Министерство образования и науки Российской Федерации Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Санкт-Петербургский горный университет»

На правах рукописи

РЯЗАНОВ КИРИЛЛ ПАВЛОВИЧ

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЙХОЙСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА В РАННЕМ И СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Специальность 25.00.06 – Литология

ДИССЕРТАЦИЯ на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель – кандидат геолого-минералогических наук, доцент Щеколдин Роман Анатольевич

Санкт-Петербург – 2021

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ РАННЕ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ (ПОЗДНИЙ КЕМБРИЙ – СРЕДНИЙ ДЕВОН) ОТЛОЖЕН ПАЙ ХОД	∃- НИЙ 12
	13
1.1. История изучения отложений Пай-Хоя	13
 1.2. Стратиграфия и геологическое строение ранне-среднепалеозойских образован (поздний кембрий – средний девон) 	ний 20
ГЛАВА 2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ	36
2.1. Методика работ и отбора материала для исследований	36
2.2. Научно-методическая основа исследований	55
ГЛАВА 3. ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ	61
ГЛАВА 4. ЦИКЛИЧНОСТЬ ИЗУЧАЕМЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	93
4.1. Циклические ассоциации с позднего кембрия до позднего ордовика	93
4.2. Циклические ассоциации с раннего силура и до раннего девона	100
4.3. Циклические ассоциации раннего и среднего девона	103
4.4. Корреляционные возможности ассоциаций осадочных пород	106
ГЛАВА 5. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПАЙ-ХОЯ В РАННЕМ И	
СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ	111
5.1. Эволюция осадконакопления	111
5.2. Палеогеография Пай-Хоя для позднекембрийско-среднедевонского времени	123
5.3. Геодинамика Пай-Хоя для позднекембрийско-среднедевонского времени	129
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	142
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ:	145
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	146
ПРИЛОЖЕНИЯ	174

ВВЕДЕНИЕ

Образования верхнего кембрия – среднего девона Пайхойского палеобассейна северо-западной части Югорского полуострова изучались на протяжении нескольких десятилетий, но применение новых геолого-геофизических данных позволяет по-новому взглянуть на историю осадконакопления этого региона.

Исследуемая территория занимает значительную часть Югорского полуострова,

расположенного между Баренцевым Карским И морями. На юго-западе она граничит с Коротаихинской низменностью, северона eë востоке граница протягивается по побережью Карского моря. Остров Вайгач, находящийся на северозападе от рассматриваемой территории, отделен от неё узким проливом Югорский Шар. Центральная часть полуострова занята хребтом Пай-Хой (рис. 1).



Распространенные на Границы исследуемой территории северо-западе Югорского Рис. 1. Обзорная карта района исследований полуострова ранне-среднепалеозойские (поздний кембрий - средний девон) толщи формировались в едином бассейне (далее примем для него название – Пайхойский палеобассейн). Эти отложения обнажаются здесь преимущественно на водоразделах, а также в виде обширных останцов по обоим склонам хребта Пай-Хой, имеют карбонатный, кремнисто-глинистый и терригенный состав и характеризуются циклическим строением.

Палеозойские стратифицированные отложения со структурным несогласием перекрывают верхнерифейские и вендские (неопротерозойские) образования. Верхняя граница изученных подразделений проходит в основании путьюской свиты среднего-верхнего девона.

Актуальность темы. Территория Югорского полуострова является уникальным геологическим объектом для решения вопросов тектогенеза и взаимного расположения важнейших региональных структур. В свете новых геолого-геофизических данных возникла необходимость переосмысления соотношения Зилаиро-Лемвинской и Бельско-Елецкой структурно-формационных зон в пределах Пай-Хоя, разделенных Главным Пайхойским надвигом (ГПН) (рис. 2).

На протяжении многих лет основное внимание уделялось вопросам стратиграфии, тектоники, литологии и палеогеографии, которые освещены в работах А.М. Ивановой (1959), В.И. Бондарева (1967), В.С. Енокяна (1970, 1971, 1981), А.З. Бурского (1968, 1971), О.В. Заборина (1971, 1972, 1977), А.С. Микляева (1971, 1972, 1990, 1991, 1994, 1999), А.Б. Юдиной (1986), А.А. Беляева (1981, 1986, 1988, 1989, 1994, 2004) и других исследователей.

Неравномерная степень изученности отдельных стратиграфических интервалов, биостратиграфических, минерагенических и палеогеографических зон не позволяет целостно оценить ресурсный потенциал Пайхойской области и осуществить моделирование процесса седиментации, что могло бы послужить необходимой фактологической и модельной основой при подготовке материалов по прогнозным, поисково-разведочным работам на нефть, газ и твердым полезным ископаемым.

Палеогеографические схемы, существующие на сегодняшний день, не отражают все обстановки осадконакопления ранне- и среднепалеозойского (поздний кембрий – средний девон) времени. Значительные интервалы геологического времени между крупными этапами формирования палеобассейна представлены на них в генерализированном виде.



Рис. 2. Схема тектонического районирования Пай-Хоя (по А.С. Микляеву, 1999, с добавлениями автора) и положение исследуемой территории.

Главные структуры: І – Тимано-Печорская плита (Печорская синеклиза); ІІ – Предуральский краевой прогиб (ІІ-А – Вашуткино-Талотинская надвиговая зона (поднятие Чернова); ІІ-Б – Коротаихинская впадина); ІІІ – Новоземельско-Уральский складчатато-надвиговый пояс (ІІІ-А – Центрально-Новоземельский мегантиклинорий: *ІІІ-А-1* – Вайгачско-Южноновоземельский антиклинорий, *ІІІ-А-2* – Пайхойский шарьяжантиклинорий, *ІІІ-А-3* – Карский синклинорий; ІІІ-Б – Усинско-Верхнекарский синклинорий, ІІІ-В – Центрально-Уральский мегантиклинорий.

На основе анализа циклических ассоциаций осадочных пород представляется возможным построить иерархическую систему геологических тел и отразить положение стратиграфических подразделений исследуемого временного интервала

(поздний кембрий – средний девон) с помощью моделирования процесса осадконакопления. Используя такой принцип можно уточнить взаимное расположение, характер взаимоотношений и внутреннее строение аллохтонных, параавтохтонных и автохтонных блоков, формирующих современную структуру Пай-Хоя.

Разработка структурно-генетической модели формирования палеозойского осадочного комплекса представляет интерес в связи с перспективностью прилегающих территорий и акваторий на углеводородное сырье, медно-никелевое и другие оруденения, что напрямую отвечает государственным программам развития районов Российской Арктики.

Цель исследования заключается в реконструкции последовательных стадий формирования терригенных, кремнисто-глинистых и карбонатных образований верхнего кембрия – среднего девона Пайхойского палеобассейна северо-западной части Югорского полуострова на основе структурно-генетического анализа осадочных формаций.

Задачи исследования:

1. Анализ литолого-генетических групп осадочных образований, развитых в исследуемом районе;

2. Корреляция ассоциаций осадочных пород подразделений с выявлением фаз колебания уровня моря;

3. Выделение цикличности изучаемых стратифицированных комплексов;

 Распространение геологических образований по северо-западной территории Пай-Хоя;

5. Интерпретация данных математического моделирования геолого-геофизических разрезов;

6. Палеогеографические обстановки территории Пай-Хоя для раннего и среднего палеозоя (поздний кембрий – средний девон);

7. Условия формирования Пайхойского палеобассейна.

Фактический материал. Работа основана на материалах, собранных автором за пять полевых сезонов при послойном описании обнаженных разрезов, суммарной мощностью 3,5 км с 2013 по 2017 гг., при выполнении ГДП-200 в переделах листов R-41-XIX (Варнекская площадь), R-41-XX, XXI (Амдерминская площадь) и на

листах R-41-XXV, XXVI, XXVII (Оюско-Янгарейская площадь). В рамках этих же работ, в 2012-2014 гг. Е. В. Старикова, П. П. Пискун и Е. В. Богатырева и др. (ЗАО «Поляргео») исследовали коренные выходы нижнего палеозоя (суммарная мощность более 5 км) в каньонах водотоков северо-восточного Пай-Хоя: рр. Большая. Ою (Великая), Малая. Ою и Амдерма и т.д. Собранный ими материал обработан автором в камеральных условиях.

Совершенствование стратиграфических схем (литолого-генетические группы, выделение и обоснование цикличности толщ), реконструкции и моделирование палеобассейнов являются важными геологическими задачами.

Значительный вклад в изучение района внесли следующие специалисты:

- А.С. Микляев (1999) и М.А. Шишкин (2008) разработали и актуализировали стратиграфические схемы, которыми пользуются до настоящего времени.
- А.А. Беляев (1981, 1994, 2004), А.И. Елисеев (1981, 1986), В.С. Енокян (1970-1971, 1981), Т.Н. Корень (1970) занимались изучением стратиграфии и литологии осадочных палеозойских формаций Пай-Хоя.
- П.В. Виттенбург (1940), С.И. Ромашкин (1981), Н.П. Юшкин (2007), Я.Э. Юдович и др. (1981, 1986, 1990) рассмотрели закономерности локализации, минеральный состав, геохимические особенности и условия образования полезных ископаемых исследуемой территории.
- В.В. Юдин (1990,1992, 1994, 1999, 2004), Н.И. Тимонин (1978, 1998, 1999, 2000, 2002, 2004) занимались палеогеодинамикой Пай-Хоя и предложили первые примеры региональных палеогеографических и палеотектонических реконструкций с учетом палинспастических методов.

Однако в трудах перечисленных авторов не затрагиваются вопросы структурно-генетического анализа, результаты которого необходимы для моделирования осадочного палеобассейна, к которому прилегают территории, имеющие перспективы на углеводородное сырье и различные виды оруденения.

Камеральная обработка материалов включала оптико-микроскопические исследования 800 шлифов, определение физических свойств горных пород (3200 образцов), стратиграфо-палеонтологические исследования, рентгенотомографические изучения образцов (20 шт). Петрофизическолитогеодинамические реконструкции и моделирование выполнены в программах ArcGIS, IRAP RMS и CorelDRAW. Математическое моделирование геологогеофизических разрезов проводилось в программной среде GM-SYS фирмы GEOSOFT.

Кроме собственных материалов, в работе использованы описания шлифов, керна скважин и результаты лабораторных исследований пород из отчетов ГДП-200/2 и фондовых отчетов (Заборин, 1977; Жуков, 1971; Зобнина, 1989; Микляев, 1971, 1999; Лопер, 1980; Шишкин, 2008; Зархидзе, 2010, 2013).

Методика исследования. Изучение образований раннего и среднего палеозоя (поздний кембрий – средний девон) рассматриваемой территории строится на методике структурно-генетического анализа с использованием физических свойств горных пород. Такой подход позволяет получить характеристику разнофациальных отложений, проследить их латеральные изменения и пространственные взаимоотношения, а также отразить и подтвердить геологическую позицию стратифицированных образований верхнекебрийско-среднедевонского интервала рассматриваемой части Югорского полуострова. Для достижения поставленных задач реализованы следующие виды работ:

1. Сбор фактического материала и обработка полученных первичных признаков (вещественный состав, структурно-текстурные особенности, органические и неорганические включения, диагенетические и прочие новообразования);

2. Выделение естественных геологических тел на основе структурногенетического анализа осадочных пород: литотипы - типы слоев - типы циклотем. Для каждого элемента проведена реконструкция условий осадконакопления;

3. Создание петрофизическо-литогеодинамических моделей;

4. Составление палеогеографических схем для интервалов геологического времени;

5. История развития образований позднекембрийско – среднедевонского интервала Пайхойского палеобассейна, связанных с различиями условий седиментации в разных частях бассейна.

Научная новизна:

1. На основе анализа комплекса литологических и биостратиграфических характеристик пород и их вертикальных последовательностей разработана поэтапная реконструкция условий осадконакопления в рассматриваемом районе.

2. Впервые совокупности детализированы структурно-вещественные В характеристики осадочных образований, сформировавшихся В течение позднекембрийско – среднедевонского этапа развития Пайхойского палеобассейна. 3. Методами структурно-генетического анализа И с учетом биостратиграфических данных предложено обновленное стратиграфическое тальбейтывисская, положение исследуемых подразделений (хенгурская, сопчинская, оюская, ливановская и падейская свиты). Актуализирована кривая колебания уровня моря для Пайхойского палеобассейна и проведено ее сравнение с глобальной и региональными кривыми колебания уровня моря.

Защищаемые положения

1. Позднекембрийско-среднеордовикские стратифицированные комплексы отражают три стадии развития Пайхойского палеобассейна, связанные с заложением и углублением рифтовой впадины: нижняя часть разреза с верхнего кембрия и до конца тремадокского века, образованная за счет временных потоков с начала заложения рифтовой долины и ее борта, соответствует прибрежно-мелководному этапу; фациально разнообразная средняя часть (флоско-нижнедапинский интервал) сформирована в условиях мелководного шельфа, постепенно сменяющихся глубоководными условиями; начиная co среднеордовикской эпохи (верхнедапинско-среднедарривильский интревал), исследуемая территория испытывала все более интенсивное погружение и в относительно глубоководных условиях седиментации образовался комплекс пород последней стадии.

2. В среднем палеозое (силур-средний девон) Пайхойскому палеобассейну соответствует обстановка континентального склона и подножия с накоплением турбидитов и гемипелагитов, ограниченного с запада (в современных координатах) карбонатным шельфом.

3. В истории геологического развития Пайхойского палеобассейна в позднекембрийско-среднедевонское время выделяется два этапа. Первый этап (поздний кембрий – поздний ордовик) – накопление дифференцированных осадков в ходе окраинно-континентального рифтогенеза. Второй этап (поздний ордовик – средний девон) соответствует зрелой фазе формирования окраинного моря палеоконтинента.

Практическая значимость работы. Методами структурно-генетического анализа осадочных формаций Пай-Хоя уточнены границы горизонтов нижнего и среднего палеозоя региональной стратиграфической схемы Вайгачско-Пайхойской серийной легенды (СЛ) северо-западной окраины Югорского полуострова. Впоследствии, с использованием литолого-петрофизических моделей создаются основные положения для совершенствования стратиграфических схем, используемых в нефтегазовой геологии, и легенд ГГК-200 и 1000 нового поколения.

Результаты исследования закладывают литолого-фациальную, циклостратиграфическую и геодинамическую основы для разработки критериев прогноза месторождений полезных ископаемых осадочного и вулканогенноосадочного генезиса Пайхойского региона.

Моделирование бассейнового седиментогенеза явилось источником для прогноза и дополнения латеральных изменений в опорных разрезах в пределах листов R-41-XIX, XX, XXI, XXV, XXVI, XXVII по объектам региональных геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 в пределах Северо-Западного ФО за 2013-2017 гг.

Степень обоснованности и достоверность научных положений, выводов и рекомендаций, содержащихся в диссертации, определяется детальными литологическими, петрофизическими И минералого-петрографическими наблюдениями, применением структурно-генетического анализа осадочных формаций, компьютерным сопровождением, в основном с помощью ГИС-программ, а также подробным анализом результатов предшествующих работ. Полученные выводы уточняют исследования минувших лет и являются новыми оригинальными данными. Автором диссертации был изучен интервал с позднего кембрия по средний девон, что в совокупности всех примененных методов исследования способствует правильному пониманию истории геологического развития после тиманского орогенеза, во время воздействия процессов рифтогенеза и перед началом образования области субдукции в юго-западной части Уральского палеоокеана или перед формированием на Тимано-Печорской плите локального «рифта-авлакогена», который рассматривается как южное продолжение зоны спрединга Восточно-Баренцевского бассейна (Аплонов, 2001; Тимонин и др., 2004).

Апробация работы. Основные положения работы докладывались на международных и всероссийских совещаниях и конференциях. Соискатель является победителем XI международного форума-конкурса «Проблемы недропользования» среди аспирантов (Санкт-Петербургский горный университет, 2016), призером V Международной конференции молодых ученых и специалистов (Санкт-Петербург, «ВНИИОкеангеология», 2016). За время обучения в аспирантуре и подготовки диссертации соискатель принимал участие в IV Всероссийской конференции молодых ученых и специалистов «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана» (Санкт-Петербург, «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», 2014), І-й Всероссийской школе студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии (Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2014), ІІ-й Всероссийской школе студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии (Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016), Международных молодежных научных форумах «ЛОМОНОСОВ-2015» (Москва, МГУ, 2015) и «ЛОМОНОСОВ-2016» (Москва, МГУ, 2016), 51-й Международной студенческой научной конференции (Польша, Краков, 2016), ежегодной Международной научной конференции «60-й день горняка и металлурга» (Германия, Фрайберг, 2017).

Соискатель являлся исполнителем совместных работ с геологоразведочной организацией ООО «Поляргео» (Санкт-Петербург) (ныне отдел РГ и ПИ полярных и приполярных территорий, ФГБУ «ВСЕГЕИ»). За время сотрудничества автор привлекался к составлению геологической документации по геологосъемочным объектам Северо-Западного ФО (ГДП масштаба 1:200 000 листов R-41-XX, XXI (Амдерминская площадь), ГДП-200 листа R-41-XIX (Варнекская площадь), ГДП-200 листов R-41-XXV, XXVI, XXVII (Оюско-Янгарейская площадь) и, соответственно, принимал в них участие (2013-2018 гг.).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 14 научных работ, в том числе 3 статьи в журналах, входящих в перечень изданий, рекомендованных ВАК Минобрнауки России, 1 статья – в журнале издания Scopus.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения, списка сокращений, библиографического списка, 6 приложений. Работа изложена на 179 страницах, содержит 7 таблиц, 67 рисунков. Библиография включает 281 наименование. **Благодарности.** Работа выполнена под руководством кандидата геологоминералогических наук Романа Анатольевича Щеколдина, которому автор признателен за постановку интересной темы, консультации и поддержку.

Автор выражает благодарность отделу РГ и ПИ полярных и приполярных территорий ФГБУ «ВСЕГЕИ» (Д.В. Зархидзе, А.М. Нахшкаряну, А.Е. Цыбульской, Е.В. Богатыревой, Н.А. Алексеевой, В.А. Плаксиной, А.С. Букассу, П.С. Калугину). Автор сердечно благодарит Андрея Владимировича Журавлева (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН), Святослава Юрьевича Енгалычева, Елену Вячеславовну Старикову (ФГБУ «ВСЕГЕИ») и Владимира Григорьевича Киселя (Воркутинский геологический музей им. К. Г. Войновского-Кригера) за всестороннее содействие в проведении исследований, помощь и поддержку. За обсуждение работы, критические замечания и помощь в подборе материалов автор искренне признателен проф. проф. Е.Д. Михайловой, И.В. Таловиной, проф. А.В. Козлову, доц. М.Г. Цинкобуровой, доц. В.П. Матвееву, к.г-м.н. А.Н. Плотицыну. Автор признателен М.А. Шишкину, А.Г Коннову, А.А. Суярковой, Т.Ю. Толмачевой, А.И. Герасимовой, А.В. Крылову, П.П. Пискуну, Н.Н. Соболеву, С.Г. Вяловой, С.Ю. Степанову (ВСЕГЕИ), М.И. Тучковой, Н.Б. Кузнецову, С.Д. Соколову (ГИН РАН), С.Б. Шишлову (СПбГУ) за оказание разносторонней (организационной, научно-методической, консультативной) помощи и предоставление материалов.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ РАННЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ (ПОЗДНИЙ КЕМБРИЙ – СРЕДНИЙ ДЕВОН) ОТЛОЖЕНИЙ ПАЙ-ХОЯ

• 1.1. История изучения отложений Пай-Хоя

Сведения о седиментологических, стратиграфических, тектонических, петрофизических и других характеристиках северо-западной части хребта Пай-Хой изложены в многочисленных трудах. История геологического изучения рассматриваемых палеозойских образований территории делится на следующие исторические этапы:

Первый этап (дореволюционный; конец XIX века и начало XX века)

Первые научные исследования рассматриваемого региона относятся к XVIII – началу XX вв. и связаны с морскими и естественнонаучными экспедициями, целью которых было изучение Северного морского пути и Севера России. Впервые сведения о горных породах, обнажающихся на побережье Баренцева моря, были собраны А. Шренком, совершившим в 1837 г. маршрут вдоль берега моря от устья р. Коротаиха до устья р. Большая Ою. Отдельные сведения о геологогеографических особенностях территории связанны в этот период с именами А.Ф. Миддендорфа (1843), Э. Гофмана (1847, 1850), Ю.И. Кушелевского (1868), Л.А. Ячевского (1889). О.О. Баклунда (1909) и др. В 1914 г. Н.А. Кулик (1922), прошедший маршрутом также вдоль берега Баренцева моря от пролива Югорский-Шар до устья р. Коротаиха, установил присутствие на побережье выходов силурийских, средне- и верхнедевонских, нижне- и верхнекаменноугольных отложений, а в низовьях р. Коротаиха – область развития четвертичных отложений.

Второй этап (предвоенный; 1928–1940)

В 1930 году началась планомерная государственная геологическая съемка Пай-Хоя Е.А. Кузнецовым и К.И. Асташенко (Институт геологической карты ГГРУ). Съемкой была охвачена значительная часть бассейна р. Большая Ою – от устья до верховьев р. Себетаяха, где детально были описаны отложения докембрийских толщ, ордовика, силура, нижнего и среднего девона. Исследователи отмечали, что все толщи прорваны дайками и пластовыми интрузиями диабазов (долеритов), вызвавшими легкий контактовый метаморфизм интрудированных пород. Отметив сложную тектонику района, они впервые установили, что Пай-Хой представляет собой сложное складчатое сооружение – антиклинорий.

В 1937 г. была проведена геологическая съемка масштаба 1:200 000 югозападной части Югорского п-ова (Чернышев, Худобина,1938) и были подробно исследованы ордовикские и силурийские отложения, а также интрузивные образования, по обильной фауне граптолитов была предложена схема стратиграфии силурийских отложений. Установлен рифовый характер силурийских отложений, причем рифовый массив не прослеживается к югу от среднего течения р. Лымбадъяха, где по простиранию рифов развиты песчаные и песчано-сланцевые толщи, содержащие обильную фауну граптолитов.

В 1937 г. на Пай-Хое работала Урало-Пайхойская геологическая экспедиция ВАИ под руководством Е.А. Кулика. Экспедиция обследовала обширную площадь северо-западного Пай-Хоя от Югорского Шара до Амдерминского месторождения, площадью более 6000 км².

Третий этап (военные и послевоенные годы; 1941–1991)

С 1941 по 1960 гг. на Пай-Хое интенсивно ведутся работы, организованные научно-исследовательским отделом Горногеологического управления (ГГУ) Главсевморпути, а также ВКГРЭ и ВСЕГЕИ. За эти годы площадь всего Пай-Хоя покрыта геологической съемкой масштаба 1:200 000, проведение которой завершено серией крупных научных сообщений.

С 1947 г. начата систематическая геологическая съемка Центрального Пай-Хоя в масштабе 1:200 000 (Рудник и др. 1948). Принятая авторами схема стратиграфии в значительной степени отличается от общепринятой схемы расчленения палеозойских отложений Пай-Хоя. Интересно отметить, с точки зрения последних данных, отнесение авторами яшмовидных пород в основание разреза отложений верхнего девона.

В 1954 г. В.И. Устрицким написана крупная обобщающая работа по стратиграфии и фациям среднепалеозойских отложений Пай-Хоя, окончательно установлено наличие на Пай-Хое двух резко различающихся структурнофациальных зон, установлена их аналогия с лемвинской и елецкой структурнофациальными зонами Полярного Урала.

В 70-80-е годы выполнялись групповые крупномасштабные съемки и Пай-Хое А.С. Микляевым (1971) и О.В. Забориным и др. (1977). В 1964 г. под руководством В.И. Бондарева разработаны три унифицированные стратиграфические схемы ордовикских, силурийских и девонских отложений Новоземельско-Пайхойской складчатых областей.

В 1967–1970 гг. В.И. Бондарев и А.З. Бурский дали оценку нефтегазаносности палеозойских отложений северо-восточного обрамления Печорской депрессии и шельфа Баренцева моря (Бондарев и др., 1970).

В 1967 г. В.И. Бондаревым и А.З. Бурским составлено послойное описание ордовикского разреза арктического Пай-Хоя.

В период 1966–1969 гг. В.С. Енокян, Т.Н. Корень проведены работы по уточнению стратиграфии палеозойских терригенных отложений, и, в частности, силурийских и девонских в юго-западной части Пай-Хоя (Енокян, Корень, 1969).

В.С. Енокяном в отчете по работам за период 1962-1970 гг. разработана стратиграфическая схема протерозойских и палеозойских отложений западного Пай-Хоя, с выделением двух фациальных комплексов: карбонатного и сланцевого. Обоснована формационная принадлежность, характеризующая орогенный и доорогенный этапы развития палеобассейна (Енокян, 1977).

В период 1986–1990 гг. под руководством А.А. Беляева были осуществлены исследования по изучению палеозойской формации и возможной её рудоносности в Карской зоне Пай-Хоя. Изучена специфика образования осадочной формации Карской зоны (Елисеев, Юдович, Беляев, 1981; Юдович, Беляев, Кетрис, 1981; Юдович, Беляев, 1982; Беляев, 1984; Беляев, 1987; Беляев и др. 1989; Беляев, 1991).

В 1968–70 гг. геологосъёмочные работы масштаба 1:50 000 проводились Тоинтинской партией (Микляев, 1971). В результате работ закартированы карбонатные и вулканогенно-осадочные породы позднего протерозоя, для несогласно перекрывающих докембрий базальных горизонтов уралид по фауне трилобитов и брахиопод определен кембрийский возраст (часть ордовикских отложений также была отнесена к кембрию), описаны нижне- и среднеордовикские стратоны. На основе созданной граптолитовой шкалы ордовикские отложения разделены на ярусы с выделением тальбейтывисской (O₂₋₃) и сопчинской (O₃) свит. Детально расчленены и фаунистически охарактеризованы силурийские и нижнедевонские отложения, установлена их ярусная принадлежность, выделены оюская (S₁-D₁), ливановская (D₁), падейская (D₁₋₂) свиты.

Четвертый этап (с 1992 г. и поныне)

Современная модель тектонического районирования Пай-Хоя представлена в материалах исследований Л.Н. Белякова (Беляков, Дембовский и др. 1980; Беляков, Дембовский и др. 1983; Беляков, Дембовский, 1984; Беляков, Дембовский и др. 1985; Беляков, Дембовский и др. 1987), В. В. Юдина (Юдин, 1990; Юдин, 1991; Юдин, 1992), Н.И. Тимонина (Тимонин, 1997; Тимонин, 1999; Тимонин, 2000; Тимонин, 2001; Тимонин, 2002; Тимонин и др., 2004). Впоследствии материалы многолетних исследований были обобщены и переинтерпретированы В.В. Юдиным (Юдин, 1994) и М.А. Шишкиным (Шишкин, 2009), детально и аргументированно рассмотрены тектоническое районирование, морфология, генезис и возраст структурных форм, а также геодинамическая модель эволюции Палеоурала на основе палинспастических реконструкций и прогнозно-минерагенические аспекты.

В 1998–1999 гг. коллективом авторов под руководством А.С. Микляева составлена легенда Вайгачско-Пайхойской серии листов Госгеолкарты-200 (второе издание), в основу которой положен принцип выделения картируемых местных (в т. ч. вспомогательных литостратиграфических) подразделений, что позволило повысить качество региональных исследований (Легенда..., 1999).

Расчленением палеозойских образований сланцевой зоны Пай-Хоя детально занимались сотрудники Института геологии Коми НЦ УрО РАН с 1986 г. по настоящее время (рис. 1.1).

В 2004–2008 гг. ОАО МАГЭ и ФГУП «ВСЕГЕИ» проведены работы по подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-1000 (третье поколение) листа R-41 (Государственная..., 2008). Обобщен и переинтерпретирован с современных позиций весь накопленный к этому времени геологический материал. В результате работ установлено, что район среднего течения pp. Сибирчатаяха и Хэйяха представляет собой зону перехода между лемвинскими (пайхойскими) и елецкими фациями, причем первые развиты в параавтохтоне, выделенном в Пестанмылькский (Пестаншорский) район. Сделан вывод о сравнительно небольшой амплитуде фронтального надвига и, как следствие, незначительном перемещении Пайхойского аллохтона на собственно шельфовые фации, что снижает перспективы выявления значимых ресурсов углеводородного сырья в поднадвиговой зоне.

CHCTEMA	отдел	ярус аспания ярус области	T0.11 LL A	СВИТА	PASPES	мощность. М	формации	
TIEPMCKAR	P1	АРТИНСКНИ Сакмарский Ассельский	IS BEPXHAR	КЕЧЬ- ПЕЛЬ- СКАЯ 05		1600-2400	лншевая	2
VLOALHAA	C3 C2	ГЖЕЛЬСКИЙ КАСИМОВСКИЙ МОСКОВСКИЙ БАШКИРСКИЙ	HHX CPEA	KAP0- C		190	4	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~
KAMEHHO	C ₁	СЕРПУХОВСКНИ Визейский Турнейский	K	АРС:КАЯ 1 ЛОВСКАЯ		100 350 150	1 E P 0 B A	5
C K A A	D3	Фаменский Франский	ГРО	МАШОРСКАЯ (Д38) ТЬЮСКАЯ (Д3а)	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	190 60 100	T 0 7 ФТАНИТОВ	
ДЕВОН	D ₂ D ₁	живетский Эйфельский Эмсский Зигенский	ПА	ДЕЙ СКАЯ ВАНОВСКАЯ		300- -600 70	КРЕМ- Инсто- Терриг.	
илурийская	5 ₂ 51	жединский пржидольский лудловский венлокский		ЮСКАЯ		300	TO REPOBAN	
BUNCKAR CI	03 02	ЛЛАВДОВЕРИЧСКИЙ АШГИЛЬСКИЙ В.КАРАДОКСКИЙ КАРАДОКСКИЙ ЛЛАНДЕЙЛЬСКИЙ	C D I	ПЧННСКАЯ БЕЙТЫВИССКАЯ 2 ЛА- 2 ХЕН-		700	10 POBAR	
10 К.Е.М. 5- РНИСКАЯ	01 63	ллан вирнекия Аренигский тремадокский	тоні тин ская	CARE SCHAR		<i>do 2000</i> 900 500	ничи	
ВЕНД	R ₄ -V	апас-озока, кол такоа аортан шворота —)-	C 0 1	кольнинская		2300- -2500	NR.00 DR.RB GDO30	(1) (1)
н Ф Е й	R ₄	кудаш	MOP	0308 G К А Я		2000- -2500	nosan Korau Koran Koran	16 17
	R3-R4	КАРАТАВИЙ	АМД	ЦЕРМИНСКАЯ		1500- -2500	HICKON FRANK	1 8

Рис. 1.1. Схема формационного расчленения палеозойских отложений сланцевой (Карской) зоны Пай-Хоя (составил А.А. Беляев по: Юдович и др., 1998). Условные обозначения: 1 – конгломераты; 2 – песчаники и алевролиты; 3 – слюдистые и глинистые сланцы; 4 – кремнистые породы; 5 – известняки; 6 – доломиты; 7 – песчанистые известняки; 8 – глинистые известняки; 9 – известняковые брекчии; 10 – пластовые бариты; 11 – яимоиды (яимовидные известковые силициты); 12 – туфопесчаники; 13,14 – эффузивы: 13 – основные, 14 – кислые; 15 – конкреции; 16 – тектонические контакты; 17 – стратиграфические несогласия; 18 – границы фациальных переходов

В 2008 г. под руководством М.А. Шишкина (Шишкин и др., 2008) завершена актуализация легенды Вайгачско-Пайхойской серии листов Госгеолкарты-200/2 учитывающая изменения в структурно-формационном и минерагеническом районировании, в степени расчлененности и возрасте картируемых подразделений, а также в таксонах общей стратиграфической шкалы, обновленных версиях Стратиграфического и Петрографического кодексов и других нормативно-методических документах.

Следующим этапом среднемасштабного геологического изучения площади явилось проведение ГДП-200 листов R-41-XX, XXI (Амдерминская площадь) (Зархидзе, 2014). В ходе работ впервые на современном уровне дана литологическая и петрографическая характеристика пород докембрийских подразделений, изучены петрохимические и геохимические особенности вулканогенно-осадочных пород, позволившие провести их типизацию и генетическую интерпретацию. Уточнено строение, латеральные изменения разреза и датировки палеозойских стратонов. Впервые установлены и датированы по вмещающим отложениям базальтовые потоки в среднехенгурской подсвите. Существенно уточнено тектоническое районирование территории, скорректированы морфология И кинематика дизьюнктивных нарушений, выполнено ранжирование и дана характеристика складчатых структур.

Изучению Пай-Хоя в последнее время (2010–2018 гг.) посвящено большое количество научных статей (А.В. Журавлев, Е.В. Старикова, Н.Б. Кузнецов, Т.А. Канева, А.Е. Герасимова, А.Л. Жерлыгин и др., 2012–2018 гг.).

В многочисленных пубикациях сотрудников ФГУП «ВНИГРИ» (Санкт-Петербург) были заложены литолого-фациальные и циклостратиграфические основы регионального прогноза нефтегазоносности слабоизученных Косью-Роговской и Коротаихинской впадин Тимано-Печорской провинции (О.В. Прищепа, А.В. Журавлев, Н.М. Еременко, В.В. Попов и т.д.).

Многолетние исследования В.С. Цыганко на территории западных склонов севера Урала, Пай-Хоя и Предуральского прогиба детально описаны в монографии «Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция)». В работе приводится характеристика разрезов девонской системы севера Предуральского краевого прогиба, западного склона

севера Урала и Пай-Хоя. На основе результатов исследований уточнены принципы проведения границ стратонов общего и регионального рангов.

Детальные (послойные) описания разрезов нередко сопровождались отбором проб для определения петрофизической характеристики стратифицированных образований. По петрофизическим наблюдениям, выполненным в пределах исследуемой работы А.П. Перфиловой, территории важно отметить Т.Н. Трошенковой и А.С. Микляева (Перфилова, Трошенкова, 1975; Микляев, 1998). В рамках этих работ проведены исследования, которые существенно уточнили геологическую образований позицию северо-западной части Югорского полуострова.

С позиции циклического анализа осадочных формаций в публикациях и диссертационной работе А.Л. Жерлыгина уточнено прослеживание границ горизонтов верхнего девона региональной стратиграфической схемы севера Печорской плиты, западных склонов севера Урала и Пай-Хоя.

Методика структурно-генетического анализа, разработанная С.Б. Шишловым (Шишлов, 2010) была успешно применена А.В. Журавлевым с соавторами при изучении отложений нижнего-среднего девона, карбона и перми северо-западного Пай-Хоя. Так, в одной из работ (Журавлев, Еременко, 2009) турбидитная природа песчаниковых пачек падейской свиты, изученная таким методом, позволяет предполагать существенную изменчивость состава и мощности отложении по латерали. При этом разрезы на реках Хей-Яга и Сибирчата-Яха располагались ближе к мелководному источнику терригенного и карбонатного материала, чем типовые разрезы свиты на реке Кара и ее притоках.

Палеогеодинамика данного региона достаточно хорошо освещена в работах В.В. Юдина, Н.Б. Кузнецова, В.Н. Пучкова, М.А. Шишкина и др., где в общем виде с позиций всех имеющихся вариантов истории геологического развития показана этапность заложения и развития пассивной континентальной окраины Восточно-Европейского кратона (ВЕК) как для территории Урала, так и для территории Пай-Хоя.

Для повышения эффективности геологического картирования, прогноза, поисков месторождений углеводородов и других полезных ископаемых представляется актуальным использовать новый фактический материал,

полученный в последние десятилетия, выполнить корреляцию разрезов палеозоя на циклостратиграфической основе и верифицировать её по палеонтологическим данным, создать серию палеогеографических схем, которые отражают эволюцию обстановок осадконакопления региона в раннем и среднем (поздний кембрий – средний девон) палеозое.

1.2. Стратиграфия и геологическое строение ранне-среднепалеозойских образований (поздний кембрий – средний девон)

В пределах исследуемой территории произошло сочленение двух тектонических районов (рис. 1.2 и 1.3). На юго-западе – это часть Коротаихинской впадины, входящей в состав Предуральского краевого прогиба, на северо-востоке – часть Урало-Сибирской области завершенной складчатости, представленной Новоземельско-Уральским складчато-надвиговым поясом.

Структура Коротаихинской впадины развивалась в непосредственной близости со складчато-надвиговыми сооружениями Урала и Пай-Хоя.

Фундамент Урало-Сибирской области завершенной складчатости, сложенный на востоке – дотриасовыми, а на западе доюрскими образованиями, в пределах Урала и Пай-Хоя выходит на поверхность.

Зона сочленения структур Пай-Хоя и Урала протягивается широкой полосой от среднего течения р. Кары до среднего течения р. Силоваяха. В этой зоне наблюдается плавный разворот осей всех антиклинальных и синклинальных структур с субмеридионального (уральского) направления на северо-западное (пайхойское). В этой же полосе наблюдается плавный изгиб плоскостей основных надвигов Центрально-Уральского мегантиклинория с уральского простирания на пайхойское.

В геологическом строении территории доминируют палеозойские комплексы (рис. 1.1, 1.2 и 1.3). Структурно-формационное районирование для основных этапов геологического развития принято в соответствии с серийной легендой (Микляев и др., 1999; Шишкин и др., 2008). Сопоставление изучаемых отложений согласно структурно-формационным зонам для территории Югорского полуострова представлено в приложении 1. Верхний кембрий – средний ордовик

Верхний отдел кембрийской системы (батырбайский ярус) — средний отдел ордовикской системы (дарривильский ярус).

Хенгурская свита (\mathcal{C}_3 - $\mathcal{O}_2 hn$) сложена литологически выдержанной в большинстве разрезов монотонной ассоциацией глинисто-кремнистых, кремнистоглинистых «сланцев», их углеродистых и карбонатных разновидностей с редкими маломощными разлинзованными четковидными прослоями глинисто-кремнистых и органогенных известняков; локально развиты базальты, туфолавы, песчаники и алевролиты кварцевые, олигомиктовые, полимиктовые; гравелиты, конгломераты, прослои «алевросланцев» и углеродисто-глинистых «сланцев». В настоящее время хенгурская свита имеет трехчленное строение (Микляев, Пухонто, Афанасьева, 1999) (рис. 1.2.1 - 1.2.3). Мощность свиты 450–1100 м.

Возрастной диапазон нижнехенгурской подсвиты характеризуют трилобиты позднего кембрия *Richardronella* sp., *Koldiniodia sulcatus* Rob. et Pantoja-Alor, *Dolgeuloma* aff. *inserta* (Kurk.) и характерные для раннего ордовика брахиоподы Orthidae., колпачковые гастроподы *Amdermella* sp. (Микляев, 1994). Положение верхней границы уточнено по находкам в перекрывающих отложениях среднехенгурской подсвиты флоских конодонтов *Panderodus* aff. *gracilis* (Branson et Mehl) и *Drepanoistodus* cf. *forceps* (Lind.) (определения A.B. Журавлева).

Возрастной диапазон средней части разреза хенгурской свиты установлен А. А. Беляевым (1991) по находкам конодонтовых элементов в карбонатных разностях *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Protopanderodus gradates* Serp., *Juanograthus variabilis* Serp., *Scolopodus rex* Lind. По определениям А.И. Герасимовой (ФГБУ «ВСЕГЕИ») установлены дапинские конодонты *Tropodus comptus* (Branson et Mehl) и ряд флоских конодонтов: *Drepanoistodus*cf. *forceps* (Lind.), *Panderodus* aff. *gracilis* (Branson et Mehl) (определения А.В. Журавлева). Терригенная часть разреза представлена находками брахиопод тремадока-аренига (флоский-дапинский) *Clarkella sokolina* V. Bond., *Altorthis* sp., *Amdermella* sp. (Жуков, 1971; Маслов, 1972).

Биостратиграфическое подтверждение возраста верхнехенгурской подсвиты основано на комплексах конодонтов (определения А.В. Журавлева): *Priniodus* (*Baltoniodus*) navis Lind., *Drepanoistodus forceps* (Lind.) и др., и граптолитов

(определения Т.Н. Корень, 1989; В.И. Бондарева, 1970): *Gliptograptus*exgr. *dentatus* (Brongn.), *Didymograptus* exgr. *Bifidus* (Hall.), *D.* aff. *Geminus* His. *Glossograptus* aff. *Hincksii* (Hork.), характеризующие зону D. bifidus нижнего дарривиля. Совокупность имеющихся материалов позволяет оценить возраст верхнехенгурской подсвиты в диапазоне от позднедапинского века до среднего дарривиля (включая зону Didymograptusartus).

Позднекембрийско-среднеордовикский интервал (хенгурская свита) Пайхойско-Восточно-Новоземельской подзоны имеет спорное стратиграфическое положение. В частности, исходя из последних переизучений разрезов свиты в геолого-съемочных отчетах (Зархидзе, 2010, 2013). Автор работы, предлагает установить вышеуказанные возрастные границы каждой подсвиты, не противоречащие последним палеонтологическим данным.

Средний ордовик (дарривильский ярус) – верхний ордовик (сандбийский ярус).

Тальбейтывисская свита (O₂₋₃ tb) представлена чередованием кремнистоглинистых, глинисто-кремнистых «сланцев» И глинистых известняков с характерными текстурами «завихрения» осадков. Также присутствуют известняковые гравелиты, известковистые песчаники и алевропесчанистые известняки (рис. 1.2.3, 1.2.4 и 2.5). Мощность 400-600 м.

По сборам граптолитов (определения Т.Н. Корень, 1989), а также конодонтов стратиграфическое положение тальбейтывисской свиты определяется в интервале от середины лланвирна (верхи тэлашорского горизонта, зона Didymograptus murchisoni) по чердынский горизонт включительно (нижняя половина карадока). В стратотипе этой свиты (Жуков, 1971) установлены граптолиты, которые ныне могут быть отнесены к сандбийскому ярусу (Gutiérrez-Marco, Goldman, Reyes-Abril, Gómez, 2011). В разрезе этой тальбейтывисской свиты также обнаружены граптолиты рода *Glyptograptus*, которые говорят о возможной принадлежности к дарривильскому-лландоверийскому ярусам (средний ордовик-верхний силур) (Заборин и др., 1977). Находки в этих отложениях помимо граптолитов и иглокожих (Заборин и др., 1977) свидетельствуют о дарривильско-катийском возрасте.

	Ci	parur	афиче	ская к	Масшта	5 1:100	ких от 00	ложении (C_3 - $O_1 nn_{1-2}$)										
Система	Orgen	Apyc	Свита	Индекс	Литологичсская колонка	Мощность, м	Интервалы, м	Характеристика пород				Страти	графич	ческая	колонка па Масшт	1леозо аб 1:1(йских)000	отложений (C ₃ -O ₁ hn ₁)
RAA	й	ий	сая	2		250,0	362-612	Алевролиты, алевросланцы лиловыс, зеленые, зеленовато-серие, линзы органотения песчанисты итвестияков и инсегковистых несчаников с брахноводами тремагока-аренита: Clarkella sokolina v. Bond., Altorthis sp., Orthidae sp., Amdermella sp.		Система	Отдел	Apyc	Свита	Индекс	Литологическая колонка	Мощность, м	Интервалы, м	Характеристика пород
довикс	АДОКСК	HLYPCH	ϵ_{s} - $0_{1}hn_{1}$		- - - -	5	Кварцитопесчаники лиловые, розовые, массивные, иногда косослоистые, развоплитчатые (0,1-1,5 м).		ордовик- ская	йинжин	тремл- докский	LVPCKAA	,-O,hm,		125,0	70-195	Кварцевые и олигомиктовые песчаники, а также алевролиты с прослоями алевропелитовых сланцев.	
OP,		PEM	XE			275,0	7-36			КЕМБРИЙ СКАЯ	верхний	БАТЫР- БАЙСКИЙ	XEH	Θ		70,0	0-70	Полимиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники.
		T				17.0	20.57	Гравийные песчаники, песчаники крупно- среднезернистые кварц-граувакковые с постепенным переходом к песчаникам мелко- среднезернистым олигомиктовым, волнистослойчатым.	//E	Услові ~~~:	ње обс 1	значен	ия: 2.	9 = # 9 = # = # 0 = #	3	4	833	5 6 0 7
КЕМБРИЙ СКАЯ	верхний	БАТЫР. БАЙСКИЙ			D 0 4	70,0	0-70	Базальные слои рассланцованных вишнево- красных, зеленовато-лиловых валунно-галечных конгломератов, гравелитов.	1-			<u> </u>	- E	52552C)	13.0.1		Lagra	

Рис. 1.2.1. Сводные стратиграфические колонки по образованиям нижне- и среднехенгурской подсвит хенгурской свиты (из отчетов Шляхова, Иванченко, 1968; Енокяна, Микляева, 1971; с дополнениями автора). Условные обозначения: 1 – алевролиты с линзами песчанистых известняков; 2 – кварцитопесчаники; 3 – гравийные песчаники; 4 – валунно-галечные конгломераты, гравелиты, песчаники; 5 – песчаники; 6 – алевролиты; 7 – палеофаунистические остатки



Рис. 1.2.2. Сводные стратиграфические колонки по образованиям нижне- и среднехенгурской подсвит хенгурской свиты (по материалам Бондарева, Бурского, 1967–1970; с дополнениями автора), залегающие на верхнерифейских образованиях рассматриваемого района с угловым несогласием

Верхний ордовик (сандбийский ярус – хирнантский ярус)

Сопчинская свита (O₃ sp) сложена кремнисто-глинистыми, известковистоглинистыми и глинистыми «сланцами» с прослоями глинистых и кремнистых известняков. Отличительной особенностью «сланцев» является их светло-серая, серая, с зеленоватым оттенком окраска, металлический блеск на поверхностях рассланцевания пород и более карбонатный их состав. В основании свиты залегает пачка линзовидных органогенно-обломочных прослоев известняков и линз кремнистых известняков и «сланцев» глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых; выше – тонкоплитчатые известняки, часто биотурбированные, с прослоями и пачками глинисто-кремнистых «сланцев»; в прикровельной части – переслаивание известковисто-кремнисто-глинистых «сланцев» и известняков кремнисто-глинистых (рис. 1.2.4 и 2.6). Мощность свиты 300–730 м.



Рис. 1.2.3. Сводные стратиграфические колонки средне- и верхненгурской подсвит хенгурской свиты (по материалам Бондарева, Бурского, 1967–1970; Микляева, 1971; Шляхова, 1968; Микляева, Пухонто, Афанасьева, 1999; Давыдов, 1972; с дополнениями автора)



Рис. 1.2.4. Образования тальбейтывисской и сопчинской свит: **А** – Характер парагенетических ассоциаций элементарных циклитов тальбейтывисской свиты среднего ордовика. *Сверху схема строения полного элементарного циклита, слева – разрез по руч. Тальбейтывисс, верхняя часть свиты; справа – разрез по руч. Северный, нижние горизонты свиты (по материалам Беляева, 2004);* **Б** – Типичные сочетания алевритистого слюдисто-кремнистого сланца (*A*) и тонкозернистого известняка юиотурбированных (*Б*4) сильнокремнистых известняков (*Б*), алевритистых слюдисто-кремнистых сланцев с примесью туфогенного материала (*А*) (*по материалам Беляева, 2004*);

Палеонтологические обоснования возраста определяются в разрезах нижней части сопчинской свиты по трилобитам и иглокожим, характерным для тыпыльского горизонта (Заборин и др., 1977), а также представительными позднеашгиллскими (хирнантскими) комплексами конодонтов: *Belodina confluens* Sweet., *B.* cf. *stonei* Sweet., *Destamodus* ex gr. *europaens* Serp., *Pseudobelodina* aff. *dispansa* (Glen.),

Protopanderodus insculptus (Br. et M.), Oulodus aff. rohneri Ething. et Fulk., Strachognathus parvus Rhodes, Pseudooneotodus mitratus Mosk., Icriodella (?) sp. и др. (Беляев, 1994). По совокупности имеющихся палефаунистических материалов возраст сопчинской свиты позднесандбийско-хирнантский.

Силурийская система, нижняя подсистема (лландоверийский отдел) – девонская система, нижний отдел

Рудданский – лохковский ярусы

Оюская свита (S₁¹-D₁*os*) сложена монотонным чередованием «сланцев» углеродисто-кремнистых, углеродисто-глинистых, углеродисто-кремнистоглинистых, кремнисто-глинистых, глинистых, с линзами, конкрециями и прослоями известняков. Отмечаются прослои и пачки углеродисто-фосфатно-кремнистых «сланцев». В верхней части свиты – ритмичное чередование глинисто-карбонатнокремнистых, глинисто-кремнистых «сланцев» и кремнистых, глинисто-керемнистых известняков (рис. 1.2.5 и 1.2.6). Мощность свиты 300–400 м.

Возраст свиты определяется по граптолитам как силур – поздний девон, в интервале зон Parakidograptus acuminatus – Uncinatograptus uniformis. Нижняя граница в соответствии с современной стратиграфической шкалой силура (Жамойда, Постановления МСК..., 2013) соответствует рудданскому веку силура, возраст верхней границы лохковскому ярусу нижнего отдела девона. Возраст установлен по определению конодонтов (определения А.В. Журавлёва) и определению последовательных комплексов граптолитовых зон (определения А.А. Суярковой) по побережью Карского моря и по сопоставлению этих данных со стратотипом (Корень, Енокян, 1969) и разрезам на северо-западном Пай-Хое (Микляев и др., 1971). По многочисленным граптолитам хорошей сохранности определен комплекс стандартной зоны Сугtograptus lundgreni гомерского яруса нижнего силура (определения А.А. Суярковой, 2013–2017): *Testograptus testis* (Ватг.), *Cyrtograptus lundgreni* Tullb., *Monograptus flemingii* (Salter), Monograptus instrenuus Lenz et Melchin, *Monoclimacis flumendosae* (Gort.), *Pristiograptus dubius* (Suess), *Cyrtograptus hamatus* (Bailey).



Богатыревой, 2013-14 гг. Рис. 1.2.5. Выходы силурийско-девонских образований по рр. Малая Ою, Амдерма и по побережью Карского моря (мыс Ливанова) (по материалам Енокяна, Корень, 1970, Рязанов, Плаксина, Богатырева, 2013).

Девонская система, нижний – средний отделы

Лохковский – пражский ярусы

Ливановская свита ($D_1 lv$) представлена чередованием углеродистокремнисто-глинистых, углеродисто-глинисто-кремнистых, глинисто-карбонатных «сланцев» и тентакулитовых известняков с увеличением карбонатности вверх по разрезу. В верхней части выходят известняки «петельчатые» с прослоями глинистокремнистых «сланцев» (рис. 1.2.5 и 1.2.7). Мощность свиты 50–100 м.

Нижняя граница ливановской свиты, на основе описания детального разреза на побережье Карского моря (мыс Ливанова) с определением граптолитов (определения А.А. Суярковой) и конодонтов (определения А.В. Журавлёва) принимается для карбонатно-«черносланцевой» ассоциации в объёме местных граптолитовых зон Uncinatograptus hercynicus верхней части лохковского яруса и *Neomonograptus aequabilis notoaequabilis* нижней части пражского яруса – петельчатых известняков по многочисленным тентакулитам p.p. *Nowakia* и *Styliolina*.

Верхняя граница ливановской свиты датирована по конодонтам (до основания зоны Polygnathus dehiscens), характеризующим пражским ярусом (Юдина, Пучков, 1987), так как зона Po. dehiscens считается базальной зоной эмсского яруса.

Детальный разрез верхнесилурийских отложений (обн. 3395 м. Ливанова) Масштаб 1:10м

Разрез переходных силурийско-девонских отложений (обн. 3395 м. Ливанова) Масштаб 1:3м



Рис. 1.2.6. Сводные стратиграфические колонки по образованиям оюской свиты (по материалам Енокяна, Корень, 1970; с дополнениями автора)



Рис. 1.2.7. Схема корреляции опорного разреза ливановской свиты по побережью Карского моря: *а* – стратотип (т.н. 3396) по материалам Енокяна, Корень, 1970; *б* – доизучение разреза (т.н. 6003) по материалам Рязанова, Плаксиной, 2013

Эмсский – живетский ярусы

Падейская свита (D₁₋₂ pd) сложена ритмичным кремнисто-глинистых, переслаиванием «сланцев» углеродисто-кремнисто-глинистых, карбонатнокремнисто-глинистых с пачками силицитов И градационными прослоями кварцевых песчаников, встречаются редкие линзы И прослои кремнистых, кремнисто-хлоритовых карбонатов железа и марганца; в верхней части появляются линзы песчаников с кварцкарбонатным цементом и редко, линзы органогенных известняков (рис. 1.2.7). Верхняя граница отложений свиты характерной принята подошве ассоциации по ленточнослоистых ритмитов путьюской свиты (рис. 1.2.8).

> Рис. 1.2.8. Соотношение типов пород в карбонатнопесчаниково-сланцевой пачке падейской свиты (по материалам Микляева, 1998). Условные обозначения: 1 – кварцевые алевропесчаники; 2 – сланцы кремнисто-глинистые алевритистые; 3 – анкериты и сидериты кремнистосептахлоритовые; 4 – внемаштабные прослои (1–10 мм) анкеритов и сидеритов





Рис. 1.2.9. Фрагмент схемы распространения различных градаций кремнисто-терригенной формации (составил Н. И. Тимонин, 2004, по данным Юдиной, 1986; с дополнениями автора).

Условные обозначения: 1 — крупноамплитудные надвиги: ГПН — Главный Пайхойский (является границей распространения сланцевой СФЗ), ВТН — Вашуткинско - Талотинский, КОН — Карско-Осовейский; 2 — береговая линия среднедевонского морского бассейна; 3 — границы различных градаций отложений кремнисто-терригенной формации (падейская свита): 1 – Бельковская, **2** — Амдерминская, **3** — Марейшорская, **4** — Карская; 4 — скважины: 1-Вар — Варандейская-1; 31-ЮТ — Южно-Торравейская-31; 54-Наул. — Наульская-54; 71-Лаб — Лабогейская-71; 1-Сед — Седьягинская-1; 41-Лек – Леккейягинская-41; 15-Сев. Сар – Северосарембойская-15; 1-Сар – Сарембойская-1; 1-Няд – Нядейюская-1; 1-Степ – Степковожская-1; 1-В. Рог – Верхнероговская-1; 1-Пад – Падимейская-1; 1-Ю – Юньягинская-1; 1-Кор – Коротаихинская-1; 5 – несогласное залегание позднедевонских отложений на подстилающие; 6 – направление сноса осадочного материала мутьевыми потоками (турбидиты): 6' – терригенного материала, 6'' – карбонатного материала; 7 – 14 – состав градаций кремнисто-терригенной формации: 7 – кремнистые сланцы, кварцевые песчаники и алевролиты, 8 – песчаники и глинистые сланцы, 9 – углеродистые сланцы, песчаники и карбонатно-глинистые конкреции, 10 — кремнистые сланцы, известняки и баритовые конкреции, 11 — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники и карбонатно-хлоритово-кремнистые породы, 12 — фтаниты, углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы и кварцевые песчаники, 13-кремнистые сланцы, известняковые конглобрекчии и полиминеральные конкреции, 14 — туфоаргиллиты кремнистые, известняки и баритовые и марганцовистые конкреции: 15 - 19 - строение среднедевонских отложений в карбонатной СФЗ: 15 — кварцевые песчаники и алевролиты, 16 — глинистые сланцы и аргиллиты, 17 — глинистые известняки; 18 — известняки, 19 — доломиты и доломитизированные известняки

На исследуемой территории имеются фациальные разновидности разрезов падейской свиты, которые выделила и конкретизировала А. Б. Юдина (1986). Фациальные градации падейской свиты делятся на *амдерминскую* сланцевопесчаниковую (для северо-западного Пай-Хоя) и *марейшорскую* песчаниковосланцевую (для юго-восточного Пай-Хоя). В самых восточных обнажениях А. А. Беляев (1994) выделил отдельный *карский* кремнисто-сланцевый тип литолого-фациальной градации. Соискателем была установлена ранее не известная *бельковская* градация (карбонатный тип разреза) падейской свиты (рис. 1.2.9). Мощность падейской свиты оценивается в пределах 450–600 м.

Падейская свита плохо охарактеризована органическими остатками. По результатам полевого сезона 2016 г. удалось обнаружить в проксимальной части свиты (бельковская градация) в бассейне р. Ябтояха трилобита рода *Dechenella* с узким рахисом пигидия (определения А.В. Крылова) и на правобережье р. Бельковская брахиопод *Spinatrypa* sp., *Megastrophia* sp. (определения Т.Л. Модзалевской). Обе находки отвечают эйфельскому времени.

Складчатость на Пай-Хое и Полярном Урале возникла практически одновременно, однако при этом складчато-надвиговые дислокации на Урале в итоге завершились позднее, чем собственно пайхойские. Новоземельско-Уральский складчато-надвиговый пояс, сформировавшийся вдоль восточной и северо-восточной окраины ВЕК при закрытии Палеоуральского океанического бассейна является единой структурой. Ее заложение произошло в позднем кембрии, а завершение формирования в позднем триасе. Поэтому она традиционно рассматривается как каледоно-герцинская складчатость (уралиды).

Структуры Пай-Хоя, Вайгача и Новой Земли рассматривались ранее как северное продолжение Уральского складчатого пояса, в том числе в плитнотектонических реконструкциях Л.П. Зоненшайна с соавторами (Зоненшайн, 1999). Их основное отличие от уральских – отсутствие океанических офиолитов и островодужных магматических пород. В этой концепции северо-западная часть Новоземельско-Уральской складчато-надвигового пояса сопоставляется с комплексами внешних зон Урала.

В геодинамическом отношении в раннем и среднем палеозое на Пай-Хое четко выделяются формации шельфа и континентального склона. В шельфовой части в течение палеозоя формировались осадки преимущественно карбонатного состава, мощность которых была более 6,5 км. На границе шельфа и батиали в раннем – среднем палеозое, видимо, существовал своеобразный литологотектонический барьер, который фиксируется рифовыми массивами (S-D₁, D₂, C₁) (Тимонин, 2004; Пучков, 1996; Богацкий, 1999 и др.).

В разрезе земной коры исследуемой территории достоверно выделяются три структурных этажа: протоуралиды-тиманиды (ранее имел название байкальский), каледоно-герцинский (уральский) и мезозойско-кайнозойский. Границами их являются региональные структурные несогласия. Рассмотрены более подробно первый и второй этажи:

Структурный этаж протоуралид-тиманид (ранее байкалиды) представлен в скальных выходах на современную поверхность в пределах Амдерминского (осевого) поднятия Пайхойского шарьяж-антиклинория (рис. 2). Этот уровень сложен преимущественно карбонатно-терригенно-вулканогенными интенсивно дислоцированными образованиями амдерминской и морозовской свит рифея и сокольнинской свиты рифея-венда. Они отвечают геодинамическим обстановкам задугового бассейна (карбонатная формация амдерминской свиты) и островной дуги энсиматического типа (андези-базальтовая формация и парагенезис морозовского и

сокольнинского вулканогенно-осадочных комплексов). От следующего структурного этажа комплексы протоуралид-тиманид отделены резким региональным структурным несогласием, а образования песчано-конгломератовой формации низов палеозоя залегают на разновозрастных и разноформационных образованиях докембрия. Возраст выступающих на дневную поверхность позднедокембрийских образований Югорского полуострова приведен в научных работах (Кузнецов А.Б. и др. 2016; Кузнецов Н.Б., 2006-2009; Канева, 2016 и др.) по результатам изотопно-геохронологических исследований.

Каледоно-герцинский структурный этаж на исследуемой территории сложен дислоцированными позднекембрийско-позднетриасовыми образованиями, отвечающими последовательно сменявшим друг друга геодинамическим обстановкам:

 окраинно-континентального рифтогенеза (с конгломератово-песчаной, известково-глинистой и габбро-долеритовой формациями позднего кембрия – ордовика);

- переходной зоны от шельфа к склону континента (подножия внешнего шельфа с формациями терригенно-карбонатно-турбидитовой тальбейтывиской и кремнисто-глинисто-карбонатной сопчинской свит);

 континентального склона (с силурийско-среднедевонскими формациями – углеродисто-глинисто-кремнистой углеродсодежащей формацией оюской и ливановской свит, кремнисто-терригенной турбидитной формацией падейской свиты, а также с позднедевонско-раннепермскими глинисто-карбонатнокремнистой формацией для громашорской, силовояхинской свит и карбонатноглинисто-кремнистой формацией карской и карасиловской свит);

 отраженной активизации в пределах континентального склона (представленной силлами и дайками габбро-долеритовой формации оюского и хенгурского гипабиссальных комплексов и локально проявленными интрузиями лампрофировой формации каменского комплекса);

- коллизии (терригенного флиша, нижней и верхней молассы перми).

На границе с образованиями нижнего структурного этажа наблюдается отчетливо выраженное структурное несогласие.



Рис. 1.2. Геологическая карта листа R-41 (Амдерма), м-б 1:1000000 (Шишкин и др., 2008) и положение исследуемой территории Югорского полуострова. Условные обозначения на рис. 1.3.



Рис. 1.3. Геологический разрез по линии A₁ - A₂ - A₃ - A₄ листа R-41 (Амдерма) (Шишкин и др., 2008) с условными обозначениями

ГЛАВА 2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

• 2.1. Методика работ и отбора материала для исследований

Работа основана на материалах, собранных автором в 2013–2017 гг. при послойном описании обнажений суммарной мощностью порядка 10 км. Положение геологических разрезов представлено на рисунке 2.1.

В 2013 г., при выполнении ГДП-200 территории листов R-41-XX, XXI (Амдерма) ЗАО «Поляргео», автором работы были изучены выходы коренных пород силура, нижнего и среднего девона общей мощностью 1030 м по побережью Карского моря в районе мыса Ливанова (рис. 2.2а, 2.2б, прил. 6), на юго-восточном склоне г. Мореиз, на рр. Талотояха, Тарепатаяха и в районе оз. Чёрное.

В рамках этих же работ, в 2012–2014 гг. сотрудники коллектива ЗАО «Поляргео» исследовали разрезы образований верхнего кембрия-среднего ордовика (450–1150 м) и их контакты с докембрийскими образованиями в каньонах р. Тарепатаяха и оз. Большое Тоинто, р. Амдерма, в районах мыса Тонкий, р. Каменка, р. Тэбъянаяха, Большая Ою, Сибитаяха, хребта Ямб-Пэ (рис. 2.3). Отряды Е.В. Богатыревой и А.А. Романова изучили обнажения ордовика (1300 м) и интрузивные комплексы позднедевонского возраста, которые вскрыты на рр. Тарипатаяха, Тоенатосё, Тэбъянаяха, Пеюмтиръяха, Нензатаяха, Хыртёяха, Малая Ою и Большая Ою (Великая) и др. Каменный материал по изученным разрезам был передан соискателю и обрабатывался в камеральных условиях.

В 2014 г. при геологоразведочных работах ГДП-200 листа R-41-XIX Варнекской площади Е. В. Богатырева с автором работы исследовали разрезы ордовика и силура (общая мощность более 1000 м) в бассейнах pp. Большая и Малая Ою, Нензатояха, Нгаханусьяха (рис. 2.4 и 2.5). В рамках этих же работ отряды А.В. Журавлева, В.А. Плаксиной, Е.В. Стариковой и П.П. Пискуна, П.С. Калугина проследили отложения нижнего и среднего палеозоя мощностью порядка 2 тыс. км на водоразделах рек Большая и Малая Ою, Седаяха, Сиртаяха, по побережьям Карского и Баренцева моря (прил. 6).


Рис. 2.1. Карта фактического материала исследуемой территории Югорского полуострова за 2013–2017 гг. по образованиям нижнего и среднего палеозоя (верхний кембрий – средний девон)



Рис. 2.2а. Детальный разрез падейской свиты по побережью Карского моря (по материалам автора и В.А. Плаксиной). Условные обозначения: 1 – сланцы различного состава; 2 – силициты; 3 – известняки; 4 – сланцы глинисто-углеродистые; 5 – сланцы глинисто-кремнистые; 6 – песчаники; 7 – фтаниты; 8 – алевросланцы; 9 – известняки глинистые; 10 – туфоконгломераты; 11 – предполагаемая зона разлома; 12 – зоны окварцевания; 13 – складка; На фото - разрез падейской свиты по побережью Карского моря (а и б – фото автора)

Система	Отдел	Apyc	Свита	Индекс	по Н. М. Страхову по Н. М. Страхову г/du — г/du — г/du — г/du — г/du	Мощность, м	Характеристика пород	Палеофаунистическая характеристика							
						70	Переслаивание песчаников известковистых и глинистых, алевролитов, алеврослицев и сланцев глинисто-кремнистых, углеродисто- глинистых, местами карбонатно- глинистых, верхней части встречаются конкреции известняка.								
						154	Градационное чередование песчаников кварцевых, алеврописсчаников, алевролитов, алеврослацев и сланцев гнинисто-кремнистых. В нижней части переславивание песчаников кварцевых и сланцев глинисто-кремнистых, глинисто-								
		ий				101	Песчаник кварцевый с прослоями кремнисто-глинистых и глинисто- кремнистых сланцев.								
	И	СК				6,7	Песчаник алевритистый, разнозернистый, кварцевый								
	СРЕДН	ЕЛЬ				21,4	Песчаник кварцевый, массивный с редкими прослоями глинисто- кремнистых сланцев								
Я		ФЙЄ	Я			34,9	Переслаивание силицитов, фтанитов и кремнисто-глинистых сланцев. Содержит железо-марганцевое оруденение.	Обр.7015-4 Конодонты: Polygnathus cf. latus (Witt), конодонтовые эзементы poda lcriodus? плохой сохранности.							
ΚV			ΚV	D₂pd				Песчаник от т/з до м/з то окварцованный	Песчаник от т/з до м/з темно-серый, окварцованный						
вонс			ДЕЙС			74									
ДЕ			Ч			24,8	Песчаник кварцевый серый, темно- серый, м/з с тонкими прослоями сланцев и многочисленными отпечатками растений	По аналогии с данными по скв. АД-2 отпечатки флоры Pallophytites sp.; Taeniocrada cf. decheniana (goepp.) Kr. et. N., Palophytes sp., Uralia sp.							
						40,7	Переслаивание зеленовато-серых сланцев и песчаников полосчатых, м/з, зеленовато-серых								
							Кремнистые черные, темно-серые силициты плитчатые с прослоями м/з	Обр.6004-8. Конодонты: Belodella devonica (Stauffer), Polygnathus ex gr.							
						11	кремнистого серого известняка	nothoperbonus Maw. (обломок)							
						26	пересланвание кварцевых песчаников светло-серых и углеродисто-глинистых сланцев								
	жний	сский											49	Песчаник кварцевый светло-серый массимый. В инжней части с редмии тонкими прослоями углеродисто- глинистых и креминсто-глинистых сланцев темно-серогоцвета.	Обр.6053-2. Конодонты: S-элемент Oulodus sp. и обломки конодонтовых элементов; присуствуют обрывки граптолитов. На рентгеновской микротомограмме дополнительно определен Polygnathus ex gr. mashkovae Bardushev
	НИ	Σ				14	 переслаивание песчаников светло-серых с ходами илоедов, алевролитов и сланцев глинистых. 								
		C				50	Переходная пачка. Пересланвание креминстых сланцев черных с силицитами и фтанитами. В нижней части слоя переслаивание кремнистых сланцев и глинисто-карбонатных с	В сланцах редкие плохой сохранности тентакулиты Обр. 6003-3. Обнаружены створки							
		IPAXCKHĬĬ	IIPA.KCKHIЙ IIIBAHOBCKAA				известняками тонкоплитчатыми черными. В прикровельной части появляются кварцевые песчаники	раковин остракод, раковины тентакулитов, конодонтовые элементы Ozarkodina steinhornensis (Ziegler).							



Рис. 2.2б. Сводная стратиграфическая колонка падейской свиты по мысу Ливанова, побережье Карского моря



Рис. 2.3. Детальные участки работ по изучению обнажений верхнего кембрия-среднего ордовика по материалам А.В. Журавлева и П.П. Пискуна. Условные обозначения: $hn_1^3 - Aprunnums,(nodчиненно алевролиты и мергели тонкоплитчатые), послойные скопления конкреций мергелей; на востоке – заметное увеличение в разрезе доли известняков и известковистых разностей пород; <math>hn_1^2$ – Чередование пачек (5–20 м) ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов, аprиnnumoв и пачек (1–15 м) аprиnnum-алевролитовых, часто с линзовидными по мощности прослоями (1–5 см) известняков глинистых, тонкодетритовых, часто с линзовидными скоплениями крупных обломков раковин брахиопод и гастропод; hn_1^1 – Кварцитовидные песчаники красные, белые с реликтами косой слоистости. В основании конгломераты, выше – гравелиты, гравийные песчаники, песчаники лиловые, зеленые, прослойками сланцев; A – Песчаники нижнехенгурской подсвиты и их местоположение на детальном участке (фото автора)



Рис. 2.5. Стратиграфические колонки по отложениям тальбейтывисской свиты и их корреляция. Условные обозначения: 1 – Известняк глинистый; 2 – Известковистый песчаник; 3 - Алевропесчанистый известняк; 4 – Известняк мраморизованный кремнистый; 5 – Сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые; На фото – образования тальбейтывисской свиты на р. Мыламзъяха, на зарисовке – складчатое строение тальбейтывиской свиты (верхняя часть) по р. Меретаяха (фото и зарисовка автора)

Разрез отложений тальбейтывисской свиты по



Рис. 2.6. Стратиграфические колонки по отложениям сопчинской свиты и их корреляция (полевые материалы). Условные обозначения: 1 – Сланцы глинисто-кремнистые; 2 – Сланцы глинисто-известковистые; 3 – Сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые; 4 – Известняки; 5 - Известняки глинисто-кремнистые; 6 – Известняки кремнистые; 7 – Линзы известняков; На фото – граница тальбейтывисской и сопчинской свит на р. Большая Ою (фото автора)

В 2016 г. автор работы самостоятельно изучил на Варнекской площади (лист R-41-XIX) образования ордовика, силура и девона, общая мощность разрезов которых составила 540 м. Маршруты проходили по нижнему течению pp. Малая и Большая Ою и их притокам (рис. 2.6 и 2.7, прил. 6).

С 2015 по 2017 гг. автор работы и петербургский коллектив отдела региональной геологии и полезных ископаемых полярных и приполярных территорий (ранее ЗАО Поляргео) Центра морской геологии, литогеодинамики и минерагении осадочных бассейнов ВСЕГЕИ прозондировали территории листов R-41-XXV, XXVI, XXVII (Оюско-Янгарейская площадь) в рамках работ ГДП-200. За три года автор изучил образования верхнего кембрия, ордовика и частично силура, мощностью 350 м, 880 м, 129 м соответственно.



Рис. 2.6. Выходы образований ливановской и оюской свит. Нижнее течение р. Большая Ою (фото автора)



Рис. 2.7. Стратиграфическая колонка по отложениям ливановской свиты в долине р. Большая Ою (полевые материалы). Условные обозначения: 1- известняк кремнистый; 2 – известняк углеродисто-доломитизированный; 3 – известняк углеродисто-глинистый; 4 – сланцы углеродисто-глинисто-кремнистый; 5 – сланцы углеродисто-кремнисто-глинистый с карбонатными прослоями; 6 – кремнисто-глинистая масса с линзами карбонатного и углеродистого состава; 7 – известняки

Собранный за эти годы материал обработан автором в камеральных условиях

и был использован при дальнейших исследованиях.

Камеральная обработка материалов состояла из оптико-микроскопических исследований 800 шлифов, измерения петрофизических показателей пород (500 проб). Минералого-петрографическое исследование пород в шлифах и под бинокулярным микроскопом позволило выявить структурно-текстурные особенности пород, уточнить их вещественный состав и охарактеризовать органические остатки (подробнее в гл. 3.3, 4.4). При построении геологогеофизической модели, ввиду почти полного отсутствия пробуренных на Амдерминской (листы R-41-XX, XXI), Варнекской (лист R-41-XIX), Оюско-Янгарейской (листы R-41-XXV, XXVI, XXVII) площадях параметрических и глубоких скважин, активно использовались известные геологические данные по обнажениям, уточнялась литология пород и мощность плотностных горизонтов.

Помимо того, в работе автором привлечены описания разрезов и скважин из фондовых отчетов о геолого-съемочных, геофизических и тематических работах (Зархидзе, 2010, 2014; Зацепин, 1974; Зобнина, 1989; Кулик, 1922; Микляев, 1971, 1999; Лопер, 1979; Устрицкий, 1951-1953; Шишкин, 2008; Васильев, 2008; Гессе, 1987; Иванова, 1959; Иорданский, 1932; Кондиайн, 1990, Крылова, 1947, Осадчев, 1951; Жуков, 1971; Заборин, 1977; Чернов, 1933; Чернышев, 1938), а также из опубликованной литературы (Беляев, 1981, 1986, 1988, 1989, 1994; Берлянд, 1982; Богацкий, 1999; Бондарев, 1963, 1967; Бурский, 1968; Войновский-Кригер, 1945, 1970; Давыдов, 1972; Елисеев, 1986; Енокян, 1971; Еременко, 2013; Журавлев, 2013-2018; Заборин, 1972; Иванова, 1959; Калашников, 1981; Маслов, 1972; 1994; Опорный разрез ордовика Пай-Хоя..., 1970; Осадочные Микляев, палеозойские формации Пай-Хоя, 1986; Дембовский, 1990; Першина, 1971; Пучков, 1985; Рязанов, 2014, 2016-2018; Стратиграфические схемы Урала (докембрий, 2004; Тимонин, палеозой), 1993; Унифицированные И корреляционные стратиграфические схемы Урала, 1951, 1980; Устрицкий, 1954; 1961; Цыганко, 1987, 2009, 2011; Чувашов, 1990; Шишкин, 1991, 2002, 2009; Юдин, 1994; Юдина, 1986; Юдович, 1979, 1990, 1998). Отчеты, посвященные изучению геологии и поискам полезных ископаемых в северо-западной части Югорского полуострова В.С. Енокян, (А.С. Микляев, А.М. Иванова, А.А. Беляев. О.В. Заборин, В.И. Богацкий, М.А. Шишкин, Д.В. Зархидзе, Н.П. Юшкин и др.) содержат приемлемое количество фактического материала (табл. 2.1 и рис. 2.1). На основе

описаний керна скважин и лабораторных определений состава пород построены литологические колонки и профили, выполнена корреляция разрезов. Подбор магнитных аномалий осуществлялся изменением мощности и магнитной восприимчивости выделенных магнитных тел.

Таблица 2.1

Основной фактический материал для исследований

Исследуемая терр	итория	Амдерминская	Варнекская	Оюско-Янгарейская		
Название свиты	Индекс/В озраст	Фактический материал, местоположение/автор	Фактический материал, местоположение, автор	Фактический материал, местоположение автор		
Нижняя хенгурская подсвита		Разрезы в отчетах Шляхова, 1968, Иванченко,1968; т.н. 4352, 4353, 4354, 4355, 4356, 2028/Старикова, Журавлев	Разрезы в отчетах Шляхова, 1968, Иванченко,1968	Региональная мелкомасштабная геофизическая съёмка: сейсмическая съемка масштабов: 1:500 000 (Горшков А.		
Средняя хенгурская подсвита	ϵ_3 - O_2 hn	Разрезы на р. Тарепатаяха и оз. Бол. Тоинто, р. Амдерма, т.н. 3252/точки наблюдения Стариковой и Журавлева	Разрез в т.н. 3252/Пискун, Старикова; разрез в отчете Беляева,1991	С., 2016 ф.), Г.100000 (Злоонна Л. А., Даценко И. В., Клещина Л. Н. и др.; 1992 ф; Зобнина Н. И., Даценко И. В., Гонская О. Н., 1994 ф)		
Верхняя хенгурская подсвита		 Обнажения в районах мыса Тонкий, р. Каменка до оз. Бол. Тоинто, Тарепатаяха, Тэбъянаяха, Бол. Ою, Сибитаяха, хребет Ямб-Пэ, т.н. 3250- 3253, 3120-3121, 3123, 3124, 3128, 3038, 3039, 3040/точки Пискуна Разрез детально описан В.И. Бондаревым в качестве стратотипа нелидовского горизонта Унифицированной стратиграфической схемы НИИГА. (Опорный разрез ордовика Пай-Хоя,1970; Микляев, Пухонто, Афанасьева,1999). 		Разрезы в т.н. 4100, 4103, 4105, 9556, 9557, 9560/Старикова, Рязанов		
Тальбейтывисская	O ₂₋₃ tb	Обнажения вскрываются на р.Тарипатаяха, Тоенатосё, Тэбъянаяха, Маликпэяха, Пеюмпэяха, Нензатояха и несколькими безымянными притоками р. Бол. Ою/Богатырева, Ваулина,Цыбульская	Разрезы на рр. Бол. Ою в т.н. 9555- 9561/Рязанов; Региональная мелкомасштабная геофизическая съёмка: сейсмическая съемка масштабов: 1:500 000 (Горшков А. С., 2016 ф.), 1:100000 (Злобина Л. А., Даценко И. В., Клещина Л. Н. и др.; 1992 ф; Зобнина Н. И., Даценко И. В., Гонская О. Н., 1994 ф)	Разрезы в т.н. 4101, 9546, 9553, в 460 м от т.н. 9555, 9556, 9561, 9625det и 9625det1/Старикова, Рязанов		
Нижняя пачка нижней подсвиты	O ₃ sp	Разрезы на рр. Тэбъянаяха (т.н. 5749, 5750, 5775), Бол. Нгою (т.н. 5924, 5930- 5934, 5942), Тарипатаяха (т.н. 5714, 5945), Нензатояха (т.н. 5751-5753), Пеюмпэяха (т.н. 5763-5766), а также безымянными притоками р. Бол. Ою (т.н. 5735, 5757, 5778). По этим рекам вскрываются преимущественно нижняя и средняя части разреза, верхняя часть обнажается на реках Хыртёяха (т.н. 5926), Нярхалдаяха (т.н. 5927-5929) и на р. Бол. Ою (т.н. 5938)/Богатырева, Ваулина	Разрезы вскрываются рр. Бол. Ою, Мал. Ою, Хыртёяха/ т.н. Богатырева, Ваулина; Региональная мелкомасштабная геофизическая съёмка: сейсмическая съемка масштабов: 1:500 000 (Горшков А. С., 2016 ф.), 1:100000 (Злобина Л. А., Даценко И. В., Клещина Л. Н. и др.; 1992 ф; Зобнина Н. И., Даценко И. В., Гонская О. Н., 1994 ф)	Разрезы свиты вскрываются реками Хыртёяха (т.н. 9569-9572), М. Ою (588 м от т.н. 9579), Халвортаяха (т.н. 9555)/Рязанов		
Верхняя пачка нижней подсвиты		На водоразделах рек Бол. Ою и Нензатояха, Мал. Ою и Тэбъянаяха разрезы вскрываютсяниже в т.н. 5935- 5938, т.н. 5785, 5786 и т.н. 5926/Богатырева, Ваулина	Разрезы по р. Бол. Ою и на водоразделах рр. Бол. и Мал. Ою, Бол. Нгою и Нензатояха, в верховьях р. Нгаханусьяха/Рязанов	Разрезы на р. Малая Ою (658 м от т.н. 9568, 9567, 9579), истоках р. Сырадъяха (т.н. 9563) и р. Хыртёяха (т.н. 9571, 9573)/Рязанов		
Нижняя пачка верхней подсвиты			Разрезы в т.н. 5618+150/210м/Богатырева, р. Бол. Ою/точки наблюдения Рязанова	Разрезы на р. Малая Ою (т.н. 9564, 9565, 9579)/Рязанов		
Верхняя пачка верхней подсвиты		Разрез в т.н. 5569/Богатырева	Разрезы вскрываются рр. Бол. Ою, Мал. Ою (т.н. 5606), Нгаханусьяха (т.н. 5013)/Богатырева и точки Рязанова 2016 год	-		

Продолжение таблицы 2.2

Оюская	S ₁ ¹ -D ₁ os	Сводный разрез по побережью Карского моря в районе мыса Ливанова (т.н. 6001 - 6002) и фрагментам разрезов по р. Амдерма (т.н. 6203-6206 и т.н. 2213 в районе оз. Придорожное)/Плаксина, Журавлев	Разрезы в т.н. 5604-5606, т.н. 5003,5006- 5007, т.н. 5010 - бассейн р. М.Ою; т.н. 7208-7209 – бассейн р. Сиртаяха; т.н. 5014-5015, т.н. 5620-5622 – бассейн р.Нгоханусьяха были закартированы и изучены лишь выходы силурийских отложениях оюской свиты/Богатырева, Калугин	Разрезы на р. Нгэбтаяха (т.н. 6500-6503, исп. Плаксина) и по руч. Тэрисё (т.н. 7434, исп. Калугин); в юго-западном крыле по левому притоку р. Падеятояха (т.н. 6598, исп. Плаксина) и по р. Надеяха, левому притоку р.Б.Ою (т.н. 9518, исп. Рязанов), в истоках р. Ябтояха (т.н.9564 - 9567, 9575- 9577, исп. Рязанов), в её верховье (т.н.6772, 6773 - инт.400м, 6774, 6776, исп. Плаксина); Заборин,1977: на северо-восточном крыле Центрального Пайхойского антиклинория – скважины 1, 5, 15, 22; на юго-западном крыле – скважины 65, 67,68 70, 71.
Ливановская	$D_1 l v$	Стратотип свиты расположен на берегу Карского моря у мыса Ливанова (рис. 4.25, обн. 3396, Корень, 1971), т.н. 6003/Плаксина	Разрезы в т.н.7206-7207, р.Мал Ою (т.н.5301-5302), в долине р. Нгоханунусьяха (т.н.5622)/Калугин, Боагтырева, разрез Рязанова по Мал. Ою за 2016 год	Разрезы на г. Хубтапэ (т.н.7423, т.н.7427, исп. Калугин), отмечены в делювиально- элювиальных высыпках (т.н.6501, 6521, 6522, 6523, исп. Плаксина) и подтверждены коренными выходами (т.н. 2563, 4405, 6035); скважиной 15 (на границе с Карской площадью на востоке) и скв. 34 (юго- западный склон вершины Б. Хубтапэ) по геологосъемочным работам масштаба 1:50000 (Заборин,1977), т.н. 6541, 6543, 6545, 6575, 6583, 6595, 6596, 6601 (исп. Плаксина), в истоках р.Ябтояха (т.н.6771- 6773, 6774, исп. Плаксина) и (т.н. 9578, исп. Рязанов)
Падейская	D ₁₋₂ pd	Разрезы в районе мыса Ливанова (т.н. 6003-6004), в гидрогеологической скважине АД-2 и на юго-восточном склоне г. Мореиз (т.н. 6053, 6070, 6071). Верхний контакт свиты согласный, установлен только на р. Талотояха (т.н. 6068 и т.н. 2107)/Плаксина, Калугин, скв АД-2 - Шляхов, 1968, т.н. 6003 - 6006, т.н. 6183) и в районе о. Чёрное (т.н. 6176 - 6179)/Плаксина	Разрезы на р. Седаяха (т.н. 6302, 6306- 6309, 6338-6339) и р.Сиртаяха (т.н. 7200- 7205, т.н. 7212-7222)/Плаксина, Калугин и точки наблюденя Рязанова за 2016 год	Разрезы в т.н. 6708-6709, 6716-6720, 6728, 6733, 6739-6744, 6775-6778, исп. Плаксина; разрез 7517, исп. Нахшкарян, т.н.7423, 7427/Калугин, т.н. 6581, 6575, 6596, 6541/Плаксина, в т.н. 10031, 10032 (исп. Сорокин)

2.1.1. Физические свойства горных пород исследуемой территории

Математическое моделирование геолого-геофизических разрезов проводилось в профильном варианте при интерактивном ручном режиме программным продуктом GM-SYS фирмы GEOSOFT.

По магнитной восприимчивости осадочные породы палеозойского чехла для разных литологических комплексов района существенно не различаются между собой и являются практически немагнитными ($<50x10^{-5}$ ед. СИ), или очень слабомагнитными ($<50-100x10^{-5}$ ед. СИ). Максимальная магнитная восприимчивость отдельных образцов хенгурской, тальбейтывисской и сопчинской свит меняется от 100 до 470x10⁻⁵ ед. СИ. Предположительно, повышение её связано с ороговикованием пород на контакте с долеритами.

Долериты оюского и хенгурского интрузивных комплексов и роговики по породам хенгурской, тальбейтывисской и сопчинской свит по магнитной восприимчивости, в основном, относятся к слабомагнитным породам ($\kappa_{cp} = 83 - 410 \times 10^{-5}$ ед. СИ). Величина магнитной восприимчивости этих пород находится в

прямо пропорциональной зависимости ОТ ИХ сульфидной вкрапленной минерализации пирротин – халькопиритового состава. Породы хорошо выделяются положительными локальными аномалиями не превышающими 194 нТл В аномальном магнитном поле (ΔT)а.

Плотность пород всего карбонатно-терригенного комплекса, от позднего кембрия до среднего девона, меняется в пределах от 2,35 г/см³ для пород сопчинской свиты до 2,89 г/см³ для пород тальбейтывисской свиты и в среднем составляет 2,66 г/см³. Понижение оср вызвано присутствием в составе отложений силурийскораннедевонского возраста углеродисто-глинистых, углеродисто-кремнистых и углеродисто-кремнисто-глинистых аргиллитов оюской и ливановской свит $(\sigma_{cp}=2.58 \text{ г/см}^3)$, в падейской свите кварцевых песчаников $(\sigma_{cp}=2.63 \text{ г/см}^3)$. Наибольшей плотностью на площади исследований обладают магматические и контактово-изменённые породы: средняя плотность долеритов оюского комплекса составляет 2,82 г/см³, хенгурского комплекса 3,03 г/см³ роговиков 2,86 г/см³. Согласно данным, максимальная плотность долеритов хенгурского комплекса составила для пород с сульфидной минерализацией 3.31 г/см³ и без видимой рудной минерализации 3.33 г/см³. По мнению автора работы и Алексеевой Н. А. (ВСЕГЕИ), разделение на рудные и нерудные долериты по плотности выполнено предшественниками не очень корректно. Плотность долеритов и роговиков находится в прямо пропорциональной зависимости от содержания рудных минералов. Только при повышении концентрации сульфидов до 15–20% плотность пород повышается.

Ниже представлены данные по физическим свойствам горных пород подразделений исследуемой территории (табл. 2.2 и 2.3). При построении геологогеофизической модели, ввиду отсутствия пробуренных на площади работ параметрических и глубоких скважин, активно использовались известные геологические данные и сводная таблица физических свойств горных пород, уточнялась литология пород и мощность плотностных горизонтов северо-западной части Югорского полуострова. Физические свойства горных пород территории (по материалам Рязанова, Алексеевой, 2013-2016)

N⁰	Стратиграфические	Индекс	Литология		Плотность, г/куб × см			Кол- во	Магнитная восприимчивость, n×10 ⁻⁵ ед. СИ		
п/п	подразделения				min	max	среднее значение	ИЗМ.	min	max	среднее значение
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Хенгурская свита (верхняя подсвита) О ₂ hn ₃		аргиллиты	7	2,33	2,66	2,55	6	15	33	23
2	Тальбейтывисская свита	O ₂₋₃ tb	известковистые песчаники, известняки, аргиллиты кремнисто- глинистые	7	2,3	2,75	2,53	6	1	12	7
3	Сопчинская свита	O ₃ sp	известняки, аргиллиты глинисто- кремнистые, силициты	12	2,4	2,8	2,63	12	2	15	10
4	Оюская свита S_1^1 -D ₁ os аргиллиты кремнисто-глинистые, глинисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые и т.д., известняки, алевролиты		8	2,52	2,60	2,69	13	0	28	7	
5	Ливановская свита	$D_1 lv$	известняки, песчаники, алевролиты	2	2,56	2,6	2,58	4	0	17	5
6	Падейская свита	$D_{1-2}pd$	омарганцованные кремнистые силициты	3	2,2	3	2,6	3	13	180	74
			кварцитопесчаники, аргиллиты кремнистые, кремнисто-	19	2,21	2,65	2,56	34	0	44	4

			глинистые, углеродисто- кремнисто-глинистые и т.д., алевролиты, известняки, фтаниты, силициты								
7	Оюский комплекс габбрололеритовый	vBO2-3h	базальты, долериты	7	2,4	3,66	2,92	8	41	200	78
	гипабиссальный	т <i>225</i>	порфириты	_	_	_	_	20	1	230	53

Таблица 2.3

Таблица замеров удельного сопротивления Центрального Пай-Хоя (по данным Лопера, 1980; Микляева, 1971; Заборина, 1977)

N 5-	Ярус, свита (индекс)		Удельное эл. сопротивление				
<u>אפ</u> ח/ח			р Ом.м				
11/11		Ν	min-max	среднее			
	Хенгурская свита (средняя и верхняя						
1	подсвиты) O ₁₋₂ hn	56	$0-1,14 \times 10^{5}$	12400			
2	Тальбейтивисская свита O ₂ tb	97	0-2,6x10 ⁵	15350			
3	Сопчинская свита O ₂₋₃ <i>sp</i>	62	$20-10^4$	9700			
	Оюская и ливаноская свиты						
4	нерасчленённые S_1^1 - $D_1 os+lv$	13	$0-1,4x10^{5}$	1800			
5	Падейская свита D ₂ pd	51	600-1,4x10 ⁵	20700			
6	Долериты оюсского комплекса	145	1600-1,7x10 ⁵	15100			
7	с сульфидной минерализацией	192	150-1,2x10 ⁶	5x10 ⁴			
8	без видимой рудной минерализации	500	7-1,1x10 ⁶	4,5x10 ⁴			
9	Роговики хенгурские	112	90-3x10 ⁵	$5,7x10^4$			
10	Роговики тальбейтывисские	64	600-4,7x10 ⁵	7,5x10 ⁴			
11	Роговики сопчинские	34	0-2,8x10 ⁵	3,9x10 ⁴			

Для того, чтобы охарактеризовать все литолого-стратиграфические комплексы и структуры, выбраны две линии разрезов: A₁–A₂-A₃ и Б₁–Б₂. (рис. 2.8). Линии геолого-геофизических разрезов проложены вкрест простирания известных геологических структур, гравитационных и магнитных аномалий.



Рис 2.8. Схема расположения профилей на карте доплиоценовых образований и геологогеофизические разрезы по линиям А₁–А₂-А₃ и Б₁–Б₂

При построении первичной геолого-геофизической модели использовались плотностные (σ) и магнитные (к) характеристики пород, определённые нами в ходе полевых и лабораторных работ. Средневзвешенная плотность пород свит, крупных стратиграфических подразделений, вычислялась по формуле (1):

$$\sigma_{\rm cp.B3.} = \frac{\sigma_1 h_1 + \sigma_2 h_2 + \sigma_3 h_3 + \sigma_n h_n}{h_1 + h_2 + h_3 + h_n} \tag{1}$$

В качестве сравнительной характеристики, использовались данные, применяемые геофизиками на смежных территориях с аналогичным геологическим строением и вещественным составом пород (Зархидзе, 2010). Предварительно, по максимальным горизонтальным градиентам кривой Δg определены плотностные границы, предположительно связанные с тектоническими нарушениями (гравитационными ступенями) (Зархидзе, 2010; Зацепин, 1974).

Для расчёта углов наклона выделенных плотностных границ применялся графический способ по вариационным кривым, предложенный А. А. Духовским (1986). Для определения глубины залегания верхней кромки магнитных тел использовался метод характерных точек (Зобнина, 1989).

В результате математического моделирования были построены петроплотностные и петромагнитные модели разрезов по линии A₁-A₂-A₃, представленны на рис. 2.9. Геолого-геофизические разрезы по линиям A₁-A₂-A₃ и Б₁-Б₂, отражающие полный плотностной разрез района по литологическому составу представлены на рисунках 2.10 и 2.11.

Приведенные примеры показывают, что петрофизические исследования позволяют значительно уточнить особенности геологического строения картируемых районов и, что особенно важно, рудоперспективных зон, а также позволяют получить дополнительные критерии для изучения закономерностей локализации оруденения и прогноза новых залежей. Следовательно, такой опыт необходимо использовать как при геологосъемочных работах, так и при научноисследовательской деятельности.

Распределение коллекторских свойств в пределах пластов представляется достаточно сложным и обусловлено как первичными седиментациями, так и вторичными катагенетическими особенностями песчано-алевритовых пород (Руднев, 2020).

Методика комплексного проведения геологических и геофизических исследований применительно к различным структурно-формационным зонам Урала и Пай-Хоя позволяет разработать прогностические структурно-генетические реконструкции.



Магнитный разрез



Рис. 2.9. Магнитный и плотностной разрезы по линии А1-А2-А3 (Рязанов, Алексеева, 2018)



Рис. 2.10. Геолого-геофизический разрез по линии А1-А2-А3. Условные обозначения см. рис. 2.11 (Рязанов, Алексеева, 2018)



Рис. 2.11. Геолого-геофизический разрез по линии Б₁–Б₂ (Рязанов, Алексеева, 2018)

• 2.2. Научно-методическая основа исследований

2.2.1. Методы изучения цикличности осадочных толщ

Исследование и корреляция целого ряда разрезов раннего и среднего (поздний кембрий – средний девон) палеозоя Пай-Хоя показывают, что отложения местных подразделений образуют последовательность, выраженную в повторяемости сочетаний пород. Такое чередование в терригенных, карбонатных и кремнисто-глинистых толщах при детальном изучении обнаруживается в виде закономерной цикличности. Анализ циклических ассоциаций осадочных пород, не всегда четко прослеживаемых по разрезу, говорит нам о регулярности смены слоевых единиц в ходе процесса седиментации.

Изучению осадочной цикличности посвящены работы Н.Б. Вассоевича, А.А. Трофимука, Ю.Н. Карогодина и многих других (Вассоевич, 1980, 1983; Трофимук, 1977; Карагодин, 1980, 1985; Алексеев, 2002; Мизенс, 2005; Шванов, 1998; Ботвинкина, 1991; Шишлов, 2010). Периодичность образования отложений является «источником» цикличности слоевых единиц в геологических разрезах. На основании этого, в областях седиментации с разнообразной литологией и биостратиграфией можно проследить гомогенные циклы развития морских осадочных отложений и прибрежно-морских осадочных образований. Колебания уровня моря имеют естественное отношение к таким системным геологическим этапам, как трансгрессия и регрессия. Каждая полная стадия регрессии или трансгрессии, рассматривается как единый цикл событийности. При наличии субвертикальных тектонических движений В прибрежно-морских зонах относительный уровень моря изменяется по определению Бейзеля (2003, 2006, 2008). Кроме периодичности циклических ассоциаций, необходимо определить тип событийности - инъекционный, мутационный или миграционный и проследить характер изменчивости по латерали осадочной толщи.

Инъекционный тип – поток обломочного материала ниже базы волнения, поступающий дозированно в зависимости от мощности и периодичности водотоков. Постепенно развивающийся по времени процесс инъекции осадочного материала, который завершается образованием межслоевой поверхности, ограничивающей геологическое тело от смежных;

Мутационный тип – реализуется в относительно замкнутых системах

седиментации, которые характерны для внутренних областей осадочных бассейнов (Романовский, 1988). Формируются одновозрастные слои с резкой границей и постепенно изменяющимися в пространстве структурно-вещественными и текстурными характеристиками. К этому же типу можно отнести диагенетические новообразования, связанные с постепенной «мутацией» осадка. В зависимости от динамики процессов и концентрации одновременно могут образовываться разные (аморфные и кристаллические) формы, а под влиянием состава примесей и состава вмещающего осадка и растворов преобразования идут несколько разными путями (Фролов, 1992).

Миграционный тип — это продолжительный процесс, в течение которого область с едиными условиями осадконакопления смещается в пространстве за счет миграции береговой линии вследствие колебательных движений субстрата или блуждания русла реки и дельтовых проток под действием факторов, определяющих эволюцию флювиальной и дельтовой систем. В результате формируются слои, более или менее однородные по вещественному составу, структуре и текстуре, но разновозрастные в направлении смещения области осадконакопления (Шишлов, 2010). Миграция происходит в прибрежных зонах осадочных бассейнов и описывается седиментологической моделью Н.А. Головкинского (1868).

По результатам изучения осадочных пород, при корреляции отложений свит Пайхойского антиклинория представляется возможным построить иерархическую систему естественных геологических тел на основе анализа циклических ассоциаций осадочных пород и использовать её для моделирования процесса осадконакопления. Такая методика разработана С.Б. Шишловым (Шишлов, 2010; Панова, Шишлов, 2013) в виде структурно-генетического анализа (СГА) осадочных формаций и работ дополнена В ряде А.В. Журавлева (Журавлев, 2012, 2016–2018; Еременко, Журавлёв, 2013) применительно к карбонатным породам. В основу метода СГА заложена классификация основных признаков осадочных горных пород, систематизация горизонтального и вертикального положения отложений в виде «квазиматрицы», что раннее было описано В.Н. Швановым, В.Т. Фроловым, Э.И. Сергеевой и др. (1998). Такая систематизация позволяет унифицировать литологические единицы, которые эволюционировали в пределах самостоятельных фаций.

Во всех изученных разрезах территории установлены устойчивые сочетания литолого-генетических типов, указывающих на общий генезис и трансгрессивнорегрессивные этапы палеобассейна. Термином «литолого-генетический тип» (или сокращенно литотип) обозначается минимальная единица литолого-генетической типизации, имеющая одинаковый комплекс первичных генетических признаков (Шишлов, 2010).

В методике С.Б. Шишлова исследуются следующие ступени надпородных геологических тел стратисферы: порода – слой – парагенерация – геоформация – геогенерация (рис. 2.2.1).



Рис. 2.2.1. Ряд соподчиненных уровней организации. Пояснения в тексте.

Все структурные формулы, которые отражают различные варианты трансгрессивно-регрессивных последовательностей, установленных в анализируемых разрезах имеют свою индексацию. Литотипы в пределах некоторых типов слоев имеют многократное повторение (циклиты), например, xah-(xa1-xa2)-xa1 или xa3/4-b1-[k]-xa2-h1. Индексация типов слоев расшифровывается по

комплексам глубоководного шельфа (X), среднего мелководного шельфа (Y), изолированного мелководного шельфа (Z) и прибрежной равнины (K). Вторая буква в такой систематике обозначает фациальную группу, которая соответствует алевропелитовой, алтернитовой или псаммитово-псефитовой разностям с латеральными изменениями (например, XB-1, XB-2) (Шишлов, 2010; Панова, Шишлов, 2013).

По изученным разрезам выделяются последовательные стадии формирования отложений на основе анализа циклических ассоциаций осадочных пород (парагенерации) – типы циклотем. Термин «циклотема» был предложен для вертикальных слоевых последовательностей Уэллером (Weller, 1930). Под циклотемами в данной работе понимаются многослои, состоящие из нескольких слоев, без однозначного повторения.

Для систематизации полученных данных применены следующие уровни структурно-генетического анализа: породный, слоевой и парагенерационный. Этих уровней достаточно для того, чтобы провести литогеодинамическое моделирование бассейна осадконакопления.

Описание разреза, отбор образов И ИХ дальнейшие минералогопетрографические исследования служат основой для породного уровня СГА. Вылеление литолого-генетических типов по комплексу взаимосвязанных первичных признаков (состав, структурно-текстурные особенности, цвет, неорганические и органические включения), возникших на этапах седиментогенеза и диагенеза, позволяет получить основу для дальнейшего анализа.

Для каждого выделенного комплекса пород проведена реконструкция eë обстановки осадконакопления И особенностей ЭВОЛЮЦИИ. Полученные результаты, В сочетании анализом вертикальных последовательностей С литологических комплексов и особенностей их латеральных изменений, позволили создать седиментологические модели развития процессов осадконакопления на трансгрессивных и регрессивных фазах эволюции Пайхойского палеобассейна в раннем и среднем палеозое.

Составлена серия палеогеографических схем на современной топографической основе для исследуемых интервалов геологического времени, соответствующих максимумам трансгрессий и регрессий кривых колебания моря, отражающая эволюцию обстановок осадконакопления региона в ранне- и

среднепалеозойское (поздний кембрий - средний девон) время.

2.2.2. Методика обработки физических свойств горных пород

С точки зрения петрофизики, каждая горная порода – это сложное вещество трехфазового состава, т.е. состоящее из твердой, жидкой и газообразной фаз. Физические свойства горных пород определяются, прежде всего, свойствами самих фаз, их количественным соотношением в породе и взаимодействием (Петрофизика. Справочник, 1992).

Каждый геологический объект, подлежащий петрофизической оценке, должен быть представлен выборкой определений, объем которой определяется характером распределения физического параметра в объекте.

Плотность горных пород (σ) зависит от минерального состава горной породы, структурно-текстурных особенностей, пористости, вида вещества, заполняющего поры и пусто́ты, а также от условий образования и залегания горной породы. Плотность большинства горных пород изменяется в пределах от 1.6 до 3.5 г/см³. В порядке возраста

В порядке возрастания плотности породы выстраиваются в следующий ряд: осадочные, магматические, метаморфические.

Способность материалов и горных пород намагничиваться характеризуется магнитной восприимчивостью (к) – основным магнитным свойством горных пород. Магнитная восприимчивость большинства горных пород определяется, прежде всего, присутствием и процентным содержанием ферромагнитных минералов. Магнитная восприимчивость в горной породе не всегда изотропна. Она может меняться по разным направлениям, уменьшаясь в перпендикулярном направлении, либо увеличиваясь в плоскости напластования осадочных и сланцеватых метаморфических пород. Различия могут достигать 20%.

Измерение магнитной восприимчивости образцов проводилось в полевых условиях с помощью каппаметра ПИМВ-М. В лабораторных условиях было произведено измерение плотности образцов методом двойного взвешивания (метод весов Шварца). Автором также были использованы сведения о физических свойствах горных пород, полученные при проведении геологической съёмки масштаба 1:50 000 под руководством А.С. Микляева (1971) и групповой поисковой съёмки масштаба 1:50 000 под руководством О.В. Заборина (1977). Всего в результате петрофизических лабораторных исследований проанализировано свыше 3200 образцов по двум основным параметрам: плотности (σ) и магнитной восприимчивости (к). Для повышения точности дальнейших исследований была использована таблица замеров удельного электрического сопротивления (ρ) из отчёта В.А. Лопера (1980) по комплексной (аэрогамма-спектрометрической и аэромагнитной) съёмке.

Математическое моделирование геолого-геофизических разрезов основано на анализе фактического материала физических свойств горных пород и проводилось в профильном варианте при интерактивном ручном режиме программным продуктом GM-SYS фирмы GEOSOFT.

В результате обобщения полученного фактического материала с пошаговым использованием научно-методической основы выполнен анализ строения литокомплексов и их латеральных изменений и анализ физических свойств горных пород, связанных с изменениями литогеодинамических условий осадконакопления в разных частях осадочного бассейна.

ГЛАВА З. ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Образования позднего кембрия - среднего девона являются основными структурно-вещественными комплексами заполнения и перекрытия Пайхойского палеорифта. Внутриконтинентальные рифты, такие как Пайхойский, представляют собой систему грабенов, ограниченных сбросами. В связи с этим, смешанность осаждаемого материала в палеозое исследуемой территории установлена в устойчивых сочетаниях литолого-генетических типов (литотипов). Ниже приводится подробное описание, литолого-фациальные профили и интерпретация условий накопления горно-породных групп исследуемых региональногеологических подразделений.

Все литолого-фациальные профили построены с юго-запада на северо-восток, отвечают фактическому положению изученных разрезов свит, скорелированны между собой в виде идеализированных литолого-фациальных профилей, в том числе подтверждены петрофизическими исследованиями (рис. 3.1).

Литолого-генетические группы (ЛГГ) пород необходимы для выделения и анализа структуры слоев. В данном случае ЛГГ – это характеристика осадочных пород по комплексу взаимосвязанных первичных признаков. Выделенные группы с позднего кембрия по средний девон имеют следующие литологические признаки (прил. 6):

1. Смешанная группа – группа пород смешанного состава. Они характеризуются преобладанием в незначительным составе одного из гранулометрических компонентов (алевритового, глинистого или песчаного) и частой сменой преобладающего компонента (Верзилин, Окнова, 1983). Наибольшим развитием в частые переслаивания существенно группе пользуются алевролитовых И существенно глинистых сланцев с мелкомасштабной волнистой слоистостью. Мощность индивидуальных прослойков колеблется от первых миллиметров до 10 см. При большей мощности они могут выделяться как самостоятельные литологические типы.



Рис. 3.1. Карта-схема района исследований с расположением литолого-фациальных профилей. Условные обозначения для профилей по следующим стратифицированным образованиям: 1,2,3 – хенгурская свита; 4 – тальбейтывисская свита; 5 – сопчинская свита; 6 – оюская свита; 7 – ливановская свита; 8 – падейская свита.

2. Силикатно-карбонатная группа, состоящая из двух подгрупп по литологическому составу карбонатных пород. Во всех подгруппах по содержанию терригенноглинистой примеси карбонатные породы подразделяются на чистые (примесь 0–5%), глинистые (5–20%), мергельные (20–50%), глинистые мергельные (50–70%). В известняках широко развиты типы толсто- и мелко слоистые, а также массивные, (строматолитовые), В глинистых скорлуповатые И других разностях «петельчатые», редко встречаются конгломератобрекчиевые, дебритные (тип обломочных потоков). В доломитах и сидеритах отмечаются отложений литологические типы, текстурно аналогичные известнякам, но кроме того, широко развиты типы с полосчатой, пятнисто-гнездовой текстурами. При изучении литологических типов карбонатных пород обращает на себя внимание тот факт, что вторичные текстуры, связанные с перекристаллизацией карбонатного вещества, развиты шире в магнезитах, сидеритах, а также в доломитах, нежели в известняках. Одним из объяснений может быть более интенсивное преобразование данных

По карбонатных воздействием гидротермальных флюидов. пород под кристаллической чаще пелитоморфные, структуре известняки местами перекристаллизованные, тонкозернистые и т.д. Для известняков характерно присутствие примеси магния, железа и марганца, повышающееся по мере приближения к зонам доломитизации (Рязанов, Алексеева и др., 2019).

3. *Карбонатно-силикатная группа*. ЛГГ противоположная вышеописанной. Глинистые сланцы широко распространены в разрезах изученных образований. Они содержат до 10% карбонатного вещества, имеют алевропелитовую структуру, преимущественно черный цвет. Карбонатно-глинистые сланцы содержат от 10 до 30% карбонатного вещества, часто имеют тонкослоистую и сланцеватую текстуру, реже косоволнистослоистую, темно-серый, иногда зеленовато-серый цвета. Прослеживаются мелкие разобщенные биогермы и биогермные массивы (северозападная часть Югорского полуострова и о. Вайгач).

4. Кремнисто-карбонатная группа. ЛГГ представляет собой комплекс биогенных известняков с линзами и обильными стяжениями кремней, с редкими прослоями и пачками песчаников, карбонатно-кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев и различных органогенных силицитов. Второстепенными членами группы являются песчаники, алевролиты, седиментационные кремнистые стяжения и отчетливая нодулярность текстур. Структура группы - многоярусная, ритмичная. Седиментация напрямую связана с низкоплотностными турбидитными потоками при смешанном режиме транспорта осадочного материала.

Из результатов изучения текстур, характерных для известняков кремнистокарбонатной группы, следует, что термин «петельчатый» при полевом описании использовался для текстур различного происхождения. Образования, представленные на рис 4.6 А, имеют оползневую природу. Формирование петельчатой текстуры, изображенной на рис. 4.6 В, проходило на начальной стадии диагенеза. Для таких образований правильнее будет использовать термин нодулярная текстура (Рязанов, 2019).

Конгломератовидная текстура литотипа *h1(b1)* (тоже петельчатая) с линзами и скоплениями узелков (рис. 4.6 Б), обнаруженная на правом борту р. Большая Ою (Великая), отражает отложения обломочных потоков (дебриты). Она имеет

корытообразные обособления карбонатного и углеродисто-кремнистого состава среди кремнисто-глинистой массы (Рязанов, 2019).

5. *Терригенная группа*. Для данной ЛГГ характерна «терригенность» разреза. Терригенная составляющая – это количество терригенных компонентов в породах разреза пачки, выраженное через условную мощность. Она вычислялась путем измерения условных мощностей (в мм) каждого литологического типа пород. По приведенным описаниям литотипов основными определяющими признаками изученных терригенных пород являются градационная слоистость, выраженная в закономерном изменении размеров частиц, слагающих слой, резкий контакт в подошвах слоев и набор текстурно-структурных последовательностей, отражающих цикл Боума. Образование пачек осадков связано с результатом гранулометрической сортировки оседающих частиц из воды, обогащенной взвесью (суспензии). В дополнение к этому, при изучении пород было замечено постепенное уменьшение размера частиц (от псаммитового до алевро-пелитового).

В приложениях 2,3,4,6 отражены основные примеры литотипов по фотографиям шлифов и разрезы свит по группам.

Каждому из литолого-генетических типов присвоен свой буквенный индекс с признаками, указанными в таблице 3.1.

Таблица 3.1

Систематика литолого-генетических типов пород раннего и среднего (поздний кембрий – средний девон) палеозоя

	Группа								
Комплекс	<u>Алевро-пелиты</u> <u>(а)</u>	<u>Алтерниты</u> <u>(b)</u>	Псаммиты (с)	<u>Псефиты</u> <u>(d)</u>	<u>Диагенетические</u> новообразования <u>(k,h)</u>				
Глубоководных отложений (x)	xa, xag	xb	xc, xct	xd	k, xah, h(b)				
Открытого мелководья (у)	_	yb	ус	yd	_				
Изолированного мелководья (z)	za	zb	zc		_				
Деятельность речных и грязекаменных потоков (f)	_	_	fc	_	_				
Дополнительные индексы: ()*n - многократно повторяющийся литотип									

3.1. Смешанная группа

хаћ Аргиллиты алевритистые серые до черных, углеродисто-кремнистые, глинисто-кремнистые, с бугристыми поверхностями напластования. В аргиллитах встречены конкреции (0,05–0,1 м) известняков, количество которых увеличивается к верхней части. Конкреции имеют округлую и караваеобразную формы. Такая сегрегация карбонатного материала, выраженная конкреционными процессами, связана с поступлением глинистой и карбонатной взвеси во время спокойной гидродинамической обстановки и перераспределением карбоната кальция поровыми водами.

ха1 Аргиллиты серовато-черные до черных углеродисто-кремнистые, плитчатые (1–1,2 мм) и массивные. Встречены тонкие прослои с сульфидизацией (мелкие выделения кубического и тонкодисперсного пирита), которая диагностируется развитием гидроокислов железа по поверхностям напластования. Формирование литотипа происходило в бескислородных условиях относительного глубоководья при низкой динамике водной среды.

ха2 Аргиллиты алевритистые серые, темно-серые и светло-серые, известковисто-глинистые, глинисто-кремнистые, полого-волнистослойчатые с тонкими прослойками алевролитов серых известковистых (до 8 мм). Обстановка осадконакопления для такого литотипа, предположительно, связана с переносом осадка низкоплотностными мутьевыми потоками в условиях глубоководного шельфа.

ха3 Известняки серые пелитоморфные, полого-волнистослойчатые и массивные, в верхней части с регулярными будинированными прослоями известняков светло-серых пелитоморфных (через 0,2–0,5 м). Формирование связано с низкоплотностными турбидитными потоками в глубоководных условиях.

ха4 Петельчатые известняки темно-серые тонкодетритово-пелитоморфные, текстура подчеркнута примазками и тонкими прослоями (5-10 см) глинистого материала, содержат регулярные (через 0,2–0,5 м) будинированные прослои известняков светло-серых пелитоморфных. В известняках содержатся редкие обломочные зерна кварца размером 0,05–1 мм. Образование петельчатой текстуры связано с диагенетическими процессами перераспределения карбоната кальция в глинисто-карбонатном осадке низкодинамичного глубоководья при дефиците кислорода в поровых водах.

xb1 Градационное чередование (по Шишлову, 2010) тонкоплитчатых известково-глинистых аргиллитов серых до темно-серых (10–20 см) с глинистыми известняками светло-серыми, тонкодетритово-пелитоморфными (5–10 см). Местами текстура слабо косослоистая и связана, вероятно, с влиянием однонаправленных придонных течений. В верхней части слоя присутствуют обломки панцирей трилобитов. Формирование литотипа шло за счет транспорта суспензии турбидитными потоками.

xb2 Аргиллиты, ритмично чередующиеся с известняками, неотчетливо косослоистые. Аргиллиты темно-серые до черных глинисто-кремнистые, глинисто-известковистые, слабоизвестковистые, местами углеродистые, тонкоплитчатые, слабобугристые. Известняки светло-серые от мелко- до тонкодетритовых (прослои 5-10 см). Формирование литотипа является следствием транспорта суспензии низкоплотностным турбидитным потоком в условиях глубоководного палеобассейна.

xc1 Песчаники серые кварцевые, известковистые, мелко-тонкозернистые, неотчетливо косослойчатые, с примесью органогенного детрита. Формирование литотипа происходило при низкой скорости суспензионного потока в режиме волочения материала.

xc2Песчаники серые, светло-серые кварцевые, известковистые, мелкозернистые, В нижней среднезернистых, части ДО волнисто-И линзовиднослойчатые, с подчеркнутыми глинистыми примазками серо-коричневого цвета. Сформированы, по-видимому, при неравномерном однонаправленном переносе осадочного материала мутьевыми потоками.

хс3 Песчаники темно-серые кварцевые, средне-крупнозернистые, с участками косой слоистости, образованной за счет неравномерного распределения микрокристаллического карбоната с рассеянным глинисто-кремнистым веществом. В средней части содержатся обломки раковин и другие органические остатки. Сформированы, возможно, при неравномерном однонаправленном переносе осадочного материала из мелководной части бассейна в глубоководную мутьевыми потоками.

Песчаники xc4серые, кварц-известняковые, крупно-грубозернистые, неясно слоистые, местами слабопористые и, реже, доломитизированные. Отмечается присутствие хорошо окатанных обломков известняка и кварца. Накопление перемещении отложений литотипа шло при мелководья высокоплотностным мутьевым потоком в зону тиховодной части бассейна.

xd коричневые, органогенно-крупнодетритовые, Известняки серые, местами доломитизированные, и грубодетритовые косослоистые, содержащие многочисленные песчаные зерна кварца. Встречены остатки раковин брахиопод черные, темно-серые, различной сохранности: от неопределимых обломков до хорошо сохранившихся. Раковины распределены послойно с закономерной ориентировкой макушек створок к кровле. Такое распределение может указывать на волнения периодические (темпеститы), которые отражаются на такой последовательности, образовав намывные отмели и одновременно перенося осадочный материал вниз по склону (турбидиты) на фоне резкого изменения скорости течения (Рязанов, 2018).

уb Тонкое (до нескольких сантиметров) чередование известняков серых и светло-серых, глинистых, глинисто-песчанистых, мелкодетритовых и пелитоморфных, с аргиллитами темно-серыми, известковыми (до 1 см), с комковатоволнистой текстурой, намечаемой распределением глинистого и песчаного материала. В верхней части текстура становится массивной. Обстановка осадконакопления для данного литотипа, предположительно, морская мелководная от низкодинамичной до высокодинамичной.

ус Песчаники бежевые и светло-серые, известковистые, от мелко- до тонкозернистых, с детритом раковин брахиопод. В нижней части слоя присутствует волнистая слойчатость, образуемая глинистыми намывами и неравномерным распределением цемента, подчеркивающим волновые знаки ряби. Песчаники содержат отчетливые мелкие ходы илоедов в кровле пласта и более крупные, углубленные в осадок. При увеличении содержания карбоната, песчаники переходят в песчанистые известняки. Осаждение материала происходило в условиях открытого мелководья при слабом волновом воздействии.

уd1 Песчаники серые, светло-серые кварцевые и известковистые, от грубодо мелкозернистых, с линзами гравелитов. Иногда наблюдается слабо выраженная косая слоистость с ритмичной (градационной) сортировкой в пределах косых слойков. В линзах обнаружены брахиоподы семейства *Orthidae* (Микляев, 1994). Образование литотипа вероятно, связано с переносом разнозернистого материала морскими течениями в условиях подводного склона дельты. Наличие маломощного горизонта незрелых псефитов свидетельствует о быстрой миграции береговой линии.

vd2Конгломераты, реже конглобрекчии известняковые, песчанистос плохой сортировкой известковистые, массивные, обломков. По преимущественному составу обломков идентичны породам подстилающего фундамента. В светло-серой мелкозернистой известковисто-хлоритовой массе, помимо обломков известняков, заключены галька и угловатые обломки черных мелкокристаллических докембрийских эффузивных пород размерами от 0,5–1,5 до 10-20 см. Формирование этого литотипа, очевидно, связано с перносом массы обломочного материала гравитационными потоками в пределах пролювиальной дельты в условиях открытого морского побережья (fan delta, Abad, 2011).

Аргиллиты алевритистые, зеленовато-серые, z,a с рассеянным субпараллельнослойчатые, органогенным детритом, рассланцованные по поверхностям напластования. Вверх по слою цвет меняется на буроватокоричневый. Встречаются редкие маломощные (несколько сантиметров) прослои алевролитов мелко-тонкозернистого глинистых И единичные линзочки алевритистого песчаника. Переход к следующему слою постепенный. Накопление осадочного материала происходило в мелководно-морской относительно спокойной гидродинамической обстановке ниже базиса волн.

zb1 Тонкое (до нескольких сантиметров) чередование алевролитов глинистых, зеленовато-серых (преобладают), и аргиллитов алевритистых серого, зеленовато-серого, лилового цветов, пологоволнистослойчатых, с линзами органогенных известковистых песчаников тонкозернистых и многочисленными иголочками аутигенного рутила. Имеются карбонатно-алевритовые стяжения, приуроченные к линзовидно-гнездовидным скоплениям карбонатных органических остатков (створок брахиопод плохой сохранности). Для стяжений характерна буровато-серая окраска. Сформировался данный литотип в низкодинамичной мелководно-морской обстановке при поступлении глинистой взвеси под воздействием слабых волн.

zb2 Равномерное чередование (масштаб 0,4–0,5 м) алевролитов красных, коричневатых или зеленых, субпараллельнослойчатых, до пологоволнистослойчатых, и песчаников, красновато-серых, зеленовато-серых, среднемелкозернистых, волнистослойчатых (преобладают). Границы прослоев резкие. Формирование литотипа происходило в условиях морского мелководья в спокойной гидродинамической обстановке.

zc Песчаник красновато-серый, с примазками глинистого материала

темно-серого цвета по границам слойков. Структура мелко-тонкозернистая, текстура волнистослойчатая. Встречены редкие известково-песчаные стяжения трубчатой формы (1,5х2х10 см) буровато-коричневого цвета, возможно следы роющих организмов. Литотип формировался в низкодинамичной зоне морского мелководья под действием волн.

fc2-fc1 Кварцитопесчаники лиловые, розовые, разноплитчатые от средне-грубозернистых до тонко-среднезернистых с небольшими линзовидными скоплениями экстракластов и интракластов, аналогичных по составу эффузивов литотипа *fc3*. Текстура массивная, иногда косослоистая. Цемент сплошной равномерный перекристаллизованный и представлен ориентированным и определяющим сланцеватость тонкочешуйчатыми агрегатами серицита, и тонкими полосами оксидов и гидроксидов железа темно-бурых оттенков. Условия накопления данной ассоциации литотипов также континентальные, по всей вероятности, аллювиальные, при умеренных скоростях течения.

fc3 Конгломераты валунно-галечные и гравелиты вулканомиктовые (обломки красного цвета составляют 20–30%, иногда 70–90% породы), с зеленоватокварцево-хлорито-серицитового серым или лиловым цементом состава, гематит. Структуры содержащим тонкодисперсный конгломератовые, гравелитовые, псаммопсефитовые и бластопсефопсаммитовые, текстура массивная. Обломочная часть представлена обломками эффузивов основного и кислого состава, гранитоидов, орто- и парасланцев, микрокварцитов, отдельных минералов. Формирование литотипа происходило в условиях континента, судя по всему, речными и грязекаменными потоками.

Все литотипы такой ЛГГ представлены в виде литолого-фациальных профилей для одного цикла отложений верхнекембрийско-среднеордовикского интервала (рис. 3.2).



Рис. 3.2. Литолого-петрофизические профили для одного цикла отложений верхнекембрийско-среднеордовикского интервала (профили 1,2,3), которые залегают с угловым несогласием на верхнерифейских образованиях. Мощность одного литотипа в среднем 3-6 см. Условные обозначения: 1 – докембрийская континентальная кора; 2 – нижележащие образования (для рис. 3.3-3.7); 3 – вид литотипа. Пояснения для литотипов в тексте.

3.2. Силикатно-карбонатная группа. Первая подгруппа

ха2 Аргиллиты алевритистые серые, темно-серые и светло-серые, известковисто-глинистые, глинисто-кремнистые, полого-волнистослойчатые с тонкими прослойками алевролитов серых известковистых (до 8 мм). Обстановка осадконакопления для такого литотипа, предположительно, связана с переносом осадка низкоплотностным мутьевым потоком в условиях глубоководного шельфа.

(Шишлов, 2010) *xb1* Градационное чередование тонкоплитчатых известково-глинистых, часто кремнистых аргиллитов серых до темно-серых (10-20 см) с глинистыми известняками светло-серыми, тонкодетритовопелитоморфными (5-10 см). Местами текстура слабо косослоистая и связана с однонаправленных придонных течений. В верхней части слоя влиянием

присутствуют обломки панцирей трилобитов. Формирование литотипа шло за счет транспорта суспензии турбидитными потоком.

xb2 Аргиллиты, ритмично чередующиеся с известняками. Аргиллиты темно-серые до черных глинисто-кремнистые, глинисто-известковистые, слабоизвестковистые, местами углеродистые, тонкоплитчатые слабобугристые. Известняки светло-серые от мелко- до тонкодетритовых, (прослои 5–10 см). Текстура литотипа неотчетливо косослоистая. Формирование литотипа является следствием транспорта суспензии низкоплотностным турбидитным потоком в условиях глубоководного палеобассейна.

хс1 Известняки литобиокластические тонкодетритовые, в различной степени глинистые, с волнистой или однонаправленной косослойчатой текстурой, часто кремнистые, содержат микровкрапленность сульфидов. Органогенный детрит часто представлен разрушенными остатками мелководно-морских организмов. По характеристикам литотип отвечает группе E_1 модели мелкозернистых турбидитов (Рединг, 1990). Формирование литотипа происходило из низкоплотностного низкоскоростного (Еременко, Журавлев, 2013) турбидитного потока при транспорте материала волочением.

xc2 Известняки от мелко- до средне-крупнодетритовых, литобиокластические, с волнистой или однонаправленной косослойчатой текстурой, часто кремнистые, содержат микровкрапленность сульфидов.

Биокласты представлены разрушенными остатками мелководно-морских организмов. Литокласты сложены преимущественно известняком, плохо окатаны. По характеристикам литотип отвечает группе *E*₁ модели мелкозернистых турбидитов (Рединг, 1990). Формирование литотипа происходило из низкоплотностного высокоскоростного (Еременко, Журавлев, 2013) турбидитного потока при транспорте материала волочением.

хс3 Песчаники темно-серые кварцевые, средне-крупнозернистые, с косой слоистостью, которая образована при неравномерном распределении микрокристаллического карбоната с рассеянным глинисто-кремнистым веществом, что, вероятно, связано с диагенетическими процессами. Присутсвуют в средней части обломки раковин и другие органические остатки. Сформирован литотип, очевидно, при неравномерном однонаправленном переносе осадочного материала мутьевыми потоками из мелководной части бассейна в глубоководную.

xd1 Известняки от средне-крупнодетритовых до грубодетритовых,

биолитокластические, массивные или пологоволнистослойчатые, иногда кремнистые. Органогенный детрит часто представлен разрушенными остатками мелководно-морских организмов. Литокласты сложены преимущественно известняком, плохо окатаны, часто градационно сортированы. По характеристикам литотип отвечает элементам *a* и *b* цикла Боума (Bouma, 1962). Формирование литотипа происходило из высокоскоростного высокоплотностного потока при транспорте материала в суспензии.

xd2 Известняки крупно-грубодетритовые с обломками известняков гравийно-галечной размерности, плохо градационно сортированными и средне окатанными. Текстура от массивной до неотчетливо волнистослойчатой. По характеристикам литотип отвечает элементам *S* цикла Лоуэ (Lowe, 1982). Формирование литотипа происходило из высокоплотностного потока.

xd3 Известняковая конглобрекчия с плохо окатанными и сортированными, преимущественно карбонатными, обломками и матриксом, представленным детритовым известняком. Текстура массивная. По характеристикам литотип отвечает элементам R цикла Лоуэ (Lowe, 1982). Формирование литотипа происходило из зернового потока.

xd4 Известняковая конглобрекчия, с плохо сортированными И неокатанными обломками, часто с обратной градационной сортировкой. Матрикс кристаллический, кварц-кальцитовый, с рассеянным тонким детритом, светлосерый. белесый. Обломки представлены преимущественно известняками строматолитоморфными. Сформирована, скорее всего, гравитационными процессами оползания склонов карбонатных построек.

h1(b1) Известняки брекчиевидные, серые до светло-серых, массивные, от мелко- до крупнокристаллических, с кварцем, местами кавернозные. Обломки несортированные, от грубопесчаной до глыбовой размерности, обычно представлены угловатыми или округлыми фрагментами строматолитоморфных известняков.

(*b2*) Известняки иногда доломитистые, пелитоморфные, мелкосгустковые, "глазковые" (Журавлев, Вевель, Груздев, 2018) (размер «глазков» 2–5 мм, редко до 1–1,5 см). Неотчетливая пологоволнистая текстура намечена распределением «глазков».

Вполне возможно, что вышеописанные литотипы h1(b1) и (b2) могли сформироваться за счет излияний низкотемпературных растворов на морское дно,
насыщенных карбонатом и кремнеземом. (Рязанов, 2015).

Все литотипы такой группы представлены в виде литолого-фациальных профилей для одного цикла отложений среднеордовикского интервала (рис. 3.2 и 3.3).



Рис. 3.3. Литолого-петрофизический профиль для одного цикла отложений среднеордовикского интервала (профиль 4). Мощность одного литотипа в среднем 3–6 см. Пояснения для литотипов в тексте. *Условные обозначения см. рис. 3.2*

3.3. Силикатно-карбонатная группа. Вторая подгруппа

[k] Органогенно-обломочные, криноидные линзовидные прослои, линзы и конкреции, черные карбонатно-доломитовые с тонкодисперсными углеродистыми частицами. Формирование новообразования происходило за счет перерработки органического вещества в относительно спокойной гидродинамической обстановке при начальных процессах диагенеза.

ха2 Силициты глинистые, микроволнистослойчатые, с радиоляриями и редкими кремнистыми спикулами, часто с микровкрапленностью сульфидов.

Формирование литотипа происходило в относительно спокойной гидродинамической обстановке с умеренным поступлением глинистой взвеси и преимущественно планктоногенного кремнезема.

Группа «сланцев» ха3:

1. Аргиллиты углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые пиритизированные бластоалевропелитовые с явной сланцеватой текстурой. Аргиллиты содержат редкие скелеты радиолярий, на поверхностях напластования часто встречаются остатки граптолитов. Кластическая примесь представлена единичными зернами лейкоксена, кварца, рутила. Часто присутствуют зерна аутигенного сульфида. Формирование литотипа происходило в спокойной гидродинамической обстановке со значительным поступлением глинистого вещества в сочетании с планктоногенным кремнеземом.

2. Аргиллиты чёрные углеродисто-глинистые, углеродисто-фосфатноглинисто-кремнистые, углеродисто-кремнисто-глинистые пиритизированные бластоалевропелитовые с явной сланцеватой текстурой. Включения, органические остатки и формирование схожи с таковыми у предыдущего литотипа.

3. Аргиллиты углеродисто-кремнисто-глинистые, углеродисто-глинистокарбонатные, углеродисто-кремнистые, бластопелитовые со сланцеватой текстурой. Аргиллиты содержат редкие скелеты радиолярий, на поверхностях напластования часто встречаются остатки граптолитов. Кластическая примесь представлена единичными зернами лейкоксена, кварца, рутила, часто присутствуют зерна аутигенного сульфида. Формирование литотипа происходило в спокойной гидродинамической обстановке со значительным поступлением глинистого вещества в сочетании с планктоногенным кремнеземом.

4. Аргиллиты известковисто-глинистые, глинисто-известковистые, известковистые, бластопелитовые "мягкие" со сланцеватой текстурой, с редкими скелетами радиолярий. Часто присутствуют зерна аутигенного сульфида. Формирование литотипа происходило в спокойной гидродинамической обстановке со значительным поступлением карбонатного вещества с шельфа в сочетании с захваченным глинистым.

xb3 Тонкое (до первых сантиметров) субпараллельное чередование аргиллитов кремнистых, микрослойчатых и глинистых силицитов, массивных, с радиоляриями. Границы слойков нерезкие, с постепенным переходом. Обычна микровкрапленность сульфидов. Формирование литотипа происходило в

относительно спокойной гидродинамической обстановке с периодическим поступлением глинистой взвеси на фоне преимущественного осаждения планктоногенного кремнезема.

xb5 Тонкое (до нескольких сантиметров) чередование, субпараллельное до волнистого, аргиллитов глинисто-карбонатных, известняков тонкодетритовопелитоморфных микрослойчатых и известняков глинистых, пелитоморфных, от массивных до микроволнисто-слойчатых. Границы слойков нерезкие, с постепенным переходом.

xc1 Известняки литобиокластические тонкодетритовые, в различной степени глинистые, с волнистой или однонаправленной косослойчатой текстурой, часто кремнистые, содержат микровкрапленность сульфидов. Органогенный детрит часто представлен разрушенными остатками мелководно-морских организмов. По характеристикам литотип отвечает элементу *с* цикла Боума (Bouma, 1962). Формирование литотипа происходило из низкоплотностного низкоскоростного турбидитного потока при транспорте материала волочением.

xc2Известняки литобиокластические от мелко-ДО среднекрупнодетритовых, с волнистой или однонаправленной косослойчатой текстурой, кремнистые, микровкрапленность сульфидов. Биокласты часто содержат представлены разрушенными остатками мелководно-морских организмов. Литокласты сложены преимущественно известняками, плохо окатаны.

xd1 Известняки биолитокластические от средне-крупнодетритовых до грубодетритовых, массивные или пологоволнистослойчатые, иногда кремнистые. Органогенный детрит представлен разрушенными остатками мелководно-морских организмов. Литокласты сложены преимущественно известняком, плохо окатаны, часто градационно сортированы. По характеристикам литотип отвечает элементам *a* и *b* цикла Боума (Bouma, 1962). Формирование литотипа происходило из высокоскоростного высокоплотностного потока при транспорте материала в суспензии.

[xct/xd3]: 1. Песчаник серый кварцевый, известковистый, мелкотонкозернистый, неотчетливо косослойчатый. Присутствует органогенный детрит. Формирование происходило при низкой скорости суспензионного потока в режиме волочения материала.

2. Известняковая конглобрекчия с плохо окатанными и сортированными, преимущественно карбонатными, обломками и матриксом,

представленным детритовым известняком. Текстура массивная. По характеристикам литотип отвечает элементам *R* цикла Лоуэ (Lowe, 1982). Формирование литотипа происходило из зернового потока.

h1(b1) Известняки брекчиевидные, серые до светло-серых, массивные, от мелко- до крупнокристаллических, с кварцем (окварцованные), местами кавернозные. Аналог литотипа *h1(b1)* с первой подгруппы силикатно-карбонатной группы.

b1 Известняки пелитоморфные, местами кремнистые, темно-серые, с микрополосчатой (строматолитоморфной) текстурой, иногда окварцованные и перекристаллизованные до грубокристаллических с реликтами строматолитоморфной текстуры. В шлифах наблюдается характерное чередование крупнокристаллических и микроглобулярных слойков. Автор склонен считать, что сформировались такие породы за счет жизнедеятельности (осаждения карбоната кальция) микробиальных матов (Тимонин и др., 2004; Schieber, Bose, Eriksson, Banerjee, Sarkar, Altermann, Catuneau, 2007; Рязанов, 2015).

b2 Известняки, иногда доломитистые или с анкеритововыми разностями, пелитоморфные, мелкосгустковые, "глазковые" (размер «глазков» 2–5 мм, редко до 1–1,5 см). Неотчетливая пологоволнистая текстура намечена распределением «глазков» (Юдович, 1988; Беляев 1988, 1994; Журавлев, 2014). Вполне возможно, что породы могли сформироваться при излиянии насыщенных карбонатом и кремнеземом низкотемпературных растворов на морское дно или за счет обильного осаждения карбоната кальция (Рязанов, 2015).

Все литотипы такой группы представлены в виде литолого-фациального профиля для одного цикла отложений позднеордовикского интервала (рис. 3.4).

(инъекционные процессы)



Рис. 3.4. Литолого-петрофизический профиль для одного цикла отложений позднеордовикского интервала (профиль 5). Схема справа показывает распределение литолого-генетических типов на модели рампа. Мощность одного литотипа в среднем 3-6 см. Пояснения для литотипов в тексте. Условные обозначения см. рис. 3.2

3.4. Карбонатно-силикатная группа

xa1 Силициты углеродистые (фтаниты), тонкодетритово-пелитоморфные, неясно полосчатые и сланцеватые. Органогенные остатки представлены скелетами радиолярий (0,05–0,2 мм), часто с микровкрапленностью сульфидов и примесью листочков гидрослюды. Формирование литотипа происходило в спокойной гидродинамической обстановке за счет накопления преимущественно планктоногенного кремнезема с минимальным поступлением глинистого вещества.

xa2Силициты глинистые с примесью углеродистого вещества, тонкодетритовые, микрополосчатые и неясно сланцеватые. Органогенные остатки в виде скелетов радиолярий, часто с микровкрапленностью сульфидов, аксинита, турмалина и листочками гидрослюды. Формирование литотипа происходило в относительно спокойной гидродинамической обстановке с умеренным поступлением глинистой взвеси и преимущественно планктоногенного кремнезема.

Группа «сланцев» ха3¹ Аргиллиты углеродисто-кремнистые, углеродистоглинисто-кремнистые пиритизированные бластоалевропелитовые с явной сланцеватой текстурой. Аргиллиты содержат редкие скелеты радиолярий, на поверхностях напластования часто встречаются остатки граптолитов. Кластическая примесь представлена единичными зернами лейкоксена, кварца, рутила, часто присутствуют зерна аутигенного сульфида. Формирование литотипа происходило в спокойной гидродинамической обстановке со значительным поступлением глинистого вещества в сочетании с планктоногенным кремнеземом.

Группа «сланцев» ха3² Аргиллиты чёрные углеродисто-глинистые, углеродисто-фосфатно-глинисто-кремнистые, углеродисто-кремнисто-глинистые пиритизированные бластоалевропелитовые с явной сланцеватой текстурой. Включения, органические остатки и формирование литотипа схожи стаковыми для группы *ха3¹*.

*Группа «сланцев» ха3*³ Аргиллиты углеродисто-кремнисто-глинистые, углеродисто-глинисто-карбонатные, углеродисто-кремнистые, бластопелитовые со сланцеватой текстурой. Аргиллиты содержат редкие скелеты радиолярий, на поверхностях напластования часто встречаются остатки граптолитов. Кластическая примесь представлена единичными зернами лейкоксена, кварца, рутила, часто присутствуют зерна аутигенного сульфида. Формирование литотипа происходило в спокойной гидродинамической обстановке со значительным поступлением глинистого вещества в сочетании с планктоногенным кремнеземом. *ха4* Мергели доломитовые кремнистые, бластопелитовые, сланцеватые до микроплойчатых. Порода с микровкрапленностью сульфидов, турмалина, рутила и слюды. Формирование литотипа происходило в относительно спокойной гидродинамической обстановке с одновременным поступлением и наслоением глинистого вещества и карбонатной взвеси.

ха5 Известняки кремнисто-глинистые, интенсивно пиритизированные, пелитоморфные до тонкодетритовых, неотчетливо параллельнослойчатые, с редкими радиоляриями и кремнистыми спикулами. Формирование литотипа происходило в спокойной гидродинамической обстановке со значительным поступлением карбонатной и глинистой взвеси, преобладавшим над поступлением планктоногенного кремнезема.

хаб Известняки кремнистые пелитоморфные до тонкодетритовых, массивные, с рассеянными зернами аутигенного сульфида (0,02-0,05 мм). Литотип сформирован в спокойной гидродинамической обстановке со значительным преобладанием карбонатной взвеси над планктоногенным кремнеземом.

xb1 Тонкое (первые сантиметры) чередование аргиллитов серых углеродисто-глинисто-карбонатно-кремнистых бластоалевропелитовых И известняков слабо глинистых, пелитоморфных. Границы слойков резкие, присутствуют рассеянные зерна пирита. Аргиллиты в литотипе преобладают. Общая текстура сланцевато-параллельная. Формирование литотипа происходило из низкоплотностного турбидитного потока при транспорте материала в суспензии.

xb2 Тонкое (первые сантиметры) чередование аргиллитов светло-серых углеродисто-глинисто-карбонатных бластоалевропелитовых и известняков темносерых слабо глинистых, тонкодетритово-пелитоморфных. Границы слойков резкие, в пелитоморфных слойках наблюдается градационное распределение детрита и рассеянные зерна пирита. Известняки в литотипе преобладают. Общая текстура субпараллельнослойчатая до пологолинзовидной. Формирование литотипа происходило из низкоплотностного турбидитного потока при смешанном режиме транспорта материала (в суспензии и волочением).

Все литотипы такой группы представлены на примере стандартной модели карбонатной платформы (по Уилсону, 1975) для одного цикла отложений силурийско-раннедевонского интервала (рис. 3.5).



Рис. 3.5. Литолого-петрофизический профиль на примере стандартной модели карбонатной платформы (по Уилсону, 1975) для одного цикла отложений силурийско-раннедевонского интервала (профиль 6). Мощность одного литотипа в среднем 3–6 см. Пояснения для литотипов в тексте. *Условные обозначения см. рис. 3.2*

3.5. Кремнисто-карбонатная группа

xa1 Силициты массивные, с радиоляриями и редкими кремнистыми спикулами, часто с микровкрапленностью сульфидов. Формирование литотипа происходило в спокойной гидродинамической обстановке за счет накопления преимущественно планктоногенного кремнезема с минимальным поступлением глинистого вещества.

xa2 Аргиллиты кремнистые, субпараллельно микрослойчатые, с редкими радиоляриями и кремнистыми спикулами, часто с микровкрапленностью сульфидов. Формирование литотипа происходило в спокойной гидродинамической обстановке со значительным поступлением глинистого вещества в сочетании с планктоногенным кремнеземом.

ха3 Аргиллиты алевритистые, субпараллельно микрослойчатые, с редкими радиоляриями и кремнистыми спикулами, часто с микровкрапленностью сульфидов. Формирование литотипа происходило в спокойной гидродинамической обстановке со значительным поступлением глинистого вещества в сочетании с планктоногенным кремнеземом.

xa4 Известняки кремнисто-глинистые, пелитоморфные, неотчетливо параллельнослойчатые, с редкими радиоляриями и кремнистыми спикулами, сульфидов. Формирование микровкрапленностью литотипа происходило В гидродинамической обстановке со значительным спокойной поступлением карбонатной глинистой взвеси, преобладавшим И над планктоногенным кремнеземом.

xa5 Известняки глинистые, тонкодетритово-пелитоморфные, нодулярные с прослоями (первые сантиметры) светло-серого пелитоморфного слоистого

известняка с обильными остатками тентакулитов родов Nowakia u Styliolina. Образование литотипа, несомненно, происходило на начальной стадии диагенеза в спокойной гидродинамической обстановке со значительным поступлением карбонатной и глинистой взвеси.

xb1 Тонкое (первые сантиметры) чередование аргиллитов серых углеродисто-глинисто-карбонатно-кремнистых бластоалевропелитовых И известняков слабо глинистых, пелитоморфных. Границы слойков резкие, присутствуют рассеянные зерна пирита. Аргиллиты в литотипе преобладают. Общая сланцевато-параллельная. Отложение литотипа происходило текстура ИЗ низкоплотностного турбидитного потока при транспорте материала в суспензии.

xb2 Тонкое (первые сантиметры) чередование аргиллитов светло-серых углеродисто-глинисто-карбонатных бластоалевропелитовых и известняков темносерых слабо глинистых, тонкодетритово-пелитоморфных. Границы слойков резкие, присутствуют рассеянные зерна пирита. Известняки в литотипе преобладают. Общая текстура субпараллельнослойчатая до пологолинзовидной. Формирование литотипа происходило из низкоплотностного турбидитного потока при смешанном режиме транспорта материала (в суспензии и волочением).

h1(b1) Известняки слабоуглеродистые конгломерато-брекчиевидные, серые до светло-серых, массивные, от мелко- до крупнокристаллических, с кварцем (окварцованные), местами кавернозные, узловатые. Обломки рассеянные, несортированные, от крупно- до грубопесчаной размерности, обычно представлены "корытообразными" или округлыми фрагментами, которые указывают на отложения обломочных потоков (дебриты) Нарушение первичной горизонтальной слоистости, очевидно, связано с перемешиванием еще не до конца уплотненного осадка (Рязанов, 2019).

Все литотипы такой группы представлены в виде литолого-фациального профиля лопасти конуса выноса для одного цикла отложений раннедевонского интервала (рис. 3.6) В данный период происходит активизация опускания края шельфа (Шишкин, 2008, Зархидзе, 2014).



Рис. 3.6. Литолого-петрофизический профиль лопасти конуса выноса для одного цикла отложений раннедевонского интервала (профиль 7). Мощность одного литотипа в среднем 3–6 см. Пояснения для литотипов в тексте. *Условные обозначения см. рис. 3.2*

3.6. Терригенная группа

хад Силициты слабо глинистые, серые-светло-серые, на выветрелой поверхности черные, параллельнослойчатые, с тонкими прослоями аргиллитов кремнистых, темно-серых, параллельнослойчатых. Вверх по слою частота и мощность прослоев аргиллитов увеличивается. В верхней части скопления (до 5 мм) окисленных сульфидов. Формирование литотипа происходило в относительно спокойной гидродинамической обстановке с умеренным поступлением глинистой взвеси и преимущественно планктогенного кремнезема.

xa1 Аргиллиты кремнисто-глинистые темно-серого цвета и углеродистокремнисто-глинистые черные. Формирование литотипа происходило в спокойной гидродинамической обстановке со значительным поступлением глинистого вещества в сочетании с планктогенным кремнеземом.

xa2 Аргиллиты кремнисто-глинистые и углеродисто-кремнисто-глинистые с прослоями алевролита. Редкая микровкрапленность сульфидов. Обстановка осадконакопления для такого литотипа, предположительно, связана с низкоплотностным переносом осадка в условиях глубоководного шельфа.

ха3 Алевролит серый до светло-серого, слабокосослоистый мелкозернистый слабокарбонатный с обломками раковин. Накопление осадочного материала происходило в глубоководно-морской относительно спокойной гидродинамической обстановке.

(xa3)*n Алевролит серый до светло-серого, слабокосослоистый мелкозернистый слабокарбонатный с обломками раковин. Формирование многократно повторяющегося литотипа происходило в условиях морского глубоководья в спокойной гидродинамической обстановке.

xb1 Тонкое градационное чередование аргиллитов углеродисто-кремнистоглинистых темно-серых (преобладают), алевролитов и алевропесчаников. Сформировался данный литотип в низкодинамичной глубоководно-морской обстановке при поступлении глинистой взвеси и периодических инъекций терригенного материала.

xb2 Тонкое градационное чередование аргиллитов углеродисто-кремнистоглинистых темно-серых, алевролитов и алевропесчаников и песчаников кварцевых (преобладают). Сормировался литотип в низкодинамичной морской глубоководной обстановке при поступлении псаммитового материала мутьевыми потоками. В перерывах между инъекциями шло осаждение глинистой взвеси. *xc1* Песчаник тонкозернистый кварцевый, серый, иногда розоватый, неотчетливо волнисто-косослойчатый. Отмечаются рассеянные глобулевидные зерна аутигенного сульфида, размером 0,02–0,05 мм. Формирование происходило при низкой скорости суспензионного потока в режиме волочения материала с периодическими затуханиями седиментации.

xc2 Песчаник кварцевый мелкозернистый от серого до темно-серого, массивный, с редкой мелкой галькой черной кремнистой породы (до первых сантиметров). Сформирован литотип, вероятнее всего, при однонаправленном переносе осадочного материала в глубоководную часть бассейна мутьевыми потоками.

хс3 и хс2 Песчаник кварцевый средне- и мелкозернистый от серого до темно-серого, массивный, с редкой мелкой галькой черной кремнистой породы (до первых сантиметров). Местами с толстоплитчатой или глыбовой отдельностью. Отмечается присутствие немногочисленных, обычно в послойных цепочечных скоплениях, округлой, овальной, дугообразной формы и размером 0,1–0,4 мм, образований, выполненных кальцитом, являющихся, перекристаллизованным неопределимым раковинным детритом. Формирование происходило при периодических инъекциях осадочного материала вниз по склону (турбидиты) на фоне умеренной скорости течения (Abd El-Gawad, 2012).

xd1 Гравелиты серые-темно-серые, разноплитчатые от мелко - до крупнозенистых. Текстура массивная, иногда косослоистая. Цемент в основном кварцевый, реже карбонатно-глинисто-кварцевый. Отмечается органогенный детрит (сильно выщелоченные обломки брахиопод и криноидей). Формирование литотипа происходило из высокоплотностного потока при транспорте материала в суспензии.

Конгломераты валунно-галечные и гравелиты. Состав конгломератов и xd2гравелитов кварцевый, обломочный материал (гравий, галька средней окатанности, размером от 0,3-0,5 см до 3-5 см) составляет 70-80%, представлен на 90 % кварцем и на 10% алевролитами и кремнисто - глинистыми сланцами черного цвета. Цемент составляет 30–20%, в основном кварцевый, реже карбонатно-глинисто-кварцевый. Текстура ОТ массивной рассланцованной, косослоистой. Отмечается до органогенный детрит (сильно выщелоченные обломки брахиопод и криноидей). Формирование литотипа происходило в условиях близости питающей провинции, судя по всему, при однонаправленном высокодинамичном переносе осадочного материала турбулентными потоками.

Известняк тонко-мелкозернистый с реликтовой микрозернистой, vc1 органогенно-обломочной и микросгустковой структурой. Органогенные остатки в перекристаллизованы, различной степени выполнены тонкозернистым И мелкозернистым кальцитом, а иногда его монокристаллами, сохраняя собственные очертания или элементы первичного строения, и их первичная природа вполне отчетливо устанавливается. Представлены органогенные остатки криноидным, раковинным (пелециподово-гастроподовым, брахиоподовым) a также неопределимым раковинным детритом, размером 0,5–2 мм. Формирование литотипа происходило из низкоплотностного турбидитного потока при умеренной транспортировке материала волочением.

ус2 Известняк разнозернистый доломитовый. Состоит из неоднородного по составу за счет перекристаллизации карбонатного вещества, с определенным окрашиванием кальцита, в меньшем количестве присутствует доломит. Доломит характеризуется неравномерностью развития и образует рассеянные, а чаще изометричные или неправильной формы скопления, ромбоэдрических неправильноромбоэдрических зерен, размером 0,2–1 мм. Формирование литотипа происходило из низкоплотностного высокоскоростного турбидитного потока при транспорте материала волочением.

Все литотипы такой группы в виде литолого-фациального профиля для одного цикла отложений ранне- среднедевонского интервала представлены на трех фрагментах (рис. 3.7а,б,в).



Рис. 3.7а. Литолого-петрофизический профиль для одного цикла отложений ранне-среднедевонского интервала (профиль 8, фрагмент 1). Мощность одного литотипа в среднем 3–6 см. Пояснения для литотипов в тексте. *Условные обозначения см. рис. 3.2*

Зрелая фаза развития пассивной окраины (инъекционные процессы)

Средняя часть профиля 8 (фрагмент 2)



Рис. 3.76. Литолого-петрофизический профиль для одного цикла отложений ранне-среднедевонского интервала (профиль 8, фрагмент 2). Мощность одного литотипа в среднем 3–6 см. Пояснения для литотипов в тексте. *Условные обозначения см. рис. 3.2*



Зрелая фаза развития пассивной окраины

Рис. 3.7в. Литолого-петрофизический профиль для одного цикла отложений раннесреднедевонского интервала (профиль 8, фрагмент 3). Мощность одного литотипа в среднем 3-6 см. Пояснения для литотипов в тексте. Условные обозначения см. рис. 3.2

3.7. Диагенетические новообразования

Конкреции и линзы в осадочных породах образуются на разных стадиях их формирования и видоизменения – от седиментации до глубинного метагенеза, но подавляющее большинство микро- и мегаконкреций связано с диагенезом (Македонов, 1968). Размеры описанных новообразований колеблятся от первых см до 2-х метров.

k1 Конкреции и линзы черные кремнисто-карбонатные, радиальнолучистые, местами субпараллельнослойчатые. Имеются рассеянные зерна аутигенного сульфида. Конкреции округлой и караваеобразной форм. В литотипе обнаружены находки бентосной фауны – трилобиты Calymene sp., Ananaspis ex. gr. Macropyge (определения А.В. Крылова, ВСЕГЕИ). Формирование происходило за счет незонального поступления карбонатного материала в виде карбонатной взвеси в спокойной гидродинамической обстановке и затем шло распределение материала поровыми водами.

k2 Конкреции и линзы светло-серые карбонатные, тонкодетритовопелитоморфные с микроплойчатой текстурой. Распределение по разрезу зональное в виде сети соседствующих линзовидных конкреционных тел с тонким пиритизированным покрытием и конкреций пирита или марказита (1–3 см) с поверхностями, образованными гранями куба и покрытой тонкими плёнками лимонита. Формирование, по-видимому, началось после оседания вмещающих отложений, но до полного уплотнения ила. Кристаллизация началась вокруг зародившегося ядра и распространилась на внешние части.

*k*3 Конкреции и линзы серые фосфорит-сидеритовые глинистые, тонкодетритово-пелитоморфные с элементами органики. Текстура неоднородная с долей сланцеватой. Сидерит в виде ромбоэдрических зерен (0,01–0,1 мм), фосфатное вещество неправильно овальной формы (1,2–2 мм). Аутигенный сульфид в виде (0,005-0,01 мм) Отмечается присутствие рассеянном раковинного пелециподово-гастроподового детрита. Формирование литотипа происходило за счет обильного поступления биогенного карбоната в относительно спокойной гидродинамической обстановке.

k4 Малочисленные антраконитовые конкреции, черные карбонатнодоломитовые с тонкодисперсными углеродистыми частицами. Конкреции имеют радиально-лучистую структуру. В конкрециях преобладает кристаллический доломит с примесью кальцита, анкерита, сидерита, пирита и тонкодисперсного углеродистого вещества. По всей видимости, образования, являются диагенетическими, возникшими в условия перекристаллизации осадка.

Установлено повсеместное распространение карбонатных конкреций в разрезе оюской свиты. На основании настоящих исследований разработана схема образования конкреций в условиях глубоководья палеобассейна (рис. 3.8).

«Сланцевые» конкреции, рассмотренные в виде отдельных образований, сравнивались с конкрециями штата Огайо (Clifton, 1957). Их генезис, по мнению автора, аналогичен. Конкреции состоят из кальцита и доломита, содержат много замещенного материала, особенно богаты карбонатом, фосфатом и кремнеземом.



Рис. 3.8. Образование конкреций и линз в условиях глубоководья палеобассейна (на примере образований оюской свиты (S₁¹-D₁ *os*))

Предложенные ранее теории происхождения конкреций для изученных отложений предполагают их образование либо после литификации глинистого материала, либо во время осаждения вмещающих отложений. Согласно работам А.В. Македонова (1968, 1995, 1996, Атлас конкреций, 1988), конкреции образуются путем диффузии или/и инфильтрации конкрециеобразователя из истинного или коллоидного раствора к определенным центрам осаждения хемо- или/и биогенными факторами.



Рис. 3.9. Примеры новообразований изученных свит: *А* – линзовидные прослои известняков оюской свиты по побережью Карского моря со значительным содержанием кремнезема и остатков бентосной фауны (трилобиты); Б – глинисто-карбонатная линза с марказитовыми и пиритовыми «кольцами» в разрезе оюской свиты на р. Большая Ою (Великая); В – линзовидные «петли» сплющенного облика органогенно-обломочного известняка верхнесопчинской подсвиты в разрезе на руч. Олений – правого притока р. Большая Ою; Г – линза известняка тальбейтывисской свиты с эффектом огибания на р. Мыламзъяха

Конкреции разнородны по форме и размерам, иногда отражают текстуру вмещающих пород. Образования разнообразны по степени концентрации и стяжения кремнезема. Реконструкция таких новобразований свидетельствует о большей вероятности того, что конкреции начинали формироваться после осаждения вмещающих отложений, но до полного уплотнения илистого вещества (рис. 3.8 (I-IV) – пример последнего этапа (IV) показан на фото слева (обн. 6000– 6005). Кристаллизация начиналась вокруг ядра и распространялась наружу. Замещение и вторичный рост кристаллов были важными процессами при образовании конкреций. Горизонтальная текстура в конкренциях и линзах отражает первичную стратификацию осадка. Уплотнение глинистого осадка, выраженное в огибании новообразований слойками, вытясняло поровые воды и останавливало рост конкреции и линзы. Так как вода в уплотненном осадке, как правило, обеспечивала циркуляцию в горизонтальных плоскостях, большие конкреции росли быстрее по латерали, что приводило к деформированию эллипсоида (сплющивание). На мелкие конкреции такие процессы не влияют, так как насыщенные водные потоки могли свободно достигать всех точек на поверхности. Изогнутые слойки аргиллита выше и ниже конкреции (рис. 3.8 Д) образуются за счет оседания и уплотнения взвеси вокруг твердого объекта. Подтверждением реконструкции образования конкреций и линз может служить небольшой ряд фотографий автора на рис.3.9.

Первичные признаки пород сведены в закономерные группы, отражающие матричную систему литолого-генетических типов. На построенных профилях прослежены латеральные изменения, что в совокупности с рядом петрофизических показателей, минимизирует погрешности при корреляции разрезов.

Описанные выше диагенетические новообразования встречаются повсеместно во всех выделенных литолого-генетических типах и типах слоев позднекембрийско-среднедевонского исследуемого интервала.

ГЛАВА 4. ЦИКЛИЧНОСТЬ ИЗУЧАЕМЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Основа для выделения последовательных стадий формирования изучаемых образований (типы циклотем) – это анализ циклических ассоциаций осадочных пород. Типы циклотем состоят из вертикальных слоевых последовательностей без однозначного повторения (типы слоев (Шишлов, 2010)).

• 4.1. Циклические ассоциации с позднего кембрия до позднего ордовика

Для отложений верхнего кембрия - верхнего ордовика выделены следующие ассоциации, которым присвоены собственные буквенно-цифровые индексы (табл. 4.1).

Таблица 4.1

Миграционная модель слоенакопления		Миграционно-инъекционная модель слоенакопления		Инъекционная модель слоенакопления	
Тип слоя	Структурная формула	Тип слоя	Структурная формула	Тип слоя	Структурная формула
XA-1	xb1-xa4-xa3-xa2	XB-1	xa2-xb1-xa2	XA-1	xa3/4-xa3/3-xa3/2-xa3/1
XA-2	xah-(xa1-xa2)-xa1	XB-2	xd3-xd4-h1(b1)	XA-2	xa3/4-b1-[k]-xa2-h1
XB	xb2-xah-xb2	XBC-1	xb1-xc1-xb2-xc1-xb1	XB	xb5-xc3
XC	xd-xc4-xc3-xc2-xc1	XBC-2	xb2-xc1-xc2-xc1-xb2	XC-1	xc1-xc2-xb3-[xct/xd3]
YD	yd2-yd1-yc-yb	XC	xc3-xc2-xc1	XC-2	xd1-xc2-b2
ZB	zc-zb2-zb1-za	XD	xd1-xd2-(b2)	XC-3	xc1-xc2-xc1
КС	fc3-fc2-fc1			XCA-1	xa3/1-k4-xc1-b2-xc1-xa3/3
				XCA-2	xa3/3-xc2-b2-k2-xc2-xa3/4
				XAD	xd3-k3-xd3
				HB	h1(b1)

Структурно-генетические типы слоев отложений хенгурской, тальбейтывисской и сопчинской свит

В миграционной модели слоенакопления хенгурской свиты выделены 3 типа циклотем, отвечающих подсвитному делению подразделения:

<u>Нижнехенгурская подсвита</u> (\mathcal{C}_3 - \mathcal{O}_1hn_1) залегает на различных верхнерифейских образованиях рассматриваемого района с угловым несогласием. Взаимоотношения с перекрывающими отложениями достоверно не установлены, верхний контакт во всех случаях тектонический или закрыт рыхлыми отложениями. Всего в нижней подсвите было выделено 2 типа слоев КС и ZB (рис. 4.1).

Особенностью этих наиболее древних палеозойских отложений Пай-Хоя и о. Вайгач является ярко выраженное изменение цвета пород от лиловых на юге, юговостоке Югорского полуострова и на северо-западе (стратотип на р. Юно-Яха; разрезы по побережью Карского моря и о. Вайгач) через зеленоватые, зеленоватосерые и до серых и черных к центральной части Пай-Хоя (бассейны рр. Малая и Большая Ою (Великая) и др.). <u>Среднехенгурская подсвита</u> (O₁₋₂hn₂). В разных участках распространения подсвита залегает либо на нижней подсвите, либо непосредственно на докембрийских отложениях и имеет пестрый литологический состав. В основании разрезов подсвиты известны единичные потоки (5–7 м) базальтов. В связи с этим, можно предположить, что во флоско-дапинское время приходит усиление тектонической активности в рассматриваемом районе, выраженное процессами растяжения и образования серий внутриконтинентальных грабенов. Кровля подсвиты проводится по смене глинистых известняков аргиллитами алевритистыми. Подсвита включает в себя 3 типа слоев YD, XC и XA-I (рис. 4.1).

Средняя часть хенгурской свиты обладает пёстрым литологическим составом. Такое разнообразие отложений может объясняться миграцией береговой линии на северо-восток и юго-запад, вызванная быстрым прогибанием субстрата в тектонической обстановке растяжения. Отмеченное выше несогласное залегание среднехенгурской подсвиты на докембрийских отложениях также указывает на продолжающуюся трансгрессию.

Верхнехенгурская подсвита (O₂hn₃) представляет собой литологически выдержанную в большинстве разрезов монотонную ассоциацию аргиллитов углеродисто-глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых, в различной степени алевритистых и известковистых, с переменным количеством конкреционных известняков. На участке междуречья Малая и Большая Ою в кровле подсвиты присутствуют потоки базальтов (Легенда Госгеолкарты-200 Вайгачско-Пайхойской серии листов..., 1999; Микляев, 1994). Верхняя подсвита – это 2 типа слоя ХВ и ХА-II (рис. 4.1). Типы слоев верхней части исследуемого стратона образовались в относительно глубоководной части осадочного бассейна co спокойной гидродинамической обстановкой. Присутствие на этом уровне потоков базальтов (в бассейнах рр. Малая и Большая Ою) указывает на продолжающееся растяжение земной коры в этом регионе.



Рис. 4.1. Структурно-генетическая реконструкция хенгурской свиты с изменениями уровня моря. *Условные обозначения: 1* – тип циклотемы нижней подсвиты, 2 – тип циклотемы средней подсвиты, 3 – тип циклотемы верхней подсвиты, 4 – излияние базальтов

<u>Тальбейтывисская свита.</u> Миграционно-инъекционная модель слоенакопления тальбейтывисской свиты состоит из 3-х типов циклотем (рис. 4.2, табл. 4.1). Образования свиты пользуются широким распространением в пределах макроблоков Пайхойского антиклинория, слагая ядра синклинальных структур в осевой зоне антиклинория. Первый (нижний) тип циклотемы включает в себя 2 типа слоев XB-II и XC. Второй состоит из 2-х типов слоев XBC-II и XD. Третий (верхний) тип циклотемы имеет 2 типа слоев XB-I и XBC-I.

Сопчинская свита. Инъекционная модель слоенакопления сопчинской свиты состоит из 8 типов циклотем (рис. 4.3 и 4.4). По своему стратиграфическому положению, литологическому составу и фаунистической характеристике сопчинская свита делится на две подсвиты: нижнюю и верхнюю (Микляев, 1971). Каждая подсвита в свою очередь делится на две пачки. Такое многочленное деление автору удалось подтвердить по результатам изучения всех литолого-генетических типов свиты. Отчетные работы по результатам геологосъемочных работ не учитывают такое деление, и подразделение чаще рассматривается как объеденное (Шишкин, 2008; Зархидзе, 2010, 2013).

<u>Нижнесопчинская подсвита.</u> <u>Нижняя пачка</u> (O₃sp₁¹); <u>Верхняя пачка</u> (O₃sp₁²); <u>Верхнесопчинская подсвита.</u> <u>Нижняя пачка</u> (O₃sp₂¹); <u>Верхняя пачка</u> (O₃sp₂²).

Нижнесопчинская подсвита состоит из 4 типов циклотем, при этом на данном уровне иерархии осадочных формаций, первый тип циклотемы также имеет цикличность без особых латеральных изменений в типах слоев (рис. 4.3).

Верхнесопчинская подсвита состоит также из 4 типов циклотем (табл. 4.1).





Рис. 4.2. Структурно-генетическая реконструкция тальбейтывисской свиты с изменениями уровня моря. Условные обозначения: 1,2,3 – типы циклотем тальбейтывисской свиты, 4 – локальное излияние базальтов



Рис. 4.3. Структурно-генетическая реконструкция нижнесопчинской подсвиты с изменениями уровня моря. Условные обозначения: 1,2 – типы циклотем нижней пачки подсвиты, 3,4 – типы циклотем верхней пачки подсвиты.

Цикличность отложений верхней подсвиты сопчинской свиты (турбидито-гемипелагиты) Восьмой тип циклотемы m/3 20/3 20/3 Тип слоя Текстура Литотип р/д группа ха3 группа ха3^г XA-I группа хаЗ³ группа хаЗ⁴ [xct/xd3] xb3 XC-I xc2 xc1 Вертикальное залегание кремнисто-карбонатных литот Трансгрессия Регрессия Шестой тип циклотемы Седьмой тип циклотемы Восьмой тип циклотемы Пятый тип циклотемы XC-III XC-III XAD XC-I XA-I XB XA-I XA-I 5 Пятый тип циклотемы Шестой тип циклотемы Седьмой тип циклотемы 6 Текстура Тип слоя Текстура Литотип Тип слоя Текстура Тип слоя Литотип Литотип 7 8 MAD xc1 xc1 xd3 XAD XC-III XC-III xc2 xc2 k3 xd3 xc1 xc1 группа ха3³ группа хаЗ³ INTERIOR INC. xc3 XA-I XA-I XB руппа хаЗ группа хаЗ xb5

Рис. 4.4. Структурно-генетическая реконструкция верхнесопчинской подсвиты с изменениями уровня моря. *Условные обозначения:* 5,6,7 – типы циклотем нижней пачки подсвиты, 8 – тип циклотем верхней пачки подсвиты. *На фото A и Б*: литотипы верхнесопчинской подсвиты (верхней пачки «петельчатых» известняков) в бассейне р. Большая Ою (А – фото А. А. Ваулиной), линзовидные «петли» органогеннообломочного известняка в разрезе на руч. Олений (прав. приток р. Большая Ою, Б – фото И. С. Чумакова)).

• 4.2. Циклические ассоциации с раннего силура и до раннего девона

К концу ордовикского времени зона Пайхойского бассейна достигла дефинитивной стадии своего развития, о чем свидетельствует появление двух фациальных типов палеозойских образований области шельфа и континентального склона, а также отсутствие какого-либо вулканизма в данный период времени. Начиная с силурийского периода, местность претерпевает изменения за счет увеличения объема бассейна. В связи с таянием ордовикских ледниковых покровов увеличивается латеральная дифференциация осадконакопления исследуемого региона (Pohl, 2014). В начале силура территория отчетливо делится на елецкую шельфовую и лемвинскую глубоководную зоны. Первая отвечает в современном понимании мелкому шельфу, вторая – глубокому шельфу, континентальному склону и подножью палеозойской континентальной окраины Восточно-Европейского континента (Пучков, 1979).

Для образований силура - нижнего девона соискателем выделены структурногенетические типы слоев, позволяющие проследить латеральные изменения и выявить трансгрессивно-регрессивные последовательности слоев – типы циклотем (табл. 4.2):

Таблица 4.2

Мутаци	онно-миграционная модель	Мутационно-инъекционная модель		
	слоенакопления	слоенакопления		
Тип слоя	Структурная формула	Тип слоя	Структурная формула	
XA-1	xa3/1-(k1)-xa2-(k4)-xa1-(k3)-xa3/2	XA-1	xa2-xa3-xb2	
XA-2	xa3/3-(k1)-xb1	XA-2	xa5-xa2-xa5	
XA-3	xa4-(k2)-xa5-xa6	XA-3	xa4-[h1(b1)]-xa1-xa4	
XA-4	xa4-xb2-xa4	XB-1	xa2-xb1-xa2	
XB	xb1-(k1/k2)-xb2	XB-2	xb1-(k)-xb2	
		XB-3	xb1-xb2-xb1	

Структурно-генетические типы слоев отложений оюской и ливановской свит

В мутационно-миграционной модели слоенакопления оюской свиты выделены 3 типа циклотем (рис. 4.5), при этом новобразования выделены в отдельные элементы под индексом *k*. Часто ордовикские и силурийские отложения разделены пластовыми позднедевонскими интрузиями кварцсодержащих габбродолеритов хенгурского комплекса (Микляев, 1972).

Мутационно-инъекционная модель слоенакопления маломощной ливановской свиты состоит из 4 типов циклотем (рис. 4.6).

Цикличность отложений оюской свиты (гемипелагиты и пелагиты) Трансгрессия Регрессия Первый тип циклотемы Второй тип циклотемы Третий тип циклотемы 1 XA-I XA-III XA-IV XB XA-III XA-II XA-I 2 3 Первый тип циклотемы Второй тип циклотемы Третий тип циклотемы T/3 M/3 Cp/3 Kp/3 Fp/3 T/3 M/3 Cp/3 Kp/3 Kp/3 але але 833 Тип слоя Текстура Литотип Тип слоя Текстура Литотип Тип слоя Текстура Литотип м/д cp/д кp/д rp/д м/д cp/д кp/д гp/д м/д cp/д кp/д rp/д xb1 xa6 ~~~ xb2 XA-II (k1) XB (k1/k2) xa5 XXX XXX XA-III \times группа ха3³ xb1 (k2) xa4 xa6 rpynna xa3² xa5 *** (k3) группа ха3² XA-III ××× *** (k2) (k3) xa1 XA-I xa4 (k4) xa1 \otimes XA-I \times (k4) xa4 xa2 XA-IV *** xb2 (k1) xa2 xa4 (k1) группа ха31 группа хаЗ1

Рис. 4.5. Структурно-генетическая реконструкция оюской свиты с изменениями уровня моря. Условные обозначения: 1,2,3 – типы циклотем свиты (цвет также отражает увеличение содержания углеродистого вещества в составе пород (по Юдович, 1988))



Рис. 4.6. Структурно-генетическая реконструкция ливановской свиты с изменениями уровня моря. Условные обозначения: 1,2,3,4 – типы цилотем свиты. Пояснение к фото в тексте

• 4.3. Циклические ассоциации раннего и среднего девона

Отложения ранне – среднедевонского времени (падейская свита) образуют структурно–генетические типы слоев (табл. 4.3.):

Таблица 4.3

Миграционно-инъекционная модель				
слоенакопления				
Тип слоя	Структурная формула			
XA-1	xa2-xa1-xc2			
XA-2	(xa3)*n			
XB-1	xb1-xc2-xa1-xc2-xb1			
XB-2	xb2-xc2-xa1-xc2-xb2			
XC-1	xc2-xc1-xb1-xc2			
XC-2	xc2-xc1-xa1-xa2-xa3			
XC-3	xc3-xc2-xc1-xa1-xa2-xag			
XD	xd2-xd1-xb2			
YC	xd2-yc1-yc2			

Структурно-генетические типы слоев отложений падейской свиты

Полный разрез падейской свиты в данном районе составить затруднительно, так как повсеместно развиты многочисленные осложнения, представленные тектоническими нарушениями и обширной микроскладчатостью.

В отложениях падейской свиты на исследуемой территории удалось выделить 4 типа циклитов (типов слоев, которые имеют многократное повторение) на основе модели идеального цикла Боума (1962) с дополнениями Пайпера (Piper, 1978) для терригенных турбидитов и 1 тип циклитов, отвечающий карбонатным турбидитам (рис. 4.7):

Бельковский тип соответствует последовательности цикла Боума (*a-d'*), характерной для карбонатных турбидитов. Судя по всему, такие отложения приурочены к каналу стока и проксимальной лопасти конуса выноса;

1 тип представляет собой полную последовательность цикла Боума-Пайпера, которая состоит из 6 элементов (*a-f*). Образовался в проксимальной части конуса выноса;

2 тип включает в себя последовательность *b*-*f*, без интервала *a*. Является более удаленным, по отношению к первому типу;

3 тип сложен 4 элементами, от *с* до *f*, без двух нижних интервалов *a* и *b*. Отложен в дистальной части конуса выноса;



Рис. 4.7. Детальные разрезы градаций падейской свиты с указанием типов циклитов. Расположение разрезов – на схеме справа вверху. Справа внизу – схематические разрезы циклитов (пояснения в тексте)



Рис. 4.8. Структурно-генетическая реконструкция падейской свиты с изменениями уровня моря. *Условные обозначения: 1,2,3,4,5* – типы циклотем свиты. *Фото* - разрез по побережью Карского моря (Фото К.П. Рязанова). К фациальным градациям и схеме расположения типов разрезов пояснения в тексте

4 тип – это всего два верхних элемента цикла Боума-Пайпера: *е* и *f*. Более дистальный по отношению к третьему типу.

На мысе Ливанова и на оз. Черное падейская свита сложена турбидитами «амдерминской» градации: циклическим переслаиванием песчаников кварцевых, алевролитов и глинисто-кремнистых аргиллитов («сланцев»). Обнажение на оз. Черное, предположительно, характеризует среднюю часть падейской свиты (рис. 4.7) (Денисова, 1969; Рязанов, 2014, 2016, 2017).

В разрезе свиты по р. Ябтояха наблюдаются верхние (проксимальные) пачки падейской свиты «амдерминской» градации.

На р. Бельковской был изучен карбонатный тип разреза падейской свиты, градация для которого ранее не была установлена. В работе А. Б. Юдиной (1986) лишь упоминается о прослоях и линзах органогенно-детритовых и криноидных окремненных известняков. Предлагается ввести новый «бельковский» литолого-фациальный тип для полной последовательности образований падейской свиты на территории Югорского полуострова (Рязанов, Плаксина, Нахшкарян, 2019). Миграционно-инъекционная модель слоенакопления падейской свиты имеет 5 типов циклотем (рис. 4.8).

• 4.4. Корреляционные возможности ассоциаций осадочных пород

Тектоно-эвстатическое моделирование изменения уровня Пайхойского окраинного моря обеспечивает детальную корреляцию всех анализируемых разрезов, поскольку отложения накапливались в одном палеобассейне. Корреляционные построения сопоставлены с новыми палеонтологическими данными (гл. 1.2), которые были получены по результатам геологосъемочных работ автора (Зархидзе, 2013, 2014; Рязанов, 2017). Они существенно дополняют имеющиеся стратиграфические схемы (Жамойда, 2008; Гогин и др., 2015).

Первый трансгрессивно-регрессивный (хенгурское время) цикл включает в себя 2 трансгрессивных и 2 регрессивных этапа и по стратиграфическому объему включает в себя батырбайский – дарривильский века.

Второй трансгрессивно-регрессивный (тальбейтывисская свита) цикл включает в себя 1 трансгрессивный этап и 1 регрессивный этап. По стратиграфическому объему соответствует тэлашорскому и чердынскому горизонтам.

Третий трансгрессивно-регрессивный цикл сопчинского времени включает в себя 2 трансгрессивных и 2 регрессивных этапа. При этом на крайнюю фазу (сурьинский горизонт, позднекатийское время) приходится этап глобальной гляциоэвстатической регрессии. По стратиграфическому объему свита соответствует сандбийскомухирнатскому времени.

На четвертый трансгрессивно-регрессивный цикл приходится глобальный подъём уровня моря. Трансгрессия была максимальна в позднем лландовери – ранннем венлоке, поэтому имеется широкое распространение «черносланцевых» отложений. «Оюский» цикл включает по одному из этапов изменения уровня окраинного моря. По стратиграфическому объему образования оюской свиты соответствуют рудданско-лохковскому интервалу.

Для пятого трансгрессивно-регрессивного (ливановская свита) цикла больше подходит название тектоно-эвстатический, в связи с «резким» (по отношению к выше и ниже формировавшимся породам при умеренных скоростях изменения глубины бассейна) изменением условий осадконакопления от трансгрессии к регрессии, которая приурочена к субвертикальным тектоническим движениям в краевой зоне шельфа (начиная с эмского времени). По стратиграфическому объему соответствует сотчемкыртинскому и филиппчукскому горизонтам.

Шестой трансгрессивно-регрессивного цикл падейского времени напрямую связан литолого-фациальными градациями, которые расположены как в прямой последовательности от проксимальной к дистальной, где накопление проходило в трансгрессивно-регрессивный этап, так и в смещенной, в которой канал стока в конусе выноса изменял свое направление. Типовые циклиты № 4 маркируют максимумы трансгрессий, а типовые циклиты № 1 – максимумы регрессий (рис. 4.8). Изменчивость состава и мощности отложений обусловлена морфологией конусов выноса: в дистальной части, по сравнению с проксимальной, идет сокращение мощности и выклинивание нижних элементов циклитов (Рязанов, 2014, 2016, 2017).

В разрезе падейской свиты прослеживаются вертикальные последовательности турбидитов, которые по своему стратиграфическому положению отвечают филиппчукско-чусовскому интервалу девона.

Корреляционные возможности сопоставленных между собой ассоциаций осадочных пород заключаются в получении модели латеральных комплексов для выявления трансгрессивно-регрессивных последовательностей. Выделенные типы циклотем, согласно стратиграфическому положению свит, образуют закономерные системы. Петрофизические седиментационные данные помогают уменьшить корреляционные погрешности при моделировании систем вкрест простирания основных тектонических структур Пай-Хоя, которые распространяются с юго-востока на северо-запад (прил. 5). Благодаря этому возможно сопоставить имеющиеся разрезы с кривыми колебаниями уровня моря, согласно своему структурно-формационному районированию и отобразить на них основные события в истории каледонского этапа развития Пайхойского бассейна (рис 4.9).

По особенностям сменяемости типов циклотем в разрезах и палеонтологическим данным циклы осадконакопления, связанные с изменениями уровня моря, можно прослеживать в каждом из изученных разрезов исследуемых подразделений.



Рис. 4.9. Схема сопоставления разрезов позднекембрийско-среднедевонского интервала с изменениями уровня моря, построенных на основании структурно-формационного районирования Пай-Хоя
Исходя из полученного методами структурно-генетического анализа и с учетом биостратиграфических данных материала, уточнены строение и границы исследуемых подразделений (хенгурская, тальбейтывисская, сопчинская, оюская, ливановская и падейская свиты), а также, построена кривая колебания уровня моря для Пайхойского палеобассейна и проведено ее сравнение с глобальной и региональной кривыми колебания уровня моря (рис. 4.10).



Рис. 4.10. Сопоставление полученной кривой колебания уровня моря для позднекембрийскосреднедевонского интервала Пай-Хоя с глобальной (Kenneth G. Miller, et al., 2005) и региональной (Johnson, 1992; Roos and Roos, 1987, 1988) кривыми колебания уровня моря. *Условные обозначения:* 1 – кривая колебания уровня моря, 2 – активизация поднятий края шельфа, 3 – локальные излияния базальтов, 4 – подводные гидротермы

Построенные трансгрессивно-регрессивные профили, максимумы и минимумы которых соотнесены с региональными и глобальной кривыми колебания моря, отражают последовательно выделенную цикличность рассматриваемых стратиграфических уровней.

Анализ вертикальных последовательностей литокомплексов в изученных разрезах позволил выявить устойчивые сочетания горно-породных тел в разрезах. В результате было выделено 2 фазы миграционного слоенакопления, 3 фазы инъекционного слоенакопления и одна фаза смешанного слоенакопления. Установлено

региональное изменение уровня моря, выраженное в виде 8 фаз трансгрессивного этапа и 8 фаз регрессивного этапа.

Полученные данные не противоречит структурно-формационному районированию Вайгачско-Пайхойской серийной легенды, фактически дополняя положение местных стратиграфических подразделений.

ГЛАВА 5. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПАЙ-ХОЯ В РАННЕМ И СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

• 5.1. Эволюция осадконакопления

Доуральский ороген сформировался в результате тиманских тектонических движений, и в течение длительного времени (ранний-средний кембрий) подвергался эрозии. Длительная денудация высоко стоящей области орогена Протоуралид-Тиманид привела к образованию пенеплена с глубоким эрозионным срезом. С конца кембрийского периода произошло заложение узких полуграбенообразных структур (Дембовский и др., 1983; Пучков, 1979; Шишкин, 2003) в пределах эпитиманопротоуральской платформы, в бортовых частях которых шло накопление терригенного материала, переносимого речными или грязекаменными потоками с горноскладчатых сооружений Тимана (Scotese, 1997; Перлов, 2019).

Ранняя зарождающихся палеорифтов отражена стадия заполнения В груботерригенных образованиях нижнехенгурской подсвиты. Последующее сглаживание рельефа склонов впадины и вызванное им сокращение поступления терригенных осадков способствовало биогенному карбонатонакоплению средней части хенгурской свиты. Образование грабеновых фаций – грубообломочных толщ весьма переменной мощности, сопровождаемое субщелочным вулканизмом, связано на Урале с рифтогенезом, который предваряет заложение пассивной континентальной окраины и океанического бассейна (Puchkov, 2002; Пучков, 2010). Такая же геодинамическая обстановка прослеживается и на Пай-Хое.

В период тектоно-магматической активизации происходили излияния базальтов и внедрение интрузий средне-позднеордовикского габбро-долеритового оюского комплекса.

Выделенные автором типы слоев (глава 4) отражают последовательную смену обстановок осадконакопления, которые, в свою очередь, связаны с геодинамической обстановкой (Рязанов и др., 2018).

Нижнехенгурские типы слоев формировались вначале в континентальной, затем в прибрежно-морской обстановках в пределах пролювиальной дельты. Накопление грубого терригенного материала происходило, очевидно, в бортовых частях грабенообразных прогибов в результате переноса речными и грязекаменными потоками. Затем, по мере развития трансгрессии, в условиях формирования глубоководной части шельфа накапливался глинисто-кремнистый материал путём осаждения из взвеси в спокойной гидродинамической обстановке.

Среднехенгурские типы слоев. Возможно, фациальное разнообразие этого интервала обусловлено продолжением образования внутрикратонных грабенов и общим погружением территории. Нижняя карбонатно-терригенная часть отражает быструю трансгрессию, выполаживание склонов рифтовой долины и удаление области сноса. Максимум трансгрессии совпал с локальным излиянием единичных потоков базальтов и постепенным заполнением рифтов. Цикл завершается прекращением образования терригенных турбидитов, активизацией карбонатонакопления и умеренным погружением дна бассейна.

Верхнехенгурские типы слоев, по-видимому, сформировались в течение деструкции рифтогенного шельфа в глубоководной зоне палеобассейна с образованием пелагического материала.

Таким образом, на основании проведенного анализа можно предположить, что изученные образования позднекембрийско-среднеордовикского интервала отражают три палеогеографические области Пайхойского окраинного моря и на основе этих данных нами построена модель геодинамической эволюции (рис. 5.1.1 – по профилям 1,2,3, рис. 3.1):

1. Нижняя часть разреза, образовавшаяся с позднего кембрия и до конца тремадокского времени, соответствует прибрежно-мелководной зоне окраинно-континентального рифтогенеза (рис. 5.1.1a);

2. Фациально разнообразная средняя часть хенгурской свиты флоскораннедапинского интервала сформирована в условиях мелководного шельфа новообразованной пассивной континентальной окраины (рис. 5.1.1b), постепенно переходящего в глубоководную зону (рис. 5.1.1c);



Рис. 5.1.1. Геодинамическая модель формирования образований верхнекембрийско-среднеордовикского интервала исследуемой территории: *1* – нижнехенгурские типы слоев, *2* – среднехенгурские типы слоев, *3* – верхнехенгурские типы слоев, *4* –излияния базальтов. Реконструкция СВ части рифта носит гипотетический характер 3. Верхнехенгурский комплекс отложений, отвечающий позднедапинскосреднедарривильскому времени, свидетельствует об относительно глубоководной зоне седиментации (рис. 5.1.1d). Начиная со среднего ордовика, исследованная территория испытывает все более интенсивное погружение, и здесь формируются континентальный склон и подножие.

Верхнехенгурский комплекс отложений, отвечающий позднедапинскосреднедарривилскому времени свидетельствует о смене условий мелководного шельфа на относительно глубоководную среду со спокойной гидродинамической обстановкой осадочного бассейна и с накоплением карбонатно-глинистых отложений (рис. 5.1.1d). Присутствие на этом уровне потоков базальтов указывает на продолжающееся растяжение земной коры (остаточный рифтогенез).

Реконструкция формирования СВ части рифта имеет гипотетический характер (рис. 5.1.1). Подтверждение такой модели показано в работе М.Д. Булгаковой (1991). Палеомагнитные данные для ордовикского времени Сибирского континента указывают на то, что он располагался противоположно современному географическому положению. Палеоконтинентальная реконструкция указывает на то, что древние континенты Балтика и Сибирия расположены своими рифтогенными раннеордовикскими окраинами друг напротив друга (Паверман, 2015; Пучков, 2018).

В осевой части хребта Ямб-Пэ в поле развития пород хенгурской свиты (верхняя подсвита), представленной здесь черными кремнисто-глинистыми и глинисто-кремнистыми «сланцами», долериты оюского комплекса образуют скопления (рои) силлов мощностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров и протяженностью от 100 м до 1,5 считать 2 км. На восточной периферии скопления силлов оюского комплекса наблюдаются протяженные поля развития вулканитов основного состава с порфировыми, реже афировыми текстурами, участками с подушечной отдельностью, отнесенные к верхам верхнехенгурской подсвиты (Жегунов, Старикова и др., 2019).

Северо-восточная часть Восточно-Европейского континента со среднего ордовика – это пассивная континентальная окраина, заложившаяся на протоуральско-тиманском фундаменте. Процессы седиментации в позднем ордовике – раннем силуре контролировалось крупными колебаниями уровня моря.

Трансгрессивным этапам, как правило, соответствуют кремнистые, кремнистоглинистые и карбонатно-кремнистые пелитоморфные отложения, а регрессивным – градационные циклиты различного состава, маркирующие усиление стока с бровки, или с мелководной части шельфа.

До конца ордовикского периода внешний шельф имел вид полого наклонного к востоку рампа (рис. 5.1.2). Фациальная последовательность отличается от окаймленных платформ отсутствием резко выраженного барьера и соответствующих ему фаций.

Отложение алевритовых прослоев в глубоководных глинистых отложениях в тальбейтывисское (хабаровское) время интерпретируется как результат увеличения поступления терригенного материала с мелководного шельфа вследствие среднеордовикской (среднедарривильской) регрессии. Редкие штормы И периодические волнения отражались на последовательности фаций, образовав намывные отмели и одновременно перенося осадочный материал вниз по склону. Накопление пелагических кремнисто-глинистых осадков в тальбейтывисское время многократно прерывалось сходом терригенных и карбонатных мутьевых потоков с мелководного шельфа.

В целом накопление тальбейтывисской свиты происходило в течение крупного регрессивно-трансгрессивного цикла. Мощные пачки гемипелагитов средней части свиты отвечают максимуму трансгрессии. Нижняя часть отвечает максимуму регрессии, сопровождавшемуся накоплением турбидитов. Верхняя часть свиты, обогащенная терригенным, карбонатным и кремнистым материалом, не имеет четко выраженного максимума и, по-видимому, соответствует высокому стоянию уровня моря.

Можно предположить, что изученные отложения ранне-среднеордовикского времени отражают три палеогеографические области Пайхойского бассейна:

1. Нижняя часть разреза тальбейтывисской свиты, образовавшаяся с тэлашорского времени, соответствует инъекционному осадконакоплению в относительно глубоководной зоне. В это время начинает формироваться континентальный склон палеобассейна;



Рис. 5.1.2. Распределение зон осадконакопления карбонатного рампа в раннем-среднем ордовике на карте фактического материала (по G. Nichols, 2009, с изменениями)

 Средняя часть разреза отвечает концу тэлашорского времени и свидетельствует о начале формирования пологонаклонного склона и гемипелагических отложений подножия;

3. Смешанные отложения верхней части разреза тальбейтывисской свиты в дарривильско-дапинское время (чердынский горизонт) отражают этап развития карбонатного рампа.

На рассматриваемой территории отложения верхнего ордовика (сопчинская свита) имеют четырехчленное строение: две пачки нижнесопчинской подсвиты и две пачки верхнесопчинской подсвиты. Образование нижнесопчинской подсвиты, отвечающей санбийско-катийскому времени, происходило В условиях глубоководного шельфа, где кремнисто-глинистый материал накапливался в этапы трансгрессии, а регрессивные этапы характеризуются развитием обломочных плотностных потоков, поставлявших карбонатный материал с расположенного западнее рассматриваемой территории края карбонатной платформы. Отложения верхнесопчинской подсвиты в конце катийского времени (сурьинский горизонт) на рассматриваемом рампе зависели от начала глобального этапа гляциоэвстатической регрессии. В это время характер осадконакопления меняется, что отражается в литологической характеритике пород верхней пачки верхнесопчинской подсвиты.

Происходит существенное обмеление бассейна и накопление осадков в области умеренно глубоководного карбонатного шельфа. С позднесопчинского времени начинается разделение субрегиона на зоны шельфа (елецкие фации) и континентального склона и подножия (лемвинские фации). Верхнеордовиксконижнедевонские отложения шельфа елецких фаций (рис. 5.1.3) изучены в северозападной части Югорского полуострова в работах А.В. Журавлева (2017-2019). Представленные на рис. 5.1.4 схемы отражают геологическое строение зоны шельфа и их постепенный переход к континентальному склону и подножию.

Вымирание в конце хирнантского времени затронуло все группы макро- и микрофауны (Pohl, 2014; Scotese, 1997).

Начиная с силурийского периода, территория претерпевает изменения за счет подъема уровня моря. По условиям осадконакопления территория в начале силура отчетливо делится на елецкую шельфовую и лемвинскую глубоководную зоны. В результате крупного раннелландоверийского этапа трансгрессии произошло восстановление биоразнообразия и широкого расселения фауны, что подтверждается многочисленными находками групп граптолитов и конодонтов на исследуемой территории (гл. 4.4).



Рис. 5.1.3. Схема расположения разрезов верхнеордовикско-нижнедевонских отложений шельфа (А) и геологическая схема северной части елецких фаций (Б) Пайхойского шарьяжантиклинория (по материалам Романова, Журавлева, 2017, 2018).

Условные обозначения к рис. А: 1 – точка наблюдения; 2 – ось антиклинальной складки; 3 – ось синклинальной складки; 4 – взбросо-надвиг. Условные обозначения к рис. Б: 1–11 – местные стратиграфические подразделения: 1– хабаровская толща, 2 – ливановская свита, 3 – сармикская свита, 4 – лосевская свита, 5 – рифовая толща, 6 – пырковская толща, 7 – лымбадъяхинская свита, 8 – болванская свита, 9 – хойпонганасейская свита, 10 – риф Чайка, 11 – гусиная свита; 12–13 – границы: 12 – согласная, 13 – несогласная; 14–17 – тектонические нарушения: 14 – неясной кинематики, 15 – надвиг, 16 – взбросо-надвиг, 17 – предполагаемый взбросо-надвиг

На основании полученной цикличности изучаемых образований (гл. 4), трансгрессия достигла максимума в позднем лландовери – ранннем венлоке, на что указывает широкое распространение «черносланцевых» отложений. Начиная с гомерского времени происходила глобальная регрессия, которая прерывалась двумя эпизодами повышения уровня моря в раннем и позднем лудлове (рис. 4.10). К концу силура - началу девона площади эпиконтинентальных бассейнов сократились, имело место потепление климата, а на площадях северо-восточной части Тимано-Североуральского региона в овинпармское время при условиях морского шельфа обилие остракодовой фауны и изменение их комплексов на родовом и видовом уровнях также говорит о возникновении благоприятных палеоэкологических обстановок (Юрьева, 2016).



Подножие Континентальный склон (Лемвинские фации) Шельф (Елецкие фации)

Рис. 5.1.4. Модель развития шельфа, континентального склона и подножия Пайхойского палеобассейна в ордовикское время. Внутренняя часть рампа (ЮЗ часть, рис. 5.1.3): (А) Перитидальная геологическая обстановка со строматолитовыми водорослями и эвапоритами: A_{I} – Выходы по побережью Баренцева моря верхнеордовикских образований хабаровской свиты (т.н. 2106 к югу от м. Хабарова), А2–Глинистый пелитоморфный водорослевый известняк, фото шлифа в проходящем свете (по материалам Журавлева, 2018); (В) Биотурбированные и часто чередующиеся литотипы лагуны: В₁ – Выходы биотурбированных доломитов, пронизанных кальцитовыми жилами сармикской свиты (верхний ордовик, т.н. 2043), В₂ – Тонкосреднезернистый доломитистый известняк, фото шлифа в поляризованном свете (по материалам *Журавлева, 2018*; (C) Отложения бара или оолитовые биокластические литотипы: C₁ – Выходы петельчатых известняков со следами биотурбаций, оолитами и раковинами гастропод (верхний ордовик, т.н.), C₂ – Брюхоногие моллюски Clathrospira sp. в петельчатых известняках сопчинской свиты верхней подсвиты (т.н. 9600, по материалам автора, определение Крылова, 2016). Средняя часть рампа. (D) Грубозернистые отложения грязекаменных или речных потоков, грубозернистые темпеститы, косослоистые отложения, бугристые поверхности напластования: D₁ – Выходы верхнеордовикских образований сопчинской и тальбейтывисской свит по р. Малая Ою (т.н. 9569, по материалам автора), $D_2 - \Gamma$ рубо-крупнозернистый известняк, фото шлифа в поляризованном свете. Внешняя часть рампа (СВ часть, рис. 1,2, 2.1). (Е) Градационная сортировка отложений, мелкозернистые темпеститы, биотурбированные литотипы, карбонатные турбидиты: Е₁ – Разрез сопчинской свиты верхнего ордовика (т.н. 9526, по материалам автора), E2 — Известняк

кремнистый, тонкодетритовый с градационным распределением детрита, фото шлифа в проходящем свете; (F) Гемипелагиты и пелагиты: F_1 – Вертикальное залегание верхнеордовикских образований сопчинской свиты (т.н. 9544, по материалам автора), F_2 – Аргиллиты углеродистокремнистые, бластоалевропелитовые, фото шлифа в поляризованном свете. Все переходные границы отложений являются градационными

Начавшаяся здесь регрессия обусловила поступление детритового карбонатного материала с шельфа на континентальный склон, что подтверждается вещественными и структурно-тектурными особенностями литотипов верхов оюской и ливановской свит. Аналогичные процессы происходили на смежных территориях (З.П. Юрьевой (2016), В.П. Шуйского (1975), М.А. Шишкина (2003)).

В отличие от материалов прошлых исследований (Юдович, 1988, Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя..., 1986) соискателем установлено повсеместное распространение карбонатных конкреций в разрезе оюской свиты.

Рудданско-раннелохковская трансгрессия, в сочетании с ослаблением вертикальной океанической циркуляции (Короновский, 1991; Хромов, 2008; и др.) привела к накоплению мощной карбонатно-кремнисто-глинистой толщи, обогащенной органическим веществом и остатками планктонных организмов (оюская и нижняя часть ливановской свиты).

Во второй половине ливановского времени (раннедевонская эпоха) регрессия обусловила увеличение поступления детритового карбонатного материала с шельфа на континентальный склон. Возможно, глубина формирования – первые тысячи метров. Это зафиксировалось в формировании карбонатных градационных циклитов турбидитного генезиса верхней части ливановской свиты.

На изученной территории и на Полярном Урале предшественниками фациальных типа разреза выделяются ливановской свиты, два которые связаны с обстановкой осадконакопления и геометрией непосредственно палеобассейна. На западе – карбонатно-кремнисто-глинистый, сопоставимый со стратотипом по побережью Карского моря (Корень, Енокян, 1970; переизучение Плаксина, Рязанов, (Зархидзе, 2014)), и чисто карбонатный для всего возрастного диапазона свиты – на востоке. По аналогии с фациальными типами падейской свиты для этих градаций были предложены названия марейшорской и для карбонатной – бельковской. Автором работы в 2016 г. на территории Варнекской площади (лист R-41-XIX, C3 исследуемой территории) по р. Малая Ою и её притокам были изучены карбонатные разрезы, отвечающие бельковской градации.

Раннедевонская регрессия, начавшаяся в конце пражского времени, вызвала разрушение органогенных построек елецкой (шельфовой) зоны за пределами исследованной территории (Журавлев, 2015, 2018) и привела к кратковременному обмелению внутренней части рампа.

Следующий этап (начиная с конца пражского времени) приурочен к поднятию края шельфа, что привело к формированию обширной лопасти терригенного конуса выноса в северо-западной части исследуемой территории. Барьерные острова и отмельные комплексы Михайлово-Вайгачской подзоны (Шишкин, 2008; Журавлев, 2015; Зархидзе, 2015) на регрессивных этапах служили источником карбонатного материала, переносимого высокоплотностными мутьевыми потоками, что отражено в накоплении проксимальных турбидитов бельковской градации с рассеянным карбонатным детритом (падейская свита) (Шишкин, 2003).

В пределах мелководного шельфа (с глубинами до 50–70 м) волнения распространяются до дна, осадки взмучиваются, сортируются, насыщаются кислородом. При понижении уровня моря эта зона может подвергаться *осушению* и *размыву*.

В моменты максимумов эйфельской и живетской трансгрессий инъекции мутьевых потоков с края шельфа прекращались, и накапливались фоновые гемипелагиты. В елецкой (шельфовой) зоне во время регрессий размывались образования бровки карбонатного шельфа. Выделенные градации (глава 4) отвечают модели гравитационных обломочных фаций с идеализированной последовательностью структур для турбидитов (Романовский, 1990; Рединг и др., 1990). (рис. 1.2.9, 3.7,4.7, 4.8).

При этом отложения новой бельковской градации соответствуют каналу стока и проксимальной части лопасти конуса выноса и отвечают циклу Боума для карбонатных турбидитов (Рязанов и др., 2019; Тимонин и др., 2004; Еременко, Журавлев, 2013; Kuenen, 1950 и др.).

Интенсивность выноса терригенного материала на край шельфа снижается к концу живета, вследствие выработки профиля равновесия в области размыва. Изменчивость состава и мощности отложений в рассматриваемое время обусловлено морфологией конусов выноса, в дистальной части, по сравнению с проксимальной, идет сокращение мощности и выклинивание слоев турбидитов, отвечающих циклу Боума. Ассоциация глубоководных фоновых автохтонных кремнисто-глинистых и аллохтонных терригенных пород хорошо согласуется с фациальной моделью авандельт современных океанов.

Основной осадочный материал, попадавший в область континентального склона в позднеживетско-раннефранское (пашийско-саргаевское) время, был представлен кремнисто-глинистой взвесью с примесью карбоната. Формирование шло в глубоководной части палеобассейна с периодически прекращающимися инъекциями осадочного материала. Кратковременные колебания поступления карбоната имели, скорее всего, сезонную природу и были связаны с аридизацией климата в конце среднего девона. Пример сформированной на Пай-Хое к середине девонского времени пассивной окраины представлен на рис. 5.1.5.



Рис. 5.1.5. Разрез пассивной окраины Пай-Хоя к середине девонского времени. Уточнения к условным обозначениям по данным автора: 1 – образования хенгурской свиты; 2 – образования сопчинской и тальбейтывисской свит; 3 – образования оюской свиты; 4 – образования ливановской и падейской свит

Таким образом, автор считает, что в силурийско-среднедевонское время Пайхойскому палеобассейну соответствует обстановка континентального склона и подножия с накоплением турбидитов и гемипелагитов, ограниченного с запада (в современных координатах) карбонатным шельфом.

Геологическое развитие рассматриваемой территории в позднекембрийскосреднедевонское время в значительной мере обусловловлено изменениями уровня моря в условиях пассивной континентальной окраины. Растяжение земной коры с магматизмом основного и ультраосновного состава, продолжающееся в ордовике, силуре и девоне, является результатом тектонических процессов, зародившихся в позднем кембрии.

• 5.2. Палеогеография Пай-Хоя для позднекембрийско-среднедевонского времени

Созданные к настоящему моменту палеогеографические схемы позднекембрийско-среднедевонского времени рассматриваемого региона (в современных координатах), отражают условия осадконакопления на тектонически сближенных, деформированных и часто смещенных участках. Кроме этого, схемы составлены для значительных интервалов геологической эпохи в течение которых обстановки осадконакопления менялись, и, соответственно, отражают весьма генерализованные палеогеографические условия (Юдин, 1990, 1994; Тимано-Печорский седиментационный бассейн, 2000; Тимонин, 2000, 2004; Ронов, 1984). Построенные по материалам автора палеогеографические реконструкции не противоречат имеющимся схемам, а лишь значительно дополняют их.

Приведенный фактический материал и построенные схемы по стадийности развития, условиям осадконакопления и распределению фаций подтверждают предложенную автором модель формирования осадков в позднекембрийскосреднедевонское время и достаточно близки к выводам других авторов по уральской пассивной окраине ВЕК в Лемвинской зоне Полярного Урала в этом возрастном диапазоне. Предполагается, что примерно на рубеже венда и кембрия Тиманский сегмент Тиманско-Уральской пассивной окраины Балтики столкнулся с активной окраиной позднедокембрийского континента Арктида (Кузнецов и др., 2005а,б, 2006, 2007а,б,в; Кузнецов, 2006, 2007, 2008в; Kuznetsov et al., 2005; 2007; Soboleva et al., 2005).

Впервые детализированы палеогеографические обстановки по рассмотренным раннее материалам для образований позднего кембрия – среднего девона с указанием древних покровов (тектонические нарушения), которые контролируют размещение и образование разных фациальных событий; показаны на схемах рис. 5.2.1 в современном географическом положении.

Образованный в докембрийское время ороген подвергался пенепленизации длительный период – с раннего до среднего кембрия (Kuznetsov et al., 2014). В результате сформировался пенеплен с глубоким эрозионным срезом. Позднекембрийская активизация рифтогенеза привела к появлению локальных зон растяжения на краю эпитимано-протоуральской платформы, представлявших собой относительно узкие грабенообразные понижения рельефа, в которых формировался

палеобассейн и началось терригенное осадконакопление на фоне продолжавшегося общего размыва территории. Отложения начального заполнения рифтов образовали нижнюю груботерригенную часть хенгурской свиты (конгломераты, песчаники, алевролиты). Пространственная локализация раннехенгурских отложений позволяет предположить их накопление в результате деятельности крупного конуса выноса с областью питания, располагавшейся в западной части территории. По мере заполнения рифтовой впадины и выполаживания ее склонов, происходило постепенное снижение интенсивности поступления терригенного материала, утонение осадков и активизация биогенного карбонатонакопления. К заверешению этапа заполнения грабенов терригенным материалом приурочены излияния базальтов И внедрение интрузий габбро-долеритов оюского комплекса. Сопровождавшее рифтогенез общее опускание региона привело к установлению условий мелководного шельфа с терригенно-карбонатной седиментацией и накоплению средней подсвиты хенгурской свиты. Близость области сноса обусловила существенную долю терригенных отложений (кварцевые и аркозовые песчаники) и значительную фациальную дифференцированность разрезов по латерали (схема 1, рис. 5.2.1).

Дальнейшее некомпенсированное углубление бассейна в позднехенгурское время отразилось в постепенной смене отложений мелководного шельфа относительно глубоководными карбонатно-глинистыми образованиями. К концу хенгурского времени в локальных депрессиях изливались базальты и формировались мощные (до 500 м) вулканогенно-осадочные толщи.

Появление в тальбейтывисское время в глубоководных глинистых отложениях алевролитовых прослоев интерпретируется как результат увеличения поступления материала с бровки мелководного шельфа вследствие среднеордовикской (среднедарривильской) регрессии.

Накопление пелагических кремнисто-глинистых осадков в тальбейтывисское время многократно прерывалось сходом терригенных и карбонатных мутьевых потоков с мелководного шельфа.

125



Рис. 5.2.1. Литологофациальные и палеогеографические реконструкции позднекембрийскосреднедевонских образований исследуемой территории в современном географическом положении (данные автора): І – поздний кембрий, *II* – ранний ордовик, ІІІ – средний и поздний ордовик; *IV*силур; *V* – ранний девон, VI – средний девон, X – нижележащие образования.

Условные обозначения: 1 – прибрежно-мелководные обстановки;

2 – изолированное мелководье;

- 3 мелководный шельф;
- 4 глубоководный шельф;

5 – континентальный склон и подножие;

- 6 глубоководные обстановки;
- 7 рифовый барьер;

8 – карбонатные постройки;

9 – бассейн подводных конусов выноса

a – предполагаемые коснседиментационные разломы; δ – докембрийские отложения; s – конгломераты, гравелиты, кварцитопесчаники; c – кремнисто-глинистые породы; δ – карбонатные породы; e – глинисто-кремнистые породы; ω - известняковые конгломераты, конглобрекчии; s – доломиты; u – известняки органогенно-детритовые; κ – известняки, известняки пелитоморфные; n – известняки грубодетритовые; m – глинисто-кремнисто-карбонатные породы; μ – кремнисто-глинисто-карбонатные породы; n – точки наблюдения; c – направление сноса осадочного материала мутьевыми потоками (турбидиты)

В западной мелководной части шельфа, одновременно с формированием тальбейтывисской свиты, шло карбонатонакопление хабаровской свиты. Для ордовикского времени наиболее подходит модель пологого склона (рампа) (схема 2, рис. 5.2.1). Рифовый барьер на границе мелкого склона на перегибе рампа, как и на смежной территории Полярного Урала, появился в позднесопчинское время, что обусловило развитие гипсов и ангидритов в закрытой части мелкого шельфа (схема 3, рис. 5.2.1).



Рис. 5.2.2. Схематические литолого-фациальные карты северо-западной части Пайхойского шарьяж-антиклинория для: 1 — раннесилурийского времени; 2 — позднесилурийского времени; 3 — раннедевонского времени (по материалам отчета Енокян, Корень, 1969–1971)

Реконструкции силурийского и раннедевонского осадконакопления (схемы 4 и 5, рис. 5.2.1) в части выделения фациальных типов осадков и их распространения по рассматриваемой территории зависели не только от изменения уровня моря. Имело место обновление разломов рифтогенной стадии, в результате чего, как и на Полярном Урале произошло резкое опускание (деструкция) части мелкого шельфа с образованием глубоководного шельфового плато с рифовым внешним краем. Для сравнения с полученной автором литолого-фациальной и палеографической схемой для силурийско-раннедевонского времени используем литолого-фациальные карты северо-западной части Пайхойского шарьяж-антиклинория (Енокян, Корень, 1969-1971) (рис. 5.2.2). Основные отличия заключаются в детализации границ распространения образований и их литологии.

Реконструкции условий формирования и площадного распространения градаций падейской свиты приведены на схемах 5, 6, рис. 5.2.1.



Рис. 5.2.3. Тектоно-палеогеографические реконструкция движения континентов в позднем кембрии (Верниковский и др., 2013). Условные обозначения: 1 – континентальные массивы, 2 – океанические бассейны, 3 – предполагаемые положения зон спрединга, 4 – активные континентальные окраины, 5 – принципиальное простирание трансформно-сдвиговых зон с указанием кинаматики сдвига

В силурийско-раннедевонское время мелководный карбонатный шельф простирался на сотни километров к юго-западу, Тимана. вплоть Поэтому ЛО источником преимущественно кварцсодержащих осадков падейской свиты могли быть только территории Тимана и более западных районов Восточно-Европейской платформы, масштабной регрессий была охвачена вся огромная эта (Тимано-Печорский территория седиментационный бассейн, 2000; Тимонин, 2000, 2004).

К концу кембрия материки концентрировались в районе южного полюса, что отображено на рис. 5.2.3.

А.Б. Ронов с соавторами (1984) отмечал, что в этот период в условиях растяжения (спрединга океанского дна) материки активно перемещались к северу примерно на 10°.

Диаграмма (Scotese, 1997) (рис. 5.2.4) показывает, как менялся климат Земли в раннем и среднем палеозое. В начале кембрийского периода произошло увеличение температуры воздуха, практически на всех континентах возникли условия, близкие к тропическим. В позднем кембрии накопление песчано-глинистых отложений (аркозовый состав песков и гидрослюдистый тип глин) происходило в областях тропического сухого (аридного) климата при ограниченном развитии процессов химического выветривания (Ясаманов, 1985). В связи с этим, в породах сохраняется большое количество не подвергшихся разложению минералов и продуктов начальных стадий выветривания пород докембрийского блока (амдерминской и сокольнинской свит верхнего рифея).

В ордовикское время произошло глобальное похолодание, что отразилось существенном обмелении бассейн



Рис. 5.2.4. Изменение глобального климата во времени (кембрий-девон) (интервал из проекта PALEOMAP, http://www.scotese.com)

существенном обмелении бассейна и накоплении осадков в области умеренно глубоководного карбонатного шельфа.

Спустя 15–20 млн. лет (ранний силур) практически все материки испытали существенные горизонтальные перемещения, концентрируясь в основном в южном полушарии. Однако Сибирский континент продолжил свое движение на север, сместившись еще почти на 30° по широте. Несмотря на очень тесное сближение с Восточно-Европейской платформой, Уральский пояс продолжал испытывать растяжения и подводный вулканизм (Русаков, 2014).

Нижняя граница каждого климатического мегацикла проводится по смене климата, промежуточного между аридным и гумидным, гумидным климатом. Гумидный климат доминировал В тремадокско-дапинское, рудданско шейнвудское, С позднепражское И раннеэмское времена. ЭТИМИ геохронологическими уровнями совпадают талассократические эпохи (Ясаманов, 1985), накопление толщ глинистых и углеродисто-глинистых «сланцев», широко распростаненных по территории Югорского полуострова, максимумы биопродуктивности и периоды относительного тектонического покоя.

Аридный климат, господствовавший в течение лландоверийскопржидольского времени, сменился тропическим в раннелохковское-раннеэмсское время, при этом в начале девона преобладал умеренно-тропический климат.

Реконструкция палеогеографических обстановок, выполненная на большом систематизированном фактическом материале 2013–2017 гг., может помочь в

прогнозировании и распространении месторождений полезных ископаемых, в том числе углеводородов, медно-никелевых и марганцевых рудопроявлений в поднадвиговых зонах севера Урала и Пай-Хоя. Литолого-фациальные и палеогеографические реконструкции автора не противоречат имеющимся схемам для данного региона (Коробкин, 2011 и др.), а существенно детализируют и дополняют материалы предшествующих работ.

• 5.3. Геодинамика Пай-Хоя для позднекембрийско-среднедевонского времени

По представлениям автора диссертационной работы рифтогенез на Пай-Хое начался в позднем кембрии, что показано в гл. 3,4. В литогеодинамическом отношении в раннем и среднем палеозое на Пай-Хое четко выделяются формации шельфа и континентального склона. В шельфовой части в течение палеозоя формировались осадки преимущественно карбонатного состава, мощность которых превышает 6,5 км.

Формирование окраины на этапе рифтогенеза сопровождается внедрением в течение позднеколнабукского и тэлашорского времени небольших объёмов интрузивных и вулканических пород основного и ультраосновного состава и поднятием края шельфа (колнабукское и филиппчукское время). Данные процессы указывают на то, что область перехода от континента к морю относится к пассивной континентальной окраине. Со среднего ордовика и по ранний девон такую окраину можно считать пассивной, а в периоды с позднего кембрия до середины ордовика (среднедарривильское время) и с эмского времени раннего девона – вулканически активной.

На границе шельфа и глубоководья в позднем кембрии - среднем девоне, предположительно, существовал своеобразный литолого-тектонический барьер, который фиксируется рифовыми массивами (Пучков, 1996, 2000; Богацкий, Ласкин, 1999; Тектоническая история..., 2001).

Формационные комплексы образовались в западной части Пайхойского окраинного моря. Формации остальной его части перекрыты на востоке мезозойскокайнозойскими отложениями и недоступны для наблюдения. В хорошо обнаженных южных районах Урала можно составить более полную картину относительно строения палеоокеана (рис. 5.3.1).

На рис. 5.3.1 пассивное окраинное море не имеет названия. Автор предлагает

для него название Пайхойского, согласно современному положению региона.



Рис. 5.3.1. Положение части Уральского палеоокеана в среднем девоне (общая реконструкция океана по данным изучения Южного Урала приведена по: Зоненшайн и др., 1984 с изменениями и дополнениями В.В. Юдина, 2004)

По представлениям Н.Б. Кузнецова (2009), начиная с конца ордовика, на уральском краю Балтики проявился рифтогенез, в результате которого раскрылся протяженный и узкий бассейн с корой океанического типа – Салатимский бассейн. Под внешний, расположенный со стороны Палеоуральского океана край отторгнутого от «Балтики» протяженного блока, а местами, возможно, и под краевые части литосферы Палеоуральского океана заложилась зона субдукции западного падения, над которой сформировалось и до конца силура активно развивалось Тагильское островодужное сооружение (рис.5.3.2).



Рис. 5.3.2. Плитотектонические реконструкции палеозойских композитных континентов – эпикаледонского континента Аркт-Лавруссия (А) (Kuznetsov, 2008, Кузнецов, 2009). Желтые кружки – места обнаружения в Арктике детритных и ксеногенных минералов с возрастом ~730-500 млн лет – продуктов разрушения орогена Протоуралид-Тиманид. Л – Лаврентия, А – Арктида, Б – Балтика, ЛТТ – линия Торнквиста-Тейссера. Меридианы проведены через 30 градусов, красный кружок – местоположение Пайхойского палеобассейна

Литогеодинамические модели для раннего-среднего (поздний кембрий средний девон) палеозоя Пайхойского окраинного моря были построены с учетом всех имеющихся данных (рис. 5.3.3 – 5.3.9).

На рис. 5.3.3 показана реконструкция неоднородного растяжения для кембрийского времени рассматриваемой территории (смоделировано по работам Beauchamp, 1988). Такая модель выбрана из-за прослеженной латеральной изменчивости в залегании осадочных образований. Процесс рифтинг со значительными сдвиговыми деформациями влиял на дальнейшую седиментацию.

Модель формирования для позднекембрийско-среднеордовикского времени (хенгурская свита) рассматриваемой территории на рис. 5.3.4 наглядно подтверждает точку зрения о дифференцированном осадконакоплении. В местах активного образования полуграбенообразных структур изливались на поверхность базальтовые покровы. Сегментированные конусы выноса осадочного материала формировались в изолированных зонах растяжения и образовывали смешанную группу осадков, которая подробно рассмотрена в разделе 3.1. Материал верхней части разрезов свиты отлагался в глубоководной зоне шельфа.

Модель осадконакопления для средне- и позднеордовикского времени (тальбейтывисская свита) рассматриваемой территории (рис. 5.3.5) представляет собой переходную фазу между этапом окончания неоднородного растяжения земной коры и этапом формирования склона с зонами, подобно тем, которые выделил Ирвин (Irwin, 1965). На транзитной окраине (переходная зона) могли свободно образовываться шельфовые карбонатные постройки. В глубоководье карбонатные постройки (иловые холмы) могли формироваться за счет гидротермальных или биогеохимических процессов (Tucker&Wright, 2002). В присклоновой части формировались темпеститы, по склону перемещались оползни и обломочные потоки.



Рис. 5.3.3. Модель неоднородного растяжения для кембрийского времени рассматриваемой территории (смоделировано по работам Beauchamp, 1988)



Рис. 5.3.4. Модель осадконакопления для позднекембрийско-среднеордовикского времени (хенгурская свита) рассматриваемой территории. *Условные обозначения: hn1* – нижнехенгурская подсвита, *hn2* – среднехенгурская подсвита, *hn3* – верхнехенгурская подсвита. Положение изученных профилей показано на фрагменте геологической карты справа



Рис. 5.3.5. Модель осадконакопления для средне- и позднеордовикского времени (тальбейтывисская свита) рассматриваемой территории. *Условные обозначения: tb1* – нижняя градация свиты, *tb2* – средняя градация свиты, *tb3* – верхняя градация свиты



Рис. 5.3.6. Модель осадконакопления для позднеордовикского времени (сопчинская свита) рассматриваемой территории. *Условные* обозначения: sp_1^l – нижняя пачка нижнесопчинской подсвиты, sp_2^l – верхняя пачка нижнесопчинской подсвиты, sp_2^l – нижняя пачка верхнесопчинской подсвиты, sp_2^2 – верхняя пачка нижнесопчинской подсвиты



Рис. 5.3.7. Модель осадконакопления для силурийско-раннедевонского времени (os – оюская свита) рассматриваемой территории



Рис. 5.3.8. Модель осадконакопления для раннедевонского (верхний лохков – верхняя часть пражского яруса) времени (*lv* – ливановская свита) рассматриваемой территории



Рис. 5.3.9. Модель осадконакопления для ранне – среднедевонского (позднепражского-живетского) времени (падейская свита) рассматриваемой территории

Модель осадконакопления для позднеордовикского времени (сопчинская свита) проиллюстрирована на рис. 5.3.6. На данный этап приходится формирование пологонаклонного склона (рампа) И осадконакопление спокойной В гидродинамической обстановке. По отложениям сопчинской свиты можно проследить структуру мелководного и глубоководного рампа (по аналоги с Lee Y.I., Hyeong K., Yoo C.M., 2001). Идет обширное развитие карбонатных построек с биокластического накоплением сопутсвующего материала. Оползневая седиментация на конец ордовикского времени усилилась. Возможно, это связано с обновлением разломов полуграбенообразных структур.

Максимум глубоководья приходится на силурийско-раннедевонское время (os – оюская свита) (рис. 5.3.7). Общие закономерности эволюции обстановок седиментации, с учетом полученных структурно-генетических типов и фаунистических комплексов силура-верхнего девона указывают на то, что территория Югорского полуострова в рассматриваемый промежуток времени принадлежала единому бассейну осадконакопления, большая часть которого была глубоководным Пайхойским морем.

Модель осадконакопления для раннедевонского (поздний лохков – конец пражского века) времени (рис. 5.3.8) отражает этап деструкции края шельфа. Раннедевонская регрессия в сочетании с блоковой тектоникой в области шельфа и суши привела к усилению терригенного стока и опусканию края шельфа. На краевых поднятиях в западной части Пай-Хоя (за пределами рассматриваемой территории) формировались биогермно-отмельные комплексы, служившие источником обломочного карбонатного материала, а на северо-западе (частично в пределах рассматриваемой территории) начал функционировать мощный конус выноса, поставлявший с суши и островов кварцевый песчаный материал, обильную глинистую взвесь и остатки прибрежной растительности.

Модель осадконакопления на рис 5.3.9 для ранне (позднепражского) – среднедевонского (живетского) времени (падейская свита) имеет турбидитную природу (реконструирован идеализированный конус выноса), что детально подтверждается площадным распространением выделенных градаций и строением разрезов падейской свиты.

Сочетание двух источников сноса, терригенного и менее интенсивного карбонатного, обусловило накопление силикластических турбидитов с рассеянным карбонатным детритом (падейская свита). В моменты максимумов эйфельской и живетской трансгрессий сход мутьевых потоков с края шельфа прекращался, и накапливались фоновые глинисто-кремнистые осадки.

К концу падейского времени (поздний живет) интенсивность выноса терригенного материала на край шельфа падает вследствие выработки профиля равновесия в области размыва.

Разработанные поэтапные модели осадконакопления дают основания для существенного пересмотра существовавших представлений о развитии Пайхойского палеобассейна. В результате проведенного анализа выделены следующие стадии развития осадочного палеобассейна (рис. 5.3.10).

1. Рифтогенная (поздний кембрий – средний ордовик).

2. Формирования пологого палеосклона (средний ордовик – ранний силур).

3. Окраинного моря: мелководье, континентальный склон, глубоководье (ранний силур – ранний девон);

4. Деструкции части шельфа (пражский век);

5. Образования палеобассейна подводных конусов выноса (эмсский век – средний девон).



Рис. 5.3.10. Модель формирования Пайхойского палеобассейна в раннем и среднем палеозое.

Условные обозначения: Литология: 1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3 – песчаники; 4 – конгломераты и конглобрекчии известняковые; 5 – известняки (а – глинистые, б – органогенно-детритовые; в – литобиокластические; г – доломитовые; д – кремнистые); 6 – «сланцы» (а – углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинистые, углеродисто-фосфатно-глинисто-кремнистые,

углеродисто-кремнисто-глинистые; в – углеродистокремнисто-глинистые, углеродисто-глинистокарбонатные, углеродисто-кремнистые; г – углеродистые; д – смешанного типа); 7 – вулканические пеплы; 8 – диагенетические новообразования; 9 – карбонатные постройки (биогермы).

Палеонтология: 10 – органические остатки (а – трилобиты; б – граптолиты; в – конодонты; г – гастроподы; д – комплекс ископаемых организмов).

Преобладающая окраска осадочных пород: 11 – лиловая; 12 – красно-коричневая, темно-бурая; 13 – розовая; 14 – зеленый; 15 – оттенки серого (а – светло-серый; б – серый; в – темно-серый; г – черный); 16 – смешанная с железо-марганцовистыми примазками.

Дополнительные обозначения: 17 — кривая колебания уровня моря; 18 — кривая скорости накопления осадков с указанием рассчитанных интервалов; 19 — глубина палеобассейна; 20 — железо-марганцевые руды (<u>Mn 3,02-</u> <u>25,71%</u>, <u>Fe 12,83-48,05%</u>); 21 — вулканическая деятельность (а – силлы долеритов; б – базальты); 22 активизация опусканий/поднятий края шельфа; 23 возрастные датировки, в млн. лет; 24 — бескислородная среда; *BEII* - Восточно-Европейская платформа.

Тип слоенакопления (TC): **М**_Г – миграционный; **И** – инъекционный; **М**у – мутационный.

Стадии развития палеобассейна: I – рифтогенная; II – формирование полого палеосклона; III – окраинного моря: мелководье, континентальный склон, глубоководье; IV – деструкция части шельфа; V – образования палеобассейна подводных конусов выноса

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Автором произведена структурно-генетическая реконструкция литологогенетических комплексов пород по совокупности первичных признаков (вещественный состав, структура, текстура, неорганические включения, сингенетические новообразования). Были решены следующие задачи:

1. Анализ литолого-генетических групп осадочных образований, развитых в исследуемом районе

Составление систематической матрицы литолого-генетических групп палеозойских образований Пай-Хоя на основе структурно-генетического анализа осадочных формаций способствует пополнению баз геологической информации Выделены новыми оригинальными данными. последовательные сталии формирования отложений среднего (хенгурской, нижнего И палеозоя тальбейтывисской, сопчинской, оюской, ливановской и падейской свит).

Систематизированны литолого-генетические комлексы пород. Всего было выделено семьдесят три типа слоёв, двадцать семь типов циклотем, которые были сведены в общую иерархическую систему.

2. Корреляция ассоциаций осадочных пород с выявлением фаз колебания уровня моря

Рассмотренные в работе свиты изучались по обнажениям (более 8,5 км). Выделенные по разрезам литолого-фациальные типы коррелировались между собой с учетом биостратиграфических данных. По результатам корреляции выявлены фазы колебания уровня моря для каждого геохронологического интервала. При рассмотрении этапа рифтинга уделялось внимание моментам обновления разломов грабенообразных структур, формирующих современное тектоническое строение Пайхойского палеобассейна. Было 4 выделено фазы миграционного слоенакопления, 4 фазы инъекционного слоенакопления и 2 фазы мутационного слоенакопления. Помимо этого, установлены 8 трансгрессивных и 8 регрессивных фаз, которые были связаны как с глобальными, так и с региональными изменениями уровня моря.

3. Выделение цикличности изучаемых отложений

На основе структурно-генетического анализа осадочных формаций обоснована цикличность палеозойских отложений на протяжении развития Пайхойского окраинного моря (поздний кембрий-средний девон). Литологофациальные разрезы раскрывают геологическую позицию описанных литотипов, отражающую цикличность рассматриваемых стратиграфических уровней.

4. Распространение геологических образований по северо-западной территории Пай-Хоя

Методами петрофизических исследований физических свойств горных пород подразделений северо-западного Пай-Хоя построена сводная таблица физических свойств горных пород и геолого-геофизические разрезы, отражающие и подтверждающие геологическую позицию образований северо-западной части Югорского полуострова. Установлены первичные закономерности пространственной локализации пород-коллекторов, изменения их качества по профилям. Зоны наилучших коллекторов чаще всего совпадают с зонами повышенных мощностей песчано-алевритовых литотипов.

5. Интерпретация данных математического моделирования геологогеофизических разрезов

При построении геолого-геофизической модели, ввиду отсутствия пробуренных параметрических и глубоких скважин, активно использовались известные геологические данные только по обнажениям; уточнялась литология и мощность плотностных горизонтов. Полный плотностной разрез района по литологическому составу (кембрий-девон) можно разделить на 2 комплекса:

Первый комплекс. Породы доордовикского возраста с плотностью, которая меняется в широком диапазоне в зависимости от состава. При наличии известняков, аргиллитов и песчаников плотность комплекса близка к плотности перекрывающего его терригенно-карбонатного комплекса и составляет 2,70–2,72 г/см³. Плотность вулканогенных пород 2,84–2,95 г/см³.

Второй комплекс. Терригенно-карбонатный, представленный отложениями ордовика, силура, девона и карбона. Слагается комплекс известняками, алевролитами и аргиллитами. Его плотность меняется от 2,65 г/см³ до 2,69 г/см³ при увеличении в породах карбонатной составляющей.

В результате математического моделирования получены плотностные модели. Подобранные кривые Δg совпадают с наблюдённой кривой Δg в пределах допустимой погрешности. Подбор параметров расчетной гравитационной аномалии осуществлялся изменением средневзвешенной плотности литологических толщ, выделенных в палеозойском чехле и древнем фундаменте. При этом на первом этапе грубо подбирались плотности и границы крупных блоков. На втором этапе плотностная модель палеозойского чехла корректировалась уже известными геологическими данными и результатами интерпретации аномального магнитного поля (ΔТ)а. Предлагается продолжить изучение в данном направлении, для уточнения современного геологического положения известных важнейших тектонических структур Югорского полуострова.

6. Реконструкция палеогеографических обстановок территории Пай-Хоя для раннего и среднего палеозоя

Всего было выделено пять этапов развития окраинного моря, реконструкция которых отражена на литогеодинамических моделях осадконакопления. Детальное рассмотрение литолого-генетических типов позволяет уточнить реконструкции событий в геологическом развитии территории. Автором были уточнены возраст, границы и взаимоотношения подразделений с выше- и нижележащими образованиями, структурно-текстурные, вещественные и др. параметры; разработан самостоятельный подход к решению проблем, возникающих при интерпретации осадочных последовательностей.

7. Условия формирования Пайхойского палеобассейна.

Построение моделей каждой фазы развития Пайхойского бассейна позволяет генерализировать имеющуюся на сегодняшний день геологическую информацию региона. Полученные результаты дают основание значительно пересмотреть последние умозаключения о пассивной окраине исследуемого времени. Автором были выделены следующие этапы развития осадочного палеобассейна: 1. Рифтогенный; 2. Формирования пологого палеосклона; 3. Окраинного моря: мелководье, континентальный склон, глубоководье; 4. Деструкции части шельфа; 5. Образования палеобассейна подводных конусов выноса.
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ:

145

ЛГГ – Литолого-генетическая группа

ГПН – Главный пайхойский надвиг

ВЕК - Восточно-Европейский кратон

СК – Сибирский континент

ЛМК - Лавразийский мегаконтинент

ЕАК - Евроамериканский континент

ВЗБ - зона Вадати-Заварицкого-Беньофа

СЛ – серийная легенда

ГИС – геоинформационная сиситема

ГГК-200 – Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000

ГДП-200 – Геологическое доизучение площади масштаба 1:200 000

ГГК-1000 - Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000

ФО – Федеральный округ

МСК - Межведомственный стратиграфический комитет

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.П. Литолого-фациальный анализ: учеб.-метод. пособие к практическим занятиям и самостоятельной работе по дисциплине «Литология». Екатеринбург: Изд-во Уральск. гос. горно-геол. академии, 2002. 147 с.
- Антошкина А.И., Безносова Г.М., Цыганко В.С. Опорный разрез верхнеордовикских-силурийских шельфовых отложений на р. Кожим (Приполярный Урал). В кн.: Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Европейского Северо-Востока СССР (Тр. Х геол. конф. Коми АССР). Сыктывкар, 1987.
- 3. Аплонов С.В. Геодинамика. Учебник. СПб. Изд-во СПбГУ, 2001, 360 с.
- Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К., Трунин А.А. Новая геодинамическая модель Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши// Докл. РАН, 1996. Т. 351, № 5.с 652 – 655.
- Атлас текстур и структур осадочных пород / Под ред. А.В. Хабакова. М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 578 с.
- Баранов, В. В. Эволюция метабиосферы в раннем среднем палеозое во взаимосвязи с галактическими и планетарными событиями (Северо-Восток Евразии) [Текст] : научное издание / В. В. Баранов // Эволюция жизни на Земле. - Томск, 2010. - С. 72-74. - ISBN 5-91302-097-9
- Бейзель А.Л. Изменения интенсивности сноса осадков основной фактор образования осадочных комплексов (на материале юры Западной Сибири) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 5–6. С. 34–44.
- Бейзель А.Л. Роль берега как барьерной зоны при формировании осадочной цикличности // Вестник Томского гос. университета. Серия «Науки о Земле».
 № 3 (1). 2003. С. 36–38.
- Бейзель А.Л. Тектоно-климатическая модель формирования осадочных комплексов: опыт построения бассейновой концепции циклогенеза / Гео-СибирьМатериалы научного конгресса. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2008, С.
- 10. Бейзель А.Л. Инверсионная модель циклогенеза и ее знечение для геодинамических исследований // Геодинамика. Геомеханика и геофизика:

Материалы XII Всероссийского семинара (Стационар "Денисова пещера", Алтайский край, 23-28 июля 2012 г.). – 2012. – С. 31

- Беляев А.А. Проблематичные отпечатки в кремнистых породах верхнего девона Пай-Хоя // Стратиграфия палеозоя северо-востока европейской части СССР. Тр. ИГ КФАН СССР, Вып. 37. Сыктывкар, 1981. с. 26-32.
- Беляев А.А. Фтанитовая верхнедевонско-нижнекаменноугольная формация Пай-Хоя // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Тр. ИГ КФАН СССР, Вып. 56. Сыктывкар, 1986. с. 27-37.
- Беляев А.А., Иевлев А.А., Юдин В.В. Динамометаморфические условия шарьирования на Пай-Хое// Шарьирование и геологические процессы: Тез. Докл. Науч. Сессии Ин-та геологии Башкирского НЦ АН СССР. Уфа, 1989, с. 67 – 68.
- Беляев А.А., Семенов Г.Ф. Генетические особенности серпуховских карбонатных отложений сланцевой зоны Пай-Хоя // Литология карбонатных пород севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. Тр. ИГ Коми НЦ УрОАН СССР, Вып. 67. Сыктывкар, 1988. с. 51-61.
- 15. Беляев А.А. Литогенетические особенности палеозойских формаций Карской зоны Пай-Хоя // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока России: тез. Всеросс. геол. конф. Т. 1. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ РАН, 1994. С. 55-58.
- Беляков Л.Н., Енокян Н.В., Чермных В.А. Каменноугольные отложения Пай-Хоя и о. Вайгач // Стратиграфия палеозоя Северо-Востока Европейской части СССР. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 37). Сыктывкар. 1981. С. 33-52.
- Беляков Л.Н., Дембовский Б.Я. Некоторые особенности тектоники севера Урала и Пай-Хоя // Геотектоника. 1984. № 2. С. 51-57.
- Берлянд Н.Г., Запорожцева И.В. О глубинном строении области сочленения севера Урала и Восточно-Европейской платформы //ДАН СССР, 1982. Т. 263, № 5. С. 1186-1189.
- 19. Богацкий В.И., Ласкин В.М. Структурно-тектоническое строение Пай-Хоя по геофизическим данным и перспективы его нефтегазоносности// Геология и

минеральные ресурсы европейского северо-востока России (новые результаты и новые перспективы), 1999, т. III, с. 25 – 28.

- Бокуть, С. Б. Молекулярная биология: молекулярные механизмы хранениия, воспроизведения и реализации генетической информации / С. Б. Бокуть, Н. В. Герасимович, А. А. Милютин. – Мн.:Высш. шк., 2005.
- Бондарев В.И. Опорный разрез ордовика Пай-Хоя, о. Вайгач и юга Новой Земли: НИИГА, Ленинград 1967. — 138 с.
- Бондарев В.И. Пайхойско-Новоземельская складчатая система / В.И. Бондарев // Тектоника и новейшая тектоника Центральной части Советской Арктики. //НИИГА., Т. 136./ М.: Изд-во Госгеолтехиздат, 1963, С.29-34.
- Ботвинкина Л.Н. Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения Л.Н.
 Ботвинкина, В.П. Алексеев. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1991. 336 с.
- Брусницын А.И., Кулешов В.Н., Калугин П.С. Генезис карбонатов Парнокского железо-марганцевого месторождения // Литология и полезные ископаемые, 2014. № 3. С. 336–353.
- 25. Бурский А. З. Трилобиты ордовикских отложений севера Пай-Хоя, острова Вайгач, юга Новой Земли и их стратиграфическое значение [Текст] : Автореферат дис. на соискание учен. степени канд. геол.-минерал. наук / Ленингр. гос. ун-т им. А. А. Жданова. Ленинград : [б. и.], 1968. 23 с., 1 л. табл., 2 л. схем.
- 26. Вассоевич Н. Б. Осадочные формации (исторический понятийнотерминологический обзор) // Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов / отв. ред. Н. Б. Вассоевич. М.: Наука, 1980. С. 287–296.
- Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083-1107.
- Виттенбург П. В. Рудные месторождения острова Вайгач и Амдермы. Л.; М.: Изд-во Главсевморпути, 1940.128 с.
- 29. Войновский-Кригер К.Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. // Сов. геология. 1945. № 6. с. 27-44.

- Войновский-Кригер К.Г. Девонские отложения Лемвинской фациальноструктурной зоны и прилегающих районов (западный склон Полярного Урала). // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 37. Вып. 2. с. 103-123.
- Войновский-Кригер К.Г. О петельчатой текстуре известняков из ордовика и силура западного склона Полярного Урала. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45. Вып. 4. с. 40-45.
- Временные требования к геофизическому обеспечению геолого-съемочных работ, завершающихся созданием Госгеолкарты-200. СПб, МПР РФ, 1999, 18с.
- Временные требования к организации, проведению и конечным результатам геолого-съемочных работ, завершающихся созданием Госгеолкарты-200. М., 1998, 86 с.
- 34. Гаврилов В. П. Геодинамические особенности развития Арктики в позднем палеозое — мезозое // Геология морей и океанов: Тез. VIII Всесоюз. школы морской геологии. М., 1988. Т. 4. С. 24—25.
- Геология в развивающемся мире: сб. науч. тр. (по материалам V науч.-практ. конф. студ., асп. и молодых ученых с междунар. участием): в 2 т. / отв. ред. Е.Н. Батурин; Перм. гос. нац. иссл. ун-т. Пермь, 2012. Т.1. 404 с.: ил.
- Геологическая история территории СССР и тектоника плит / Л. П. Зоненшайн,
 Е. И. Приставкина, Р. Е. Айсберг и др. М.: Наука, 1989. 203 с.
- Геологическая карта Урала масштаба 1:500000 (Под ред. И.Д.Соболева). Свердловск, 1986.
- 38. Геологический словарь для школьников, М, Недра, 1985
- Геология для нефтяников. Под ред. Н. А. Малышева и А. М. Никишина. М.Ижевск: Институт компьютерных исследований, НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2008. — 360 с.
- Геофизическая основа к Государственной геологической карте Российской Федерации и сопредельных территорий масштаба 1:1 000 000. Лист R-41. Объяснительная записка. Авторы: В.В. Васильев, Глебовский В.Ю., Минаков А.Н., Васьковский Б.В., Федухина Е.Н. Мурманск, «МАГЭ», 2008, 30 с.

- Гессе В.Н., Дашкевич Г.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-40-XXXУ1. М., Недра, 1987.
- 42. Гогин И.Я., Алексеев М.А., Брагина Е.Н., и др. "Разработать общую стратиграфическую основу Госгеолкарты-1000/3 и -200/2 и актуализировать региональные корреляционные схемы фанерозоя для основных регионов России. Отчет о НИР по базовому проекту № 7.4-07/13 (заключительный). Гос.контракт № АМ-02-34/32 от 06.08.13 г. Доп.согл. №№ 1-4."; Санкт-Петербург, 2015г. ФГУП "ВСЕГЕИ"; Стратиграфия
- 43. Голдин Б.А. Рифтогенные платиноносные магматические формации западного склона севера Урала. Известия высших учебных заведений. Горный журнал, №5-6, 1999, с.27-33.
- 44. Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н. Магматические формации западного склона севера Урала и их минерагения. Сыктывкар, 1999, 213 с.
- 45. Головкинский Н.А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна / Н.А. Головкинский. СПб, 1868. 192 с.
- 46. Государственная геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Ново-Земельско-Пайхойская. Листы R-41-XXIX, XXX. Объяснительная записка. Авторы: А.М. Иванова, В.Н. Войцеховский и др. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 48с.
- 47. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 Амдерма. Объяснительная записка. Авторы: Шишкин М. А., Шкарубо С. И. СПб., Изд. ВСЕГЕИ, 2008, 415 с.
- 48. Давыдов К.В., Микляев А.С., Давыдова Э.И. Субвулканические тела плагиоклазовых порфиритов возвышенности Ямб-Пэ (Пай-Хой). // Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар. 1972. С. 42-44.
- Денисова В.С. Результаты бурения гидрогеологических скважин на площадке АД. Отчет о работе за 1967-1969 гг. Т. 1 и 2. 1969.
- 50. Дженкинс Х.К. Пелагические фациальные обстановки // Обстановки осадконакопления и фации. Т.2. М.: Мир, 1990. С.74-140.

- 51. Драгунов В. И. Геологические формации. Л.: Недра, 1973. 24 с.
- 52. Дубинин, Н. П. Общая генетика / Н. П. Дубинин. М.: Наука, 1986
- 53. Духовский А. А. Графический способ определения углов наклона контактов и избыточной плотности выходящих на поверхность тел по вариационным кривым b∆g. – «Разведочная геофизика». М., 1968, вып. 30, с. 53-62 (« Недра»)
- 54. Душин В.А., Микляев А.С. Среднепалеозойский магматизм западного склона Северного Урала // Сов. геология. 1990. № 8. С. 75-83.
- 55. Елисеев А.И., Юдович Я.Э., Беляев А.А. и др. Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности. Научный отчет в 2-х тт. Сыктывкар. Коми фил. АН СССР, 1981. 481 с.
- 56. Елисеев А.И., Семенов Г.Ф. Карбонатные, средне-девонско-каменноугольные формации Пай-Хоя // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар. 1986. С. 20-26. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 56).
- 57. Енокян В.С. Палеозойские отложения и история геологического развития западного Пай-Хоя и острова Вайгач. Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минерал. наук. М.: МГРИ, 1971. 26 с.
- 58. Еременко Н.М., Журавлёв А.В. Литолого-генетическая типизация среднепалеозойских глубоководных отложений / Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). 2013. – Т. І. с.290-294.
- Еременко Н.М., Попов В.В., Журавлёв А.В. Раннекаменноугольные «белые курильщики» северо-восточного Пай-Хоя // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. 22. Сыктывкар, 2013. С. 46 -49.
- 60. Жамойда А.И. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований / А.И. Жамойда, О.В. Петров // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. - 131 с. (МПР РФ, Роснедра, ВСЕГЕИ, РАН, МСК России).

- 61. Жамойда А. И. Общая стратиграфическая шкала, принятая в СССР– России.
 Её значение, назначение и совершенствование. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013.
 24 с. ISBN 978-5-93761-201-4
- Жимулев, И. Ф. Общая и молекулярная генетика / И. Ф. Жимулев. Новосибирск: Изд-во Новосибирского ун-та, 2002.
- 63. Жуков Ю.В., Заборин О.Л., Маршанский И.И. Геологическое строение территории листов R-41-103-В (в,г); R-41-103-Г (в,г); R-41-104-В (в,г); R-41-104-Г (в,г); R-41-116-Г (а,б); R-41-117-А (в,г); R-41-117-Б (в,г); R-41-117-В (а,б); R-41-117-Г (а,б); R-41-118-В (а,б). ГПП «Поляруралгеология», 1971.
- 64. Журавлев А.В. Седиментационная модель области сочленения Елецкой и Лемвинской формационных зон Приполярного Урала в пограничном девонско-каменноугольном интервале / А.В. Журавлев // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2012. - Т.7. - №4. http://www.ngtp.ru/rub/2/59_2012.pdf
- 65. Журавлев А.В., Герасимова А.И., Вевель Я.А. Местная стратиграфическая схема верхнедевонско-среднекаменноугольного интервала севера Пай-Хойского карбонатного паравтохтона // Вестн. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. – 2015. – Т. 244, 4. – С. 8–13.
- 66. Журавлев А.В., Вевель Я.А., Груздев Д.А. Местная стратиграфическая схема верхнего девона и карбона севера Пай-Хоя // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2018. - Т.13. - №2. - http://www.ngtp.ru/rub/2/19_2018.pdf
- 67. Журавлев А.В. Новый тип гидротермально-осадочных образований в нижнем карбоне Северо-Востока Пай-Хоя// Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т.П. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 243 - 244.
- Журавлев А.В., Герасимова А.И. Строение разреза и конодонты карской свиты (нижний карбон) Амдерминского района северного Пай-Хоя // Вестн. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. Т. 253, № 1. С. 3–10. doi: 10.19110/2221-1381-2016-1-3-10.
- 69. Журавлев А.В. Строение и условия формирования франских отложений северо-западного Пай-Хоя // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016.

T.11. № 4. http://www.ngtp.ru/rub/2/38_2016.pdf DOI: 10.17353/2070-5379/38_2016.

- 70. Журавлев А.В. Условия формирования раннекаменноугольных отложений Центрального Пай-Хоя/Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина (Санкт-Петербург, 25-29 сентября 2012 г.). Том І. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2012. С. 182-184.
- 71. Заборин О.В. Диабазовая формация Пай-Хоя // Магматизм, метаморфизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972.
- 72. Заборин О. В. и др. Производство групповых поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000 на листах R-41-88-А (в, г), Б (в, г) В, Г; R-41-89-В (в, г); R-41-99-А(а, б), Б; R-41-100-А, Б, Г (а, б); R-41-101-А, Б, В (а, б), Г; R-41-102-А (в, г), В, Г; R-41-103-В (а, б); R-41-114-Б (а, б). Воркута, 1977. ГУ «ТФИ РК», № 4943.
- Зархидзе Д. В. и др. ГДП-200 листов R-41-XXVIII, XXIX (Карская площадь).
 Нарьян-Мар, 2010. ГУ «ТФИ РК», № 16261
- 74. Зархидзе Д.В. Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 листов R-41-XX, XXI (Амдерминская площадь). Отчет в 6-ти книгах, 4-х папках. ЗАО «МИРЕКО». Сыктывкар, 2014.
- 75. Зацепин Е. Н. и др. Отчёт о результатах геофизических и геологических исследований в юго-западной части Карского моря в 1973 г. Ленинград, 1974. Фонды ВНИИОкеангеология, № 4914
- 76. Земля. Физическая энциклопедия : [в 5 т.] / Гл. ред. А. М. Прохоров. М.: Советская энциклопедия, 1990. Т. 2: Добротность Магнитооптика. 704 с. 100 000 экз. ISBN 5-85270-061-4
- 77. Зобнина Н. И. Отчет «Региональные комплексные геофизические исследования в южной части Карского моря. Мурманск, 1989. Фонды Севморнефтегеофизика
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 т. М.: Недра, 1990. Т. 1. 328 с.; Т. 2. 336 с.

- 79. Зоненшайн Л. П., Натапов Л. М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и материков / под ред. А. Л. Яншина. М.: Наука, 1987. С. 31–57.
- Иванова А.М. Верхнекембрийские и ордовикские отложения Пай-Хоя в северной части Полярного Урала / Труды НИИ Геологии Арктики Министерства геологии и охраны недр СССР / Т.96, Вып. 8. Л., 1959. С. 1-24.
- Иностранцев А. А. Геологические исследования на севере России в1869 и 1870 гг. СПб.: тип. В. Демакова, 1872. 179 с.
- Инструкция по магниторазведке (наземная магнитная съемка, аэромагнитная съемка, гидромагнитная съемка). Л., «Недра», 1981, 263 с. (Министерство геологии СССР)
- Иорданский Н.Н. Геологические исследования в бассейне р. Коротаихи (Большеземельская тундра) по маршрутной съемке 1932 г. Фонды НИИГА. 1932
- Исаев Г.Д. Абиогенные текстуры продуктивных пород древнейших бассейнов Сибири // Горные ведомости. – 2018. – № 2. – С. 14-36.
- 85. Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1980. 240 с.
- 86. Карогодин Ю. Н., Гайдебурова Е. А. Системные исследования слоевых ассоциаций нефтегазоносных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1985. 110 с.
- Карогодин Ю.Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоностность. М, Недра, 1974. С.176.
- Карогодин Ю.Н. Введение в нефтяную литмологию. -Новосибирск: Наука, 1990. -239 с.
- 89. Калашников Н.В., Михайлова З.П., Чеусова Г.Н. Стратиграфия каменноугольных отложений реки Песчаной (Северо-Восточный Пай-Хой) // Стратиграфия палеозоя северо-востока европейской части СССР. Тр. ИГ КФАН СССР, Вып. 37. Сыктывкар, 1981. С. 53 - 57.
- 90. Карта геологических формаций Урала масштаба 1:1000000. (Под ред.О.А.Кондиайна, А.Г.Кондиайн, И.А.Румянцевой). Л.,1990. (Мингео СССР ВСЕГЕИ).
- 91. Кондиайн А.Г. Силурийские и нижнедевонские отложения Бельско-Елецкой фациальной зоны Печорского Урала. Тр.ВСЕГЕИ. Нов.серия, 1967, с.87-123.

- Кондиайн А.Г. Западный склон Северного и Приполярного Урала. В кн. Стратиграфия СССР. Силурийская система. М., Недра, 1965.
- 93. Кондиайн О.А. Западный склон Северного и Приполярного Урала. В кн.: Стратиграфия СССР. Девонская система. М., Недра, 1973
- 94. Кондиайн О.А., Берлянд Н.Г., Водолазская В.П. и др. Идеи А.П.Карпинского и современные представления о геологическом строении и развитии Урала. В кн. Региональная геология и металлогения N 7, СПб, ВСЕГЕИ, 1997.
- 95. Кондиайн О.А., Голуб Д.П. Уральская складчатая система. В кн. Геологическое строение СССР. Тектоника. М., Недра, 1968, т.2, с.182-203.
- 96. Кондиайн О.А., Кондиайн А.Г. О поперечных структурных элементах на Урале, их происхождении и роли в размещении полезных ископаемых. В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и Севера Урала. Тр.УП геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1971.
- 97. Кондиайн О.А., Кондиайн А.Г. Стратиграфия и фации девонских отложений южной части Печорского Урала. Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер.1960.
- 98. Корень Т.Н. Основные событийные уровни граптолитовой последовательности силура II Геология и палеонтология. Л., 1989.
- 99. Корень Т.Н., Енокян В.С. Силурийские и нижнедевонские отложения северозападной части Югорского полуострова // Уч. зап. НИИГА. Палеонт. и стратигр. Вып. 30. Л. 1970. С. 5-25.
- 100. Коробкин В.В., Буслов М.М. Геодинамика и тектоника западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозоиды Казахстана) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2032-2055.
- 101. Кринари Г.А. Закон Головкинского и современная секвенс-стратиграфия: математический формализм, следствия. Мат-лы чтений, посв. 200-летию геол. музея. Казань: Изд-во Казан. ун-та. 2004. 96-101.
- Крылова А. К. Геологическое строение и нефтеносность юго-западной части Югорского полуострова Фонды НИИГА, 1947.
- 103. Крылов А.В. О находке нового илленидного трилобита из лланвирнских отложений Ленинградской области // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геол. Географ. 2010. Вып. 4. С. 12-22.

- 104. Крылов, А. В. Стратиграфия и литология сланценосной толщи кукрузеского горизонта (ордовик) — источника нетрадиционных углеводородов запада Ленинградской области / А. В. Крылов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. — 2016. — Т. 11. — № 1. — С. 1—23.
- 105. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция Протоуралид-Тиманид. Сыктывкар: Геопринт. 2005. 100 с.
- 106. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Формирование доордовикских гранитоидных вулкано-плутонических ассоциаций Североуральско – Тимано-Печорского региона и протоуральская эволюция северо-восточной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента. Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Наука. 2005. Т.2. С. 158-200.
- 107. Кузнецов Н.Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды, ороген Протоуралид-Тиманид и продукты его раз¬мыва в Арктике // Докл. РАН. 2006. Т. 411 №6. С. 788–793.
- 108. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Протоуралиды, Тиманиды и Доордовикские гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона // Литосфера. 2006. № 4. С. 3-22.
- 109. Кузнецов Н.Б. Комплексы и структуры поднятия Енганэ-Пэ (область сочленения западного склона Арктиче¬ского Урала и Тимано-Печорского региона). Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Е-бург: ИГиГ УрО РАН. 2007. С.188-191.
- 110. Кузнецов Н.Б., Куликова К.В., Удоратина О.В. Структурные особенности протоуралид поднятия Енганэпэ (Полярный Урал) как отражение кембрийской коллизии Балтики и Арктиды // Докл. РАН. 2007. Т.415, N1. С.77-82.
- 111. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В., Андреичев В.Л., Дорохов Н.С. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ст.2.

Позднедокембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды // Литосфера. 2007. №1. С. 32-45.

- 112. Кузнецов Н.Б., Удоратина О.В. Геодинамические условия формирования и возраст гранитоидов Вангырско-го массива, Приполярный Урал // Бюл. МОИП, отд. геологич. 2007. Т. 82, вып. 2. С. 3-12.
- 113. Кузнецов Н.Б. Реликты раннепалеозойского орогена Протоуралид-Тиманид и их проявления в потенциальных полях. Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов. Екатеринбург. ИГ УрО РАН. 2008. С. 119-122.
- 114. Кузнецов Н.Б. Возраст детритных цирконов из песчаников енганэпэйской толща и его значение для стратиграфии позднего докембрия поднятия Енганэ-Пэ (запад Полярного Урала). Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Е-Бург: УрО РАН. 2008. С. 67-71.
- Кузнецов Н.Б. Кембрийский ороген Протоуралид-Тиманид: структурные доказательства коллизионной природы // Докл. РАН. 2008. Т. 423, N6. С. 774-779.
- 116. Кузнецов Н.Б. Неопротерозойская-раннекембрийская тектоническая эволюция северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы. Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС. 2008. С. 453-458.
- 117. Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А. Результаты изучения детритных цирконов из вендских песчаников поднятия Енганэ-Пэ (запад Полярного Урала): тестирование представлений о первичной тектонической принадлежности протоуралид-тиманид // Геологический сборник № 7. Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. Уфа. 2008. С. 54-67.
- 118. Кузнецов Н.Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды начальный этап «собирания» северной части позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи // Бюл. МОИП, отд. геологич. 2009. Т. 84. Вып. 1. С. 18-38.
- 119. Кузнецов Н.Б. Структурное основание Свальбарда: северо-восточное продолжение Скандинавских каледо-нид или северо-западное продолжение Протоуралид-Тиманид? // Бюл. МОИП, отд. геологич. 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 3-20.

- 120. Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., О'Релли. Первые результаты изотопного анализа детритных цирконов поднятия Енганэ-Пэ (Полярный Урал): попытка определения палеотектонической позиции Протоура-лид-Тиманид // Докл. РАН. 2009. (в печати).
- Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты изотопного датирования детритных цирконов из кластогенных пород комплексов протоуралид-тиманид: вклад в стратиграфию позднего докембрия поднятия Енганэ-Пэ (запад Полярного Урала) // Докл. РАН. 2009. Том 424. №. 3. С. 1-6.
- 122. Кулик Н.А. Отчет о работах на Югорском полуострове в 1914 г. Труды геол. и минерал. музея Академии наук т. Ш, вып. 3. 1922.
- 123. Легенда Госгеолкарты-200 Вайгачско-Пайхойской серии листов (издание второе). Отчет по объекту: «Подготовка материалов к легенде Ново-Земельской серии листов Госгеолкарты-200». Авторы: А.С. Микляев, С.К. Пухонто, Т.А. Афанасьева. 1999. 78 с.
- 124. Ливеровский Ю.А. Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского бассейна. Тр. геоморф. ин-та АН СССР, выпуск 7. 1933.
- 125. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука., 1990. 256 с.
- 126. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов / Под ред. А.Д. Щеглова, СПб, Изд-во. ВСЕГЕИ, 1998, 480 с.
- 127. Лопер В. А. и др. Отчет о результатах комплексной аэрогаммаспектрометрической и аэромагнитной съемки м-ба 1:25000, проведенной на Пай-Хойской площади в 1979 г. Ленинград 1980. ГУ «ТФИРК», № 9550
- 128. Македонов А. В. Формации Печорского бассейна и некоторые закономерности образования и развития угленосных формаций // Угленосные формации некоторых регионов СССР / отв. ред. Н. Ф. Карпов. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 147–186.
- 129. Македонов А.В. Методы литофациального анализа и типизация осадков гумидных зон / А.В. Македонов. Л.: Недра, 1985. 242 с.
- 130. Маслов М.А., Шляхова Х.Т. Стратиграфия доордовикских метаморфических образований Пай-Хоя // Стратиграфия и литология докембрия и нижнего

палеозоя Урала. Свердловск, 1972. С. 55-67. (Труды Ин-та геол.и геохимии УНЦ АН СССР. Вып. 91).

- 131. Методические рекомендации по интерпретации геофизических данных при крупномасштабном геологическом картировании. С., ПГО «Уралгеология», 1983, 301 с. (Министерство геологии СССР)
- 132. Мизенс Г.А. Отложения глубоководных бассейнов геологического прошлого. Учебно-методическое пособие по дисциплинам «Литология», «Историческая геология», «Анализ осадочных бассейнов» для студентов специальности 130304 - «Геология нефти и газа». Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 85 с.
- 133. Микляев А.С. Верхнедевонские отложения сланцевой зоны Пай-Хоя и перспективы их рудоносности // Геология девона Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1991. С. 52-53. (Тезисы докладов. Ин-т геол. Коми НЦ УрО АН СССР).
- 134. Микляев А.С. Стратиграфия и перспективы рудоносности палеозойских отложений Лемвинской зоны юго-восточного Пай-Хоя // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока России. Сыктывкар, 1994. С. 170-173. (Тезисы Всероссийской геол. конф. Т. 1).
- 135. Микляев А.С., Беляев А.А. Верхнедевонские и нижнекаменоугольные отложения сланцевой зоны юго-восточного Пай-Хоя // Обоснование границ стратиграфических подразделений. Сыктывкар, 1994. С. 27-34. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Вып. 82).
- 136. Микляев А. С. и др. Геологическое строение территории листов R-41-86-Б (в, г); Г, 87-А (в, г); Б; В; Г; 88-А (а, б), Б (а). (Отчет Тоинтинской ГПСП по работам масштаба 1:50 000 в 1968-1970 гг.). Воркута, 1971. ГУ «ТФИ РК», № 4324
- 137. Морозов В.П. Учебно-методическое пособие к лабораторным занятиям по курсу «Литология» // – Казань: Казанский университет, 2010. – 40 с.
- 138. Нечеухин В. М. Геодинамические режимы рудообразования в развитии Урало-Тянынаньской складчатой системы // Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тянынаньской системы: Информ. мат-лы. Свердловск, 1989. С. 94—97.

- 139. Оберман Н.Г. Схема гидрогеологического районирования европейского Севера СССР. Схема геокриологического районирования Урала / Геокриология СССР. М.: Недра. 1988. С. 221,302.
- 140. Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. 1: Пер. с англ. / Под ред.
 X. Рединга. М.: Мир, 1990. 352 с.
- 141. Опорный разрез ордовика Пай-Хоя, Вайгача и юга Новой Земли. (Сб. статей).Л.: НИИГА, 1970. 155 с.
- 142. Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя: Тр. ИГ Коми фил. АН СССР. Сыктывкар. – 1986. – Вып. 56. С. 11-19.
- 143. Ордовик Приполярного Урала: Геология, литология, стратиграфия / Б.Я. Дембовский, З.П. Дембовская, М.Л. Клюжина, В.А. Наседкина - Свердловск: УрО АН СССР, 1990.
- 144. Осадчев Б.Я. Геологическое строение юго-восточного Пай-Хоя и Полярного Приуралья // Тр. НИИГА., Т. ХІ. М.-Л.: Изд-во Главсевморпути, 1951. 93 с.
- 145. Панова Е. Г., Шишлов С. Б. Структурно-генетический и геохимический анализ осадочных формаций: Учеб. пособие. СПб.: С.-Петерб. гос. ун-т, 2013. 152 с.
- 146. Першина А.И. Стратиграфия и палеогеография девонских отложений правобережья средней Печоры и южной части гряды Чернышова. М., АН СССР, 1960.
- 147. Першина А.И., Цыганко В.С., Щербакова Э.С. и др. Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. – Л.: Наука, 1971. – 130 с.
- 148. Петрографический словарь, М. "Недра", 1981
- 149. Петрофизика. Справочник. В 3-х книгах. Кн. 1. Горные породы и полезные ископаемые. М., «Недра», 1992, 391 с. (отв. ред. Дортман Н. Б.).
- 150. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы / пер. с англ. С. Е. Алферова. М.: Недра, 1981. 751 с.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород / Л.В. Пустовалов. В 2-х т. М,— Л., Гоетоптехиздат, 1940. Т. I, 476 с. Т. II, 420 с.

- 152. Пучков В.Н. Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса результат неравномерной косоориентированной коллизии континентов // Геотектоника, 1996. № 5. С. 66—75.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, Даурия, 2000, 146 с.
- 154. Пучков В.Н., Иванов К.С. Пелагические «петельчатые» известняки на Западном склоне Урала // Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. Геол. 1985. Вып. 2. С. 59–68.
- Рогов В.С., Галицкая Э.И. Оценка перспектив марганценосности Пай-Хоя. Л.: ВСЕГЕИ, 1985.
- 156. Рогов В.С., Галицкая Э.И., Давыдов В.А. Новые данные по стратиграфии марганценосных отложений перми и карбона Пай-Хоя // Сов. геология, 1988. № 6. с. 59-68.
- Романовский С.И., Тараканов А.С., Бергер В.И. Литогеодинамический анализ угленосных и турбидитных формаций. Методические рекомендации. Л., 1990.
 116 с. (Мингео СССР, ВСЕГЕИ).
- 158. Ромашкин Ю.Н. Закономерности локализации, минеральный состав и условия образования флюоритопроявлений в бассейне р. Песчаной // Рудообразование на Тимане и севере Урала. Пай-Хоя. Тр. ИГ КФАН СССР, Вып. 34. Сыктывкар, 1981. С. 44 - 53.
- 159. Ронов А.Б.. B.E., Сеславинский К.Б. Хайн Атлас литологопалеогеографических Поздний докембрий карт мира: И палеозой континентов. Л.: Наука, 1984. 70 с.
- 160. Руднев С. А. Литолого-петрофизическое моделирование нефтегазоносных резервуаров терригенных отложений (на примере Северо-Лиманского месторождения) // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2020. Т. 20, вып. 1. С. 46-50.
- Рудник И. С., Воронов П. С. и Сперанский. Геология и полезные ископаемые междуречья Сибирча — Силова. Ленинград, НИИГА, 1948.
- 162. Русаков В.Ю. Механизмы формирования морских гидротермальноосадочных отложений (на примере четвертичных гидротермальных полей Срединно-Атлантического хребта и гидротермально-осадочных отложений

среднего палеозоя Южного Урала): диссертация ... доктора геологоминералогических наук: 25.00.09 / Русаков В.Ю.- Москва, 2014.- 262 с.

- 163. Рязанов К.П. О некоторых текстурных особенностях глубоководных пород палеозоя Пайхойского антиклинория / К.П. Рязанов // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2019. № 4. (292) - С. 11-16.
- 164. Рязанов К.П. Геолого-минерагеническое картирование масштаба 1:200 000 центральной и юго-западной частей Южного острова архипелага Новая Земля (листы R-39-V, VI, XII и R-40-VII, VIII, IX) [Текст]/ К.П. Рязанов // Двадцать первая Санкт-Петербургская Ассамблея молодых ученых и специалистов: Сборник тезисов – СПБ.: Изд-во СПбГУПТД, 2016. – С. 107
- 165. Рязанов К.П. Литологические особенности верхнекембрийско среднеордовикских отложений Югорского полуострова // К.П. Рязанов, Р.А. Щеколдин, А.Д. Кузькина // Регион. геология и металлогения. 2018. №74. – С. 50-59.
- 166. Рязанов К.П. Модель формирования карской свиты (нижний карбон) северовосточного Пай-Хоя // Известия высших учебных заведений : науч.- метод. журн. Геология и разведка/ Рос. гос. геологоразведочный ун-т., 2015 № 6 М. : [б. и.], 1958 .ISSN 0016-7762 с. 21-28
- 167. Рязанов К.П. Физические свойства горных пород северо-западного Пай-Хоя [Текст]/ К.П. Рязанов, Н.А. Алексеева // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений ISSN 2413-5011, вып. 5/2018. – С. 30-37.
- 168. Рязанов К.П. Условия формирования турбидитов нижнего-среднего девона северо-восточного Пай-Хоя [Электронный ресурс]/ К.П. Рязанов // Материалы IV Всероссийской конференции молодых ученых и специалистов «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана» / Отв. ред.: О.Е. Смирнов, А.Г. Редько, И.П. Моргунова. — СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», 2014.- С. 73-75
- 169. Рязанов К.П. Анализ петрофизических и фильтрационно-емкостных свойств терригенных и карбонатных турбидитов северо-восточного Пай-Хоя [Текст]/ К.П. Рязанов // Проблемы региональной геологии северной Евразии. Материалы конференции. – М.: МГРИ-РГГРУ, 2016. – 116 с. - С. 85-88.

- 170. Рязанов К.П. Литолого-биостратиграфические особенности палеозойских отложений северо-восточного Пай-Хоя [Текст]/ К.П. Рязанов // Проблемы недропользования: Сборник научных трудов. Часть II / Национальный минерально-сырьевой университет «Горный». СПб, 2016. - С. 235
- 171. Рязанов К.П. Условия формирования терригенных турбидитов падейской свиты нижнего-среднего девона северо-восточного Пай-Хоя [Текст]/ К.П. Рязанов // Уникальные литологические объекты через призму их разнообразия. Материалы 2-й Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. С. 188-191
- 172. Рязанов К.П. Литологическая контрастность верхнекембрийско среднеордовикского интервала северо-западной части хребта Пай-Хой [Текст]/ К.П. Рязанов // Проблемы Арктического региона: тезисы докладов XVI Международной научной конференции студентов и аспирантов (г. Мурманск, 16 мая 2017 г.). - Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2017. – 133 с. – С. 25-26.
- 173. Рязанов К.П. Генетическая модель верхнекембрийских отложений (нижнехенгурская подсвита) Югорского полуострова [Текст]/ К.П. Рязанов // Технический университет Bergakademie Freiberg, Германия Издательство: Medienzentrum der TU Bergakademie Freiberg Отпечатано в Германии ISSN: 2190-555X, вып. 1, 2017 – С. 23-30.
- 174. Рязанов К.П. Структурно генетический анализ среднепалеозойских отложений (падейская свита) северо-восточного Пай-Хоя [Текст]/ К.П. Рязанов // Науки о Земле (GeoScience). вып. №3-2017. –С. 15-25.
- 175. Сараев С.В., Батурина Т.П., Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Сенников Н.В. Среднепозднедевонские островодужные вулканогенно-осадочные комплексы северо-западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (10), с. 1285—1303.
- 176. Силаев В.И. Минералогия и литогенез ордовикских отложений Центрального Пай-Хоя. Л.: Наука, 1978. 84 с.
- 177. Синицын В.М. Древние климаты Евразии. Ч. З. Вторая половина палеозоя (девон, карбон и пермь) / В.М. Синицын. Л. Изд-во. ЛГУ, 1970. - 134 с.

- 178. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / В.Н. Шванов,
 В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева и др. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
- 179. Современные идеи теоретической геологии / И. И. Абрамович, В. В. Гурза, И. Г. Клушин и др. Л.: Недра, 1984. 280 с.
- 180. Сорокин В.С. Этапы развития Северо-Запада Русской платформы во франском веке. / В.С. Сорокин. Рига: Зинатне, 1978, - 282 с.
- Справочник по литологии/Под ред. Н. Б. Вассоевича, В. Л. Либровича, Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко. М.: Недра, 1983. 509 с.
- 182. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) / Мат-лы IV Уральского межведомственного стратиграфического совещания. Екатеринбург: Роскомнедра, МСК России, 1993.
- 183. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб. Изд. ВСЕГЕИ, 2006.
 96 с.
- 184. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части европейской России (м-б 1:2 500 000) и объяснительная записка к ней / Под ред. Н. А. Богданова, В. Е. Хайна. М.: ИЛСАН; ПКО "Картография", 1996. 94 с.
- Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт.
 2000г.
- 186. Тимонин Н.И. Основные черты тектоники и особенности истории геологического развития Южно-Новоземельского антиклинория // Тектоника и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции и ее структурных обрамлений. Сыктывкар, 1978, с. 16 – 29, (тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; Вып. 26).
- 187. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург, 1998. 239 с.
- 188. Тимонин Н.И. Признаки крупноамплитудного шарьирования структур Полярного Урала на юго-восточные структуры Пай-Хоя // Геология европейского севера России. Сыктывкар, 2001, с. 11 – 17., (Труды института геологии Коми НЦ УрО РАН; Вып. 108).
- 189. Тимонин Н.И. Тектоника Пай-Хоя по данным геофизических исследований // Тектоника и геофизика литосферы, М., 2002, т. II, с. 234 – 236.

- 190. Тимонин Н.И. Тектоническая эволюция Пай-Хоя // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: М-лы XXXIII тектонического совещания, М., 2000, с. 521 – 524.
- 191. Тимонин Н.И. Фанерозойская геодинамика Печорской плиты (доорогенный период), Сыктывкар, 1997, 36 с., (Сер. «Науч. Докл.» / Коми НЦ УрО РАН; Вып. 390).
- 192. Тимонин Н.И., Юдин В.В. Тектоника Пай-Хоя. Сыктывкар, 1999, 36 с., (Сер. «Науч. Докл.» / Коми НЦ УрО РАН; Вып. 418).
- 193. Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 227 с.
- 194. Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Место слоевых ассоциаций (циклитов) среди природных тел геологического уровня организации материи и принципы их выделения // Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности / отв. ред. А. А. Трофимук, Ю. Н. Карагодин. Новосибирск: Изд-во АН СССР, Сиб. отд., Ин-т геологии и геофизики, 1977. С. 3–47.
- 195. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории / Дж.Л. Уилсон. Пер. с англ., М., Недра, 1980, 463 с. - Пер. изд.: ФРГ, 1975.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Л., 1968.
- 197. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала (материалы и решения III Уральского межвед. стратиграф. совещания), Свердловск, 1980.
- Устрицкий В.И. Геологическое строение междуречья Сопча-Саа-Яга. Л.: НИИГА, 1951.
- 199. Устрицкий В.И. Геологическое строение центрального Пай-Хоя (Отчет партии №2 экспедиции №59 за 1951 год). ГУ «ТФИРК», 1952.
- 200. Устрицкий В.И. и Шемякин П. Н. Геологическое строение междуречья Янгарей, Коротаиха и Бельковская (Юго-Западный Пай-Хой), Фонды НИИГА. Л. 1953.
- 201. Устрицкий В.И. Палеозой Пай-Хоя (диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук). Л.: фонды НИИГА, 1954.

- 202. Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984.
 222 с.
- 203. Устрицкий В.И. О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала // Сб. статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Тр. НИИГА. Т. 123. Вып. 16. 1961. С. 41-60.
- 204. Цыганко В.С. Стратиграфия девонских отложений среднего течения р. Силовы (Пай-Хой) // Стратиграфия палеозоя Северо-Востока европейской части СССР. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 37). Сыктывкар. 1981. С. 16-25.
- 205. Цыганко В.С. Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция) / В.С. Цыганко. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. - 356 с.
- 206. Цыганко В.С. Основные этапы изучения девонской системы на европейском северо-востоке России / В.С. Цыганко // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2009. № 6. - С. 7-11.
- 207. Цыганко В.С., Першина А.И., Халымбаджа В.Г., Юдина А.Б. Средний девон Приполярного Урала (р. Щугор). //В кн.: Стратиграфия и палеоэкология палеозоя и кайнозоя Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1987, с. 17 - 27. (Тр. Института геологии Коми научного центра УрО АН СССР; Вып. 62).
- 208. Чермных В.А. Стратиграфия карбона севера Урала. Л.: Наука. 1976. 304 с.
- 209. Чернов А.А. Геологические исследования 1933 г. в юго-западной части Пай-Хоя // Пайхойская геологическая экспедиция 1933 г. (Тр. Полярной комиссии; Вып.26). М.-Л.: Изд. АН СССР, 1936. С. 5-81.
- 210. Чернова О.С. К вопросу о классификации текстур осадочных горных пород на современном этапе развития литологических исследований // Фациальный анализ в нефтегазовой литологии. – Томск: ТПУ, 2012. С. 338-350.
- 211. Черных В.В., Чернышева Н.Г., Микляев А.С. Конодонты и стратиграфическое расчленение отложений нижнего и среднего девона бассейна р. Кары // Конодонты и стратиграфия девонских и нижнекаменноугольных отложений Полярного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 3-12.

- Чернышев Б.Б. Худобина Е.А. Геологическое строение центральной часта Пай-Хоя. Фонды НИИГА, 1938.
- 213. Чувашов Б.И., Мизенс Г.А., Черных В.В Верхний палеозой бассейна р. Щугор (Правобережье средней Печоры. Западный склон Приполярного Урала) //Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала, т.2, Екатеринбург, 1999, с. 38-80.
- Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций СПб.:
 ЛЕМА, 2010. 276 с.
- 215. Шуб В.С. Древние поверхности выравнивания, принципы их выделения и некоторые закономерности формирования рельефа Урала. В сб.: Материалы по геоморфологии Урала. Вып.2. М., Недра, 1971, с.20-29.
- 216. Шишкин М.А. Девонские отложения в структуре Кара-Нярминского паравтохтона (Полярный Урал) / М.А. Шишкин // Геология девонской системы: Материалы Междунар. симпозиума. Сыктывкар: Геопринт, 2002. -С.44-46.
- 217. Шишкин М.А. Проблемы стратиграфии девона западного склона Урала / М.А. Шишкин, В.С. Цыганко, А.Б. Юдина // Геология девона Северо-Востока европейской части СССР: Тез. докл. Сыктывкар, 1991. С.8082.
- 218. Шишкин М.А. Тектоническое строение зоны сочленения и взаимоотношения Полярного Урала и Пай-Хоя // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока. Материалы XV геол. съезда. Сыктывкар, 2009. Т. II. С.180-182.
- 219. Шишкин М.А., Ершов О.Б., Иванова Э.И. Отчет по теме: «Актуализация легенды Госгеолкарты-200 Вайгачско-Пайхойской серии листов», СПб: ВСЕГЕИ, 2008.
- 220. Шишкин М.А. Геология зоны сочленения Елецких и Лемвинских фаций на западном склоне Полярного Урала: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук : 25.00.01
 : Сыктывкар, 2003 169 с. РГБ ОД, 61:04-4/5-6
- 221. Шмелев Н.В. Геологические исследования в бассейне pp. Янгарей и Лестан-Шор на Юго-Западном Пай-Хое в 1949 г., Воркута, «Печорауглегеология», фонды,1950.

- 222. Шуйский В.П. Пограничные слои силура и девона в районе мыса Белый Нос на Пай-Хое: Тр. ИГиГ Уральского НЦ АН СССР, вып. 117. – Свердловск: Уральский НЦ, 1975. – С. 105-118.
- 223. Юдин В.В. Палинспастические реконструкции сложнодислоцированных областей (на примере Урала, Приуралья и Пай-Хоя). Сыктывкар. 1990. 24 с. (Сер. сообщ. «Новые научные методики». Коми НЦ УрО АН СССР. Вып. 33).
- 224. Юдин В.В. Возраст складчатости Пай-Хоя // Докл. АН СССР, 1991. Т. 317. № 3. С. 700-702.
- 225. Юдин В.В. Тектоника Карской впадины (северо-восточный Пай-Хой) // Шарьирование и геологические процессы. Уфа, 1992. С. 55-56.
- Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург, УИФ «Наука», 1994.
- 227. Юдина А.Б. Кремнисто-терригенная среднедевонская формация Пай-Хоя. // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар. 1986. (Тр. Ин-та геол. Коми фил АН СССР.Вып. 56).
- 228. Юдович Я.Э., Юдина А.Б., Тимонин Н.И., Павлов Л.П. Новые данные о проявлениях барита и серного колчедана в среднедевонских отложениях Пай-Хоя // Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979. с. 43-56 (Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР. Вып. 28).
- 229. Юдович Я. Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука ,1988. 272
 с.
- 230. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основные закономерности геохимии черных сланцев. Сыктывкар: Геонаука, 1991. 110 с.
- 231. Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. СПб.: Наука, 1998. 366 с.
- 232. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Геохимия и рудогенез урана в черных сланцах. Сыктывкар: Геонаука, 1990. 66 с.
- 233. Юрьева З.П., Шамсутдинова Л.Л. К истории формирования лохковских отложений северо-востока Тимано-Североуральского региона // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016. Т.11. №4. http://www.ngtp.ru/rub/2/43_2016.pdf

- 234. Юшкин Н.П., Кунц А.Ф., Тимонин Н.И. Минерагения Пай-Хоя. Екатеринбург: УРО РАН, 2007. 292 с.
- 235. Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли / Н.А. Ясаманов.Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 295 с.
- Abad, J.D., Sequeiros, O.E., Spinewine, B., Pirmez, C., Garcia, M.H., and Parker,
 G., 2011, Secondary current of saline underflow in a highly meandering channel:
 experiments and theory: Journal of Sedimentary Research, v. 81, p. 787-813.
- Abd El-Gawad, S.M., Pirmez, C., Cantelli, A., Minsini, D., Sylvester, Z., and Imran,
 J., 2012, 3-d numerical simulation of turbidity currents off the Niger Delta: Marine
 Geology, v. 326, p. 55-66.
- 238. Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record / Schieber J., Bose P.K., Eriksson P.O., Banerjee S., Sarkar S., Altermann W., Catuneau O. (Eds). Elsevier, 2007. 311 p. (Atlases in Geoscience, 2).
- Beauchamp J. Triassic sedimentation and rifting in the High Atlas (Morocco), in W.
 Manspeizer, ed., Triassic–Jurassic rifting: Amsterdam, Elsevier. 1988. p. 477–497.
- 240. Bouma A.H. Sedimentology of Some Flysch Deposits. // A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.
- Clifton, H. E., 1957, The carbonate concretions of the Ohio Shale: Ohio Journal of Science, v. 57, no. 2, p. 114-124.
- 242. Dunham R.J. Classification of Carbonate Rocks//Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1962.
- 243. Lee Y.I., Hyeong K., and Yoo C.M., Cyclic sedimentation across a Middle Ordovician carbonate ramp (Duwibong Formation), Korea. FACIES, 44, 61-74, 2001.
- 244. Einsele G. Sedimentary basins: Evolution, facies and sediment budget: Springer-Verlag, 2000. — 792 p.
- 245. Emiliani C. Planet Earth: cosmology, geology, and the evolution of life and environment. Cambridge New York: Cambridge University Press, 1992. 736 p.
- 246. Gutiérrez-Marco, J.C., Goldman, D., Reyes-Abril, J. and Gómez, J. 2011. A preliminary report on some Sandbian (Upper Ordovician) graptolites from Venezuela. In: J.C. Gutiérrez-Marco, I. Rábano and D. García-Bellido, Ordovician

of the World. Instituto Geológico y Minero de España, Cuadernos del Museo Geominero 14: 199–206.

- 247. Hart, P. J., The Earth's Crust and Upper Mantle, Geophysical Monograph, AGU, Washington DC, 1969, vol. 13, p. 735.
- 248. Henriksen M. et al. Lake stratigraphy implies an 80 000 yr delayed melting of buried dead ice in northern Russia // Jornal of Quaternary science, 2003. p. 663-679.
- Irwin Af. L., General theory of epeiric clear water sedimentation, Bull. Am. Ass. petrol. GeoL, 49. 445—459, 1965. 243.
- 250. Janssen A.W., Van der Slik L. Bemerkungen zu der Astartiden-Fauna des Jüngeren Känozoikums des Nordseebeckens // Scripta Geologica, 1974. № 22, P. 1-23.
- 251. Johnson S. Y. Phanerozoic evolution of sedimentary basins in the Uinta-Piceance Basin Region, northwestern Colorado and northeastern Utah / (Washington, D. C.: U.S. G.P.O.; Denver, CO : For sale by the Book and Open-File Report Sales, U.S. Geological Survey , 1992), also by Geological Survey (U.S.) (page images at HathiTrust)
- 252. Kelley D.S. From the mantle to microbes. The Lost City hydrothermal field // Oceanography, V. 18, No. 3, 2005. P 32-45.
- 253. Kenneth G., Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., and Pekar, S.F., 2005, The Phanerozoic record of global sea-level change: Science, v. 310, p. 1293–1298.
- 254. Kneller B, Bennett SJ, McCaffrey WD. 1999. Velocity structure, turbulence and fluid stresses in experimental gravity currents. J Geophys Res. Oceans 104:5281-91
- 255. Kneller B, Buckee C. 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents:
 A review of some recent studies and their geological implications. Sedi- mentology 47:62-94
- 256. Kuenen Ph.H. Turbidity currents of high density H 18th Intern, geol. congr. L., 1950. Pt 8. P. 44 52.
- 257. Kuznetsov N.B., Pavlenco T. Epicadomian terranes in the structure of the Uralian (Asian) frame of paleocontinent Baltia. Pre-Variscon terrane analysis of «Gondwanan Europe» // Schriften des Staatlichen Museums fur Mineralogie und Geologie zu Dresden. 1998. N 9, p.157-159.

- 258. Kuznetsov N.B. Comparison of the Late Paleozoic structure of the Southern Urals segment of the Eastern margin of Europe and the present-day nappes/thrust-fold structure of the Alpine segment of the Southern margin of Europe. General Assembly of the EGU. 2005. Abst ID-NR EGU-A-00881.
- 259. Kuznetsov N.B. Epi-Gondwanian terrains in the structure of the Southern Urals frame of Baltica: new date. In: IGCP 497: The Rheic ocean – its origin, evolution and correlatives. University of Portsmouth. 2005. P.43-44.
- 260. Kuznetsov N.B., Udoratina O.V., Soboleva A.A. Composition, structure and tectonic evolution of the Pre-Uralides and Timanides // Mineralogical Society of Poland. 2005. Sp. Pap., 26, p.52-56.
- Kuznetsov N.B. A proposed Epi-Gondwanian fragment in the structure of the Southern Urals. Geophysical Research Abstracts, 2006. V. 8. 08642, 2006. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-08642.
- 262. Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V. et al. Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano-plutonic asso¬ciations of the Timanides and northern Pre-Uralides, northeast part of the East European Craton // Gondwana Research. 2007. V.12. P.305-323.
- 263. Kuznetsov N.B. A comparison of Pre-Uralides–Timanides and Peri-Gondwanan terrains from some geochronologi-cal and isotopic-geochemistry characteristics. From Gondwana and Laurussia to Pangaea: Dynamics of Oceans and Supercontinents. Frankfurt am Main. 2008. 197-198.
- 264. Kuznetsov N.B. An updated scenario for the initial stages of the supercontinental Pangea assembling. From Gondwana and Laurussia to Pangaea: Dynamics of Oceans and Supercontinents. Frankfurt am Main. 2008. 197-199-201.
- 265. Lorenz, H., Männik, P., Gee, D., and Proskurnin, V.: Geology of the Severnaya Zemlya Archipelago and the North Kara Terrane in the Russian high Arctic, Int. J. Earth Sci., 97, 519–547, doi:10.1007/s00531-007-0182-2, 2007.
- Lowe D.R. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology 52, 1982. 279–297.
- 267. Nichols G. Sedimentology and Stratigraphy, 2nd edn. Wiley-Blackwell, Oxford, U.K., 2009

- 268. Parker, G., Fukushima, Y., and Pantin, H. M. (1986). "Self-accelerating turbidity currents." J. Fluid Mech., 171,145–181.
- 269. Pease, V. and Scott, R. A.: Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Palaeozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr, J. Geol. Soc. London, 166, 517–527, doi:10.1144/0016-76492008-093, 2009.
- 270. Piper D. J. W. Turbidite muds and silts on deep sea fans and abyssal plains // Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches / ed. by D. J. Stanl 273 ry, G. Kelling. Stroudsburg, Pennsylvania: Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., 1978. P. 163–175.
- 271. Ross C.A., Ross J.R.P. Late Paleozoic sea levels and depositional sequences, in Ross, C.A., and Haman, D., eds., Timing and depositional history of eustatic sequences Constraints on seismic stratigraphy: Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication 24, 1987. p. 137-149.
- 272. Ross C.A., Ross J.R.P. Late Paleozoic transgressive-regressive deposition, in Wilgus, C.K., Posamentier, H., Ross, C.A., and St. C. Kendall, C.G., eds., Sea-level changes An integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, 1988. p. 227-248.
- 273. Ryazanov K.P., Schekoldin R.A. & Chebotarev A.S. On specific structures of Paleozoic rocks of the Pay-Khoy anticlinorium / Topical Issues of Rational Use of Natural Resources: Proceedings of the International Forum-Contest of Young Researchers, April 18-20, 2018, St. Petersburg, Russia. CRC Press Published October 16, 2018 Reference - 464 Pages ISBN 9780367027438
- Scotese C.R. Paleogeographic Atlas / PALEOMAP Progress Report 90-0497, Department of Geology, University of Texas at Arlington, Arlington, TX, 1997, 45
 p.
- 275. Swanson V. E. Geology and geochemistry of uranium in marine black shales, a review // U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1961. N 356-C. P. 67 — 112.
- 276. Tucker, M.E., Wright V.P. Carbonate Sedimentology, Blackwell Science, 2002, 482p.
- 277. Tucker M. V., Wright V. P., Dickson J. A. D. Carbonate Sedimentology. —
 Blackwell Scientific Publications, 1990. 482 p.

- 278. Weller J. M. Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian Period and its significance // J. Geol. 1930. N 38. P. 97–135.
- 279. Wilhem C., Windley B.F., Stampfl i G.M. The Altaids of Central Asia: a tectonic and evolutionary innovative review // Earth Sci. Rev., 2012, v. 113, p. 303—341.
- 280. Wright S. The roles of mutation, inbreeding, crossbreeding, and selection in evolution // Proc. 6th Intern. Congr. Genetics, at Ithaca. Jones D.F. (ed.). Brooklyn, NY, 1932. Vol. 1. P. 356–366.
- 281. Wright S. Genetics of Populations // Encyclopaedia Britannica. 14th ed. 1948. Vol. 10. P. 111–116.
- 282. Wright S. Isolation by Distance under Diverse Systems of Mating // Genetics. 1946.Vol. 31. P. 39–59

ПРИЛОЖЕНИЯ



174





7. Шлиф 2049/2. Силицит глинистый, неотчетливо ис. субпараллельнослойчатый (ха2)

Рис. 8. Шлиф 2088/10. Тонкое параллельное чередование силицитов карбонатных и глинистых (ха4).

Приложение 2



т/мелкозернистого, волнистослойчатого, песчаника тонко-









чередованием крупнокристаллических микробулярных слойков (b1)





Рис. 15. Шлифы 2064А и 2064В. Известняки брекчированные, иногда крупнокристаллические с кварцем (тело гидротермальной постройки).

Рис. 9. Шлиф 2042/3. Известняк пелитоморфный,

Рис. 11. Шлиф 2037/17. Известняк пелитоморфный,

кремнистый, с неотчетливой линзовидно-полосчатой

екстурой, намеченой распределением кремнезема. (хаб).

кремнисто-глинистый с редкими радиоляриями, имеются стяжения кремнисто-карбонатного состава (ха5).







степени глинистые (справа, литотип хс1); сопчинская свита

(справа, литотипы хс1 и хс2); тальбейтывисская свита

и k1); оюская свита