей различных морфотипов. Они включают простые дисковидные формы Nemiana, Ediacaria, Beltanelloides, Cyclomedusa и др., различные фрондоморфы (Charnia, *Khatyspytia*) и остатки их прикрепительных органов, а также палеопасцихниды [Вендская..., 1985; Мельников и др., 2005]. Кроме рельефных отпечатков, в средней и верхней частях свиты найдены органостенные макроскопические остатки миаохенского типа [Grazhdankin et al., 2008], а начиная с основания свита содержит следы жизнедеятельности Nenoxites [Rogov et al., 2012]. Анализ распространения эдиакарских палеосообществ в различных обстановках осадконакопления в сочетании с имеющимися геохронологическими данными показывает, что хатыспытская ассоциация может относиться либо к редкинскому, либо к беломорскому временному интервалу (580-559 и 559-550 млн лет, соответственно) (Рис. 2.4) [Grazhdankin, 2004]. Однако наличие свидетельств интенсивной биотурбации, которая отсутствует в аналогах редкинского горизонта, указывает на принадлежность хатыспытской свиты именно к беломорскому горизонту [Rogov et al., 2012], что позволяет ограничить возрастной диапазон ее накопления 559(560)-550 млн лет.

Туркутская свита сложена преимущественно доломитами. Отложения свиты формировались, в отличие от подстилающей хатыспытской свиты в мелководном морском бассейне при нормальной и повышенной солености, о чем свидетельствуют горизонты кавернозных пород и брекчий выщелачивания. В отложениях свиты практически с основания найдены мелкораковинные остатки *Cambrotubus sp., Anabarites sp.* [Карлова, 1987; Рогов и др., 2015], характерные для нижней части немакит-далдынского яруса верхнего венда
[Хоментовский, Карлова, 1992]. Верхняя граница осадконакопления хорбусуонской серии определяется U-Pb SHRIMP датировкой по цирконам 543.9±0.3 млн лет из прорывающих туфобрекчий в основании кессюсинской свиты [Bowring et al, 1993]. Отложения нижней части кессюсинской свиты содержат комплекс ихнофоссилий, характерный для низов фортунского яруса кембрия Международной стратиграфической шкалы (<541 млн лет). В верхней части кессюсинской свиты появляются разнообразные остатки, типичные для томмотского яруса нижнего кембрия [Рогов и др., 2015].

Подтверждение вендского возраста отложений хорбусуонской серии было получено в результате U-Pb датирования детритовых цирконов из песчаников прикровельной части маастахской свиты и базальных горизонтов кессюсинской свиты [Vishnevskaya et al., 2017]. Для U-Pb датирования обломочных цирконов Б.Б. Кочневым (ИНГГ СО РАН) были отобраны пробы песчаников весом от 1 до 2-3 кг и переданы нам для проведения U-Pb датирования цирконов, которое было выполнено в Государственной ведущей лаборатории геологических процессов и минеральных ресурсов, Китайский университет геологических наук, Byxaн (State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan) на плазменном масс-спектрометре Agilent 7500a. В качестве внешнего стандарта для U-Pb датирования был использован циркон 91500. Детали методики описаны в [Xia et al., 2011]. Измеренные величины обработаны с помощью программ "ICPMSDataCal" и "Isoplot/Ex v.3.41". Погрешности единичных анализов (отношения и возраст) приняты на уровне $\pm 1\sigma$. Все обсуждаемые далее изотопные датировки обломочных цирконов основаны на данных по 206 Pb/²³⁸U для возрастных определений моложе 1 млрд лет и по 207 Pb/²⁰⁶Pb древнее 1 млрд лет. В работе рассматривались значения возраста с конкордантностью выше 90 %.

Оценка верхнего возрастного ограничения накопления пород маастахской свиты основывается на данных U-Pb изотопного датирования методом LA ICP-MS детритовых цирконов из обломочных пород в кровле этой свиты.

Проба 0903ms отобрана из горизонта желтовато-серых грубозернистых слабо доломитистых кварцевых песчаников в верхней части маастахской свиты из обнажения по правому берегу р. Хорбусуонки в 1 км ниже устья ручья Анабыл, Оленекское поднятие. Цирконы данной пробы имеют преимущественно небольшие – 120-200 мкм в длину размеры, хотя отдельные зерна достигают 300 мкм. Окатанность средняя, преобладающий К_{удл} 2.0-3.0, окраска слабо выражена или отсутствует, на CL-изображениях большинство обладают осциляторной зональностью. Проанализировано 101 зерно, из которых 88 имеют конкордантность свыше 90% (83 – свыше 95%). Возрастной диапазон цирконов пробы очень широк; в ней представлены несколько популяций, среди которых, выделяются позднеархейская (2.6-3.0 млрд. лет, 7 зерен) и палеопротерозойская (1.8-2.3 млрд. лет, 11 зерен) (Рис. 2.5). Кроме того, имеются единичные



Рис.2.4 Генерализованный разрез вендских отложений по [Grazhdankin, 2004] области Белого моря, показывающий литофации и условия осадконакопления.

зерна с возрастом 2453±4 млн лет, а также 1367±4 и 1245±6 млн лет (не представлены на графике). Наиболее многочисленная (69 зерен) популяция имеет неопротерозойский возраст. В ней в интервале 1000-750 млн. лет встречено лишь 4 зерна, а основной пик лежит в районе 700 млн лет. Наиболее молодое определение имеет возраст 613±3 млн лет, при этом в интервал 613-650 млн лет попадают 11 зерен (Рис. 2.5). Таким образом, наряду с древними, для маастахской свиты большое значение имели источники сноса с возрастом 1000-700 млн лет, а максимальный возраст осадконакопления ограничен 613 млн лет. Это полностью подтверждает сделанный нами ранее вывод о вендском возрасте карбонатных отложений маастахской свиты [Vishnevskaya et al., 2017].

Проба детритовых цирконов из базальных песчаников кессюсинской свиты отобрана в обнажении по левому берегу р. Оленек против устья р. Керсюке (обн. 1005-1007 по [Рогов и др., 2015]). Популяция цирконов весьма однородна и представлена преимущественно длиннопризматическими (Кудл 3-5) прозрачными кристаллами с осцилляторной, либо линейной зональностью в CL-снимках, различной степени окатанности (в том числе неокатанными), преимущественно коричневатой окраски, часто с разнообразными включениями. Подобные морфологические особенности могут указывать на образование этих кристаллов в субвулканических либо вулканических условиях. Распределение возрастов детритовых зерен имеет монопик с относительной вероятностью в районе 543 млн лет, что практически совпадает с полученной ранее датировкой для субвулканических образований этого района 543 млн лет [Bowring et al., 1993] (Рис. 2.5).

Таким образом, на основе данных датирования детритовых цирконов из терригенных отложений основания хорбусуонской серии и из непосредственно перекрывающих ее слоев можно ограничить интервал ее седиментации с 613 до 543 млн лет. На границе венда и раннего кембрия на фоне развития карбонатной платформы начались процессы рассеянного рифтогенеза, приведшие к образованию на северо-восточном склоне Оленекского поднятия рифтогенного прогиба северо-западного простирания [Сметанникова и др., 2013].

Прогиб выполнен грубообломочными терригенными образованиями нижнего кембрия, сформировавшимися в начальную стадию раннекембрийской трансгрессии, представленными в нижней части песчано-галечными отложениями, содержащими валунно-глыбовые брекчии обрушения. Эти толщи переслаиваются с покровными образованиями монгусского комплекса. Отложения самых верхних горизонтов, выполняющих рифтогенный прогиб, характеризуются алевроглинистыми тонкопереслаивающимися фациями дистальных турбидитов, накапливающихся в прогибе в результате развития трансгрессии. Вверх по разрезу они сменяются карбонатными отложениями открытого моря. Во второй половине раннего кембрия и в начале среднего кембрия в пределах Оленекского поднятия осадконакопление происходило в условиях обширного открытого относительно глубоководного морского бассейна, охватившего практически всю восточную часть Сибирской платформы. Этот бассейн на западе в центральной части платформы был ограничен одним из крупнейших по протяженности за всю историю Земли Анабаро-Синским барьерным рифом. На западе, за полосой рифовых массивов формировались



Рис. 2.5. Диаграммы с конкордией и распределение возраста детритовых цирконов Оленекского поднятия: (a) образец 0903ms из верхней части маастахской свиты, (b) образец 1231syz из низов кессюсинской свиты.

мелководные лагунные эвапоритовые отложения [Савицкий и др., 1972; Каширцев, 2001; Sukhov, 1997]. На севере территории также протягивался рифовый массив, отделяющий глубоководный бассейн от карбонатной платформы. В пределах этого бассейна накапливались черносланцевые битуминозные доманикоидные маломощные конденсированные осадки, представленные горизонтами горючих сланцев с фосфатоносными конкрециями, глинисто-карбонатные и карбонатнокремнистые отложения так называемой куонамской формации [Каширцев, 2001]. Эта

формация имеет высокий нефтематеринский потенциал, значительно превышающий таковой для остальных стратиграфических уровней палеозоя и мезозоя Сибирской платформы. Вместе с тем, до последнего времени не открыто ни одного нефтяного месторождения, которое могло бы быть генетически связано с куонамской формацией [Каширцев, 2001]. Во второй половине среднего кембрия и в позднем кембрии произошло обмеление палеобассейна, фиксируемое появлением темпеститов [Минаева, 1992]; на склонах субаквальных палеоподнятий, возможно рифового происхождения, формируются конгломерато-брекчии и карбонатные эндоолистостромы [Сметанникова и др., 2013]. На севере отлагаются карбонатные, рифовые и зарифовые мелководные морские и лагунные отложения. В целом на востоке Сибирской платформы на протяжении всего кембрия происходит миграция рифовых построек и обмеление бассейна осадконакопления в восточном направлении [Sukhov, 1997].

Таким образом, накопление карбонатных отложений хорбусуонской серии Оленекского поднятия происходило в открытом морском бассейне в венде в интервале 613-543 млн лет. При этом находки эдиакарской биоты с учетом ее таксономической специфики, а также широкое распространение ихнофоссилий [Rogov et al., 2012] позволяют сравнивать отложения хатыспытской свиты с беломорским горизонтом венда восточной части Восточно-Европейской платформы, датируемом в интервале 560-550 млн лет [Grazhdankin, 2004]. Следует отметить, что на существующих на сегодняшний день кривых вариаций изменения изотопного состава Sr в позднедокембрийском палеоокеане временной интервал 560-550 млн лет назад практически не охарактеризован точными данными [Melezhik et al., 2001, 2002; Halverson et. al., 2010]. Таким образом, совокупность данных по биостратиграфии и U-Pb датированию отложений хорбусуонской серии указывает на ее точный возраст и дает возможность получить изотопные характеристики Sr и C в воде палеоокеана в вендское время. Наиболее важно, что для достоверно установленного интервала осадконакопления хатыспытской свиты хорбусуонской серии 560-550 млн лет назад, данные изотопного состава стронция и улерода океанической воды, полученные по разрезам Китая и Омана [Sawaki et al., 2010; Burns et al., 1994], противоречивы, что обусловлено небольшим количеством кондиционных образцов и скрытыми перерывами в осадочных последовательностях. Поэтому целью нашего исследования стало получения изотопных характеристики Sr и C в карбонатных отложениях в вендское временя для пополнения мировой базы данных о изотопном составе палеоокеан.

ГЛАВА 3. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ХОРБУСУОНСКОЙ СЕРИИ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ

3.1. Петрографические и геохимические характеристики карбонатных пород

При проведении петрографических исследований было изучено 140 шлифов карбонатных пород хорбусуонской серии. Хатыспытская свита в основном представлена мелкосреднезернистыми известняками с скрытокристаллической и гранобластовой структурой, эти образцы являются наиболее перспективными для геохимического изучения (Рис. 3.1, 3.2, 3.3). В разрезе присутствуют органогенные водорослевые известняки (Рис. 3.5). В ходе изучения обнаружены образцы со вторичными прожилками, доломитизацией и высокой долей терригенного и глинистого материала, не подходящие для дальнейшего изучения (Рис. 3.4, 3.6).



Рис. 3.1. Карбонатная порода с гранобластовой структурой



Рис. 3.3. Карбонатная порода с скрытокристаллической структурой



Рис. 3.2. Карбонатная порода со скрытокристаллической структурой



Рис. 3.4. Карбонатная порода с вторичными прожилками кальцита



Рис. 3.5 Карбонатная органогенноводорослевая порода



Рис. 3.6 Карбонатная порода с примесью обломочного материала

Изучение поведения распределения в карбонатных породах таких элементов как Mg, Ca, Fe, Mn и Sr позволяет судить о степени изменения этих пород в процессах постседиментационных преобразований и об их минеральном составе. По отношению Mg/Ca можно определить вид карбонатной породы: Mg/Ca ≤ 0.1 – известняки, Mg/Ca ≥ 0.5 – доломиты, в промежутке доломитистые и известковистые разности (Рис. 3.7). Отношения Mn/Sr и Fe/Sr показывают степень измененности пород, в результате действия постседиментационных флюидов (при их воздействии происходит вынос Sr и привносятся Mn и Fe).

Материалом для исследования послужила коллекция, включающая 122 образца карбонатных пород маастахской, хатыспытской и туркутской свит хорбусуонской серии, отобранных из 3 разрезов в бассейне среднего течения р. Хорбусуонка (Рис. 3.7).

При растворении проб карбонатных пород выяснилось, что в 13 пробах доля нерастворимого алюмосиликатного остатка составляет от 10 до 51%. Образцы с терригенной примесью более 10% (мергели и мергелистые разности) не использовались в дальнейшем исследовании. По данным рентгенофазового анализа на порошковом дифрактометре ДРОН-3М нерастворимый остаток представлен в основном кварцем с малой примесью калиевого полевого шпата, разупорядоченного смектита, реже слюдой, каолинитом, хлоритоидом, амфиболом, хлоритом и пиритом.

Атомно-абсорбционным методом на приборе Thermo Scientific SOLAARAA Spectrometr проведено исследование содержаний Ca, Mg, Fe, Mn и Sr в карбонатных породах хорбусуонской серии.



Рис. 3.7 Распределение значений Mg/Ca, Mn/Sr и Fe/Sr для карбонатных отложений хорбусуонской серии

<u>Маастахская свита.</u> В ходе геохимических исследований было проанализировано 16 образцов маастахской свиты, представляющих 17.5 м разреза этой свиты (включая прикровельную часть) (Рис. 3.7). Выявлено, что данный разрез представлен чистыми доломитами (Mg/Ca ~0.55) (Рис. 3.7, 3.8, 3.9). Количество Fe и Mn возрастает от подошвы к кровле от 2300 до 6500 мкг/г и от 200 до 720 мкг/г соответственно (Прил. Табл. 3). Содержание Sr остается на низком уровне, хоть и различается в два раза от 30 до 60 мкг/г. При этом значения $\delta^{18}O_{SMOW}$ колеблются в пределах от 23.1‰ в низах разреза до 21.8‰ (Рис. 3.14) в верхах, что говорит о незначительных постседиментационных преобразованиях этой изотопной системы. Значения отношений Fe/Sr и Mn/Sr превышают таковые принятые A.Б. Кузнецовым с соавторами как геохимические критерии сохранности Sr-изотопной системы (Fe/Sr≤3, Mg/Ca≤0.608, Mn/Sr≤1.2) (Рис. 3.8, 3.9). Корреляций между содержаниями элементов и δ^{18} O от Fe/Sr и Mn/Sr, δ^{13} C от Fe/Sr и Mn/Sr для образцов этой свиты не наблюдается (Рис. 3.14).

В рамках изучения вопроса о степени постседиментационных изменений карбонатных отложений маастахской свиты было проведено исследование состава карбонатных минералов на сканирующем микроскопе. Было установлено, что распределение содержаний Fe и Mn в доломитах имеет пятнистый характер. Отчетливо выделяются более светлые зоны с максимальным содержанием Fe (до 6.76 %), которое входит в позицию Mg и более темные с минимальным содержанием Fe (Рис. 3.10). Максимальные концентрации железа наблюдаются в центральной части зерен, которые связаны с первичным высоким содержанием железа в среде седиментации и последующим нарастанием безжелезистых доломитов. В трещинах были обнаружены лейсты железистых минералов (гетита, гематита), при этом их количество очень мало. Зерна вторичного доломита в виде идиоморфных кристаллов с типичным ромбическим сечением наблюдались крайне редко, только на границах трещин в непосредственной близости от железистых минералов. Для вторичных доломитов содержания железа очень малы, и ничем не отличаются от таковых в неизмененных. Марганец не образует обособлений и равномерно распределен в малых количествах в карбонатных породах маастахской свиты. Проведенное исследование позволяет считать повышенные концентрации Fe и Mn первичноосадочными, а степень постседиментационных изменений незначительными. Таким образом, карбонатные отложения маастахской свиты могут быть использованы в целях Sr-хемостратиграфии. Приведенные выше данные указывают на то, что при более тщательном изучении доломитов с использованием метода микрозондового анализа можно выбрать образцы с ненарушенной Rb-Sr системой, использование которых корректно для целей изотопной хемостратиграфии.



Рис. 3.8. Корреляция отношений Mn/Sr и Mg/Ca для карбонатных отложений маастахской и туркутской свит



Рис. 3.9. Корреляция отношений Fe/Sr и Mg/Ca для карбонатных отложений маастахской и туркутской свит



90µm







Рис. 3.11.а Соотношение содержаний Мп и Fe для карбонатных отложений хорбусуонской серии



Рис. 3.11.б. Соотношение доли терригенной примеси и содержания Fe для карбонатных отложений хорбусуонской серии

<u>Хатыспытская свита.</u> Породы хатыспытской свиты были изучены в двух разрезах 0601 и

0603 (Рис. 3.7), расположенных на расстоянии 15 км друг от друга. Эти разрезы частично перекрываются и разрез 0603 надстраивает 0601. В общей сложности был проанализирован 91 образец, представляющие 200 м разреза. Установлено, что свита представлена переслаиванием известняков (Mg/Ca≤ 0.1), доломитистых известняков (Mg/Ca~ 0.2) и мергелистых доломитов (доля доломита до 60%) (Рис. 3.7). Доля мергелей в этой последовательности постепенно возрастает к кровле свиты. В известняках и доломитовых прослоях отмечены крайне низкие содержания Mn (10-60 мкг/г), только в нескольких образцах оно возрастает до 130 мкг/г, одновременно с этим возрастает и количество Fe (до 2200 мкг/г) (Прил. Табл. 3). В общем, для всех проб хатыспытской свиты отмечена прямая корреляция средней силы содержаний Mn от Fe (коэффициент корреляции R²=0.62) (Рис 3.11.а). Количество этих элементов в доломитистых известняках варьирует в больших пределах от 20 до 430 мкг/г для Mn и от 250 до 6200 мкг/г для Fe. При этом важно отметить, что максимальные значения приурочены к областям на границе с мергелистыми прослоями, где содержание Mn в карбонатной составляющей может вырастать до 670 мкг/г, а Fe до 12000 мкг/г. Вероятно, что некоторая доля Fe и Mn в карбонатное вещество привнесена из глинистого вещества мергелей, что подтверждается прямой зависимостью содержания Fe от количества нерастворимого остатка (Рис. 3.11.б). Содержание Sr в известняковых прослоях меняется в 10-12 раз и варьирует в интервале 160-2200 мкг/г. В доломитистых известняках количество Sr изменяется от 190 до 980 мкг/г. В пробе XC-53 из нижней части разреза хатыспытской свиты содержания Sr достигает 2160 мкг/г. Содержание Sr в карбонатном веществе мергелистых прослоев колеблется от 90 до 1300 мкг/г. Корреляций между содержаниями элементов и δ^{18} O от Fe/Sr и Mn/Sr, δ^{13} C от Fe/Sr и Mn/Sr для образцов этой свиты не наблюдается (Рис. 3.14).Зависимость содержания Fe/Sr и Mg/Ca для хатыспытской свиты указывают на неизмененность карбонатных пород этой свиты (критерии отбора: 1.Fe/Sr<5, Mg/Ca≤0.1) (Рис 3.12, 3.13). Проведенные геохимические исследования карбонатных пород хатыспытской свиты позволили выявить пробы с наименее нарушенной изотопной системой, для которых в дальнейшем были проведены Sr хемостратиграфические исследования.

<u>Туркутская свита.</u> Изучены геохимические характеристики карбонатных пород 15 образцов туркутской свиты, отобранных из одного разреза мощностью 83,5 м. В результате аналитических работ установлено, что туркутская свита сложена чистыми доломитами (Mg/Ca ~0.55; доля силикакластической примеси в среднем не более 2%) с крайне низким содержанием Sr (30-60 мкг/г) и Mn (40-90 мкг/г) (Рис.3.7; Прил. Табл. 3), за исключением образцов XC-210 и XC-212, где количество Mn достигает 250 и 180 мкг/г, соответственно.



Рис. 3.12. Корреляция отношений Fe/Sr и Mg/Ca для карбонатных отложений хатыспытской свиты



Рис. 3.13. Корреляция отношений Mn/Sr и Mg/Ca для карбонатных отложений хатыспытской свиты



Рис. 3.14 Графики зависимости Fe/Sr, Mn/Sr и концентрации от Sr δ^{13} C; Fe/Sr, Mn/Sr от δ^{18} O, δ^{13} Cдля карбонатных пород хорбусуонской серии. Условные обозначения см. рис. 3.11.6.

Количество Fe достаточно велико и достигает 270 мкг/г. Несмотря на большую разницу между величинами содержаний Fe и Mn в туркутской свите, выявлена прямая зависимость содержаний этих элементов. Корреляций между содержаниями элементов, таких как δ^{18} O от Fe/Sr и Mn/Sr, δ^{13} C от Fe/Sr и Mn/Sr для образцов этой свиты не наблюдается (Рис. 3.14).

Геохимические характеристики карбонатных отложений туркутской свиты отличаются от хатыспытской свиты и указывают на их возможное постседиментационное изменение с нарушением первичной изотопной системы.

3.2. Изотопный состав углерода карбонатных пород хорбусуонской серии

Изотопный состав углерода доломитов маастахской свиты варьирует в высокой положительной области (Рис. 3.15), повышаясь от +3.6‰ внизу разреза до +6.5‰ в кровле, δ^{13} С_{РDB} находится в среднем на уровне +5.7‰. Такие значения δ^{13} С говорят о высокой



Рис. 3.15. Изотопный состав стронция, углерода и кислорода хорбусуонской серии.

биопродуктивности и тепловодно-морской обстановке накопления этих карбонатов, тем самым данные по изотопному составу углерода не противоречат реконструкциям, предложенными литологами. При этом следует отметить высокие положительные значения δ¹³C_{PDB}, характерные для коротких периодов в истории Земли. Одним из них является ранний венд.

Для изучения изотопного состава углерода и кислорода были отобраны образцы, как известняков, так и доломитистых известняков хатыспытской свиты. В целом, не отмечено разницы на изотопном уровне между этими группами карбонатов. Значение δ^{13} С в приподошвенной части наследует положительную величину (+3.5‰) подстилающей маастахской свиты, но затем выше по разрезу, понижается и варьирует около нуля как в положительной (+0.6‰), так и в отрицательной области (-2‰). Изотопный состав кислорода изменяется от 22.7 до 28.0‰ и показывает синхронность колебаний со значением δ^{13} С.

Изучение изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных отложениях туркутской свиты было проведено для четырех проб: двух из приподошвенной части и двух из верхней части разреза этой свиты. Величина δ^{13} С варьирует около нуля, причем для образцов из приподошвенной части значение δ^{13} С отрицательное (-0.2...-0.7‰), а для вышележащих проб – положительная (+0.4...+0.7‰). Изотопный состав кислорода ниже, чем в подстилающих свитах (21...23‰), но все же превышает пороговое значение 20‰. При этом прослеживается та же особенность: значение δ^{18} О для приподошвенных образцов меньше (22.1‰), чем для вышележащих (23.1‰).

3.3. Изотопный состав стронция карбонатных пород хорбусуонской серии

В ходе изотопных исследований автором были проанализированы 29 наименее измененных образцов карбонатных пород (Прил. Табл. 4) хорбусуонской серии (9 образцов маастахской свиты; 17 образцов хатыспытской свиты (13 образцов из обнажения 0601 и 4 образца из обнажения 0603; 3 образца туркутской свиты).

Карбонаты маастахской свиты показывают однородный изотопный состав Sr от 0.708095 до 0.708554, при этом большая часть значений находится в узком интервале от 0.708095 до 0.708245 из чего можно сделать вывод о первичности этого состава.

Карбонаты туркутской свиты показывают широкий интервал вариаций от 0.70854 до 0.70914. Эти значения можно считать лишь изотопной меткой данных отложений, т.е. истинный изотопный состав Sr в момент седиментации был 0.70854 или ниже (Рис. 3.15).

Для известняков хатыспытской свиты характерны широкие вариации 87 Sr/ 86 Sr отношения, при этом большая часть варьирует около 0.70806. В разрезе обнажения 0601 значения 87 Sr/ 86 Sr отношения ниже чем в разрезе обнажения 0603 и варьируют в пределах от 0.70783 до 0.70806 с одним отскоком до 0.70826 для пробы XC-31. 87 Sr/ 86 Sr отношения в обнажении 0603 имеют более высокие значения и варьируют около 0.7080 (от 0.70800 до 0.70806), за

исключением образца XC-105 для которого ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношение составляет 0.70837. С учетом геохимических критериев сохранности и широкого разброса концентраций химических элементов, доломиты верхней части маастахской свиты из опробованного интервала мощностью 16 м характеризуются крайне выдержанным соотношением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, заключенным в пределах 0.70821-0.70824 (Рис. 3.15; Прил. Табл. 4), что, на наш взгляд, может указывать на первично осадочные высокие содержания железа в среде седиментации и первичный изотопный состав Sr в этих отложениях. Более однозначное решение этого вопроса, возможно, будет достигнуто при дальнейших исследованиях. Известняки хатыспытской свиты также, за исключением двух образцов, имеют относительно небольшой разброс отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, лежащий в интервале 0.70783-0.70806 (Рис. 3.15; Прил. Табл. 4). Туркутская свита, ввиду значительной перекристаллизации доломитов, вероятно, повлекшей изменение в Rb-Sr изотопным метками для данного стратиграфического подразделения. Изотопные соотношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для пород этой свиты варьируют в широком диапазоне значений от 0.70854 до 0.70914 (Прил. Табл. 4).

Анализ полученных результатов и их сравнение со сводными кривыми изменения соотношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в позднем докембрии [Kaufman et al., 1993; Кузнецов и др., 2003; Halverson et al., 2010] приводит к ряду важных стратиграфических выводов. Отсутствие прямых данных о возрасте маастахской свиты долгое время не позволяло уверенно относить ее к венду. Изотопный состав карбонатного углерода доломитов маастахской свиты характеризуется устойчивыми положительными значениями δ^{13} CPDB в интервале от +2.2 до +5.5‰ [Knoll et al., 1995; Pelechaty et al., 1996]. Если принимать так же во внимание данные по Sr изотопии (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr>0.7080) для этой свиты, то ее формирование могло происходить в позднем неопротерозое (эдиакарии) (Рис. 3.16). Подобное сочетание изотопных параметров Sr и C для карбонатов наиболее характерно для верхней части межледникового интервала, разделяющего гляциоэпохи Марино (650-630 млн. лет) и Гаскье (580-575 млн лет), возраст которого может быть оценен в интервале 600-580 млн лет [Halverson et al., 2010].

Подтверждением этого являются данные U-Pb датирования детритовых цирконов методом LA-ICP-MS из базальных горизонтов маастахской свиты [Vishnevskaya et al., 2017]. Наиболее молодой возраст, полученных для этих цирконов составил 613 млн лет, что хорошо согласуется с возрастным интервалом, определенным нами методом Sr-хемостратиграфии в совокупности с данными по минеральному составу карбонатных минералов и изотопии C. Вендские карбонатные породы с такими изотопными характеристиками Sr и C широко распространены в пределах южного обрамления Сибирской платформы (енисейская [Летникова, 2011], байкальская [Летникова, 2006], боксонская и хубсугульская [Вишневская и др., 2012] серии). На этом отрезке геологической истории (после оледенения Марино, но до

появления эдиакарской мягкотелой биоты) во многих разрезах мира установлено событие Шурам (Вонока) – крупнейший экскурс δ^{13} С в отрицательную область (до -12‰). Принимая во внимание относительно маломощный интервал изученного разреза маастахской свиты, можно предположить, что данное событие в нем не зафиксировано. Другое объяснение этого может быть наличие длительного перерыва между формированием маастахской и хатыспытской свит как раз в период проявления события Шурам.



Рис. 3.16 Сопоставление вариаций изотопного состава Sr в водах палеоокеана в позднем докембрии и карбонатных отложениях хорбусуонской серии.

Известняки хатыспытской свиты имеют весьма выдержанные значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr без отчетливых трендов их изменения по разрезу (Рис. 3.15), что может указывать на относительно короткое время их накопления. Подобные значения этого отношения характерны для изученных карбонатных отложений в изученных разрезах мира с возрастом от 650 до 580 млн лет [Кузнецов, 2003; Halverson, 2010; Kaufman, 1993]. Типичным для них являются высокие положительные значения δ^{13} C. В нашем случае, эти значения варьируют от -1.5 до +1.5‰ [Knoll et al., 1995;

Pelechaty et al, 1996]. При этом, находки эдиакарской биоты с учетом ее таксономической специфики, а также широкое распространение ихнофоссилий [Rogov et al., 2012] позволяют сравнивать отложения хатыспытской свиты с беломорским горизонтом венда восточной части Восточно-Европейской платформы, датируемом в интервале 560-550 млн лет [Гражданкин, 2004]. Следует отметить, что на существующих на сегодняшний день кривых вариаций изменения изотопного состава Sr в позднедокембрийском палеоокеане временной интервал 560-550 млн лет назад не охарактеризован точными данными [Halverson et al., 2010]. Таким образом, совокупность данных по биостратиграфии и изотопии С дают нам возможность утверждать, что полученные нами Sr-изотопные характеристики карбонатных отложений хатыспытской свиты ~0.7078-0.7081 являются показателями изотопного состава Sr в воде палеоокеана для возрастного интервала 560-550 млн лет (Рис. 3.16, 3.17).



Рис. 3.17. Стандартная кривая вариаций изотопного состава Sr в водах палеоокеана в позднем докембрии дополненная данными нашего исследования карбонатных пород хорбусуонской серии.

Несмотря на вторичные изменения и малое количество пригодных образцов, доломиты туркутской свиты имеют типичные для верхов эдиакария значения 87 Sr/ 86 Sr. Полученные изотопные характеристики, вероятно, не отвечают первичному изотопному составу стронция в среде карбонатонакопления. Можно уверенно сказать, что истинные значения могут быть ниже или близкими к 0.70854, характерными для пограничного венд-кембрийского интервала международной стратиграфической шкалы вблизи возрастной отметки 542 млн лет (Puc.3.16), что полностью согласуется с полученными ранее геохронологическими данными [Bowring, 1993; Vishnevskaya et al., 2017].

Таким образом, проведенные исследования позволили впервые в мировой практике получить в полном объеме Sr-изотопные характеристики карбонатных пород, отлагавшихся в палеоокеане 560-550 млн лет назад (Рис.3.17). Результаты данного исследования позволят в дальнейшем проводить более корректные корреляции вендских отложений. Низкие значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения в карбонатах хатыспытской свиты позволяют уточнить сводную кривую данного соотношения для позднего венда. Туркутская свита имеет типичные для переходной зоны к кембрию изотопные характеристики карбонатов.

При сопоставлении полученных изотопных характеристик с типовыми разрезами мира установлено что, для хорбусуонской серии нет ни одного полного аналога по изотопным характеристикам (Рис. 3.18). Наиболее близкими изотопными характеристиками для хатыспытской свиты обладает вторая пачка свиты Даушанто: ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношение варьирует около 0.7080, но в тоже время значения δ^{13} C в свите Даушанто значительно выше (~+5‰), чем в хатыспытской свите (~ 0‰), а также нижняя часть свиты кхуфай Омана ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношение 0.70798 – 0.70801, при этом значения δ^{13} C от +3.2 до +4.2. Sr-изотопные характеристики хатыспытской свиты аналогичны таковым в карбонатных отложениях верхней части цаганоломской свиты возраст седиментации которой 580-550 млн лет, но различаются по изотопному составу углерода. С остальными опорными разрезами мира хорбусуонская серия не коррелирует.





ГЛАВА 4. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Енисейский кряж представляет собой выступ фундамента Сибирской платформы в ее западном обрамлении. Становление кристаллического основания в пределах Енисейского кряжа завершилось в раннем докембрии гранитизацией с возрастом 1.75-1.84 млрд лет [Ножкин и др., 2009]. Этот рубеж, как и во многих других регионах, знаменует завершение становления раннедокембрийской континентальной коры, на которой в дальнейшем и происходило формирование позднепротерозойских, а затем и фанерозойских структурно-вещественных комплексов. Позднедокембрийские осадочные последовательности Енисейского кряжа хорошо обнажены в коренных обнажениях на достаточно большой площади. В последние годы опубликованы первые результаты U-Pb датирования вулканитов [Ножкин и др., 2007, 2013] и детритовых цирконов. Эти исследования [Вишневская и др., 2017; Кузнецов и др., 2018] показали, что основным источником сноса обломочного материала являлись породы фундамента Сибирской платформы. К этой же точке зрения на основе геохимических и Sm-Nd изотопных исследованиях в своих работах приходят А.Д Ножкин с соавторами [2008] и А.В. Маслов с соавторами [2008]. Другой точки зрения придерживается В.А. Верниковский, который считает, что осадочные последовательности позднего докембрия образовались в результате размыва неопротерозойского орогена Енисейского кряжа [Vernikovsky et al., 2003], которые формировались на западном обрамлении Сибирской платформы после завершения аккреционноколлизионных событий. В данной работе мы не будем решать вопросы, связанные с геодинамическими вопросами эволюции развития Енисейского кряжа и оставим их открытыми. Для нас более важным в рамках данной работы является последовательность напластования в разрезах докембрия Енисейского кряжа.

В южной части Енисейского кряжа (Рис. 4.1) можно выделить пять крупных осадочных последовательностей, отвечающих различным циклам седиментации в осадочных бассейнах этой краевой структуры Сибирской платформы (Рис. 4.2): раннепротерозойский, раннесреднерифейский, верхнерифейский, ранневендский и верхневендско-раннекембрийский. Их выделение основано на различии в вещественном составе структурно-формационных комплексов пород, степени и характере регионального метаморфизма и синскладчатого гранитообразования [Зуев и др., 2006].

4.1. Раннепротерозойские образования юга Енисейского кряжа (нижнепротерозойский ярус)

В раннепроторезойское время территория юга Енисейского кряжа развивалась в режиме обстановки платформенного типа. Об этом свидетельствуют высокая зрелость осадков, цикличность и характер ритмики, текстурно-структурные особенности, брахиформный тип складчатости и наличие субплатформенных магматических образований. В это время на ограниченной территории формировались карбонатно-терригенные комплексы пород (тейская серия), метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации метаморфизма и прорванные небольшими силлами и дайками метагаббро-натровой серии.

В составе тейской серии выделены три свиты: свита хребта Карпинского – высокоглиноземистые сланцы и гнейсы; рязановская – карбонат-биотитовые, гранат-биотитовые сланцы, мраморы, амфиболиты, кварциты и белоручьевская – кварциты, гранат-биотитовые и высокоглиноземистые сланцы. U-Pb (SHRIMP-II) возраст цирконов, выделенных из метапелитов, составляет от 2043 до 1962 млн. лет [Лиханов и др., 2010], и определяет нижнюю возрастную границу формирования протолита. Породы тейской серии распространены весьма ограничено, обладают четкой литолого-структурной и метаморфической индивидуальностью. Характерной чертой является высокая зрелость, выдержанность литологического состава, мощностей и процессов регионального полиметаморфизма [Зуев и др., 2006]. Породы тейской серии формирования, поступавших в мелководный выровненный бассейн с пенепленизированной суши в условиях достаточно стабильного тектонического режима [Зацепина, 1977].

Гранитизация с возрастом 1.75-1.85 млн лет (таракский комплекс) завершала кратонизацию континентальной коры, после чего наступил период стабилизации и глубокого химического выветривания с образованием кор [Ножкин и др., 2009].

4.2. Ранне-среднерифейские образования юга Енисейского кряжа (нижнесреднерифейский ярус)

В раннем-среднем рифее в пределах южной части Енисейского кряжа формировались выдержанные по составу и мощности комплексы шельфа пассивной континентальной окраины с присутствием в их составе осадочно-пирокластических формаций. В конце этого периода появляются признаки обмеления и появления песчаных банок (позднепогорюйское время) и мелководных известково-доломитовых формаций (свиты карточки и аладинская).

В разрезе мощных сланцевых толщ нижнего и среднего рифея предшественниками выделяются кординская, горбилокская, удерейская, погорюйская, карточки и аладинская свиты. Разрез от горбилокской до аладинской свит включительно объединены в сухопитскую серию [Мельников и др., 2005].

Одним из важнейших вопросов стратиграфии раннего-среднего рифея юга Енисейского кряжа является вопрос взаимоотношения отложений сухопитской серии с нижележащими породами. Еще в конце XIX начале XX веков указывалось на несогласное залегание «сланцевой» формации на мраморах и гнейсах раннего протерозоя и архея. В дальнейшем, при проведении геолого-съемочных работ различного масштаба и тематических работ, разными исследователями



Рис. 4.1. Фрагмент геологической карты масштаба 1:1 000 000 листа О-46 (Редактор В.Г. Межубовский)

Условные обозначения: 1 – палеоген (бельская свита), 2 – поздний венд-ранний кембрий (островная свита), 3 – поздний венд (редколесная свита), 4-5 нижний венд (4 – средневороговский щелочногранит-сиенитовый комплекс, 5 – тасеевская серия нерасчлененная), 6-15 – верхний рифей (6 –гурахтинский комплекс субщелочных гранитов, 7-9 – ослянская серия (7 – чинеульская свита, 8 – дашкинская свита, 9 – нижнеангарская свита), 10 – киргитейская серия нерасчлененная, 11 – дадыктинская свита, 12 – верхнерифейский татарско-аяхтинский

гранитовый комплекс, 13-15 – тунгусикская серия (13-свита Серого ключа, 14-шунтарская свита, 15- потоскуйская свита), 16- 21 – сухопитская серия: (16-20 – средний рифей (16-свиты Карточки и аладьинская объединенные, 17 – свита Карточки, 18 – погорюйская свита, 19 – удерейская свита, 20 – горбилокская свита), 21 – нижний рифей (кординская свита)), 22 – ранний рифей (панимбинская толща), 23 – ранний протерозой (рязановская свита), 24 – геологические границы (а-между разновозрастными геологическими подразделениями, б-главные разломы, в-второстепенные разломы).

доказывалось как согласное, субсогласное, так и несогласное налегание рифейских отложений на подстилающие образования, что напрямую увязывается со степенью обнаженности площади работ. Геолого-съемочными работами, выполненными в бассейнах рек Вороговка, Кутукас, Исаковка, Тея, доказано угловое несогласие, разные структурные планы и различная степень метаморфических преобразований пород сухопитской серии и нижележащих образований раннего докембрия [Кристин и др., 1973].

На сегодняшний день нет полной информации и о возрасте нижней границы сухопитской серии в стратиграфическом разрезе юга Енисейского кряжа.

Кординская свита (R_2kd) сложена метаморфизованными алевритисто-глинистыми и известково-глинистыми отложениями, песчаниками, известняками и доломитами. Нижняя часть разреза свиты представлена темно-серыми, часто углеродсодержащими кварц-биотит-кальцитовыми сланцами. Венчают разрез свиты карбонатные и грубозернистые силикокластические породы, которые сменяются тонкими силикокластическими углеродистыми отложениями с редкими турбидитами. Общая мощность свиты до 700 м.

Кординская свита, возможно, формировалась в условиях рифтогенеза в ходе которого образовывались локальные глубоководные депрессии. Черносланцевые отложения формировались в наиболее глубоких частях бассейна, где преобладала гемипелагическая седиментация [Хабаров, 1994; Мельников и др., 2005].

Горбилокская свита (R₂gr) согласно с постепенным переходом залегает на кординской свите. Свита сложена кварц-хлоритовыми и кварц-серицитовыми зеленовато-серыми сланцами с прослоями терригенных пород, конглобрекчиями и пачками серых и темно-серых глинистых сланцев. Мощность свиты составляет 750 м [Мельников и др., 2005].

Удерейская свита (R_2ud) формировалась в стабильном длительно развивающемся глубоководном бассейне пассивной окраины при определяющем значении гемипелагической седиментации с периодически возникающими безкислородными условиями. Свита залегает на отложениях горбилокской свиты согласно с постепенным переходом. Свита сложена черными, темно- и зеленовато-серыми слабоизмененными глинистыми и глинисто-алевролитовыми образованиями. В разрезе свиты выделяется четыре толщи. Нижняя часть первой тощи



Рис. 4.2 Осадочная последовательность докембрийских отложений юга Енисейского кряжа (описание в тексте).

формировалась в условиях гемипелагической замедленной седиментации при отсутствии течений (бассейновая И нижнесклоновая обстановки) сложена И темно-серыми слабоуглеродистыми филлитизированными глинистыми алевритисто-глинистыми И отложениями. Верхняя часть первой толщи образована в придонной зоне, где возникали незначительные течения, нарушающие застойный режим, что сказалось на более разнообразном составе – появляются слойки и линзы обломочного материала среди алевритисто-глинистых иногда осадков. Вторая толша сложена серыми, темно-И зеленоватосерымифиллитизированными глинисто-алевритистыми и алеврито-глинистыми сланцами с линзовидными прослоями песчанистых известняков и известняковистых алевролитов. В составе третьей толщи выделяются серые с розовато-зеленоватым оттенком известковисто-глинистые тонкополосчатые породы. Четвертая толща сложена темно-серыми до черных глинистоалевритистыми и алевритисто-глинистыми микротонкослоистыми породами с крупными кристаллами пирита. Мощность свиты достигает 1800 м [Мельников и др., 2005].

Погорюйская свита (*R*₂*pg*) формировалась в пределах шельфа при активном влиянии штормовых процессов. Свита залегает согласно с постепенным переходом на отложениях удерейской свиты и сложена темно-серыми и серыми микротонкослоистыми алевролитистыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками, нередко с доломитовым цементом. Мощность свиты составляет 700 м [Мельников и др., 2005].

Свита Карточки (*R*₂*kr*) согласно залегает на погорюйской свите, сложена серыми, зеленовато-серыми, сиреневыми, тонкослоистыми микрит-силтитами и известковистыми аргиллитами, которые образуют маломощные дистальные турбидиты, вмещающие потоки карбонатного обломочного материала. Мощность свиты составляет 200 м [Хабаров, 1994].

Аладинская свита (R_2al) формировалась преимущественно в пределах глубоководного шельфа. Свита согласно залегает на свите Карточки и представлена серыми и свето-серыми тонкослоистыми доломитами с пластами синседиментационных оползневых и постседиментационных брекчий и оолитовых окремненных доломитов. Мощность аладинской свиты до 550 м [Мельников и др., 2005].

4.3. Позднерифейские образования юга Енисейского кряжа (верхнерифейский ярус)

Позднерифейский тектоно-магматический цикл объединяет три этапа коллизионной (орогенной) стадии: начальный (тунгусикский), в течение которого формировались структурновещественные комплексы окраинного моря; средний – в условиях континентального вулканоплутонического пояса, тыловодужного и передового прогибов; завершающий – межгорного (чингасакская серия) и передового (ослянская серия) прогибов [Зуев и др., 2006].

На начальном этапе коллизионной стадии формировались отложения тунгусикской серии. На юге Енисейского кряжа в составе тунгусикской серии выделяются свиты потоскуйская

(красногорская и джурская подсвиты), шунтарская и Серого ключа с согласным залеганием между ними. Отложения серии метаморфизованы в хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, прорваны лейкогранитами глушихинского комплекса (733-750 млн лет). В породах серии определены микрофоссилии, микрофитолиты и строматолиты, позволяющие датировать их поздним рифеем [Качевский и др., 1998а].

Потоскуйская свита (*R₃pt*) залегает несогласно на различных уровнях свит аладинской и Карточки с конгломератами в основании, галька и валуны которых состоят из пестрых известняков верхней подсвиты свиты Карточка, либо в основании потоскуйской свиты отмечается лимонитовая кора выветривания мощностью до 1 метра.

Этот перерыв объясняется тем, что регрессивный цикл верхов сухопитского времени с последующим перерывом в осадконакоплении, складкообразованием и формированием среднетырадинских гранитов сменился на трансгрессивный цикл (потоскуйское время) и эпохой стабилизации (шунтарское время). Такой характер осадконакопления может свидетельствовать о промежуточной тектонической стабилизации перед главной фазой коллизии (эпоха становления татарско-аяхтинских гранитов). Отложения свиты разделены на две подсвиты: красногорскую, сложенную переслаивающими сероцветными и зелено-цветными сланцами хлорит-серицитовыми, алевритистыми (40-50%),метаалевролитами (20-30%),часто метапесчаниками (20-30%) с единичными слоями (первые метры) серицит-хлоритоидных углеродистых сланцев и кварцевых метагравелитов. В нижней половине разреза подсвиты присутствует пачка хлорит-серицитовых сланцев мощностью от первых десятков метров до сотен метров с характерной контрастно-полосчатой (1-4 см) окраской в зелено-красных тонах. Мощность подсвиты 400-600 м. Джурская подсвита серо-цветная и представлена сланцами кварц-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми, часто с хлоритоидом (60-80%), глинистыми известняками, известняками, строматолитовыми известняками, известково-серицитовыми сланцами, крупными линзами массивных сероцветных И единичными рифогенных строматолитовых известняков и доломитистых известняков. Делится на три пачки: карбонатную, карбонатно-сланцевую и сланцевую, мощностью 200-250 м. Общая мощность отложений подсвиты не превышает 700 м. Общая мощность потоскуйской свиты составляет 1000-1300 м [Зуев и др., 2006].

Красногорская подсвита (R₃kg) ложится непосредственно на доломиты аладинской свиты серицит-кварцевыми алевросланцами с прослоями кварцитов и хлорит-серицитовых хлоритоидных сланцев.

Свита сложена сланцами (85-88%), с прослоями алевросланцев и кварцитовидных песчаников (5-8%), линзами доломитов и известняков (4-5%). Мощность свиты меняется от 600 м до 200-250 м. Сланцы серицитовые и кварц-серицитовые, состоят из мелкочешуйчатого

лепидогранобластового агрегата серицита (60-90%) с отдельными угловатыми зернами кварца и полевого шпата (10-35%) и псевдоморфозами лимонита по сидериту (до 5%) алевролитовой размерности. Параллельная ориентировка чешуек серицита создает сланцевую текстуру. Кварцитовидные метапесчаники сложены обломками кварца (90-95%) размером 0.2-0.8 мм, с серицит - лимонитовым цементом (1-3%). В составе обломков иногда присутствует полевой шпат (до 1-3%). Цемент преимущественно контактный, реже – базальный. Накопление осадков происходило в морском бассейне, о чем свидетельствует их литологическая выдержанность и параллельный характер наслоения. Наряду с преобладающими серо-цветными окрасками, наблюдаются красно-бурые, желтые тона, что указывает на их отложение в зоне насыщенной кислородом, т.е. на небольших глубинах мелководного шельфа. Хорошая сортированность и окатанность песчаного материала наряду с каолин-монтмориллонитовым составом пелитов говорит о перемыве кор выветривания на пологоравнинной суше [Зуев и др., 2006]. К-Аг возраст глауконита составляет 1007±15 млн лет [Шенфиль, 1991].

Джурская подсвита ($R_3d\tilde{z}$) залегает на красногорской согласно с постепенным переходом в интервале 10 м (пачка сланцев с карбонатными породами). Свита сложена метадоломитами (50-60%) и метаизвестняками (10-15%) часто водорослевыми с обильными конофитонами, с прослоями глинистых и алевролит – глинистых сланцев (20-25%), редко кварцитовидных (песчаников (5-10%). Строение и мощность свиты меняется в зависимости от мощности рифогенных построек и количества прослоев терригенных пород. Мощность свиты составляет от 500-550 до 700-750 м. В нижней и верхней частях разреза значительное место занимают доломиты и известняки темно-серого почти черного цвета, а в средней части преобладают светло-серые доломиты. В верхней половине разреза среди карбонатных пород встречаются пачки сланцев и кварцитовидных метапесчаников. Водорослевые известняки и доломиты играют подчиненную роль, развиты меньше, чем в восточных разрезах.

В разрезе джурской свиты определены строматолиты: Crustophycus latus Vologdin, C. sergeiobrutschevi Vologdin, Laermontovarphycus angaricus Vologdin, Angarophycus depictus Vologdin, J. vitilis Vologdin, Crustophycus angaricus Vologdin, Jraniter Conicus Vologdin, L. djuricus Vologdin, Pustularia taeniata Vologdin. [Зуев и др., 2006]. Возраст песчаников, определенный К-Аг методом по глаукониту, составляет 924±40 млн лет [Шенфиль, 1991].

Шунтарская свита (R₃šn) характеризуется выдержанным составом и мощностью по всему региону и согласно залегает на породах джурской подсвиты потоскуйской свиты. Свита сложена плитчатыми и тонкоплитчатыми темно-серыми до черных, углеродисто-хлоритсерицитовыми (30-40%), карбонатно-хлорит-серицитовыми (15-30%) и хлоритоидными (10-35%) сланцами и глинистыми известняками (10-20%). Мощность свиты составляет 700-1250 м. Состав осадка преимущественно карбонатно-глинистый и, в меньшем количестве, глинисто-алевритовый со значительной примесью метаморфизованной органики. Увеличение вверх по разрезу количества сингенетичного пирита и сохранившегося в ископаемом состоянии органического вещества говорит о некотором временном углублении бассейна и появлении восстановительных условий в придонном слое. Прогибание и осадконакопление в Приенисейской зоне в конце шунтарского времени, по-видимому, было скомпенсировано, о чем свидетельствует появление в верхней части разреза свиты строматолитовых построек, как индикатора мелководья. Значительное количество терригенного алевритового материала в средней части свиты можно интерпретировать как усиление и временное подавление карбонатного накопления в бассейне [Зуев и др., 2006].

Свита Серого ключа (R₃sk) согласно, с постепенным переходом в интервале 4-8 м, залегает на сланцах шунтарской свиты. Совместно с отложениями шунтарской свиты они образуют единый цикл седиментации, имеющий трансгрессивную направленность [Бабинцев и др., 2003].

Нижняя граница свиты Серого ключа проведена по появлению светло-серых доломитов на черных карбонатно-терригенных породах шунтарской свиты. Породы неяснослоистые, массивные, строматолитовые с конофитонами, с участками брекчированных пород. Для доломитов характерны скопления черных битумов со смолистым блеском, послойных и в виде отдельных зон. Выше по разрезу залегают грубоплитчатые темно-серые глинистые известняки (30-35 м), хлорит-серицитовые и серицит-кварцевые сланцы (90 м) серые, темно-серые до черных, с маломощными прослоями красно-бурых и фиолетовых. Сланцевая толща в средней части содержит пачку серых массивных доломитов (около 30 м) с вкрапленностью пирита. Мощность свиты – около 700 м. Минеральные ассоциации пород свиты Серого ключа и их микроструктурные особенности указывают на метаморфизм в термодинамических условиях позднего катагенеза – низов фации зеленых сланцев (В4-В5). На юге Енисейского кряжа свита формировалась в стабильных фациях условий мелководья и нормальной солености среды, о чем свидетельствует наличие остатков жизнедеятельности водорослей и микрофоссилий. Известково-глинистые сланцы и глинистые известняки темно-серого и черного цвета, часто с повышенной битуминозностью, соответствуют фации иловых впадин с растительным детритом и ассоциируют с фациями строматолитовых банок. Появление терригенной мелко- и среднепсаммитовой примеси – свидетельство эпизодического приближения береговой линии к зоне водорослевых банок [Малков и др., 1987].

В строматолитовых постройках из стратотипа свиты определены остатки водорослей Lermontovaephycus angaricus Vologdin, lammellosus Vologdin grassolamellosus Vologdin, Angarophicus depictus Vologdin. [Зуев и др., 2006]. На юге Енисейского кряжа в составе ослянской серии выделяются нижнеангарская, дашкинская и чинеульская свиты. Разрезы нижнеангарской, дашкинской и чинеульской свит представляют собой единый цикл осадкообразования, названный дашкинским, имеющий трансгрессивную направленность [Бабинцев и др., 2003].

Нижнеангарская свита (R₃na) представляет собой базальную толщу Дашкинского осадочного бассейна. На отложениях тунгусикской серии нижнеангарская свита залегает согласно, или со скрытым стратиграфическим несогласием.

В составе свиты преобладают аргиллиты (60%) и песчаники (около 35%), встречаются редкие невыдержанные по простиранию маломощные прослои алевро-глинистых сланцев, известняков, доломитов. В низах свиты (но выше основания) нередко залегают конгломераты с хлорит-гематитовым цементом. В целом нижняя часть разреза представлена переслаивающимися пестроцветными (зеленоватыми, вишнево-красными, фиолетовыми) аргиллитами, глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, гравелитами с пластами гематитовых руд. В верхней части разреза появляются слои и линзовидные прослои доломитов, известняков и черных часто глинисто-хлоритоидных сланцев. Аргиллиты сложены тонким пелитовым материалом, чешуйками серицита и хлорита с примесью алевритовых угловатых обломков кварца, полевых шпатов, турмалина размером 0.03-0.1 мм. С увеличением количества алевритового материала до 45-60% породы переходят в алевритоглинистые сланцы. Некоторые темно-окрашенные разности содержат до 50-70% гидроокислов железа. Песчаники чаще разнозернистые, псаммитовой или алеврито-псаммитовой структуры, с размером обломков 0.05-0.7 мм. В их составе преобладают кварц (60-90%), полевые шпаты (5-35%), встречаются турмалин, пироксены, ильменит, циркон, гематит. Цемент хлорит – серицитовый, пелитовый, часто пропитан гидроокислами железа порового и регенерационного типа. В разрезе свиты насчитывается до 12 пластов гематитовых руд мощностью от 1 до 10 м, которые формируют здесь промышленные месторождения. Мощность свиты уменьшается с запада на восток от 350 до 200 м [Зуев и др., 2006].

Дашкинская свита (R₃dš) выполняет центральную часть Дашкинского прогиба. На нижнеангарской она залегает согласно с постепенным переходом. Свита сложена известняками (95%), глинистыми известняками, которые содержат маломощные прослои глинистых сланцев, песчаников, доломитов. Для отложений свиты характерна ритмичная слоистость, обилие слоев, насыщенных строматолитовыми и онколитовыми постройками.

В разрезе дашкинской свиты выделяется 4 толщи, связанные постепенными переходами (снизу-вверх) [Постельников и др., 1973]:

 1. «Известково-сланцевая толща» состоит из переслаивающихся темно

 серых и черных глинистых известняков, аргиллитов, реже алевролитов и плитчатых
 250

 известняков
 300

 «Нижняя известковая толща» сложена переслаивающимися массивными 250и плитчатыми известняками
 300

3. «Флишоидная толща» представлена ритмично слоистыми 280толстоплитчатыми (0.3-0.5 м), волнисто-слоистыми и тонкоплитчатыми (3-5 см) 300 известняками

 4. «Верхняя известковая толща» – преимущественно массивные и 100волнисто-слоистые известняки с биогермами строматолитов
 150

Граница между нижнеангарской и дашкинской свитами проводится по смене пестро окрашенных (желтоватых, вишнево-бурых) глинистых сланцев сероцветными известковоглинистыми сланцами, известняками часто в переслаивании, иногда с прослоями водорослевых известняков. Мощность переходного слоя 180-200 м. Выше залегают известняки серые, темносерые, часто глинистые, мощностью от 70 до 150 м. В отличие от северных более глубоководных фаций в южных разрезах в основании свиты залегают брекчированные известняки, что может свидетельствовать о седиментационном размыве в условиях мелководных фаций. Известняки свиты нередко содержат биогермы строматолитов и онколитов, определены *Vesicularites obscurus Z.Zhur* [Журавлева и др., 1969]. Общая мощность дашкинской свиты в южной части Енисейского кряжа составляет 2400-2500 м.

Известняки слоистые, оолитовые, брекчированные породы, сложены крипто- или мелкокристаллическим кальцитом 85-90%, редко с примесью доломита, кварца, полевого шпата, слюды, кремней, гематита. В обломочных разностях наряду с кальцитом присутствует сидерит. В известково-глинистых сланцах И глинистых известняках количество глинистогидрослюдистого материала увеличивается до 30-60%; он распределен неравномерно и подчеркивает слоистость. Постоянна примесь алевритовых частиц кварца, полевых шпатов. В глинистых сланцах, состоящих в основном из глинисто-гидрослюдистого вещества, количество кальцита - менее 20%, алевритовых обломков кварца, полевого шпата - 15-20%. Песчаники мелкозернистые, состоят из угловато-окатанных зерен кварца, кремней (90-95%), полевых шпатов (5-10%), турмалина, гематита. Цемент поровый, соприкосновения, представлен хлоритом, серицитом или гидрослюдой [Зуев и др., 2006].

Возраст дашкинской свиты ограничивается по определениям комплекса микрофоссилий и микрофитофоссилий верхнерифейского возраста [Шенфиль и др., 1980, 1982; Журавлева и др., 1969; Хоментовский и др., 1972; Стратотип рифея..., 1982; Решения..., 1983].

Чинеульская свита (*R*₃*čn***)** развита в центральной части Дашкинского прогиба, где согласно с постепенными переходами залегают на известняках дашкинской свиты. В составе свиты принимают участие сланцы глинистые (70%), известково-глинистые (10%), известняки (10%), сланцы алевроглинистые, алевролиты, песчаники (10%).

Наиболее полный разрез получен бурением на левобережье р. Чинеуль [Зуев и др., 2006]. На массивных, скрытокристаллических черных известняках дашкинской свиты залегают снизувверх:

....M

40

60

110

1. Сланцы известково-глинистые, глинистые известняки в ритмичном переслаивании. Мощность ритмов от 1-2 до 35-60 см (последнее – для известняков в основании горизонта). Породы серые, темно-серые тонко-микрослоистые

2. Сланцы глинистые, известково-глинистые, иногда с вкрапленностью пирита, брекчированные, содержат прослои известняков иногда водорослевых. Породы серые, темно-серые, до зеленовато-бурых, бурых в верхней части

 Сланцы глинистые темно-серые с маломощными прослоями известковоглинистых сланцев и, в верхней части, – алевролитов
 85

4. Сланцы глинистые, с маломощными прослоями известково-глинистых сланцев и глинистых известняков, серые, темно-, светло-серые, редко желтоватые, зеленоватые

5. Сланцы глинистые темно-серые до черных неслоистые, редко с маломощными (3-10 см) прослоями комковатых известняков, известково-глинистых сланцев, выклинивающихся в западном направлении. В верхней части содержатся 75 два прослоя (15 и 25 см) фосфатоносных сланцев

 6. Сланцы глинистые, алевроглинистые в переслаивании (10-30 см) с

 алевролитами и песчаниками. Породы серые, светло- темно-серые
 50

Общая мощность свиты 400-440 м.

В целом для разреза свиты, характерны преобладание глинистой составляющей, повышенная карбонатность нижней части и насыщенность терригенными обломочными породами верхней части разреза. Незначительные фациальные изменения выражены в повышении карбонатности пород с запада на восток. Чинеульской свитой завершается разрез верхнего рифея Дашкинского передового прогиба. Выше, с базальными конгломератами в основании и с угловым несогласием, залегают отложения тасеевской серии нижнего венда, либо редколесной свиты верхнего венда.

Чинеульская свита слабо охарактеризована палеонтологически – в глинистых известняках подошвы свиты определены микрофоссилии и микрофитофоссилии позднего рифея [Зуев и др., 2006].

4.4. Ранневендские образования юга Енисейского кряжа

В ранневендское время в южной части Енисейского кряжа наступает заметная стабилизация тектонического режима. Все многочисленные прогибы предыдущего этапа завершают свое развитие и на их месте формируются два новых крупных бассейна с достаточно стабильным режимом осадконакопления. На этом этапе и происходит накопление дельтовых фаций красноцветной (верхней) молассы (тасеевская серия).

Тасеевская серия сложена на 70% красноцветными песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами (алешинская, мошаковская свиты) и на 30% сероцветными песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и доломитами (чистяковская свита) [Бабинцев и др., 2003].

Алешинская свита (V_1al) залегает с угловым несогласием на разновозрастных отложениях рифея, а также на гранитогнейсах нижнего протерозоя. Свита сложена красноватовишневыми полимиктовыми, реже кварцевыми, кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и подчиненными им конгломератами, гравелитами, глинистыми и алеврогинистыми сланцами. В основании свиты почти всюду наблюдаются конгломераты. Свита подразделяется на четыре толщи (снизу-вверх) [Бабинцев и др., 2003]:

М

 Первая толща, конгломератопесчаниковая, сложена переслаивающимися 250 красно-бурыми мелкогалечными конгломератами, сиренево-бурыми и сиреневыми гравелитами и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками и зеленовато-серыми и красновато-бурыми кварцитовидными песчаниками

2. Вторая толща, песчаниковая сложена серовато-бурыми, красновато- 300бурыми, светло-серыми полевошпат-кварцевыми песчаниками с прослоями 400 кварцевых и аркозовых песчаников и вишнево-бурых алевролитов

3. Третья толща, алевролитовая, сложена вишнево-бурыми и вишнево- 400красными алевролитами, сиреневыми и фиолетово-сиреневыми мелко- и 450 среднезернистыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками красноваторозовыми и красновато-бурыми мелкогалечными конгломератами с галькой кварца, кварцитов и гематита

4. Четвертая толща состоит из светло-бурых и бурых средне- и 500 крупнозернистых кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников с прослоями

светло-серых песчаников и вишнево-бурых алевролитов. Количество последних увеличивается вверх по разрезу толщи

Общая мощность свиты достигает 1600 м.

Чистяковская свита (V₁čs) согласно с постепенным переходом залегает на алешинской свите и сложена, в основном, серыми и зеленовато-серыми, с прослоями красноцветных (в нижней и верхней части разреза), ритмичнослоистыми полимиктовыми и полевошпатовокварцевыми песчаниками и алевролитами, реже глинистыми сланцами глинистыми доломитами. В западных и северных разрезах присутствуют линзы гравелитов и конгломератов.

По характеру окраски свита делится на 4 пачки снизу-вверх [Благодатский и др., 1968]:

Μ

1. Нижняя, пестроцветная, сложена, в основном серыми и зеленовато- 60 серыми реже красными олигомиктовыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и глинистыми сланцами тех же цветов. В нижней части пачки присутствуют прослои (0.5-1.0 м) гравелитов и конгломератов

2. Нижняя сероцветная пачка сложена зеленовато-серыми и серыми 100 полевошпатово-кварцевыми песчаниками, ритмично переслаивающимися с алевролитами и глинистыми сланцами зеленовато-серых тонов, с маломощными прослоями глинистых доломитов

3. Верхняя пестроцветная пачка имеет тот же состав и характер 55 переслаивания, что и в нижней пестроцветной пачке. Отличие заключается в преобладании алевролитов и глинистых сланцев над песчаниками

4. Верхняя сероцветная пачка аналогична нижней серо-цветной как по 70 составу, так и по окраске

Мощность чистяковской свиты колеблется от 100 до 310 м.

Мошаковская свита (V1mš) залегает на чистяковской согласно с постепенным переходом. Нижняя граница ее проводится по исчезновению сероцветных песчаников и алевролитов, нижележащей свиты [Бабинцев и др., 2003]. Мошаковская свита сложена переслаивающимися песчаниками кварцевыми, полевошпат-кварцевыми, полимиктовыми тонко-, мелко-, среднезернистыми слюдистыми с прослоями слюдистых алевролитов. Встречаются прослои разнозернистых и гравелитовых песчаников мощностью до 0.5 м. Цвет пород фиолетово-бурый, вишнево-бурый, вишнево-красный. В нижней части свиты преобладают песчаники, в средней части количество алевролитовых прослоев увеличивается. Алевролиты представлены слюдистыми фиолетово-бурыми разностями, иногда тонко рассланцованными, мощностью до 5 м. Верхняя часть свиты сложена ритмичнослоистыми глинистыми алевролитами (2-3 м) и слюдистыми мелко-, средне-, грубозернистыми песчаниками (0.2-0.7 м). Иногда
встречаются плавающие гальки бурых глинистых сланцев размером до 5 см. Слоистость параллельная четкая с хорошей послойной гранулометрической сортировкой. В то же время, встречаются слои с градационным распределением обломочного материала, а также косослоистые. Мощность слойков от первых см до 5 м. Мощность свиты изменяется от 100 до 1400 м.

Возраст отложений тасеевской серии на основе данных U-Pb датирования детритовых цирконов можно ограничить не древнее 575 млн лет [Прошенкин и др., 2016].

4.5. Поздневендско-раннекембрийские образования юга Енисейского кряжа (верхневендско-нижнекембрийский ярус)

На юге Енисейского кряжа в венд-кембрийское время формируется островная свита (V_2 - \mathcal{E}_{10S}). Она согласно, с постепенным переходом залегает на мошаковской свите. В основании свиты залегают красновато-бурые алевролиты с редкими маломощными прослоями зеленоватосерых известковистых алевролитов (8-10 м). Выше алевролитов залегают доломиты и глинистые доломиты плитчатые и тонкоплитчатые светлого буровато- и зеленовато-серого цвета в переслаивании с песчаниками, алевролитами и мергелями (10-12 м). Верхняя часть свиты представлена доломитами и песчанистыми доломитами, переслаивающимися с известняками и алевролитами и песчанистыми доломитами, переслаивающимися с известняками и алевролитами. Карбонатные породы имеют серые тона окраски с красноватыми и зеленоватыми оттенками, а терригенные породы красновато-бурые, лилово-красные и вишнево-красные с редкими прослоями зеленовато-серых. Количество и мощность прослоев песчаников и алевролитов убывает к верхам свиты и верхняя ее часть представлена доломитами и известняками и верхняя оттенком и с обильными включениями (по границам слоев) черных кремнистых стяжений.

Мощность островной свиты 150-170 м. Выше согласно ложатся карбонатные отложения иркеевской свиты нижнего кембрия. Отличительной особенностью свиты является существенно доломитовый состав и присутствие в разрезе прослоев песчаников с доломитовым цементом. Мощность свиты достигает 170 м [Зуев и др., 2006].

Фаунистически свита охарактеризована слабо. Возраст ее определяется согласным залеганием стратиграфически ниже климинской свиты нижнего кембрия с остатками руководящей фауны эльгянского биостратиграфического горизонта и выше мошаковской свиты верхневендского возраста. В островной свите определены *Cyclomedusa ex gr. davidi Spugg*. [Малков и др., 1987]. По [Решению..., 1983] граница между вендом и нижним кембрием проходит внутри карбонатного разреза островной свиты.

4.6. Обстановки накопления и обоснование возраста отложений дашкинской свиты (ослянской серии) юга Енисейского кряжа

Наиболее представительной свитой, отображающей обстановку седиментации ослянской серии юга Енисейского кряжа, является дашкинская свита. Подстилающая дашкинскую нижнеангарская свита и перекрывающая чинеульская свита нередко рассматривались в составе дашкинской свиты [Качевский и др., 19986; Мельников и др., 2005]. Дашкинская свита имеет довольно сложное строение, состоит из множества связанных в вертикальной последовательности толщ, которые замещают друг друга по латерали. В целом, отложения дашкинской свиты формировались на карбонатном шельфе при явном преобладании штормовой седиментации. Основу свиты составляют регрессивные последовательности метрового масштаба, указывающие на периодические быстрые повышения уровня моря с последующим обмелением и проградацией отложений более мелководных обстановок [Мельников и др., 2005].

В строении дашкинской свиты выделяется десять толщ, отражающие смену обстановки седиментации в рамках карбонатного шельфа.

1. Известняково-глинистая слабоуглеродистая толща формировалась в условиях глубокого шельфа ниже штормовой базы волнения в результате седиментации и отложения из мутьевых потоков. Толща сложена листоватыми и тонкоплитчатыми известковистыми и доломитисто-алевритистыми аргиллитами, вмещающими однородные пакеты тонкосреднеслоистых микритов. В верхней части толщи возрастает роль тонко- и среднеслоистых карбонатных пород.

2. Толща тонконаслоенных известняков с градационной слоистостью интерпретируется как толща отложения турбидитов штормового происхождения. Она сложена микритовыми, реже тонкоинтракластическими известняками, которые образуют маломощные слои с градационной сортировкой материала. В верхней части толщи увеличивается мощность и количество пакетов турбидитов, в кровле известны линзовидные слои с бугорчатой слоистостью.

3. Толща микритовых и интракластических известняков с горизонтальным и линзовидным наслоением представляет собой многократно повторяющиеся последовательности регрессивной направленности. Эти последовательности отражают переход от образований фоновой седиментации к штормовым турбидитам и проксимальным штормовым отложениям. Наиболее полное строение отдельной взятой последовательности следующее: аргиллиты и глинистые известняки – градационные горизонтальные слои с микрослоистыми и однородными элементами – пинзовиднонастроенные слои с косо- и микрогоризонтальными и однородными элементами – линзовиднонастроенные амальгамированные слои кальцисилтитов –

линзовидно наслоенные амальгомированные слои комковато-пизолито-интракластических калькаренитов со знаками ряби на поверхности наслоения.

4. Карбонатная биогермная толща формировалась в зоне постоянного воздействия приливно-отливных течений и волн, которые разрушали постройки и выносили интракластический материал разной размерности в более глубоководные обстановки. Толща сложена мощными биогермами из тонкостолбчатых ветвящихся строматолитов, которые разделены каналами, заполненными интракластитами.

5. Толща микритовых и интракластических известняков с горизонтальным и линзовидным наслоением и прослоями алевродоломитов формировалась на отдалении от штормового базиса. В строении толщи преобладают пакеты линзовидно наслоенных пород с бугорчатой слоистостью и знаками волновой ряби на поверхностях напластования.

6. Толща грубослоистых доломитовых алевропесчаников, доломитов и интракластических известняков образована в барово-отмельной обстановке. Толща представлена преимущественно породами смешанного доломит-алевролит-песчаного состава с разной вариацией компонентов и пластами интракластических известняков, в том числе плоскогалечных конгломератов с алевродоломитовым матриксом.

7. Толща горизонтально- и линзовидно наслоенных алевродоломитов и известняков формировалась в более удаленной части бассейна по сравнению с барово-отмельной обстановкой выше и ниже штормовой базы волнения. Толща сложена преимущественно пакетами штормовых турбидитов и линзовидно наслоенных пород с бугорчатой слоистостью.

8. Толща горизонтально- и линзовидно наслоенных микритовых и интракластических известняков с редкими строматолитовыми постройками формировалась в условиях постоянного воздействия волн и течений в переходной зоне от дистальной штормовой к проксимальной штормовой обстановке. Толща состоит из градационных слоев тонкоинтракластических и микритовых известняков, линзовидно наслоенных микритов и интракластитов, массивных слоев оолитовых известняков с каналами течений и отдельными биогермами.

9. Толща строматолитовых, микритовых и интракластических известняков формировалась в зоне влияния штормовых волн и выше нормального волнового базиса на фоне постепенного обмеления бассейна. В нижней части толщи строматолитовые биогермы находятся на дистальных и проксимальных штормовых отложениях. Для средней части толщи характерны регрессивные последовательности с преобладанием проксимальных линзовидных штормовых темпеститов и мощных пластов со строматолитовыми биогермами и интракластитами. В верхней части толщи распространены биогермы строматолитов с многочисленными каналами, заполненными оолитовыми известняками.

10. Толща известняков с редкими биогермами и известковистыми аргиллитами формировалась в условиях внутреннего шельфа при проградации зарифовых отмелей через лагунно-шельфовые депрессии. Толща сложена темно-серыми И черными микрокристаллическими и тонкоинтракластическими известняками, а также регрессивными последовательностями однородных микрогоризонтальнослоистых микритов И тонких интракластитов со строматолитовыми постройками.

Время формирования отложений дашкинской свиты, несмотря на многочисленные палеонтологические исследования [Шенфиль и др., 1980, 1982; Журавлева и др., 1969; Хоментовский и др., 1972; Стратотип рифея..., 1982; Решения..., 1983], проведенные 60-х -80-х годах прошлого столетия, обосновано слабо. Возраст дашкинской свиты, как было сказано выше, ограничивается по определениям комплекса микрофоссилий и микрофитофоссилий верхним рифеем. В верхней части свиты известен комплекс микрофоссилий: Leiosphaeridia effuse (Shep.), L. sinica (Tim.), L. minor (Schep.), L. pelucida (Schep.), L. tschapomica (Tim.), L. vesljanica (Tim.), Protosphaeridium densum Tim., Pterospermopsimorpha pileiformis Tim., P. deformata Rud., Agidelia reta Pjat., Symplassosphaeridium tumidulum Tim., Udereica ornate Pjat., Trachysphaeridium salebrosum Pjat., Leiotrichoides typicus Herm., Synsphaeridium sorediforme Tim., Nucellosphaeridium nordium (Tim.) [Шенфиль и др., 1980], а также микрофитолиты Vesicularites bothrydioformis (Krasnop.), V. obscurus Z. Zhur., V. stratosus Z. Zhur., V. porectus Z. Zhur., Nubecularites abustus Z. Zhur., Radiosus vitreus Z. Zhur. [Журавлева и др., 1969], Nubecularites uniformis Z. Zhur., Osagia udereica Yaksch., Glebosites gentilis Z. Zhur. [Хоментовский и др., 1972], Osagia monolamellosa Z. Zhur., Radiosus polaris Z. Zhur., Osagia tenuilamellata Reitl., O. aff. composite Z. Zhur [Шенфиль и др., 1980], по которому отложения дашкинской свиты схожи с рифейскими породами юдомской серии Учуро-Майского района, тиннойвской свитой Патомского нагорья, старореченской свитой Анабарского массива [Стратотип рифея..., 1982]. При этом в настоящий момент отложения юдомской свиты на основе находок юдомского (IV) комплекса микрофитолитов [Стратиграфия.., 2005] и данных Sr-хемостратиграфии [Семихатов и др., 2004] отнесены к венду.

Положение докембрийских осадочных разрезов на современных схемах и в серийных легендах к геологическим картам нового поколения определяется по этим данным предшественников, и часто не имеет подтверждения прецизионными методами исследований. Отсутствие современных геохронологических и изотопно-геохимических данных, напрямую или косвенно ограничивающих время накопления докембрийских осадков, затрудняет корреляцию с мировыми разрезами и глобальную реконструкцию положения древних тектонических блоков, террейнов и палеоконтинентов. Для территории Енисейского кряжа сложность составления общей схемы стратиграфии докембрия определяется еще и тем, что в нем различные комплексы отложений формировались в разобщенных прогибах, и ни в одном из них нет представительных

разрезов, где были бы представлены известные в регионе подразделения [Хоментовский, 2014]. В настоящее время для Дашкинского прогиба имеются исследования изотопного состава Sr и C. Приведенные величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения показывают широкий разброс значений от 0.70513 до 0.70667. Значения δ^{13} C возрастают снизу-вверх по разрезу от +1 до +6 ‰, при этом большая часть варьирует в интервале от +3 - +4‰ [Хабаров, Вараксина, 2011] (Рис. 4.3).



Рис. 4.3 Изотопные кривые карбонатного углерода и стронция рифейских отложений Енисейского кряжа [Хабаров, Вараксина, 2011]

В качестве критериев для карбонатных образцов, авторами этой работы были приняты следующие значения: для доломитов Mn/Sr \leq 2.5, Fe/Sr \leq 60, Rb/Sr <0.005, для известняков более строгие Mn/Sr \leq 0.5, Fe/Sr \leq 5, Rb/Sr <0.001, при этом не приводится обоснований для повышения критичных значений Fe/Sr отношений. Таким образом приведенные данные содержат большое количество образцов претерпевших значительные постседиментационные изменения, которые привели к повышению ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения. Также стоит отметить, что измерения изотопного состава стронция проводились на одноколлекторном масс-спектрометре старого поколения MИ1201-T, точность измерения которого составляет пятый знак после запятой и средней ошибкой 0.00006 (26), в то время как в современной хемостратиграфии кондиционными являются данные с точностью определения до шестого знака и ошибкой не превышающей 0.000020 (26). На основе полученных результатов Хабаров Е.М. с соавторами предполагает неопротерозойских возраст формирования дашкинской свиты.

ГЛАВА 5. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ДАШКИНСКОЙ СВИТЫ ОСЛЯНСКОЙ СЕРИИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

5.1. Петрографические и геохимические характеристики карбонатных пород

Для изучения карбонатных отложений ослянской серии, представленных в разрезе дашкинской свиты, из боковых врезов р. Удерей была отобрана коллекция пород.

При проведении петрографических исследований было выявлено, что большинство образцов представлены карбонатными породами со скрытокристаллической структурой, реже с гранобластовой. Встречаются небольшие прожилки кальцита, кубики пирита, а также образцы с примесью кварца (не более 3%).



Рис. 5.1 Карбонатная порода с Рис. 5.2 Карбонатная порода со гранобластовой структурой и пиритом скрытокристаллической структурой



Рис. 5.3 Карбонатная порода с гранобластовой структурой.

Геохимическое изучение карбонатов дашкинской свиты (27 образцов) позволило выявить породы с наименее нарушенной изотопной системой, отражающей изотопный состав стронция среды седиментации. Разрез представлен преимущественно известняками (Mg/Ca \leq 0.1) и доломитистыми известняками, в нижней части разреза присутствуют 3 образца известковистых разностей (EK12-32, EK12-38 и EK12-39, отношение Mg/Ca 0.381, 0.400 и 0.428, соответственно), в то время как в верхней части только один (EK12-10, отношение Mg/Ca 0.403) (Рис. 5.4). В 13 образцах доля нерастворимого алюмосиликатного остатка составляет от 20.2 до 45%, что позволяет отнести эти породы к мергелям.

Для нижней части разреза дашкинской свиты характерны более высокие содержания Fe, они варьируют в пределах от 1700 до 15400 мкг/г, в то время как содержания в верхней части разреза ниже в 2-4 раза (1600-8400 мкг/г). Мп распределяется по разрезу аналогичным образом: в нижней части разреза количество Mn находится в интервале 250-950 мкг/г, а в верхней 70-210 мкг/г, соответственно. Максимальные содержания Fe и Mn (7900-15400 мкг/г и 420-710 мкг/г в нижней части; 3700-8400 и 140-210 мкг/г в верхней) отмечаются в образцах с повышенным содержанием нерастворимой терригенной примеси (20-45%) (Рис. 5.5 и Рис. 5.6). Содержания Fe имеют сильную положительную зависимость от доли терригенной примеси (коэффициент корреляции R^2 =0.85), для Mn и доли нерастворимого остатка наблюдается корреляционная связь средней силы (R^2 =0.61), наименьшая взаимосвязь отмечается между Fe и Mn (R^2 =0.56). Состав нерастворимого вещества был определён методом рентгенофазового анализа (РФА) на установке VRA-20R (Carl Zeiss Jena, ЦКП МИИ СО РАН, Новосибирск). Установлено, что некарбонатное вещество представлено в нижней части разреза в основном кварцем с примесью Fe-Mg хлорита,



стратиграфическая шкала.

117



Рис.5.5 Соотношение доли карбонатного вещества и содержания Fe для карбонатных отложений дашкинской свиты.



Рис. 5.6 Соотношение доли карбонатного вещества и содержания Mn для карбонатных отложений дашкинской свиты



Рис. 5.7 Соотношение содержаний Мп и Fe для карбонатных отложений дашкинской свиты.

полевых шпатов, слюд и глин, в верхней части разреза роль хлоритов снижается и преобладающими, после кварца, становятся калиевый полевой шпат и плагиоклаз. Во всех породах находятся следы пирита и разупорядоченных смектитов. Вероятно, повышенное количество Fe в образцах из нижней части разреза определяется составом алюмосиликатной примеси, в особенности хлоритом, попавшей в анализируемый раствор. Содержание Sr варьирует в широких пределах от 200 до 1120 мкг/г, при этом для нижней части характерны более высокие значения 340-1120 мкг/г со значительными экскурсами, в образцах с низкой долей карбонатного вещества наблюдается пониженное содержание Sr (до 340 мкг/г). В верхней части отмечается меньшая вариативность концентраций от 140 до 340 мкг/г. Для всех образцов установлена прямая корреляция отношений Fe/Sr, Mn/Sr и Mg/Ca (R^2 =0.93 и R^2 =0.75), стоит отметить более высокие значения этих показателей для известковистых разностей (34-60 и 1.2-1.5 соответственно) (Рис. 5.8 и Рис. 5.9).

Значение δ^{18} О варьирует от 20.6 до 27.1‰, при этом нижняя часть разреза характеризуется более выдержанным интервалом значений 24.6-25.7‰, в то время как для верхней части наблюдается большая вариативность 20.6-27.1‰. Для нижней части разреза у подошвы характерно плавное уменьшение значений с 25.3 до 24.6‰ с последующим ростом до 25.7‰, в верхней части есть общий тренд к росту этого значения.

Корреляций между отношениями элементов и значением δ^{18} O от Fe/Sr и Mn/Sr, δ^{13} C от Fe/Sr и Mn/Sr для образцов этой свиты не наблюдается (Рис. 5.10).



Рис. 5.8 Корреляция отношений Fe/Sr и Mg/Ca для карбонатных отложений дашкинской



Рис.5.9 Корреляция отношений Mn/Sr и Mg/Ca для карбонатных отложений дашкинской свиты



Рис. 5.10 Корреляция отношений Mn/Sr и Fe/Sr, и содержания Sr от значений δ^{13} C, δ^{18} O в карбонатных образцах дашкинской свиты

Для выяснения природы высоких концентраций Fe и Mn в карбонатных породах дашкинской свиты был применен сканирующий микроскоп (TESCAN MIRA 3LMU, ИГМ СО РАН) (Рис. 5.11, 5.12, 5.13). Было установлено, что Fe концентрируется в оксидах Fe, при этом основная масса кальцита, а также зерна доломита в порах не содержат железо. Незначительные содержания железа отмечаются в доломитах в образцах с кубиками пирита. В образцах с терригенной примесью, представленной кварцем, полевым шпатом, апатитом и оксидом железа, карбонаты в том числе и доломиты безжелезистые. Отмечено, что в одном зерне центр безжелезистый, средняя часть с низким содержанием железа и краевая часть снова без Fe, вместе с тем основная масса, представленная кальцитом, не содержит железо.



минералов, справа приведены спектры распределения элементов для каждой изученной точки.





Electron Image 1

30µm



Основываясь на данных распределения и концентрации железа в минералах пород дашкинской свиты можно сделать вывод о первичноосадочной природе повышенных содержаний Fe, которые в данном случае не являются следствием постседиментационных преобразований, и соответственно о ненарушенности Rb-Sr изотопной системы.

Таким образом, несмотря на то, что образцы дашкинской свиты не соответствуют критериям предложенным А.Б. Кузнецовым с соавторами для рифейских пород южного Урала, при более детальном изучении установлено, что карбонатные породы дашкинской свиты пригодны для целей Sr-изотопной хемостратиграфии. Нами было принято решение о повышении значений критериев по содержанию Fe и для дальнейшего изучения изотопного состава Sr и C были отобраны наименее измененные образцы с применением следующих лимитирующих значений: Mn/Sr≤1.3, Fe/Sr≤18 δ¹⁸O_{SMOW}> 20‰.

5.2. Изотопный состав углерода и стронция в карбонатных породах дашкинской свиты

Изотопный состав углерода карбонатных пород дашкинской свиты имеет выдержанные значения $\delta^{13}C_{PDB}$ от +3.7 до +4.4‰. В нижней части разреза наблюдается постепенный рост от +3.8 до +4.4‰ с последующим понижением до +4.2‰. В верхней части разреза наблюдается несколько вариаций на понижение и повышение значений $\delta^{13}C$: сначала идет понижение от +4.3 до +3.7‰, затем рост значений до +4‰ и снова снижение до +3.8‰ с последующим ростом до +4‰ и завершается отрицательным экскурсом до +3.7‰ (Рис. 5.14).

Первичный изотопный состав Sr наименее измененных пород варьирует в интервале от 0.70566 до 0.70606, с экскурсом до 0.70621 в образцах с высокими отношениями Mn/Sr и Fe/Sr. В нижней части разреза происходит постепенное снижение от 0.70585 до 070580, затем идет положительный экскурс до 0.70586 с последующим снижением до 0.70566 сменяющийся положительным экскурсом до 0.70585. В верхней части разреза изотопный состав Sr демонстрирует больший разброс значений от 0.70571 до 0.70620 (Рис. 5.14). Наименьшие значения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отражают состав воды в момент седиментации карбонатных пород, таким образом для верхней части разреза наиболее представительными являются пять образцов для которых изотопный состав Sr варьирует в интервале 0.7057-0.7059 независимо от содержаний Fe и отношения Fe/Sr. Полученные данные с минимальным разбросом значений указывают на сохранность Sr-изотопной системы, что также подтверждается отсутствием корреляции между



Рис. 5.14 Изменение изотопного состав Sr и C дашкинской свиты по разрезу. 1 – образцы с наименее нарушенной изотопной системой, 2 – образцы, претерпевшие незначительные постседиментационные изменения.



Рис.5.15 Соотношение между содержанием Sr и отношением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr



содержанием Sr и 87 Sr/ 86 Sr отношением (Рис. 5.15), а также между значениями отношений 87 Sr/ 86 Sr и Mn/Sr (Рис. 5.16).

127

Сопоставление изотопных (Sr, C) характеристик карбонатов дашкинской свиты с обобшенной кривой вариации отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в палеоокеане показало, что полученные характеристики (87 Sr/ 86 Sr отношение от 0.7056 до 0.7060, значение δ^{13} C от +3.7 до +4.3‰.) отвечают рифейским отложениям, в то время как для вендских карбонатов характерны более высокие значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения (0.7075-0.7090). Таким образом, временной интервал накопления осадочных толщ дашкинской свиты составляет 1050-750 млн лет. Наиболее вероятным является интервал 1050-1000 млн лет (Рис 5.17). В результате проведенных исследований и сопоставлений с кривой вариации можно наблюдать идентичность этих показателей с ранее изученными породами тунгусикской серии (отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 0.7053 – 0.7061, δ¹³С_{PDB} +3.2...+5.2‰) Енисейского кряжа [Вишневская и др., 2012]. Однотипные изотопные характеристики и характер их распределения имеют следующие карбонатные последовательности Северной Евразии: игниканской свитой лахандинской серии Учуро-Майского региона (87 Sr/ 86 Sr 0.7058, δ^{13} С_{PDB} от -0.1 до+3.6‰) [Bartlev et al., 2001], буровая свита Туруханского поднятия (среднее значение 87 Sr/ 86 Sr отношения 0.7055, δ^{13} С_{PDB} от +0.3 до +4.6‰) [Bartley et al., 2001], серия Литтл дал горы Маккензи Канады (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 0.7055 до 0.7062, δ¹³С_{PDB} от+0.3 до +5.7‰) [Halverson et al., 2007] (Рис. 5.18). Таким образом полученные данные указывают на рифейский возраст формирования этих отложений.









ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных петрографических и геохимических исследований карбонатных отложений маастахской и хатыспытской свит хорбусуонской серии Оленекского поднятия и дашкинской свиты ослянской серии Енисейского кряжа установлено, что эти породы не претерпели существенных постседиментационных преобразований и сохранили первичные изотопные характеристики, отражающие изотопный состав воды в палеоокеане во время их седиментации.

На основе данных Sr- и C- хемостратиграфии установлено, что накопление карбонатных отложений дашкинской свиты ослянской серии Енисейского кряжа проходило в рифее, вероятно, на рубеже 1 млрд лет, но не моложе 750 млн лет. Изотопные характеристики и их вариации по разрезу дашкинской свиты хорошо коррелируют с таковыми в типовых разрезах неопротерозоя Сибирской платформы - Учуро-Майского региона и Туруханского поднятия.

Отложения хатыспытской свиты хорбусуонской серии Оленекского поднятия имеют достоверно установленный интервал седиментации - 550-560 млн лет. Это позволило в рамках данного исследования пополнить стандартную кривую вариаций изотопного стронция в воде палеоокеана на этот временной интервал, так как до настоящего времени полной летописи геохимических и изотопных данных не было. На основе U-Pb датирования детритовых цирконов из песчаников маастахской свиты и привлечения метода Sr- и C- хемостратиграфии стало возможным уверенно утверждать о ранневендском, а не рифейском возрасте этой свиты.

Таким образом, проведенные геохимические и изотопные исследования позволили пополнить мировую базу данных изотопного состава воды палеоокеана в докембрии и решить несколько конкретных задач стратиграфии позднего докембрия Сибирской платформы.

Список используемой литературы

- Бабинцев А.Ф., Гутина О.В., Качевский Л.К. Составление единой корреляционной схемы верхнепротерозойских отложений внутренних районов ЮЗ части Сибирской платформы и ее обрамления (включая Енисейский кряж). Красноярск. КНИИГиМС. 2003.
- Вейс А.Ф., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии типового разреза верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) //Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. №6. С. 20-45
- 3. Виноградов В.И.; Корж М.В.; Сорокина И.Э.; Буякайте М.И.; Кулешов В.Н.; Постельников Е.С.; Пустыльников А.М. Изотопные свидетельства эпигенетических преобразований и проблема возраста рифейских отложений Учуро-Майского региона Восточной Сибири // Литология и полезные ископаемые. 1998. №6. С. 629-646
- Виноградов В.И., Беленицкая Г.А., Покровский Б.Г., Буякайте М.И.. Изотопногеохимические особенности отложений верхоленской свиты среднего-верхнего кембрия Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 1. С. 79-93.
- 5. Вишневская И.А., Кочнев Б.Б., Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Прошенкин А.И. Srизотопные характеристики карбонатных отложений неопротерозоя юга Енисейского кряжа // ДАН. 2012. Т. 443. № 4. С. 459-463
- Вишневская И.А., Летникова Е.Ф. Хемостратиграфия венд-кембрийских карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Геология и геофизика. 2013а. Т. 54. №6. С.741-763
- Вишневская И.А., Кочнев Б.Б., Летникова Е.Ф., Киселева В.Ю, Писарева Н.И Srизотопные характеристики хорбусуонской серии венда Оленекского поднятия (северовосток Сибирской платформы) // ДАН. 2013б. Т. 449. №3. С. 317-321
- Вишневская И.А., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И., Маслов А.В., Благовидов В.В., Метелкин Д.В., Прияткина Н.С. Вороговская серия венда Енисейского кряжа: хемостратиграфия и данные U-Pb-датирования детритовых цирконов // ДАН. 2017. Т. 476. №3. С.311-315
- 9. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. -М.: Недра, 1968. 224 с.
- Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Ленская. Лист R-51-XVII,XVIII. Объяснительная записка / Н. А. Цейдлер, Ю. И. Минаева. Ред. Н. А. Сягаев. М.: 1969. 92с
- 11. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Лист R-51-XV,XVI. Объяснительная записка / И. М. Битерман, Е. Р. Горшкова. М.: 1970. 92с.
- 12. Геология СССР. Т. XVIII. Западная часть Якутской АССР. Часть І. Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1970. 536с.

- Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Енисейская. Лист 0-46-XXIII. Объяснительная записка / Благодатский А.В., Уссар Р.Т.. М: Недра. 1968. 60 С.
- 14. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Ленская. Лист R-51-XI,XII.
 / А. А. Красильщиков. Ред. В. А. Виноградов. М.: Недра. 1967. 67с.
- 15. Геология Якутской АССР. -М.: Недра, 1981. 300 с.
- 16. Гибшер А.С.; Бат-Ирээдуй Я.; Балахонов И.Г.; Ефременко Д.Э. Баянгольский опорный разрез венда-нижнего кембрия Центральной Монголии // Позд. докембрий и ран. палеозой Сибири: Сиб. платформа и ее обрамление/АН СССР. СО. Объед. ин-т геол., геофиз. и минерал. Новосибирск, 1991. с. 107-120
- Гибшер А.С.; Хоментовский В.В. Разрез цаганоломской и баянгольской свит венда нижнего кембрия Дзабханской зоны Монголии // Позд. докембрий и ран. палеозой Сибири. Вопр. регион.стратигр./АН СССР. СО. Ин-т геол. и геофиз. - Новосибирск, 1990. с. 79-91
- 18. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. Гранитоиды Оленекского поднятия (север Сибирского кратона): возраст, петрогенезис, геодинамическая позиция // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2008. С. 156-159.
- 19. Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Сачава А.В., Турченко Т.Л.. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. З. № 1. С. 3-33
- 20. Горохов И.М., Семихатов М.А., Аракелян М.М. Rb-Sr, K-Ar, H-О-изотопная систематика среднерифейских аргиллитов дебенгдинской свиты Оленекского поднятия (Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 41-56.
- Журавлева И.Т., Крылов И.Н., Постельников Е.С. О стратиграфии и органических остатках дашкинской свиты ослянской серии // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1969. №7. С.125-130
- 22. Зацепина Е.Ф. Петрологическое изучение метаморфических пород раннего докембрия СЗ части Енисейского кряжа для целей геологического картирования. Москва, МГУ; Красноярск, ГСЭ, 1977
- 23. Зуев В.К., Качевский Л.К., Качевская Г.И., Комаров В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист О-46 Красноярск. Объяснительная записка СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2006. 527 с.

- 24. Карлова Г.А. Первые находки скелетной фауны в туркутской свите Оленекского поднятия // ДАН СССР. 1987. Т. 292. №1. С.204-205
- 25. Качевский Л.К., Качевская Г.И., Пиманов А.В., Грабовская Ж.М., Кристин В.Н. Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе издание). Красноярск. 1998а.
- Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа масштаба 1:500000. Красноярск, Государственное предприятие Красноярскгеолсъемка. 19986.
- 27. Каширцев В.А. Кембрийский горючесланцевый бассейн Сибирской платформы. // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. С. 462-466.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П., Старосельцев К. В., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю., Сафронов А.Ф., Павлушин А.Д. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы // Петрология. Т. 8. № 4. 2000. С. 394-408.
- 29. Козлов В.И., Горожанин В.М. К вопросу о выделении бакеевской свиты и о возрасте базальных слоев ашинской серии Южного Урала // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты (ред. Козлов В.И.). Уфа, 1993. С. 14-23.
- 30. Комар В.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 122с.
- 31. Крамчанинов А.Ю., Кузнецов А.Б. Вариации δ⁸⁸Sr и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в неопротерозойских осадочных карбонатах (цаганоломская свита, Западная Монголия) // Доклады академии наук. 2014. Т. 455. № 4. С. 447-452.
- Кристин В.Н., Хисамутдинов А.Б. и др., Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист Р-46-ХХХІІІ, 1973, 84 с.
- 33. Крылов А.Я., Вишневский А.Н., Силин Ю.И., Атрашенок Л.Я., Авдзейко Г.В. Абсолютный возраст пород Анабарского щита // Геохимия. 1963. № 12. С. 1140-1144.
- 34. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25
- 35. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Изотопный состав Sr в водах мирового океана, окраинных и внутренних морях: возможности и ограничения Sr-изотопной хемостратиграфии// Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 3–19
- 36. Кузнецов А.Б. Эволюция изотопного состава стронция в позднерифейской морской воде: карбонаты каратавской серии Южного Урала. Автореферат диссертации на соискание

ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Санкт-Петербург. 1998. с.6-7, 20

- 37. Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А. Стронциевая изотопная хемостратиграфия в протерозое: состояние проблемы // Изотопное датирование геологических процессов. М. 2000 г.
- 38. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Крупенин М.Т., Горохов И.М., Маслов А.В., Каурова О.К., Эльмис Р Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст // Литология и полезн. ископаемые. 2005. № 3.С. 227–249
- 39. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Sr-изотопная характеристика и Рв-Рb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейскаябурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.
- 40. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А, Горохов И.М, Мельников Н.Н. Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Докл. Акад. Наук. 1997. Т. 353. №2. С. 249-254
- 41. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Изотопный состав Sr в карбонатных породах Каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения 87Sr/86Sr в позднерефейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. №5. С. 3-39.
- 42. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В. Sr- и С-изотопнаяхемостратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25–53
- 43. Кузнецов Н. Б., Прияткина Н. С., Рудько С. В., Шацилло А. В., Коллинз В. Дж., Романюк Т. В. Первые данные об изотопных U/Pb-возрастах и Lu/Hf-изотопно-геохимической детритных цирконов из лопатинской свиты (пограничные уровни венда-кембрия и тектоническая природа Тейско-Чапского прогиба (СВ Енисейского кряжа) // Доклады Академии наук. 2018. Т 479. № 1. С. 49–53
- 44. Кутявин Э.П., Горохов И.М. Химические превращения в ионном источнике массспектрометрометра при определении изотопного состава стронция и рубидия // Пробл. датирования докембрийских образований. Л.: Наука. 1977. 244-281
- 45. Легенда Анабаро-Вилюйской серии Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Объяснительная записка / М. С. Мащак, А. П. Кропачев, Г. Г. Сотникова и др. Гл. редактор М. С. Мащак СПб.: ФГУП «ВСЕГЕИ», 2009.

- 46. Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вещева С.В., Ковач В.П. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, Sm-Nd и Sr-изотопные свидетельства // Докл. Акад. наук. 2006. Т. 409. № 2. С. 235-240.
- 47. Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Терлеев А.А., Константинова Г.В. Геохимические и изотопные (SR, C, O) характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр. Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау): хемостратиграфия и обстановки седиментогенеза // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1466—1487.
- 48. Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Летников Ф.А., Караковский Е.А., Костицын Б.А., Вишневская И.А., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И. Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольскогоо микроконтинента в докембрии: данные U-Pb-датирования цирконов // ДАН. 2017. Т. 474. №5. С. 599-604
- 49. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Геохимия, природа и возраст протолита нижнепротерозойских железисто-глиноземистых метапелитов Заангарья Енисейского кряжа // ДАН. 2010. Т. 433. № 3. С. 378–385
- 50. Малков Е.В., Горяинов С.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые левобережья р. Ангары в междуречье Кокуй-Маньзя. Отчет о групповой геологической съемке м-ба 1:50 000 и общим поискам железных руд на площади листов О-46-60-В,Г; 71-А(б,в,г), Б;-72-А,Б; О-47-49-В,Г; -50-В; -61-А,Б. (Аладьинско-Маньзинская площадь), проведенных в 1983-87 гг. Аладьинско-Маньзинским отрядом, 1987.
- 51. Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Летникова Е.Ф., Туркина О.М., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Дмитриева Н.В., Гареев Э.З., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Тонкозернистые алюмосиликокластические породы рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа: основные литогеохимические характеристики //Геохимия. 2008. № 11. С. 1187-1215.
- 52. Минаева М.А. Известняковые конглобрекчии кембрия Сибирской платформы: распространение и происхождение // Геология и геофизика.1992. № 7. С. 81-90.
- 53. Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. Поздне-протерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрогеохимический состав, возраст и условия образования // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 58-71.
- 54. Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования //Геология и геофизика. 2007. Т. 48. №12. С. 1307—1320.
- 55. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитныегранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона:

петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // Доклады Академии наук. 2009. Т. 428. № 3. С. 386—391.

- 56. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л. Sm-Nd-изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // Доклады Академии наук. 2008. Т. 423. № 6. С. 795-800.
- 57. Обухов А.И., Плеханова И.О. Атомно-абсорбционный анализ в почвенно-биологических исследованиях. М. издательство МГУ, 1991, 184с.
- 58. Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др Возможности Рb-Pb датирования карбонатных пород с открытыми U-Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. т.8. №6. с. 3-19
- 59. Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. т. 6. №4. с. 20-31
- 60. Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Летникова Е.Ф., Гороховский Б.М. U-Pb возраст и Sr-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойскойцаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6.С. 28-40.
- 61. Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Васильева И.М., Горохов И.М., Каурова О.К., Подковыров В.Н., Гороховский Б.М. Рb-Pb возраст известняков354 среднерифейскоймалгинской свиты, Учуро-Майский регион Восточой Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 3-16.
- 62. Пинчук Л. Я. Морфология и генезис Беенчиме-Салаатинской впадины // Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности северо-востока Сибирской платформы. Труды НИИГА. Л.:1971. С. 123-126.
- 63. Писарева (Ветрова) Н.И. Методические подходы Sr и C- изотопной хемостратиграфии на примере неопротерозойских карбонатных отложений Дзабханского микроконтинента // Виртуальные и реальные литологические модели. Материалы Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии. –Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. с.95-97 (ISBN 978-5-94335-106-1)
- 64. Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б. и др. Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. т. 6. № 4. с. 3-19
- 65. Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. №5. С. 1245–1250

- 66. Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006а. № 5. С. 505–530.
- 67. Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 2: природа карбонатов с ультра низкими и ультра высокими значениями δ¹³С // Литология и полезные ископаемые. 2006 б. № 6.
- 68. Постельников Е.С. Байкальский орогенез (на примере Енисейского кряжа): Тр./ГИН АН СССР.- М.:Наука. 1973.- Вып. 243-127 С.
- 69. Прокопьев А.В., Торо Х., Смелов А.П., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Граханов С.А., Олейников О.Б. Усть-Ленский метаморфический комплекс (Северо-Восток Азии): первые U-PbSHRIMP геохронологические данные // Отечественная геология. № 5, 2007. С. 26-30.
- 70. Прокопьев С. А. Коренные источники алмазов из россыпей Анабарского алмазоносного района (на примере россыпей бассейна р. Эбелях) // Комплексное изучение и освоение природных и техногенных россыпей. Тез.докл. IVМеждународной научно-практической конференции, 17–22 сентября, 2007 г, г. Симферополь-Судак. Изд. «ПолиПресс», 2007. С. 88-90.
- 71. Прошенкин А.И., Караковский Е.А. U-Pb датирование детритовых цирконов из докембрийских терригенных отложений Иркинеевского выступа Сибирской платформы // Уникальные литологические объекты через призму их разнообразия. Материалы 2-й Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии, Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2016. С. 179-180
- 72. Решения Всесоюзного стратигр. совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск, часть 1 (верхний докембрий и нижний палеозой), 1979; часть II (средний и верхний палеозой), 1982; часть III (четвертичная система), 1983.
- 73. Рогов В.И., Карлова Г.А., Марусин В.В., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Гражданкин Д.В.
 Время формирования первой биостратиграфической зоны венда в сибирскомгипостратотипе // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 735-747
- 74. Розен О. М., Манаков А. В., Зинчук Н. Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. Научный редактор С. И. Митюхин, М.: Научный мир, 2006, 212с.
- 75. Савицкий В.Е., Конторович А.Е., Евтушенко В.М. и др. Кембрий Сибирской платформы.М.: Недра. 1972. 198с.

- 76. Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б. и др. Изотопный состав Sr в морской воде в начале позднего рифея: известняки лахандинской серии Учуро-Майского региона Сибири // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 2. С. 236-240
- 77. Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельников Н.Н., Подковыров В.Н., Кутявин Э.П. Низкое отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в Гренвильском и пост-Гренвильском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. №1. стр. 3-46.
- 78. Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемостратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3-28
- 79. Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Pb-Pb-изохронный возраст и Srизотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // Докл. АН. 2003. Т. 393. № 1. С. 83-87
- 80. Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. АН. 2000. Т. 372. № 2. С. 216-221
- 81. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.Наука, 1983. 224 с.
- 82. Смелов А. П., Березкин В. И., Сальникова Е. Б., Ковач В.П., Кравченко А. Новые данные о геодинамической природе и возрасте гранитоидовБилляхского массива (Анабарский щит)// Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2008. С. 351-352.
- 83. Смелов А.П., Габышев В.Д., Ковач В.П., Котов А.Б. Общая структура фундамента восточной части кратона. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 108-112.
- 84. Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеанская геология. № 6, 2003. С. 42-55.
- 85. Сметанникова Л.И., Гриненко В.С., МаланинЮ.А., Прокопьев А.В.и др. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист R-51. Джарджан. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2013. С. 397.
- 86. Соколов Б.С., Ивановский А.В. (ред.) Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т.1: Палеонтолонгия, М.: Наука. 1985. 222 С.

- 87. Сочава А.В., Подковыров В.Н., Виноградов Д.П. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах венда-нижнего кембрия Уринскогоантиклинория (юг Сибирской платформы)// Литология и полезн. ископаемые. 1996 №3 С. 279-289
- 88. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б., Ефимов А.О., Карлова Г.А., Килина Л.И., Константинова Л.Н., Кочнев Б.Б., Краевский Б.Г., Мельников П.Н., Наговицин К.Е., Постников А.А., Рябкова Л.В., Терлеев А.А., Хабаров Е.М.. Новосибирск: Гео. 2005. 428 С.
- 89. Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука. 1982. 176 С.
- 90. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / ред. Б.М.Келлер, Н.М.Чумаков. М. Наука. 1983. 184 С.
- 91. Томшин М.Д., Округин А.В., Зайцев А.И., Серов В.П. Погребенный Мунский массив докембрийских щелочных базитов (северо-восточная часть Сибирской платформы) // Отечественная геология. № 5. 2007. С. 83-90.
- 92. Физические и физико-химические методы анализа при геохимических исследованиях. Л.: Недра, 1986 г., 263с.
- 93. Фор Г. Основы изотопной геологии. М: Недра, 1989 г.
- 94. Хабаров Е.М. Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. №10. С. 44-54
- 95. Хабаров Е.М., Морозова И.П., Пономарчук В.А., Травин А.В., Нехаев А.Ю. Корреляция и возраст нефтегазоносных рифейских отложений Байкитской антеклизы Сибирской платформы по изотопно-геохимическим данным // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 3. С. 378-380
- 96. Хабаров Е.М., Вараксина И.В. Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. №8. С. 1173-1198
- 97. Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М: Наука. 1972. 356 С.
- 98. Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С. Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. № 7. 1985. С. 25-33.
- 99. Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Нижняя граница кембрия и принципы ее обоснования в Сибири // Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 3–26.
- 100. Хоментовский В.В. Ангарий Енисейского кряжа как стандартное подразделение неопротерозоя // Геология и геофизика. 2014. Т.55. №3. С. 464-472

- 101. Чумаков Н.М. Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 21-34.
- 102. Чумаков Н.М., Сергеев В.Н. Проблема климатической зональности в позднем докембрии // Климат и биосферные события. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М. 2004. С. 271-289
- Шенфиль В.Ю., Диденко А.Н., Пятилетов В.Г. О возрасте дашкинской свиты: (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 1982. №3. С. 44-53.
- 104. Шенфиль В.Ю., Брагин С.С., Диденко А.Н., Карлова Г.А. Опорный разрез позднего докембрия восточных районов центральной части Енисейского кряжа // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1980 С. 30-55.
- Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука,
 1991. 185 с.
- 106. Шпунт Б.Р. Стратиграфия и золотоносность протерозойских и вендских отложений северо-востока Сибирской платформы // Геология и золотоносность докембрия Якутии / Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, выпуск 19. 1971. С. 175-187.
- 107. Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. 1982. 226 С.
- 108. Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А., Лабезник К.А, Саввинов В.Т., Пермяков Э.Д., Келле Э.Я., Янковский Е.В. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение. 1979. 215 с.
- Aberg G., Wickman F.E. Variation of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in water from streams discharging into Bothnian Bay, Baltic Sea // Nordic Hydrol. 1987. V. 18. P. 33-42.
- 110. Allen P.A., Leather J., Brasier M.D. The Neoproterozoic Fiq glaciation and its aftermath, Huqf Supergroup of Oman // Basin Research. 2004. V.16 . №4. P. 507–534.
- 111. Alvarenga C., Dardenne M., Santos R., Brod E., Gioia S., Sial A., Dantas E., Ferreira V. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates in the Araras Group, Brazil // Gondwana Research. 2008. V. 13. P. 469–479
- 112. Asmerom Y., Jacobsen S., Knoll A.H., Butterfield N.J., Swett K. Strontium isotope variations of neoproterozoic seawater: Implications for crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V.55. №10. p.2883-2894
- 113. Bailey T.R., McArthur J.M., Prince H., Thirlwall M.F. Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: whole rock analysis // Chem. Geol. 2000, V. 167, № 3-4, P. 313-319

- 114. Banner J.L. Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy // Earth-Science Reviews. 2004, 65, p. 141–194
- 115. Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J. et al. Global events across the Mesoproterozoic – Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Precambrian Res. 2001. V.111. №1-4. p.165-202
- Birck J.L. Precision K---Rb---Sr isotopic analysis: Application to Rb---Sr chronology. Chemical Geology. 1986. V. 56. Is. 1-2. p. 73-83
- Bowring S.A., Grotzinger J. P., Isachsen C. E., Knoll A. N., Pelechaty S., Kolosov P. N. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Sciens. 1993. V.261. P.1293-1298.
- Brand U. Carbon, oxygen and strontium isotopes in Paleozoic carbonate components: an evaluation of original seawater-chemistry proxies // Chemical Geology. 2004. V. 204. Iss. 1–2, P. 23-44
- 119. Bowring S.A., Grotzinger J.P., Condon D.J., Ramezani J.R., Newall M.J., Allen P.A. Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic supergroup, sultanate of Oman // American journal of science. 2007. V. 307. P. 1097-1145
- Brasier M.D., Dorjnamjaa D., Lindsay J.F. The Neoproterozoic to early Cambrian in southwest Mongolia: an introduction // Geol. Mag. 133 (4). 1996. P.365-369
- 121. Brasier M.D., McCarron G., Tucker R., Leather J., Allen P.A., Shields G. New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Chubrah glaciation and the top of the Huqf Supergroup, Oman // Geology. 2000. V. 28. № 2. P. 175-178.
- 122. Burns S.J., Haudenschild U., Matter A. The strontium isotopic composition of carbonates from the late Precambrian (-560-540 Ma) Huqf Group of Oman // Chemical Geology. 1994, V. 111. P. 269-282
- 123. Condon D., Zhu M.Y., Bowring S., Wang W., Yang A., Jin Y. U-Pb ages from the neoproterozoic Doushantuo Formation, China // Science. 2005. V. 308. № 5718. P. 95-98.
- 124. DePaolo. Correlating rocks with strontium isotopes. // Geotimes. 1987. V. 32. № 12. p.
 16-18.
- 125. Derry L.A., Brasier M.D., Corfield R.M. Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu. Sr and C isotopes in the Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: a paleoenvironmental record during the "Cambrian explosion" // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 128. № ³/₄
- 126. Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B. Sedimentary cycling and environmental changes in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes // Geochim. Cosmochim.Acta 1992. V. 56. № 3. p. 1317-1329

- Derry L.A., Keto L.S., Jacobsen S.B., Knoll A.H., Swett K. Sr isotope variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland. Geochim. Cosmochim. Acta 1989.
 V.53. №9. 2331-2339
- 128. Elderfield H. Strontium isotope stratigraphy // PALAEO. 1986. V. 57. № 1. P. 71-90.
- 129. Fairchild I.J., Marshall J.D., Bertrand-Sarfati J. Stratigraphic shifts in carbon isotopes from Proterozoic stromatolitic carbonates (Mauritania): Influence of primary mineralogy and diagenesis // Amer. J. Sci. 1990. V. 290-A. P. 46-79
- 130. Faure G. Principles of Isotope Geology. 2nded. New York: Willey et Sons, 1986. 589 p.
- 131. Faure G., Hurley P. M., Powell J. K. The isotopic composition of strontium in surface water from the north Atlantic Ocean // Geochim. Cosmochim. Acta. 1965. 1965. V. 29. № 4. P. 209-220.
- Galimov E.M. Isotope organic geochemistry // Organic Geochemistry. 2006. V. 37. P. 1200–1262.
- 133. Gaucher C., Boggiani, P.C., Sprechmann, P., Sial, A.N., Fairchild, T. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications // Precambrian Research. 2003. V. 120. P. 241–278.
- 134. Goldberg E.D. The oceans as a chemical system // The Sea. ed. Hill M.N. 1963. V. 2. P. 3-25.
- 135. Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Melnikov N.N. Improved reference curve of Late Proterozoic seawater 87Sr/86Sr // Proceed, of the 4th Imernat. Symposium on the Geochemistry of the Earth's Surface. Ilkley, Yorkshire. England. 22-28 July 1996. Theme 5. Land - Atmosphere- Hydrosphere Interactions. Leeds. 1996. P. 714—717
- 136. Grazhdankin D. Patterns of distribution in the Ediacaran biotas: facies versus biogeography and evolution // Paleobiology. 2004. T. 30. № 2. P. 203-221
- Grazhdankin D.V. Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota // Journal Paleontology. 2014. V. 88. №2. P. 269–283.
- 138. Grazhdankin D.V., Balthasar U., Nagovitsin K. E, Kochnev B. B. Carbonate-hosted Avalon-type fossils in arctic Siberia // Geology. 2008. V. 36. No. 10. P. 803–806.
- 139. Hall S., Veizer J. Geochemistry of Precambrian carbonates: VII. Belt Supergroup, Montana and Idaho, USA // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. № 4. P. 667–677.
- Halverson G.P. A Neoproterozoic chronology. In: Xiao S., Kaufman A. (Eds.), Neoproterozoic geobiology and paleobiology // Topics in geobiology. 2006. V.27. p. 231-271.

- Halverson G.P., Dudás, F.Ö., Maloof A.C., Bowring S.A. Evolution of the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr composition of Neoproterozoic seawater // Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. 2007. V.256 (3-4). P.103-129.
- Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C., Rice A.H.N. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record // GSA Bulletin. 2005. V.117. № 9/10. P.1181-1207.
- 143. Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy // Precambrian Research 2010. V.182. P. 337–350.
- Harlan S.S., Heaman L., LeCheminant A.N., Premo W.R. Gunbarrel mafic magmatic event: a key 780 Ma time marker for Rodinia plate reconstructions // Geology. 2003. V. 31. № 1. P. 1053-1056.
- 145. Heaman L.M., Le Cheminant A.N., Rainbird R.H. A U-Pb baddeleyite study of Franklin igneous event // Geol. Assoc. Canada. Progr. And Abstr. 1990. V. 15. P. A55
- 146. Hill A.C., Walter M.R. Mid-Neoproterozoic (850-750 Ma) isotope stratigraphy of Australia and global correlation // Precambrian Res. 2000. V. 100. № 1/3. P. 181-211.
- 147. Hodell D.A., Mueller P.A., McKenzie J.A., Mead G.A. Strontium isotope statigraphy and geochemistry of the late Neogene ocean // Earth Planet. Sci. Letters. 1989. V. 92. № 2. P. 165-178.
- 148. Jacobsen S.B., Kaufman A.J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater // Chemical Geology 1999. V.161. №1. 37-57.
- Jefferson C., Parrish R. Late Proterozoic stratigraphy, U-Pb zircon ages and rift tectonics, Mackenzie Mountains, northwestern Canada // Can. J. Earth Sci. 1989. V. 26. № 9. P. 1784– 1801.
- 150. Kah L.C., Lyons T.W., Chelsey J.T. Geochemistry of a 1.2 Ga carbonate-evaporate succession, northern Baffin and Bylot islands: implications for Mesoproterozoic marine evolution // Precambrian Res. 2001. V. 111. № 1/4. P. 203–234.
- 151. Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. The Vendian record of Sr- and C-isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate // J. Earth and Planet. Sci. Lett. 1993. V. 120. № 4. P. 409-430.
- Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemicalimplications // Precambr. Res. 1995. V.73. №1-4. p. 27-49.
- 153. Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A. Integrated chronostratigraphy of Proterozoic-Cambrian boundary beds in the western Anabar region, northern Siberia // Geol. Mag. 1996. V. 133. № 5. P. 509-533.
- 154. Khudoley A.K., Rainbird R.M., Stern R.A., Kropachev A.P., Heaman L.M., Zanin A.M., Podkovyrov V.N., Belova V.N., Sukhorukov V.I. Sedimentary evolution of the Rhiphean– Vendian basin of southeastern Siberia // Precambrian Res. 2001. V. 111. №1/4. P. 129–163.
- 155. Knoll A.H. Learning of tell Neoproterozoic time // Precambrian Res. 2000. V.100. № 13. p. 3-20.
- 156. Knoll A.H., Grotzinger J.B., Kaufman AJ., Kolosov P. Integrated approachs to terminal Proterozoic stratigraphy: an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia // Precambr. Res. 1995a. V. 73. № 1-4. p. 251-270.
- 157. Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. et at. Sizing up the sub-Tommotian unconformity in Siberia // Geology. 1995b. V. 23. № 11. p. 1139-1143.
- Knoll A.H., Walter M.R. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history // Nature.
 1992. V. 356. p. 673-678.
- Koepnick R.B., Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A., Nelson H.F., Otto J.B.,
 Waite L.E. Construction of the seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr curve for the Cenozoic and Cretaceous:
 Supporting data // Chem. Geol. (Isotope Geosci. Section). 1985. V. 58. № 1/2. P. 55-81.
- 160. Leather J., Allen, P., Brasier, M., Cozzi, A. Neoproterozoic snowball Earth under scrutinity: Evidence from the Fiq glaciation of Oman // Geology. 2002. V.30. №10. P. 891–894.
- 161. Levashova N.M., Kalugin V.M., Gibsher A.S., Yff J., Ryabinin A.B., Meert J.G., Malone S.J. The origin of the Baydaric microcontinent, Mongolia: Constraints from paleomagnetism and geochronology // Tectonophysics. 2010. P. 306-320.
- 162. Li D., Shields-Zhou G.A., Ling H.-F., Thirlwall M. Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: guidelines for the use of bulk carbonate and phosphorite rocks // Chemical Geology, 2011. V. 290. pp. 133–144.
- 163. Macdonald F.A., Jones D.S. Schrag D.P. Stratigraphic and tectonic implications of a newly discovered glacial diamictite-cap carbonate couplet in southwestern Mongolia // Geology. 2009. V. 37. № 2. P. 123–126.
- Mattinson J.M. Preparation of HF, HCl, HNO3 acids at ultralow lead levels // Anal. Chem. 1972. V. 44. p. 1715-1716.
- McArthur J.M. Recent trends in strontium isotope stratigraphy // Terra Nova. 1994. V.6.
 № 4. P. 331-358.
- 166. McArthur J.M., Howarth R.J., Bailey T.R. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3. Best-fit line to the marine Srisotope curve for 0 to 509 Ma and accompanying lookup table for deriving numerical age // J. Geol. 2001. V. 109. № 2. P.155-169.

- 167. McKirdy D., Burgess J., Lemon N., Yu X., Cooper A., Gostin V., Jenkins R., Both R. A chemostratigraphic overview of the late Cryogenian interglacial sequence in the Adelaide Fold-Thrust Belt, South Australia // Precambrian Research, 2001. V. 106, pp. 149–186.
- Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for `blind dating' // Terra Nova. 2001. Vol 13. No. 1. 1-11.
- Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E., Kuznetsov A.B., Bujakaite M.I. Constraints on 87Sr/86Sr of Late Ediacaran seawater: insight from Siberian high-Srlimestones // J. Geol. Soc. London. 2009. V. 166. № 2. P. 183-191.
- Melezhik V.A., Roberts D., Zwaan K.B., Gorokhov M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E., Pokrovsky B.G. Isotopic stratigraphy suggests Neoproterozoic ages and Laurentian ancestry for high-grade marbles from the north-central Norwegian caledonides // Geological Magazine. 2002. T. 139. № 4. C. 375-393.
- Melezhik V.A., Ihlen P.M., Kuznetsov A.B., Gjelle S., Solli A., Gorokhov I.M., Fallick A.E., Sandstad J.S., Bjerkgård T. Pre-Sturtian (800–730 Ma) depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: a chemostratigraphic approach // Precambrian Research. 2015. V. 261. P. 272-299.
- 172. Michael T.D., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaia T.V., Konstantynov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // Precambrian Research, 170. 2009. P. 256-266.
- 173. Narbonne G.M., Aitken, J. Neoproterozoic of the MackenzieMountains, northwestern Canada // Precambrian Research. 1995. V.73. P.101–121.
- 174. Narbonne G.M., Kaufman A.J., Knoll A.H. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the upper Windermere Supergroup (Neoproterozoic), northwestern Canada: implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals // Geol. Soc. Am. Bull. 1994. V. 106. № 10. P. 1281–1292.
- 175. Nicholas C.J. The Sr isotopic composition of the oceans during the "Cambrian Explosion"
 // J. Geol. Soc. London. 1996. V. 153. № 2. P. 243–254.
- 176. Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T.R. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil // Chem. Geol. 2007. V. 237. P. 168–190.

- Palmer M.R., Edmond J.M. The strontium isotope budget of the modern ocean // Earth
 Planet. Sci. Letters. 1989. V. 92. № 61. P. 11-26.
- 178. Pelechaty S.M., Grotzinger J.P., Kashirtsev V.A., Zhernovsky V.P. Chemostratigraphic and sequence stratigraphic constraints on vendian-cambrian basin dynamics, northeast Siberian craton // The Journal of Geology, 1996. V. 104. p. 543–563
- 179. Peterman Z.L., Hege C.E., Tourtelot H.A. Isotopic composition of strontium in seawater throughout Phanerozoic time // Geochim. Acta. 1970. V. 34 № 1. P. 105-120.
- 180. Rainbird R.H., Jefferson C.W., Hildebrand R.S., Worth J.K. The Shaler Supergroup and revision of Neoproterozoic stratigraphy in Amundsen Bass, Northwest Territories // Geol. Surv. Canada. Current. Res. 1994, Paper 1994, P. 61-70.
- 181. Rainbird R.H., Jefferson C.W., Young G.M. The Early Neoproterozoic sedimentary succession B of the northwest Laurentia: Correlation and paleogeographic significance // Geol. Soc. Amer. Bull. 1996. V. 108. № 4. P. 454-470.
- 182. Rainbird R.H., Stern R., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I. U-Pb geochronology of Riphean supracrustal rocks from southeastern Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // Earth Planet. Sci. Letters. 1998. V. 164. № 3/4. P. 409-420.
- 183. Ray J.S., Veizer J., Davis W.J. C, O, Sr and Pb isotope systematics of carbonate sequences of the VindhyanSupergroup, India: age, diagenesis, corrlations and implications for global events // Precambrian Res. 2003. V. 121. № 1/2. P. 103-140.
- 184. Richter F.M., Rowley D.B., DePaolo D.J. Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics // Earth Planet. Sci. Letters. 1992. V. 109. № 1/2. P. 11-23.
- 185. Rogov V., Marusin V., Bykova N., Goy Y., Nagovitsin K., Kochnev B., Karlova G., Grazhdankin D. The oldest evidence of bioturbation on Earth // Geology. 2012. V. 40. № 5. p. 395-398.
- 186. Rooney A.D., Macdonald F.A., Strauss J.V. Dudás, F. Ö., Hallmann, C., Selby, D. Re-Os geochronology and coupled Os-Sr isotope constraints on the Sturtian snowball Earth // Proc. Nat. Acad. Sci. 2014. V. 111. № 1. P. 51–56.
- 187. Sawaki Y., Kawai T., Shibuya T., Tahataa M., Omori S., Komiya T., Yoshida N., Hirata T., Ohno T., Windley B.F., Maruyama S. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr chemostratigraphy of Neoproterozoic Dalradian carbonates below the Port Askaig Glaciogenic Formation, Scotland // Precambrian Res. 2010a. V. 179. № 1/4. P. 150–164.
- 188. Sawaki Y., Ohno T., Tahata M., Komiya T., Hirata T., Maruyama S., Windley B.F., Han J., Shu D., Li Y. The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges area, South China // Precambrian Res. 2010b. V. 176. № 1/4. P. 46–64.

- 189. Saylor B.Z., Kaufman A.J., Grotzinger J.P., Urban F.A. A composite reference section for terminal Proterozoic strata of southern Namibia // J. Sedim. Res. 1998. V. 68. P. 1223—1235.
- 190. Schidlowski M., Hayes J.M., Kaplan I.R. Isotopic inferences of ancient biochemistries: Carbon, sulfur, hydrogen, and nitrogen. Earth's earliest biosphere. Its origin and evolution / Ed. Schopf J.W. Princeton University Press, 1983. P. 149–186.
- 191. Schidlowski M. Carbon isotopes as biogeochemical recorders of life over 3.8 Ga of Earth history: evolution of a concept // Precambrian Res. 2001. V. 106. P. 117–134.
- 192. Shields G. Working towards a new stratigraphic calibration scheme for the NeoproterozoicCambiran // Eclogae geol. Helv. 1999. V. 92. P. 221-233.
- 193. Smelov A.P., Yan H., Prokopiev A.V., Timofeev V.F., Nokleberg W.J. Archean through MesoproterozoicMetallogenesis and Tectonics of Northeast Asia. In: Metallogenesis and tectonics of northeast Asia (Nokleberg W.J., ed.). U.S. GeologicalSurveyProfessionalPaper 1765, 2010. P. 4-1 – 4-56.
- 194. Sukhov S.S. Cambrian depositional history of the Siberian craton: evolution of the carbobate platforms and basins // Sedimentary focies and palaeogeography. 1997. V. 17. № 5. P. 27–39.
- 195. Swart P.K. Global synchronous changes in the carbon isotopic composition of carbonate sediments unrelated to changes in the global carbon cycle // PNAS. 2008. V. 105.№. 37. P. 13741-13745.
- 196. Veiser J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonate // Carbonates: mineralogy and chemistry. Rev. in Mineral. 1983. V. 11. № 2. P. 260-299.
- 197. Veizer J. Strontium isotopes in seawater through time // Ann. Rev. Earth Planet. Sci.1989. V. 17. P. 141–167.
- 198. Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebneth S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, δ¹³C and δ¹⁸O evolution of Phanerozoic seawater // Chem. Geol. 1999. V. 161. № 1/3. P. 59–88.
- 199. Veizer J., Compston W. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr composition of seawater during the Phanerozoic // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38. № 9. P. 1461-1484.
- 200. Veizer J., Compston W. 87Sr/86Sr in Precambrian carbonates as an index of crustul evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. № 8. P. 905-914.
- 201. Veizer J., Compston W., Clauer N., Schidlowski M. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in Late Proterozoic carbonates: evidence for a "mantle" event at 900 Ma ago // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. № 2. P. 295–302.
- 202. Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoicaccretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton:

new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge. //Tectonophysics. 2003. v. 375.pp. 147–168.

- 203. Vishnevskaya I.A., Letnikova E.F., Vetrova N.I., Kochnev B.B., Dril S.I. Chemostratigraphy and detrital zircon geochronology of the neoproterozoick horbusuonka group, northeastern Siberian platform // Gondwana research. 2017. V.51. P. 255-271.
- 204. Vishnevskaya I.A., Letnikova E.F.; Pisareva N.I., Proshenkin A.I. Chapter 18 Chemostratigraphy of Neoproterozoic Carbonate Deposits of the Tuva–Mongolian and Dzabkhan Continental Blocks: Constraints on the Age, Glaciation and Sedimentation / in Chemostratigraphy: Concepts, Techniques, and Applications, Edited by Mu. Ramkumar, 2015. p. 451-487.
- 205. Walter M.R., Veeres J.J., Calver C.R. et al. Dating the 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon and sulfur in seawater and some interpretative models // Precambrian Res. 2000. V. 100. № 1/3. P. 371–433.
- 206. Wingate M.T.D., Pisarevsky S. A., Gladkochub D. P., Donskaya T. V., Konstantinov K. M., Mazukabzov A. M., Stanevich A. M. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: Implicasions for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // Precambrian Research. 2009. V. 170. P. 256-266.
- 207. Wright V.P., Ries, A.C., Munn, S.G. Intraplatformalbasinfill from the InfracambrianHuqf Group, east central Oman. In: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., Ries, A.C. (Eds.), The Geology and Tectonics of the Oman Region //Geological Society Special Publication. 1990. P. 601–616.
- 208. Xia X.P., Sun M., Geng H.Y., Sun Y.L., Wang Y.J., Zhao G.C. Quasisimultaneous determination of U–Pb and Hf isotope compositions of zircon by excimer laser-ablation multiplecollector ICPMS // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2011. 26. 1868-1871.
- 209. Xiao S., Narbonne G.M., Zhou C., Laflamme M., Grazhdankin D.V., Moczydlowska-Vidal M., Cui H. Towards an Ediacaran Time Scale: Problems, Protocols, and Prospects // Episodes. 2016. T. 39. № 4. C. 540-555
- 210. Yang J., Sun W., Wang Z., Yaosongc X., XiancongaT. Variations in Sr and C isotopes and Ce anomalies in successions from China: evidence for the oxygenation of Neoproterozoic seawater? // Precambrian Res. 1999. V. 93. № 2/3. P. 215–233.
- 211. Yoshioka H., Asahara Y., Tojo B., Kawakami S. Systematic variations in C, O, and Sr isotopes and elemental concentrations in Neoproterozoic carbonates in Namibia: implications for a glacial to interglacial transition // Precambrian Res. 2003. V. 124. № 1. P. 69–85.

Приложение

Таблица 1. Содержание Са, Mg, Fe, Sr, Mn, геохимические коэффициенты для карбонатных отложений цаганоломской и баянгольской свянгольской и свит чехла Дзабханского микроконтинента.

nocengo	метры снизу	кол-во		держание.	MKI/F	Mar/Ca	Eo/Cr	Mn/Cr	Содер) мк	кание, г/г	δ ¹³ C	δ ¹⁸ Ο (<ΜΟΙΜ
oobased	вверх от подошвы	вещества, %	Mn	Fe	Sr	ing/ca			Mg	Са	(PDB,‰)	(on 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0,
					Раз	pea Nº1						
M9-74	11	84.1	120	430	680	0:030	0.63	0.176	11000	361000		
M9-75	12	98.5	80	550	1200	0.008	0.46	0.067	3000	396000		
M9-78	71	98.4	160	60	1400	0.009	0.04	0.114	3500	376000	5.5	23.8
M9-79	94	99.8	1	40	710	0.005	0.06	0.001	2100	408000		
M9-80	94	95.2	2	40	670	0.007	0.06	0.003	2800	410000		
M9-81	67	98.9	-	50	470	0.006	0.11	0.002	2400	376000		
M9-82	114	97.7	5	30	560	0.005	0.05	0.009	2200	426000	4.8	25.2
M9-83	151	61.5	20	720	1700	0.040	0.42	0.012	15000	374000		
M9-84	154	9.66	55	1400	1100	0.004	1.27	0.050	1600	376000		
M9-86	202	97.9	с	80	1500	0.004	0.05	0.002	1500	394000	9.5	24.7
M9-87	219	99.5	5	80	1200	0.005	0.07	0.004	1800	372000		
M9-88	242	98	10	50	1400	0.013	0.04	0.007	5100	404000	9.7	27.8
M9-89	260	98.4	5	70	2300	0.003	0.03	0.002	1100	378000		
06-6M	279	99.4	5	50	1000	0.004	0.05	0.005	1500	406000	9.9	26.9
M9-91	301	66	10	50	1100	0.003	0.05	0.009	1100	404000		
M9-92	310	94.8	10	140	1000	0.005	0.14	0.010	1800	391000		
M9-93	322	99.7	5	40	1600	0.003	0.03	0.003	1200	392000		
M9-94	335	99.4	5	50	1600	0.004	0.03	0.003	1400	393000	11.9	26.2
M9-95	373	99.5	10	60	1200	0.003	0.05	0.008	1100	375000		
96-6M	390	97	500	630	60	0.539	10	8.3	124000	230000		
M9-97	391	89.7	200	1600	60	0.598	26	3.3	119000	199000		
M9-98	422	81.1	80	640	50	0.573	12	1.6	114000	199000		

				-	а пли па	VINDAULI .	NURU					
ofinasell	метры снизу	кол-во карбонатного	Содо	ержание,	MKΓ/Γ	Ma/Ca	Fo/Sr	Mn/Sr	Содеру	қание, г/г	δ ¹³ C	δ ¹⁸ Ο (SMOW
Toppedoo	вверх от подошвы	вещества, %	Mn	Fe	Sr	no Ann			Mg	Са	(PDB,‰)	%o)
					Раз	spe3 Nº1						
66-6M	424	91.8	30	200	40	0.594	5	0.750	123000	207000	3.9	28.2
M9-100	425	98.9	60	190	30	0.589	6.3	2	123000	209000		
M9-101	517	98.6	20	230	40	0.604	5.7	0.50	125000	207000	3.9	26.5
M9-102	520	98.7	20	230	40	0.556	5.7	0.50	120000	216000		
M9-103	564	81.8	180	480	360	0.454	1.3	0.50	103000	227000		
M9-104	565	91.7	60	440	2000	0.086	0.22	0.03	29000	337000	6.0	24.5
M9-105	578	96.1	40	560	50	0.617	11	0.80	127000	206000		
M9-106	591	82.4	40	530	40	0.574	13	4	117000	204000		
M9-107	597	93.1	60	810	670	0.099	1.2	0.09	32000	324000		
M9-108	606	89.5	70	530	2000	0.016	0.27	0.04	5600	353000		
M9-109	623	88.7	40	520	1600	0.020	0.33	0.03	7100	363000		
M9-110	638	89.9	60	600	1100	060.0	0.55	0.05	33000	366000		
M9-111	651	89.9	30	240	1700	0.032	0.14	0.02	11000	347000		
M9-112	651	97.3	30	150	380	0.185	0.39	0.08	53000	286000	6.0	25.9
M9-113	664	88.4	160	5900	40	0.639	147	4	122000	191000		
M9-114	684	90.7	360	4100	50	0.575	82	7.2	123000	214000		
M9-115	745	98	450	2900	60	0.634	48	7.5	123000	194000		
M9-116	772	85.4	5400	8300	160	0.585	52	33	114000	195000		
M9-117	790	91.6	20	350	2300	0.011	0.15	0.009	4000	360000	0.5	17.5
M9-118	811	89.3	20	550	1100	0.022	0.50	0.02	7600	344000		
M9-119	835	84.2	60	400	1400	0.012	0.29	0.04	4100	340000		
M9-120	863	92.1	40	190	1600	0.007	0.12	0.02	2900	401000		
M9-121	894	88.7	20	330	100	0.549	3.3	0.20	112000	204000		
M9-122	901	98.6	10	110	150	0.458	0.73	0.07	110000	240000	-3.0	23.9
M9-123	933	98.6	20	60	220	0.017	0.27	0.09	6500	385000		

Таблина 1. Прололжение

151

образец	метры снизу	кол-во карбонатного	Соде	ержание, г	MKr/r	Mg/Ca	Fe/Sr	Mn/Sr	Содер: мк	жание, г/г	δ ¹³ C	δ ¹⁸ Ο (SMOW,
	вверх от подошвы	вещества, %	Mn	Fe	Sr)			Mg	Са	(PUB,‰)) %00)
					Раз	pe3 Nº1						
M9-124	963	98.3	10	80	230	0.009	0.35	0.04	3600	386000		
M9-125	1095	95.4	40	150	170	0.005	0.88	0.23	1900	378000		
M9-126	1151	93.6	40	970	480	0.040	2	0.08	13800	343000		
M9- 126a	1152	67	580	2300	400	0.114	5.7	1.4	35800	313000		
M9-127	1153	63.1	700	4800	450	0.028	10	1.5	6500	229000		
M9-128	1178	99.4	50	490	270	0.005	1.8	0.19	1900	387000		
M9-129	1232	96.3	90	1300	1500	0.013	0.87	0.06	4600	355000		
M9-130	1237	38.1	270	2300	410	0.014	5.6	0.66	2100	154000		
M9-131	1239	91.6	200	1100	460	0.008	2.4	0.44	3000	359000		
M9-132	1239	91.1	280	1100	420	0.011	2.6	0.67	3600	331000		
M9-134	1242	89.9	680	1400	680	0.011	2.1	1.	3800	345000		
M9-135	1242	97.8	350	570	720	0.011	0.79	0.48	3900	361000	3.1	16.9
M9-136	1243	93.1	006	3700	870	0.009	4.3	1.03	3600	385000		
M9-137	1298	91.8	560	1300	580	0.029	2.2	0.97	11000	376000	5.1	18.4
M9-138	1391	90.2	260	1100	320	0.008	3.4	0.81	2900	349000		
M9-139	1398	90.9	280	880	340	0.006	2.6	0.82	2200	360000	4.1	18.7
M9-140	1433	87.5	980	2800	700	0.009	4.	1.4	3100	354000		
M9-141	1509	98.8	3700	620	300	0.011	2.1	12	4500	394000		
					Раз	pe3 №2						
M9-142	65	96.1	160	350	430	0.253	0.81	0.37	71000	281000		
M9-143	67	96.4	20	70	470	0.027	0.15	0.04	10700	393000		
M9-144	91	94.7	30	140	590	0.094	0.24	0.05	32800	350000		
M9-145	92	96.4	40	100	2100	0.055	0.05	0.02	21000	379000		
M9-146	110	99.8	30	120	40	0.556	З	0.75	125000	225000		

Продолжение	
Ξ.	
Таблица	

ofinasell	метры снизу	кол-во карбонатного	Cop	ержание	, MKr/r	Ma/Ca	Fa/Sr	Mn/Sr	Содеру	кание, г/г	δ ¹³ C	δ ¹⁸ Ο (SMOW
	вверх от подошвы	вещества, %	Mn	Fe	Sr	50 Å	5		Mg	Са	(PDB,‰)	%o)
					Pa	spea №2						
M9-147	129	97.6	40	140	50	0.554	2.8	0.80	128000	231000		
M9-148	162	99.7	30	250	50	0.528	5.	0.60	115000	218000		
M9-149	218	92.5	20	210	60	0.532	3.5	0.33	125000	235000		
M9-150	223	97.9	30	160	40	0.563	4	0.75	125000	222000		
M9-151	249	91	50	370	50	0.509	7.4	-	109000	214000		
M9-152	299	98.5	40	830	140	0.467	5.9	0.29	120000	257000		
M9-154	445	99.8	60	150	30	0.565	5	2	131000	232000		
M9-155	473	96.4	50	980	40	0.554	25	1.3	123000	222000		
M9-156	651	93.3	30	250	30	0.517	8.3	-	121000	234000		
M9-157	667	66	100	620	50	0.534	12	2	119000	223000		
M9-158	715	94.5	170	670	50	0.552	13	3.4	128000	232000		
M9-159	729	6.96	70	560	40	0.554	14	1.8	118000	213000	3.0	29.5
M9-160	780	96.4	40	100	750	0.013	0.13	0.05	5000	397000	-0.5	21.0
M9-161	803	91	40	320	950	0.054	0.34	0.04	20600	385000		
M9-162	819	95.6	40	270	720	0.085	0.38	0.06	30000	353000		
M9-163	819	80.1	30	940	750	0.020	1.2	0.04	7800	392000		
M9-164	819	95.6	50	110	1100	0.046	0.10	0.05	18000	392000	-2.4	22.7
M9-165	854	98.5	30	180	590	0.004	0.31	0.05	1800	402000	0.3	20.5
M9-167	780	99.8	60	510	40	0.571	13	1.50	129000	226000		
M9-168	814	98.4	100	840	60	0.522	14	1.7	118000	226000		
M9-169	814	96.1	10	06	610	0.007	0.15	0.02	2900	402000		
M9-170	941	94.4	30	260	730	0.068	0.36	0.04	25400	372000		
M9-171	646	94.6	20	320	062	0.049	0.41	0.03	18200	370000	-0.3	22.2
M9-172	969	96.5	10	110	1300	0.023	0.08	0.008	9200	393000		
M9-173	984	95.8	20	140	1200	0.026	0.12	0.02	10400	395000	-3.9	21.7

153

δ ¹⁸ Ο (SMOW	(°%)							20.9				23.3						20.8			
δ ¹³ C	(PDB,%)							-2.4				-2.4						-2.2			
жание, кг/г	Ca		380000	402000	377000	352000	419000	379000	395000	391000	415000	417000	410000	347000	472000	141000	423000	526000	416000	340000	393000
Содер М	Mg		15000	10600	14000	37000	4100	10000	23600	6400	4600	4900	4800	5100	3000	3000	4500	2500	2100	58300	1700
Mn/Sr			0.03	0.01	0.22	0.24	0.06	0.18	0.07	0.02	0.04	0.02	0.54	0.55	1.2	2.4	0.64	0.22	0.08	0.66	9
Fa/Sr	5		0.50	0.10	3.6	2.8	0.69	3.2	1.9	0.45	0.48	0.16	1.1	2.5	1.2	21	3.8	1.4	0.22	5	3.7
Ma/Ca	no/feu	pe3 №2	0.039	0.026	0.037	0.105	0.010	0.026	0.060	0.016	0.011	0.012	0.012	0.015	0.006	0.021	0.011	0.005	0.005	0.171	0.004
икг/г	Sr	Pa3	880	700	180	170	350	440	440	440	270	430	670	1300	1000	250	420	450	720	320	180
ержание, г	Fe		440	20	650	480	240	1400	820	200	130	20	710	3300	1200	5300	1600	630	160	1600	660
Содо	Mn		30	10	40	40	20	80	30	10	10	10	360	720	1200	590	270	100	60	210	1100
кол-во карбонатного	вещества, %		96.4	98.2	94.8	98.9	97.9	94.7	98	99.9	98.9	98.1	95.1	85.2	87.7	34	92.2	96.2	99.4	97.9	95.1
метры снизу	вверх от подошвы		994	1004	1039	1041	1043	1045	1048	1053	1058	1063	1068	1088	1168	1169	1173	1183	1203	1213	1223
ofina 3ell	1 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2		M9-175	M9-176	M9-177	M9-178	M9-179	M9-180	M9-181	M9-182	M9-183	M9-184	M9-185	M9-186	M9-187	M9-188	M9-189	M9-190	M9-191	M9-192	M9-193

Таблица 2. Содержания Rb и Sr, измеренные методом двойного изотопного разбавления и Sr-изотопные характеристики для карбонатов цаганоломской и баянгольской свит чехла Дзабханского микроконтинента. Примечание: *«Возраст млн. лет» - примерное значение, для

Образец	Fe/Sr	Mn/Sr	Mg/Ca	э-Дор), MKГ/Г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	возраст (млн лет)	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr измер	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr первичное	ошибка +/-
				Rb	S		÷		-	
					Page	33 Nº1				
M9-78	0.04	0.114	0.009	0.095	1656	0.00017	550	0.70715	0.70715	0.000013
M9-80	0.06	0.003	0.007	0.051	746	0.0002	550	0.70718	0.70717	0.000016
M9-82	0.05	0.009	0.005	0.045	595	0.00022	550	0.70722	0.70722	0.000011
M9-86	0.05	0.002	0.004	0.104	1725	0.00017	550	0.70741	0.7074	0.000014
M9-88	0.04	0.007	0.013	0.108	1583	0.0002	550	0.70741	0.70741	0.00001
06-6M	0.05	0.005	0.004	0.123	1221	0.00029	550	0.70736	0.70735	0.000008
M9-92	0.14	0.010	0.005	0.04	1267	0.00009	550	0.70734	0.70733	0.000013
M9-94	0.03	0.003	0.004	0.02	1863	0.00003	550	0.70729	0.70729	0.000013
M9-110	0.55	0.055	060.0	0.195	1241	0.00046	550	0.70792	0.70791	0.00001
M9-118	0.50	0.018	0.022	0.039	1283	0.00009	550	0.70848	0.70848	0.000014
					Разре	33 Ne2				
M9-160	0.13	0.053	0.013	0.036	852	0.00012	550	0.70849	0.70849	0.000013
M9-162	0.38	0.056	0.085	0.064	802	0.00023	550	0.70849	0.70848	0.000012
M9-164	0.10	0.045	0.046	0.04	1320	0.00009	550	0.70845	0.70844	0.000008
M9-169	0.15	0.016	0.007	0.078	701	0.00032	550	0.70844	0.70844	0.000014
M9-171	0.41	0.025	0.049	0.14	951	0.00042	550	0.70848	0.70848	0.000012
M9-173	0.12	0.017	0.026	0.02	1420	0.00004	550	0.7085	0.7085	0.000012
M9-175	0.50	0.034	0.039	0.156	995	0.00045	550	0.7085	0.70849	0.000012
M9-180	3.18	0.182	0.026	0.154	506	0.00088	550	0.70859	0.70858	0.00001
M9-182	0.45	0.023	0.016	0.099	440	0.00065	550	0.70857	0.70856	0.000012
M9-184	0.16	0.023	0.012	0.041	486	0.00024	550	0.70854	0.70854	0.000013

расчета поправки для отношения $^{87}\mathrm{Sr}/^{86}\mathrm{Sr}$

Таблица 3. Содержание Ca, Mg, Fe, Sr, Mn, геохимические коэффициенты для карбонатных отложений хорбусуонской серии Оленекского поднятия

T Kapốc											
Ë	BO	Соде	ржание, мк	r/r		1		MW WK	жание, кг/г	ъ ¹³ С	δ ¹⁸ Ο
2	іатного тва, %	ЧЧ	Е	Sr	Mg/Ca	Fe/Sr	Mn/Sr	Mg	Ca	(PDB,%)	(SMOW, %)
		-	Мааста	ахская с	вита, разр	e3 0601					
	6.4	190	2300	75	0.542	0.08	0.04	130000	240000		
	34.4	200	3600	72	0.559	0.06	0.02	132000	236000		
	39.0	200	2500	104	0.543	0.08	0.04	132000	243000	3.6	26.9
ω	37.6	380	3900	38	0.576	0.10	0.02	133000	231000		
0	96.8	330	2400	40	0.567	0.14	0.04	132000	233000	6.5	26.9
0	90.7	310	3900	33	0.556	0.08	0.02	130000	234000	5.5	26.5
0	96.3	410	4100	53	0.530	0.10	0.02	130000	240500	5.7	25.8
	98.2	580	3600	28	0.557	0.16	0.03	132000	237000	6.2	25.8
0,	97.3	810	4400	32	0.552	0.18	0.02	127000	230000	5.5	25.9
0,	98.1	950	7300	28	0.511	0.13	0.01	121000	237000	5.6	25.1
0,	94.1	890	5500	36	0.545	0.16	0.02	133000	244000	5.5	26.0
0,	95.6	710	3100	46	0.539	0.23	0.03	130000	241000	4.9	27.6
0,	96.2	710	3600	66	0.541	0.20	0.03	126000	233000	3.8	27.8
0,	98.4	1400	15000	33	0.539	0.09	0.01	125000	232000	5.5	24.2
0,	97.6	650	5300	64	0.535	0.12	0.02	122000	228000	5.6	26.7
0,0	97.6	720	6500	55	0.529	0.11	0.02	127000	240000	5.6	26.8
			Хатысп	ытская (свита, раз	oea 0601					
0,	96.2	140	1400	490	0.014	0.10	0.07	6000	439000	2.6	26.94
0,	94.4	180	1400	410	0.012	0.13	0.07	4800	417000		
0,	7.7	65	200	310	0.010	0.09	0.14	4000	415000	3.3	27.6
0,	95.2	30	700	420	0.011	0.04	0.14	4600	412000		
0,	9.4	10	330	504	0.010	0.03	0:30	4000	408000	3.4	28.4

156

	метры								Содер	жание,		x180
образец	снизу вверх от	карбонатного вещества, %	Ŭ E	одержание, Fe	MKI/F Sr	Mg/Ca	Fe/Sr	Mn/Sr	Ma	Ca	δ ¹³ C (PDB,‰)	(SMOW, %)
									2			
				Хать	испытская	свита, разр	bea 0601					
XC-22	52	97.3	40	1500	510	0.046	0.03	0.06	18000	392000		
XC-23	53	99.3	10	200	453	0.007	0.05	0.50	3000	413000		
XC-24	54	98.4	10	290	440	0.011	0.03	0.34	4600	417000	3.5	27.0
XC-25	55	98.0	75	1000	190	0.015	0.08	0.10	6000	407000	3.1	23.6
XC-26	56	92.0	30	510	320	0.011	0.06	0.18	4800	429000		
XC-27	57	97.2	210	1200	160	0.007	0.18	0.08	3000	413000	3.1	24.4
XC-28	58	97.6	30	430	400	0.013	0.07	0.23	5400	409000	0.8	23.2
XC-29	59	97.4	320	1600	260	0.113	0.20	0.06	40000	354000		
XC-30	60	97.3	110	1000	300	0.028	0.11	0.10	11000	389000		
XC-31	61	98.0	20	250	519	0.005	0.08	0.39	2300	416500	3.1	24.4
XC-32	62.2	95.9	160	1300	290	0.020	0.12	0.07	7800	396000	0.8	23.1
XC-33	63.2	87.0	320	3000	380	0.102	0.11	0.03	37000	362000		
XC-34	64.2	70.1	670	12400	06	0.421	0.05	0.01	102000	242000		
XC-35	65.3	62.2	480	11800	130	0.447	0.04	0.01	111000	241500		
XC-38	91	97.3	190	3400	710	0.112	0.06	0.03	35000	313000		
XC-39	93.3	96.8	180	3500	994	0.098	0.05	0.03	37600	382000		
XC-40	94.3	87.9	250	2400	320	0.277	0.10	0.04	78950	284000		
XC-41	95.8	94.3	190	2100	960	0.117	0.09	0.04	42300	361500		
XC-42	97	84.1	140	1600	066	0.139	0.09	0.05	46000	332000		
XC-43	98.2	92.8	06	1100	830	0.085	0.08	0.08	31000	365000		
XC-44	100	93.6	06	730	800	0.146	0.12	0.13	49000	335000		
XC-45	101.5	90.5	70	1100	840	0.108	0.06	0.08	42900	341000		
XC-46	102	94.1	60	480	790	0.150	0.13	0.20	44000	294000		
XC-47	103.3	97.0	40	250	1002	0.030	0.16	0.39	12700	422000		

δ ¹⁸ Ο (CMOM)	(SWOW) %)		22.7		25			22.8		24.2		25.9		28.3		23.7		26.3		25.1		26.9	28.5			28
δ ¹³ C	(PDB,‰)		1.9		2.6			2.7		1.6		-2.1		-0.4		1.5		1.9		1.4		0.8	-1.3			0.3
жание, кг/г	Ca		392000	411000	404000	427000	404000	421000	403000	419000	402000	408000	411000	411000	357000	424000	409000	414000	408000	424000	393000	407000	390000	414000	325000	411000
Содер Мк	Мg		5300	19000	1500	3300	5100	7300	5000	3800	1800	3700	3100	6000	24000	2900	3000	4300	2700	2100	4800	3100	6100	6000	48300	5300
10 / CV			0.22	0.10	0.14	0.08	0.08	0.04	0.08	0.13	0.13	0.14	0.06	0.06	0.02	0.18	0.28	0.11	0.31	0.34	0.14	0.17	0.15	0.09	0.01	0.04
د. Eo/Cr		cea 0601	0.09	0.07	0.13	0.36	0.18	0.17	0.18	0.18	0.16	0.07	0.09	0.15	0.02	0.02	0.03	0.02	0.16	0.03	0.13	0.03	0.02	0.02	0.02	000
υ	ING/Ca	свита, разр	0.014	0.046	0.004	0.008	0.013	0.017	0.012	0.009	0.004	0.009	0.008	0.015	0.067	0.007	0.007	0.010	0.007	0.005	0.012	0.008	0.016	0.014	0.149	0.013
MKΓ/Γ	ν	спытская	1270	1200	840	570	500	2531	490	767	490	705	550	490	1260	2320	1920	1096	460	585	890	864	840	792	610	910
тержание,	Fe	Хать	430	950	690	1000	1200	2600	1200	720	740	200	1500	1500	4400	540	350	920	320	290	700	580	640	1100	6200	2400
Cot	M		40	02	06	360	220	430	220	130	120	50	130	230	06	10	10	20	50	10	06	20	10	20	100	20
кол-во	кароонатного вещества, %		96.6	91.6	94.6	79.7	97.4	93.5	95.8	95.5	96.7	97.3	91.7	96.6	78.9	95.5	96.8	97.0	98.5	97.5	96.8	97.3	97.6	97.5	91.5	94.3
метры снизу	вверх от подошвы		105	106.1	110	112.5	113.6	114.1	119.9	120.7	121.5	122.2	123	128.5	134.2	137.7	138.4	139.5	141	142	147	148	149	149.8	163.8	165.1
	oobased		XC-48	XC-49	XC-50	XC-51	XC-52	XC-53	XC-54	XC-55	XC-56	XC-57	XC-58	XC-59	XC-60	XC-61	XC-62	XC-63	XC-64	XC-65	XC-66	XC-67	XC-68	XC-69	XC-70	XC-71

	метры снизу	кол-во карбонатного	Ů	держание, мі	kr/r	Ma/Ca	Fa/Cr	Mn/Cr	Содер	жание, кг/г	δ ¹³ C	δ ¹⁸ Ο (SMOW
	вверх от подошвы	вещества, %	Mn	Fe	Sr	Mg/Ca			Mg	Ca	(PDB,‰)	(m) (m)
1				Хатыс	пытская (свита, разр	oe3 0601					
	166.1	95.8	80	2100	950	0.012	0.04	0.05	4600	373000	-0.2	25.6
	168.2	48.7	150	14900	800	0.268	0.01	0.003	79000	295000		
	169.2	94.9	70	2200	490	0.074	0.03	0.04	27000	357000		
6	170.1	87.6	140	0006	600	0.107	15	0.23	36500	340000		
•	171.2	85.2	270	5400	490	0.069	0.05	0.02	26000	378000		
~	174.1	93.3	40	2200	740	0.037	3.0	0.05	14000	374000		
6	175.2	96.8	130	2200	620	0.003	0.06	0.04	1300	422000	0.6	23.5
0	176	98.7	10	320	920	0.010	0.40	0.01	3800	386000	0	26.3
+	177.1	97.2	50	1300	870	0.016	0.04	0.07	6600	423000	-0.5	26.8
~	178.3	88.1	70	2300	870	0.017	2.6	0.08	6700	394000		
3	179.3	90.2	60	3800	840	0.018	0.02	0.02	7600	420000	-1.2	26.9
				Хатыс	пытская (свита, разр	oea 0603					
2	1	57.7	260	9600	300	0.009	0	0.01	3500	400500		
ω	3.8	79.6	540	12800	270	0.086	0	0.01	32000	372000		
റ	4.7	21.6	400	35400	380	0.189	93	1.1	54700	290000		
-	6.4	57.8	270	9300	400	0.015	0	0.01	5700	393000		
2	8.5	75.6	310	8100	350	0.006	23	0.89	2400	388000		
ю	9.5	64.1	290	12700	370	0.118	0	0.01	39400	335000		
4	10.5	58.3	280	11700	470	0.077	25	0.60	28300	366000		
0	15.2	95.6	60	1400	600	0.013	0.0	0.07	5300	397000		
ß	21.5	96.5	60	740	541	0.006	1.5	0.13	2300	414000	-2	23.6
2	28.5	73.5	130	4100	540	0.044	0.0	0.02	15900	362000		
9	32.3	81.7	110	7100	580	0.032	12	0.19	12000	376000		
ω	34.2	76.5	90	4500	720	0.009	0.0	0.02	3600	403000		

	метры								Содер	жание,		
образец	снизу	кол-во карбонатного	ŏ	держание, г	MKr/r	Ma/Ca	Fe/Sr	Mn/Sr	¥Υ	r/r	δ ¹³ C	
H2000	вверх от подошвы	вещества, %	Mn	Fe	Sr		5		Mg	Ca	(PDB,‰)	(o%
				Хаты	спытская (свита, разр	ce3 0601					
XC-119	35.5	94.5	70	1900	1163	0.013	1.9	0.07	5000	400000	-0.2	26.6
XC-121	37.5	39.0	130	10700	1300	0.037	0.01	0.00	13500	363000		
XC-123	39	92.7	70	1500	980	0.016	0.05	0.06	6000	374000	0.6	27.6
XC-124	40	86.2	110	2600	450	0.033	0.04	0.03	13600	411000		
XC-126	42.3	69.1	100	3600	880	0.023	0.03	0.02	8700	377000		
XC-128	44.3	70.8	170	5600	270	0.066	0.03	0.01	24000	364000		
XC-129	45.3	94.5	60	1330	710	0.016	0.05	0.07	6600	410000	-0.2	26.2
XC-130	46.1	77.3	120	2300	890	0.027	0.05	0.03	10300	384000		
XC-132	47.9	93.0	70	2060	490	0.023	0.03	0.05	6800	294000		
XC-133	49.2	90.9	80	2300	800	0.026	3.3	0.11	10050	407000		
XC-139	55.4	87.9	60	1590	710	0.016	0.04	0.06	6200	387000		
XC-140	56.3	94.6	70	066	798	0.012	0.07	0.10	5000	415000	0.6	26.7
XC-141	57.4	92.3	06	2230	600	0.013	0.04	0.04	5000	392000		
XC-142	58.2	90.5	100	2400	530	0.014	0.04	0.04	5500	398000		
XC-147	66.4	94.9	50	780	460	0.022	0.06	0.12	8000	367000	1.2	27.4
					Туркутска	я свита, 0(307					
XC-159	9.3	99.2	50	510	79	0.585	0.10	0.19	131000	224000	-0.2	22.1
XC-161	11.3	97.8	06	1250	59	0.585	0.07	0.08	135700	232000		
XC-162	12.5	100.0	60	480	38	0.565	0.13	0.21	131050	240500	-0.7	21.8
XC-163	13.3	99.4	50	780	54	0.541	0.06	0.13	125500	232000		
XC-176	26.7	0.99	60	2700	35	0.584	0.02	0.04	135000	231000		
XC-190	40.5	97.6	40	1040	56	0.574	0.04	0.09	141300	246000		
XC-191	41.5	99.4	40	600	31	0.552	0.07	0.17	144000	261000		
XC-192	42.5	99.8	50	420	26	0.563	0.12	0.24	131500	227500	0.4	23.1

	метры снизу	кол-во	Соде	ржание, мкг	-/r				Содер; мк	жание, г/г	А ¹³ С	δ ¹⁸ Ο
образец	вверх от подошвы	карбонатного вещества, %	Ч	Fe	Sr	Mg/Ca	Fe/Sr	Mn/Sr	Mg	Са	(PDB,%)	(SMOW, %)
				Ty	ркутская	1 свита, 0 (307					
XC-193	43.6	99.9	40	490	31	0.554	0.08	0.20	131200	237000		
XC-194	44.5	99.4	50	450	30	0.535	0.11	0.22	130000	243000		
XC-203	54	99.5	80	960	35	0.599	0.08	0.10	133000	222000		
XC-205	55.8	98.4	50	910	63	0.533	0.05	0.11	136000	255000		
XC-207	57.5	99.6	40	630	33	0.592	0.06	0.16	133130	225000	0.7	23.1
XC-210	75.5	92.7	250	1840	52	0.623	0.14	0.05	140800	226000		
XC-212	83.5	96.4	180	2400	40	0.520	0.08	0.04	129000	248000		

хорбусуонской серии Оленекского поднятия. Примечание: *«Возраст млн. лет» - примерное значение, для расчета поправки для отношения Таблица 4. Содержания Rb и Sr, измеренные методом двойного изотопного разбавления и Sr-изотопные характеристики для карбонатов

Sr
§
Sr
87

				сод-е,	MKT/T		возраст	⁸⁷ Sr /	⁸⁷ Sr /	/+ c/9/1110
Образец	Fe/Sr	Mn/Sr	Mg/Ca	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	(млн Лет)	⁸⁶ Sr измер	⁸⁶ Sr первич.	(2сигма)
				Mé	астахска	я свита				
XC-1	31	3	0.542	0.133	74.6	0.00518	550	0.708255	0.708214	0.000015
XC-2	50	3	0.559	0.112	72.4	0.00447	550	0.708270	0.708235	0.000022
XC-3	24	2	0.543	0.082	104	0.00230	550	0.708518	0.708500	0.000230
XC-5	09	8	0.567	0.070	40.1	0.00504	550	0.708285	0.708245	0.000016
XC-7	22	8	0.530	0.044	53.2	0.00240	550	0.708230	0.708211	0.000028
XC-8	120	19	0.557	0.002	28		550	0.708570	0.708554	0.000020
XC-12	62	14	0.539	0.002	46		550	0.708111	0.708095	0.000012
XC-13	51	10	0.541	0.002	66		550	0.708142	0.708124	0.000010
XC-15	83	10	0.535	0.107	64.2	0.00480	550	0.708258	0.708220	0.000020
				xan	пыспытск	ая свита				
XC-21	0.70	0.02	0.010	0.208	504	0.00119	550	0.707840	0.707831	0.000018
XC-23	0.48	0.02	0.007	0.148	453	0.00094	550	0.708078	0.708071	0.00000
XC-31	0.40	0.05	0.006	0.099	519	0.00055	550	0.708265	0.708261	0.000010
XC-47	0.26	0.042	0.030	0.188	1002	0.00054	550	0.708008	0.708004	0.000012
XC-53	1.20	0.20	0.017	0.526	2531	0.00060	550	0.707898	0.707893	0.000022
XC-55	1.22	0.22	0.009	0.143	767	0.00054	550	0.707933	0.707929	0.000019
XC-57	1.15	0.08	0.009	0.223	705	0.00091	550	0.707916	0.707909	0.000016
XC-61	0.27	0.005	0.007	0.366	2320	0.00046	550	0.707900	0.707896	0.000015
XC-63	1.21	0.026	0.010	0.272	1096	0.00072	550	0.707956	0.707950	0.000015
XC-65	0.59	0.020	0.005	0.176	585	0.00087	550	0.708040	0.708033	0.000020
XC-67	0.73	0.025	0.008	0.231	864	0.00077	550	0.708042	0.708036	0.000015
XC-69	1.55	0.028	0.014	0.239	792	0.00087	550	0.707979	0.707972	0.000021

	Ş I			сод-е,	MKL/L	0171 B60	возраст	⁸⁷ Sr /	⁸⁷ Sr /	ошибка +/-
Ооразец	Fe/Sr	Mn/Sr	Mg/Ca	Rb	Sr	"Kb/"Sr	(тлн (тэп	"Sr измер	первич.	(2сигма)
				xar	пыспытск	ая свита				
XC-80	0.40	0.01	0.010	0.145	920	0.00046	550	0.708022	0.708018	0.000019
XC-105	1.5	0.13	0.006	0.133	541	0.00071	550	0.708384	0.708378	0.000018
XC-119	1.9	0.07	0.013	0.296	1163	0.00074	550	0.708013	0.708007	0.000011
XC-133	3.4	0.14	0.025	0.222	800	0.00080	550	0.708045	0.708039	0.000019
XC-140	1.4	0.10	0.012	0.207	798	0.00075	550	0.708071	0.708065	0.000022
				n	уркутская	я свита				
XC-159	9	0.83	0.585	0.053	78.9	0.00195	550	0.709157	0.709142	0.000021
XC-163	15.6	1.0	0.541	0.107	54.2	0.00571	550	0.708954	0.708909	0.000018
XC-210	46.0	6.3	0.623	0.134	51.5	0.00752	550	0.708597	0.708538	0.000023

Таблица 5. Содержание Ca, Mg, Fe, Sr, Mn, геохимические коэффициенты для карбонатных отложений дашкинской свиты Енисейского кряжа

	δ ¹⁸ O (SMOW, %)		25.3		25.1	24.6		25.2	25.4			25.7	25.6	25.4		20.8	20.6	26.0	26.8	25.7		26.2	
	δ ¹³ С (РDВ,‰)		3.8		4.0	4.3		4.3	4.4			4.3	4.2	4.2		4.3	4.3	3.7	4.0	4.0		3.9	0
жание, г/г	Ca		343000	256000	380000	376000	352000	350000	344000	264000	238000	354000	341000	380000		378000	356000	375000	338000	362000	260000	359000	000976
Содеру	Mg		33300	97500	23700	7000	34000	30400	37000	105700	101800	28800	36900	9300		19600	25700	10100	35500	27000	104700	22100	00207
	Mn/Sr		1.2	1.3	1.2	0.41	0.55	1.3	0.70	1.2	1.4	0.35	0.79	0.22		0.26	0.46	0.40	0.52	0.63	1.5	0.50	0.60
	Fe/Sr		13	34	7.7	2.9	14	8.7	11	34	42	5.1	9.4	1.5	3a	6.3	12	8.5	14	15	60	10	48
	Mg/Ca	асть разреза	0.097	0.381	0.062	0.019	0.097	0.087	0.108	0.400	0.428	0.081	0.108	0.024	асть разре:	0.052	0.072	0.027	0.105	0.075	0.403	0.062	0 118
MKr/r	ъ	в ввнжин	610	450	730	980	022	710	600	390	340	840	710	1120	верхняя ча	270	240	200	230	240	140	240	
лержание.	e L		7900	15400	5600	2800	11100	6200	6500	13200	14400	4300	6700	1700		1700	2800	1700	3200	3700	8400	2500	3600
C C	с М		710	590	840	400	420	950	420	450	470	290	560	250		20	110	80	120	150	210	120	120
	кол-во карбонатного вещества, %		69.0	67.0	74.8	90.4	55.0	75.9	70.7	63.4	70.3	80.3	77.1	91.0		93.1	92.9	95.5	89.5	79.8	77.8	90.1	80.9
	метры Снизу вверх от подошвы		0	2	7	12	12	17	22	27	32	37	40	80		406	411	451	453	456	461	464	467
	образец		EK12-31	EK12-32	EK12-33	EK12-34	EK12-35	EK12-36	EK12-37	EK12-38	EK12-39	EK12-40	EK12-41	EK12-42		EK12-15	EK12-14	EK12-13	EK12-12	EK12-11	EK12-10	EK12-9	FK12-8

,	метры снизу	кол-во	Сод	ержание, м	кг/г		ŝ		Содер	ожание, кг/г	δ ¹³ C	5 ¹⁸ O
ооразец	вверх от подошвы	кароонатного вещества, %	Mn	Fe	Sr	IMg/Ca	Fe/Sr	Wn/Sr	Mg	Са	(PDB,‰)	(SMUW, %º)
				ã	ерхняя ч	асть разр	esa					
EK12-7	472	87.4	110	3000	310	0.066	9.7	0.35	23800	362000	3.8	26.8
EK12-6	477	80.1	140	5100	270	0.139	19	0.52	46400	335000	3.9	26.6
EK12-5	482	87.5	120	3600	230	0.124	16	0.52	42800	344000	4.0	27.1
EK12-3	490	88.2	110	2200	300	0.055	7.3	0.37	20400	372000	3.7	24.8
EK12-2	495	73.1	140	4700	340	0.127	14	0.41	42600	336000		
EK12-1	500	96.6	80	1600	240	0.026	6.7	0.33	9700	370000	3.7	26.2

дашкинской свиты Енисейского кряжа. Примечание: *«Возраст млн. лет» - примерное значение, для расчета поправки для отношения ⁸⁷Sr/86Sr Таблица 6. Содержания Rb и Sr, измеренные методом двойного изотопного разбавления и Sr-изотопные характеристики для карбонатов

				сод-е,	MKL/L					
Образец	Fe/Sr	Mn/Sr	Mg/Ca	Rb	ν	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	возраст (млн лет)	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr измер	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr первич.	₽
				нижняя ча	сть разре	33				
EK12-31	13	1.2	0.097	1.31	706	0.00538	006	0.705925	0.705856	0.000006
EK12-34	2.9	0.41	0.019	0.568	1184	0.00139	006	0.705826	0.705808	0.000005
EK12-36	8.7	1.3	0.087	0.710	845	0.00243	006	0.705847	0.705816	0.000008
EK12-37	11	0.70	0.108	1.49	704	0.00612	006	0.705937	0.705859	0.000008
EK12-40	5.1	0.35	0.081	0.786	952	0.00239	006	0.705732	0.705701	0.000028
EK12-41	9.4	0.79	0.108	0.961	933	0.00298	006	0.705700	0.705662	0.000007
EK12-42	1.5	0.22	0.024	1.21	1253	0.00280	006	0.705888	0.705852	0.000004
			9	зерхняя ча	сть разре	93 <i>8</i>				
EK12-15	6.3	0.26	0.052	0.169	319	0.00153	006	0.705841	0.705821	0.000005
EK12-14	12	0.46	0.072	0.278	280	0.00287	006	0.706101	0.706064	0.000005
EK12-13	8.5	0.40	0.027	0.290	230	0.00364	006	0.705944	0.705897	0.000008
EK12-12	14	0.52	0.105	0.344	270	0.00368	006	0.705776	0.705729	0.000012
EK12-11	15	0.63	0.075	0.470	290	0.00470	006	0.706059	0.705998	0.000008
EK12-09	10	0:50	0.062	0.335	303	0.00320	006	0.706086	0.706045	0.000004
EK12-08	18	0.60	0.118	0.473	240	0.00569	006	0.706110	0.706037	0.00000
EK12-07	9.7	0.35	0.066	0.618	381	0.00470	006	0.705881	0.705820	0.000005
EK12-05	16	0.52	0.124	0.446	252	0.00512	006	0.706123	0.706057	0.000007
EK12-03	7.3	0.37	0.055	0.223	343	0.00188	006	0.706232	0.706207	0.000010
EK12-02	14	0.41	0.127	0.989	385	0.00743	006	0.705968	0.705873	0.000006
EK12-01	6.7	0.33	0.026	0.175	278	0.00182	006	0.705734	0.705711	0.000015