

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ ИМ. А.А. ТРОФИМУКА  
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

*На правах рукописи*

**РОГОВ ВЛАДИМИР ИГОРЕВИЧ**

**СТРОЕНИЕ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ХАТЫСПЫТСКОГО  
ЛАГЕРШТЕТТА В КОНТЕКСТЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ВЕРХНЕГО  
ВЕНДА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СКЛОНА ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ СИБИРИ**

**1.6.2 – палеонтология и стратиграфия**

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель

Гражданкин Дмитрий Владимирович,

доктор геол.-минерал. наук,

профессор РАН

Новосибирск – 2022

ВВЕДЕНИЕ.....	4
<b>ЧАСТЬ 1. СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СКЛОНА ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ</b>	
Глава 1. Краткий очерк истории изучения венда бассейна р. Оленек.....	11
Глава 2. Основные типы разрезов и новые данные по стратиграфии венда северо-западного склона Оленекского поднятия.....	22
2.1. Литологические типы отложений хатыспытской и туркутской свит.....	22
2.2. Строение разреза по р. Хорбусуонке.....	29
2.3. Строение разреза по р. Керсюке.....	51
2.4. Расчленение и сопоставление разрезов хатыспытской свиты.....	57
2.5. Расчленение и сопоставление разрезов туркутской свиты.....	61
Глава 3. Фациально-генетический анализ.....	66
3.1. Микрофации хатыспытской и туркутской свит.....	66
3.1.1. Используемая терминология.....	69
3.1.2. Описание микрофации.....	72
3.2. Микрофациальные типы и их интерпретация.....	81
3.2.1. Микрофациальные типы хатыспытской свиты (ХМТ).....	81
3.2.2. Микрофациальные типы туркутской свиты (ТМТ).....	86
3.3. Обстановки осадконакопления хатыспытской и туркутской свит.....	91
3.4. Осадочные системы.....	95
3.4.1. Хатыспытская осадочная система.....	95
3.4.2. Туркутская осадочная система.....	105
Глава 4. Генезис поздневендских брекчий северо-западного склона Оленекского поднятия.....	109
4.1. Характеристика тас-юряхского вулканического комплекса.....	109
4.2. Значение брекчий тас-юряхского вулканического комплекса для хроностратиграфии венда.....	117
<b>ЧАСТЬ 2. УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ ХАТЫСПЫТСКОЙ БИОТЫ</b>	
Глава 5. Биофации верхневендских отложений северо-западного склона Оленекского поднятия.....	123
5.1. Биофации хатыспытской свиты.....	123
5.2. Биофация туркутской свиты.....	132
5.3. Хатыспытская биота: условия обитания и стратиграфическое значение.....	134
Глава 6. Монографическое описание ископаемых следов жизнедеятельности <i>Nenoxites curvus</i> Fedonkin.....	142

Глава 7. Древнейшие инфузные сообщества (ихнотекстурная характеристика хатыспытской свиты).....	155
7.1. Следы жизнедеятельности <i>Nenoxites curvus</i> Fedonkin из хатыспытской свиты...155	
7.2. Ихнотекстурная характеристика хатыспытской свиты.....156	
7.3. Возраст следов жизнедеятельности <i>Nenoxites curvus</i> Fedonkin.....160	
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	166
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	170

### Актуальность избранной темы и степень ее разработанности

Периодизация позднепротерозойского этапа геологической истории не теряет своей актуальности, являясь основополагающей проблемой, над которой работают ведущие отечественные и зарубежные специалисты – стратиграфы, палеобиологи, седиментологи, геохимики и геофизики, занимающиеся вопросами происхождения и эволюции системы Земли. В этой связи разрез вендских отложений северо-западного склона Оленекского поднятия, – это один из важнейших опорных разрезов верхнего протерозоя Северной Евразии и, возможно даже, в мире. Стратиграфическое и палеобиологическое изучение этого разреза имеет фундаментальное научное значение. В российской литературе разрез вендских отложений Оленёкского поднятия нередко фигурирует как гипостратотип венда [Sokolov, Fedonkin, 1984] и синстратотип нижней границы томмотского яруса кембрия [Розанов, Соколов, 1980; Rozanov, Sokolov, 1982; Соколов, 1984, 1985, 1995]. Этот разрез содержит таксономически разнообразный комплекс позднепротерозойских ископаемых мягкотелых организмов [Sokolov, Fedonkin, 1984; Dzik, 2003; Fedonkin et al., 2007; Serezhnikova, 2007; Grazhdankin et al., 2008; Vykova et al., 2017, 2020]; древнейший в мире комплекс таксономически идентифицируемых мелких скелетных остатков [Карлова, 1987; Рогов и др., 2015; Nagovitsin et al., 2015]; древнейшие в мире признаки перемешивания осадка роющими организмами [Rogov et al., 2012, 2013a, 2013b]; самое высокое в мире количественное, таксономическое и экологическое разнообразие ископаемых следов жизнедеятельности [Федонкин, 1985; Dzik, 2005; Марусин, дисс. ... канд. геол.-мин. наук, 2016]; ключевые для глобальной корреляции изотопно-геохронологические и изотопно-геохимические характеристики [Bowring et al., 1993; Knoll et al., 1995; Pelechaty et al., 1996; Kaufman et al., 2012; Рогов и др., 2015; Cui et al., 2016; Vishnevskaya et al., 2017; Grazhdankin et al., 2020].

С точки зрения палеобиологии, особый интерес в разрезе венда северо-западного склона Оленекского поднятия представляет хатыспытская свита, в которой установлено местонахождение ископаемых остатков эдиакарских мягкотелых макроорганизмов, демонстрирующих уникальную сохранность мягких тканей в карбонатном осадке, а также высокое количественное разнообразие и экологические особенности биоты, практически не имеющие аналогов в мире [Федонкин, 1987; Воданюк, 1989; Grazhdankin et al., 2008; Vykova et al., 2017]. Хатыспытская свита по праву может считаться лагерштеттом (геологическое тело, содержащее необычно высокую концентрацию ископаемых остатков организмов с уникальной сохранностью мягких тканей), позволяющим изучать прежде неизвестные и в обычных условиях как правило не сохраняющиеся особенности ископаемых экосистем позднепротерозойского возраста в преддверии кембрийского «взрыва». Своеобразие ассоциации ископаемых мягкотелых макроорганизмов хатыспытской свиты по праву позволяет выделять здесь самостоятельную хатыспытскую биоту.

Предыдущими исследователями проделана большая работа по изучению палеонтологических остатков и разработке стратиграфической шкалы венда Оленекского поднятия [Гусев, 1950; Журавлев, Сороков, 1954; Битерман, Горшкова, 1962; Комар, 1966;



Шпунт, 1979; Соколов, 1984; Вендская система..., 1985; Якшин, Воданюк, 1986; Карлова, 1987; Якшин, 1987; Воданюк, Карлова, 1988; Хоментовский, Карлова, 1992; Bowring et al., 1993; Knoll et al., 1995; Pelechaty et al., 1996; Grazhdankin et al., 2008]; однако, процесс разработки шкалы остался не завершенным: свиты до сих пор не имеют стратотипов, как того требует Стратиграфический кодекс; отсутствует современное детальное описание осадочной последовательности; остаются слабо изученными особенности распределения ископаемых остатков в разрезах; существуют разногласия в отношении характера границы между свитами, а также происхождения и возраста разнообразных брекчий в разрезе венда. Установленные в хатыспытской свите ископаемые следы *Nenoxites curvus* Fedonkin в настоящее время рассматриваются международным научным сообществом в качестве кандидатуры индекс-таксона нижней границы терминального яруса эдиакария [Tarhan et al., 2014], что делает изучение разреза венда Оленекского поднятия как никогда актуальным. Наконец, анализ любого лагерштетта не возможен без детального изучения седиментологических особенностей, фациальной и биофациальной изменчивости и восстановления условий осадконакопления с дальнейшей реконструкцией обстановок осадконакопления отложений.

Актуальность определила выбор **объекта исследования**, в роли которого выступает хатыспытская свита хорбусуонской серии верхнего венда северо-западного склона Оленекского поднятия Сибири и содержащиеся в них комплексы ископаемых остатков; кроме того, в работе также подробно рассматривается вышележащая туркутская свита, характер нижней границы которой до сих пор является дискуссионным. **Предмет исследования** диссертационной работы – особенности формирования вендских отложений северо-западного склона Оленекского поднятия Сибири и закономерности пространственно-временного распределения ископаемых остатков и ископаемых следов жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin.

**Цель работы** – изучить строение и реконструировать обстановки формирования верхневендского хатыспытского лагерштетта северо-западного склона Оленекского поднятия Сибири. Для достижения цели решались следующие **задачи**:

- (1) провести литологическое изучение, генетический и парагенетический анализы хатыспытской и туркутской свит;
- (2) реконструировать обстановки осадконакопления хатыспытской и туркутской свит хорбусуонской серии и перекрывающих брекчий в разрезах по рр. Хорбусуонке и Керсюке;
- (3) провести биофациальный анализ хатыспытской и туркутской свит (выделить совокупности остатков ископаемых организмов, приуроченных к определенным фациям);
- (4) выявить роль ископаемых следов жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin в формировании облика отложений и провести ихнотекстурный анализ хатыспытской свиты.

#### **Научная новизна и личный вклад**

Впервые изучено строение и восстановлены обстановки формирования верхневендского хатыспытского лагерштетта. Интеграция оригинальных результатов литолого-седиментологического и палеонтологического изучения хатыспытской свиты позволила построить биофациальную модель лагерштетта, а одним из важнейших фундаментальных

итогах проделанной работы явилось доказательство широкого распространения процессов биоперемешивания карбонатного осадка роющими организмами в позднем венде. Тщательный анализ ископаемых следов жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin из хатыспытской свиты впервые показал, что вопреки всем гипотезам и предположениям, древнейшие в истории Земли ихнотекстуры имеют вендский возраст, связаны с освоением новых пищевых ресурсов, и приурочены к обстановкам среднего и внутреннего рампа. Кроме того, лично автором проведено детальное изучение всех опорных разрезов, выделены новые маркирующие слои и интервалы, выявлена сложная фациальная структура, предложена новая схема расчленения и сопоставления разрезов хатыспытской и туркутской свит бассейна р. Оленек (рр. Хорбусуонка и Керсюке). Впервые установлены стратотипы, приведено послыное описание опорных разрезов, разработана секвенс-стратиграфическая номенклатура для хатыспытской и туркутской свит. Впервые показана связь стратиформных брекчий и жерловых туфобрекчий, предложено выделять тас-юряхский вулканический комплекс, существенно уточнены стратиграфическое положение комплекса и характер взаимоотношения с вмещающими отложениями.

### **Теоретическая и практическая значимость**

Результаты реконструкции условий и обстановок обитания хатыспытской биоты (в составе которой присутствуют таксоны авалонской биотической ассоциации) могут привести к глобальному пересмотру представлений об относительно глубоководном характере среды обитания авалонской биоты. Древнейшие в истории Земли признаки биоперемешивания осадка в хатыспытской свите имеют фундаментальное теоретическое и прикладное значение для филогенетических реконструкций, так как позволяют уверенно предполагать существование последнего общего предка билатерий, по крайней мере, 555 млн лет назад. Предложенная в работе схема расчленения верхневендских отложений северо-западного склона Оленекского поднятия может быть использована при совершенствовании местной и региональной стратиграфических схем верхнего протерозоя Сибирской платформы. Результаты изучения ихнотекстур (текстуры, свидетельствующие о перемешивании осадка организмами) позволяют проводить дальнемагистральную корреляцию с другими разрезами, в которых установлено аналогичное событие появления роющих организмов, что в свою очередь позволяет уточнить возраст хатыспытской свиты. Новые данные о распределении ископаемых остатков расширяют палеонтологическую характеристику опорных разрезов венда Оленекского поднятия, тем самым показывая их значимость для межбассейновых построений. Представленные в работе результаты изучения позволяют предлагать разрез северо-восточного склона Оленекского поднятия в качестве кандидата для установления нижней границы терминального яруса эдиакария Глобальной стандартной хроностратиграфической шкалы. Наконец, результаты реконструкции условий и обстановок формирования хатыспытского лагерштетта имеют определенное методологическое значение, так как позволяют совершенствовать методику изучения местонахождений ископаемых остатков с уникальной сохранностью в карбонатном осадке, а также выявлять глобальные закономерностей формирования и распространения лагерштеттов.

Полученные результаты имеют особую практическую значимость в связи с тем, что к вендским и верхам рифейских отложений приурочены крупные и гигантские месторождения углеводородов как в России (Предпатомский, Иркутский бассейны, Юрубчено-Тохомская зона нефте-газонакопления и др.), так и в других регионах мира (Китае, Омане), поэтому проведенное уточнение стратиграфической шкалы способствует более обоснованно подходить к поиску и прогнозу месторождений.

### **Фактический материал и методы диссертационного исследования**

Материалом для исследований послужили полевые наблюдения и коллекции образцов (более 1000 шт), собранные в период с 2009 по 2019 гг. в результате изучения более 33 обнажений хорбусуонской серии и нижней части кессюсинской серии венда северо-западного склона Оленекского поднятия, расположенных в верхнем и среднем течении р. Хорбусуонки от руч. Атырджак до устья руч. Маттайа и по крупным притокам – руч. Хатыспыт, Анабыл, Тас-Юрях, а также в бассейне р. Керсюке и в среднем течении р. Оленек от устья руч. Чускуна до устья руч. Сыаргалах. Изучение проведено с использованием комплекса литолого-седиментологических, секвенс-стратиграфических, изотопно-геохимических и палеонтологических методов. Сами по себе эти методы новыми не являются (хотя и постоянно модернизируются), но их комплексное использование в таком сочетании представляет собой определенную новизну в практике изучения Сибирского гипостратотипа венда. В основе методического подхода лежат микрофациальный анализ [Flügel, 2004], циклический анализ [Фролов, 1995] и ихнотекстурный анализ [Bromley, 1996].

К работе дополнительно привлекались материалы и наблюдения, полученные С. А. Воданюком, Г. А. Карловой, Н. В. Быковой, Ю. Ю. Гоем, Д. В. Гражданкиным (включая материалы полевых сезонов 2006 и 2007 гг.), Б. Б. Кочневым, В. В. Марусиным и К. Е. Наговициным, а также зарубежных коллег – А. Дж. Кауфмана (University of Maryland, USA), Ш. Шао (Virginia Polytechnic Institute and State University, USA) и С. Пик (USGS, USA). Кроме того, при написании глав диссертации «Краткий очерк истории изучения венда бассейна р. Оленек» и «Основные типы разрезов и новые данные по стратиграфии венда северо-западного склона Оленекского поднятия» была использована дополнительная информация из геологических отчетов, хранящихся во ФГУП ВНИИОкеангеологии им. И.С. Грамберга (г. Санкт-Петербург).

В качестве сравнительного материала привлекались результаты полевого изучения групп Conception (формации Drook, Briscal и Mistaken Point) и St. John's (формации Trepassey и Fermeuse) в разрезах береговых обрывов о. Ньюфаундленд (Канада), полученные автором в 2015 г. совместно с зарубежными коллегами – А. Лю (University of Cambridge, UK) и Д. Макилроем (Memorial University, Newfoundland, Canada).

### **Защищаемые положения:**

1. Хатыспытская и туркутская свиты хорбусуонской серии венда северо-западного склона Оленекского поднятия Сибирской платформы не образуют латеральный фациальный ряд, но являются самостоятельными осадочными системами, сформировавшимися, соответственно в обстановках рампа и карбонатной платформы. Образование хатыспытского

легерштетта происходило в условиях некомпенсированного карбонатакопления под действием гравитационных потоков в пределах относительно узкой отрицательной палеоструктуры, простиравшейся с юго-востока на северо-запад.

2. В составе хатыспытской свиты установлено несколько ориктоценозов с прижизненно захороненными ископаемыми сообществами, таксономический состав которых зависит от фациально-генетических особенностей вмещающих отложений, что указывает на выраженную биофациальную изменчивость этого стратиграфического подразделения и экологическую дифференциацию сообществ хатыспытской биоты. Хатыспытская ископаемая биота целиком приурочена к обстановкам обитания в пределах фотической зоны внешнего карбонатного рампа.

3. В хатыспытской свите широко распространены ихнотекстуры, образованные ископаемыми норами с менисковым заполнением, которые относятся к ихновиду *Nenoxites curvus* Fedonkin и указывают на активное перемешивание осадка роющими организмами в процессе осадконакопления. Ихнотекстуры в хатыспытской свите являются первым в истории Земли свидетельством биотурбации и наиболее надежным критерием существования билатерий в позднем венде.

#### **Степень достоверности и апробация результатов**

Основные результаты работы были представлены на VIII Уральском литологическом совещании (г. Екатеринбург, 2010 г.), Всероссийском научном совещании «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (г. Иркутск, 2010 г.), Симпозиуме «Эволюция жизни на Земле» (г. Томск, 2010 г.), V Сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле (г. Новосибирск, 2010 г.), Международной конференции «Neoproterozoic sedimentary basins: stratigraphy, geodynamics and petroleum potential» (г. Новосибирск, 2011 г.), Международной конференции «Biosphere origin and evolution» (г. Ретимнон, Греция, 2011 г.), II Международном конгрессе по стратиграфии «STRATI 2015» (г. Грац, Австрия, 2015 г.), Всероссийском литологическом совещании (г. Москва, 2021 г.), Форуме по карбонатным породам (online, 2021 г.) и VII Российской конференции по проблемам геологии докембрия (Санкт-Петербург, 2021 г.). Кроме этого, стратиграфические результаты неоднократно докладывались на заседаниях СибРМСК (СНИИГГиМС, г. Новосибирск). Исследования по теме диссертации по результатам конкурсного отбора и экспертизы поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 12-05-31421 «Хатыспытский лагерштетт: седиментологические, экологические и диагенетические условия формирования»). По теме диссертации опубликовано 18 научных работ, в том числе – 10 статей в рецензируемых научных журналах, индексируемых в базе данных Web of Science.

#### **Объем и структура диссертации.**

Диссертация состоит из введения, двух разделов – литолого-седиментологического (главы 1, 2, 3, 4) и палеонтологического (главы 5, 6, 7), заключения и списка литературы, включающего в себя 261 наименование, в том числе зарубежных 160, содержит 66 рисунков. Общий объем работы составляет 192 страницы.

#### **Часть 1. Строение и обстановки осадконакопления верхневендских отложений**

**северо-западного склона Оленекского поднятия.** Включает в себя 4 главы и посвящена истории изучения отложений (глава 1), детальному описанию основных типов разрезов Оленекского осадочного бассейна, расчленению и корреляции хатыспытской и туркутской свит (глава 2), а также фациально-генетическому анализу хорбусуонской серии на северо-западном склоне Оленекского поднятия (глава 3). Хатыспытская свита подразделяется на четыре подсвиты, а туркутская на две подсвиты (ранее некоторые исследователи выделяли до шести пачек). Изученная микрофациальная характеристика хатыспытской и туркутской свит, позволила рассматривать эти свиты как две различные осадочные системы, отвечающие карбонатному рампу и окаймленной карбонатной платформе соответственно.

В завершении первой части приводится глава 4, которая суммирует данные полученные по изучению состава и строения вулканических образований, а также их взаимоотношения с вмещающими отложениями. Результаты проведенных исследований позволяют рассматривать стратиформные брекчии как продукт разрушения и, возможно, переотложения туфобрекчий. Стратиформные брекчии исключены из состава кессюсинской серии и рассматриваются вместе с туфобрекчиями, покровами базальтов, силлами и дайками долеритов в составе тас-юряхского вулканического комплекса.

**Часть 2. Тафономические и экологические особенности поздневендской биоты Оленекского поднятия Сибирской платформы.** Включает в себя 3 главы, посвящённые изучению тафономических и экологических особенностей хатыспытской биоты и выделению биофаций хатыспытской свиты хорбусуонской серии. В хатыспытской свите выделено три биофации, одна (хатыспытская) из которых отвечает дистальной (нижней) зоне внешнего рампа, вторая (анабыльская) – проксимальной (верхней) зоне внешнего рампа, а третья (керсюкинская) охватывает зону среднего рампа и дистальную (нижнюю) зону внутреннего рампа (глава 5). В завершении главы 5 обсуждаются общие представления о таксономическом составе, условиях обитания и распространении хатыспытской биоты, которая в морфологическом и таксономическом плане имеет много общего с авалонской биотической ассоциацией. В главе 6 приведено ревизованное описание ихновида *Nenoxites curvus* Fedonkin, а в главе 7 – результаты ихнотекстурного анализа хатыспытской свиты, а также анализ новых данных о появлении в верхнем венде признаков биоперемешивания осадка (биотурбация осадка) роющими организмами. Сам по себе факт появления биотурбации задолго до «кембрийского взрыва биоразнообразия» вносит коррективы в экологические построения и имеет фундаментальный характер.

#### **Благодарности**

Автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю Д.В. Гражданкину, а также всему коллективу Лаборатории палеонтологии и стратиграфии докембрия Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН (г. Новосибирск), в особенности В.В. Марусину, Ю.Ю. Гою, Н.В. Быковой, А.В. Колесникову, Г.Е. Маркову, Г.А. Карловой, К.Е. Наговицину, И.Ф. Чайке, Д.С. Мельнику и Б.Б. Кочневу за помощь в организации полевых работ, многочисленные консультации и дискуссии. Нельзя не отметить консультации с С.А. Воданюком по вопросам палеонтологии и строения толщ



Оленекского поднятия. В процессе работы ценные предложения и советы по изучению пород были получены от Л.Г. Вакуленко (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск), Р.А. Шелепаева (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), А.Э. Изоха (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), А. С. Гибшера (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и О.П. Изох (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Кроме того, хотелось бы выразить особую благодарность член-корреспонденту РАН А.В. Маслову (ГИН РАН, г. Москва), член-корреспонденту РАН В.А. Каширцеву (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск), М.Т. Крупенину (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург), Л.Г. Вакуленко (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск), И.В. Коровникову (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск), Е.А. Предтеченской (СНИИГГиМС, г. Новосибирск), И.В. Вараксиной (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск) и Н.В. Быковой (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск) взявших на себя труд по детальному прочтению рукописи и высказавших ценные замечания по изучению и описанию карбонатных пород и структуризации работы, и Н.К. Лебедевой (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск) за консультации по микропалеонтологии. Отдельно хотелось бы поблагодарить заведующего Отделом нефтегазоносности Арктики и Мирового океана, д.г.-м.н. О.И. Супруненко и коллектив Геологических фондов ВНИИОкеагеология им. И.С. Грамберга (г. Санкт-Петербург), за помощь в организации работ по изучению геологических отчетов. Вся проделанная работа не состоялась бы без колоссальной логистической поддержки, организованной И.Ф. Воробьевым (г. Тикси) и Д.В. Мельниченко (Тиксинская гидробаза, г. Тикси), за что им огромная благодарность.

Зарубежные коллеги А. Дж. Кауфман (University of Maryland, USA), Ш. Шао (Virginia Polytechnic Institute and State University, USA), Х. Цуй (University of Paris, France), Я.-П. Дуда (University of Tübingen, Germany) принимали участие в обсуждении результатов и оказали поддержку при работе над диссертацией, а А. Лю (University of Cambridge, UK) и Д. Макилрой (Memorial University, Newfoundland, Canada) организовали полевые работы на острове Ньюфаундленд, что позволило получить ценные полевые наблюдения об условиях обитания и захоронения авалонской ископаемой биотической ассоциации.

Работа выполнена в Институте нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН (г. Новосибирск) в ходе реализации программ фундаментальных научных исследований по проектам № 7.2.1.1 «Биостратиграфия и палеобиогеографические реконструкции протерозойско-палеозойских осадочных бассейнов Арктических районов Сибири Северного Ледовитого океана» и № VIII.68.1.1 «Периодизация позднепротерозойского этапа в истории Земли: комплексный междисциплинарный подход (на примере разрезов Сибири и российского сектора Арктики)». Отдельные аспекты исследований выполнены при поддержке РФФИ (гранты №№ 09-05-00520, 10-05-00953, 12-05-00012, 12-05-31421, 16-35-00320, 18-05-70110, 19-05-01006, 20-35-70016) и РНФ (гранты №№ 14-17-00409, 17-17-01241, 20-67-46028). Полевые работы и сбор материала проводились при существенной финансовой поддержке National Geographic Society (гранты №№ 8637-09, 9031-11, NGS-372R-18).

## ЧАСТЬ 1. СТРОЕНИЕ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СКЛОНА ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ

### ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ВЕНДА БАССЕЙНА Р. ОЛЕНЕК

Систематическое изучение отложений Оленекского фациального региона (Лено-Анабарский и Хорбусуонский фациальные районы) (Рисунок 1), ныне относимых к венду и пограничному интервалу венда и кембрия, началось еще до начала Второй мировой войны. В 1938 г. Горно-геологическим управлением Главсевморпути (г. Ленинград) была организована Оленекская геологическая экспедиция (состоящая из 7 отрядов) под руководством главного геолога А. И. Гусева [Гусев, 1950]. Уже в 1939 г. были получены первые данные по стратиграфии района р. Оленек и установлены отложения кембрия, перми, триаса, юры и мела. В составе нижнего кембрия А. И. Гусевым [1950] были выделены туркутская, кессюсинская, еркекетская и ноуйская свиты. Однако А. И. Гусев не исключал возможности, что туркутская свита имеет протерозойский возраст. Позднее, в 1950 г., в результате геолого-съёмочных работ, в составе нижнего кембрия были выделены более древние, по отношению к туркутской свите, солоолийская, маастахская и хатыспытская свиты [Журавлев, Сороков, 1954]. В середине 1950-х гг. В. Я. Кабаньковым [1956] проводилось изучение солоолийской, маастахской, хатыспытской и туркутской свит на северо-западном склоне Оленекского поднятия с отбором образцов на спорово-пыльцевой анализ. По заключению Б. В. Тимофеева [1955], в солоолийской, маастахской и хатыспытской свитах были предположительно установлены споры в составе 4 родов *Trachyaletes conglutinatus* Timofeev, *Trachytriletes minutus* Timofeev, *Stenozonoaletes patteliformis* Timofeev и *Bothrotrachytriletes exasperatus* Timofeev. Б. В. Тимофеев отмечает, что им в Амгинском районе Якутии, в нижнекембрийских отложениях, охарактеризованных фауной, обнаружены, кроме перечисленных выше 4 родов спор, такие типичные для нижнего кембрия формы, как *Aconthotriletes corrugativus* Timofeev, *Lophotriletes impalpabilis* Naumova, *Stenozotriletes sokolovii* Timofeev. Данное обстоятельство позволило В. Я. Кабанькову и Б. В. Тимофееву отнести солоолийскую, маастахскую, хатыспытскую и туркутскую свиты к древнепалеозойским отложениям и сопоставить с синийским комплексом древнего палеозоя Китая (который в то время относился к нижнему палеозою) [Кабаньков, 1956; Демочкидов, 1959]. В настоящее время сложно судить о результатах проведенного в 1950-х гг. спорово-пыльцевого анализа. Вполне вероятным представляется процесс внесения (вмывания) молодых спор в более древние отложения по микротрещинам (процесс, хорошо описанный в литературе; напр., [Стратиграфия..., 1963, с. 478]), либо за споры с трехлучевой щелью разверзания были ошибочно приняты сфероморфиды со структурами смятия, широко распространенные в докембрии.

В 1959 г. по результатам заседания Постоянной комиссии по отложениям позднего докембрия СССР по вопросам объема и номенклатуры подразделений было предложено относить отложения, находящиеся между палеонтологически охарактеризованными палеозойскими и «немыми» нижнедокембрийскими отложениями, к верхнему докембрию.

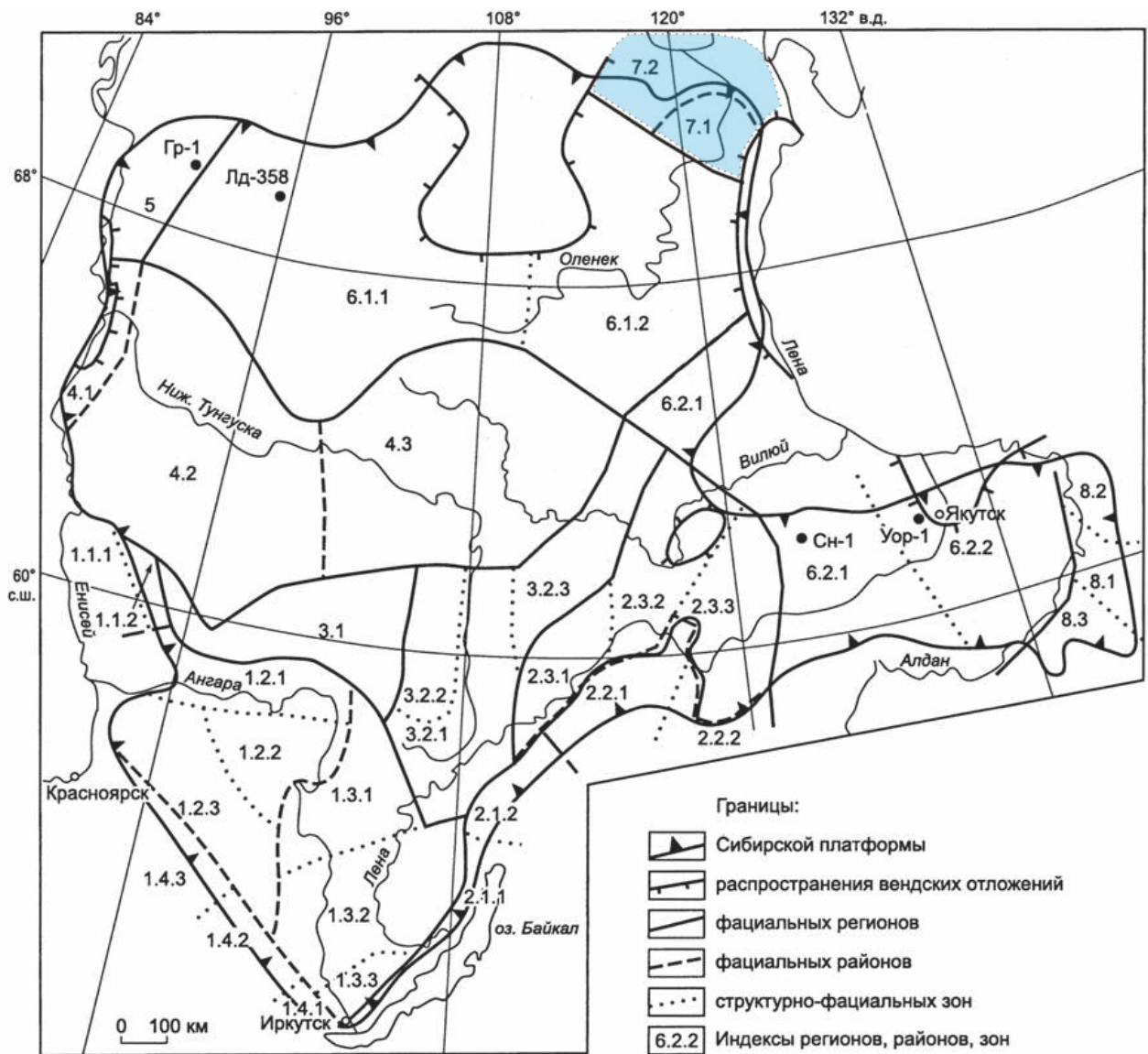


Рисунок 1 - Схема структурно-фациального районирования Сибирской платформы. Вендские отложения [Мельников и др., 2005].

Скважины: Гр-1 – Гремякинская-1, Лд-358 – Ледянская-358, Сн-1 – Синская-1, Уор-1 – Уордахская-1.

Структурно-фациальные регионы, районы и зоны: 1 – Ангарский регион: 1.1 – район Енисейского кряжа: 1.1.1 – Тейская, 1.1.2 – Тохомская зоны; 1.2 – Присяяно-Енисейский регион: 1.2.1 – Нижнеангарская, 1.2.2 – Ковинская, 1.2.3 – Ийско-Удинская зоны; 1.3 – Ангаро-Ленский район: 1.3.1 – Братская, 1.3.2 – Бельско-Жигаловская, 1.3.3 – Иркутская зоны; 1.4 – Присяянский район: 1.4.1 – Мотская, 1.4.2 – Урикско-Ийская, 1.4.3 – Бирюсинская зоны. 2 – Байкало-Патомский регион: 2.1 – Байкальский район: 2.1.1 – Прибайкальская, 2.1.2 – Чая-Миньская зоны; 2.2 – Патомский район: 2.2.1 – Витимо-Чарская, 2.2.2 – Олекмо-Токкинская зоны; 2.3 – Предпатомский район: 2.3.1 – Нюйско-Пеледуйская, 2.3.2 – Вилючанская, 2.3.3 – Березовская зоны. 3 – Катангско-Ботуобинский регион: 3.1 – Катангский район; 3.2 – Непско-Ботуобинский район: 3.2.1 – Приленско-Непская, 3.2.2 – Гаженская, 3.2.3 – Ботуобинская зоны. 4 – Турухано-Сюгджерский регион: 4.1 – Туруханский, 4.2 – Бахтинский, 4.3 Сюгджерский районы. 5 – Игаро-Норильский регион; 6 – Анабаро-Алданский регион: 6.1 – Анабарский район: 6.1.1 – Котуйская, 6.1.2 – Куонамская зоны; 6.2 – Алданский район: 6.2.1 – Синская, 6.2.2 – Якутская зоны. 7 – Оленекский регион (показан на карте голубым цветом): 7.1 – Хорбусуонский район; 7.2 – Лено-Анабарский район. 8 – Учуро-Майский регион: 8.1 – Аллах-Юньская, 8.2 – Суордахская, 8.3 – Аимская зоны.



Таким образом, солоолийская, маастахская, хатыспытская и туркутская свиты были отнесены к верхнему докембрию [Бюллетень..., 1960; Стратиграфия..., 1963].

В 1960 г. была проведена геологическая съемка масштаба 1:200000 (Ленская экспедиция Научно-исследовательского института геологии Арктики, г. Ленинград), по итогам которой было доложено, что в верхнем докембрии Оленекского поднятия выделяются две трансгрессивные последовательности отложений: **нижняя** трансгрессивная последовательность соответствует солоолийской свите, залегающая с несогласием на архейских образованиях, а **верхняя** последовательность отвечает маастахской, хатыспытской и туркутской свитам [Виноградов и др., 1961]. В то время считалось, что солоолийская свита характеризуется находками микробиалитовых структур *Conophyton* и *Collenia* и имеет абсолютный возраст 1250 млн лет (по глаукониту), тогда как туркутская свита характеризуется микробиалитовыми структурами *Stratifera*, *Irregularia*, *Vesicularites* и *Osagia* и имеет абсолютный возраст 675 млн лет [Битерман, 1961; Семихатов, Чумаков, 1968].

В 1962 г. по результатам Совещания по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока (г. Новосибирск) были выпущены труды совещания (решение и тезисы докладов), в которых впервые маастахская, хатыспытская и туркутская свиты рассматриваются в составе хорбусуонской серии, а солоолийская свита переведена в ранг серии и в ее составе выделены сыгынахстахская, кютюнгдинская, арымасская, дебенгдинская и хайпахская свиты [Битерман, Горшкова, 1962; Решение..., 1962]. Кроме этого, на совещании были приняты пять рабочих корреляционных схем верхнего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Согласно корреляционной схеме для Сибирской платформы и Таймыра хорбусуонская серия (возраст ее нижней границы в то время оценивался в 650 млн лет) с размывом залегают на солоолийской серии, а перекрывается кессюсинской свитой кембрия. Помимо этого, Т. Н. Копыловой в 1959 г. в ходе полевых работ в средней части хатыспытской свиты был найден отпечаток макроскопического организма, который в то время был определен как *Charnia* sp. [Келлер, Соколов, 1962; Копылова, 1964] (Рисунок 2). Эта находка в разное время определялась как *Charnia* sp., *Rangea* sp. [Келлер, Соколов, 1962], *Rangea sibirica* [Копылова, 1966; Соколов, 1972], *Glaessnerina sibirica* [Соколов, 1974, 1975, 1976; Glaessner, 1979, 1984], а после дополнительных сборов в 1981 году Б. С. Соколовым и М. А. Федонкиным в долине р. Хорбусуонки вместе с другими экземплярами как *Charnia masoni* Ford [Федонкин, 1985]. В дальнейшем эта находка сыграла решающую роль при сопоставлении венда с чарнийской надсерией Англии и эдиакарием Южной Австралии, откуда *Charnia masoni* Ford уже была известна. Таким образом, исходя из палеонтологической характеристики и данных абсолютного возраста, участники совещания пришли к выводу, что хорбусуонская серия может быть сопоставлена с вендским комплексом Восточно-Европейской платформы [Решение..., 1962].

С середины 1960-х годов начинается детальное изучение хорбусуонской серии и кессюсинской свиты (Рисунок 3). В это же время получают быстрое развитие разработка и практическое применение биостратиграфического метода расчленения и корреляции докембрийских отложений. Предметом палеонтологического изучения являются строматолиты, онколиты, катаграфии, акритархи и различные остатки организмов проблематичных групп [Решение...1962; Постановления..., 1972].

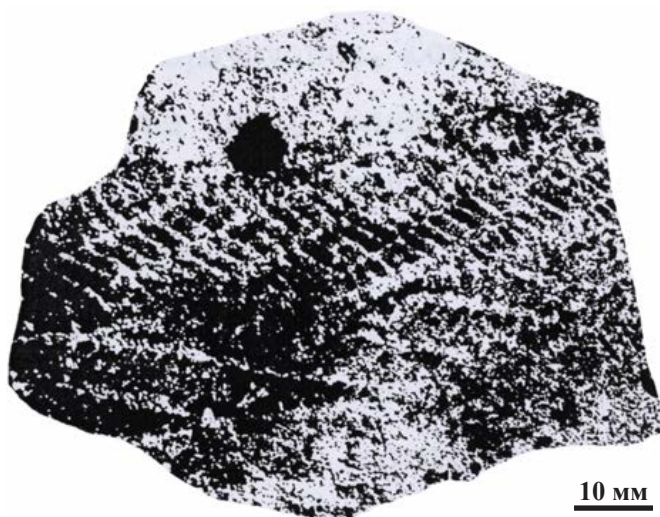


Рисунок 2 - Отпечаток мягкотелого вендского организма *Charnia* sp. [Копылова, 1964].

**Маастахская свита** была выделена В. С. Журавлевым и Д. С. Сороковым в 1950 году как базальная пачка конгломератов (мощность до 15 м) и перекрывающая их пачка кремво-серых доломитов и доломитизированных известняков (мощность до 95 м) [Журавлев, Сороков, 1954]. В более поздних работах маастахская свита, являющаяся базальной для хорбусуонской серии, была подразделена на две подсвиты: нижнюю – терригенную и верхнюю – карбонатную (сложена доломитами) [Комар, 1966]. Позднее маастахская свита рассматривалась в составе юдомского комплекса (младший синоним венда [Соколов, 1997]) и по литологическим признакам была подразделена на четыре пачки [Шпунт, 1979]. Однако идея о четырехчленном делении не прижилась, и последующие исследователи рассматривали двухчленное строение маастахской свиты и относили ее к самым низам венда [Журавлев, Сороков, 1954; Якшин, Воданюк, 1986; Хоментовский, Карлова, 1992]. В средней части маастахской свиты в конкрециях кремней были найдены ископаемые остатки нитчатых микроскопических водорослей родов *Oscillatoriopsis* и *Eomycetopsis*, подтверждающие на тот момент вендский возраст свиты [Мельников и др., 2005]. Маастахская свита детально в полном объеме не изучалась, поэтому в диссертационной работе использована информация только по двум разрезам свиты, непосредственно изученных автором и охватывающим ее среднюю и верхнюю части, а заключение о ее строении сделано с учетом данных других авторов.

**Хатыспытская свита** была также выделена В. С. Журавлевым и Д. С. Сороковым, которые условно отнесли ее к нижней части нижнего кембрия, не исключая при этом более древний (протерозойский) возраст [Журавлев, Сороков, 1954]. Позднее для хатыспытской свиты предлагалось трехчленное деление: первая пачка – базальные песчаники и гравелиты, вторая – битуминозные известняки и третья – окремненные известняки [Красильщиков, Битерман, 1970]. По данным Б. Р. Шпунта [1979], хатыспытская свита с размывом залегает на маастахской свите (по мнению А. А. Красильщикова и И. М. Битермана [1970], хатыспытская свита залегает согласно на маастахской свите) и подразделяется на две пачки: первая пачка представлена гравийными песчаниками, алевролитами и алевропелитами и имеет мощность до 10 м, а вторая сложена известняками с прослоями доломитолитов (термин «доломитолит» введен Л.И. Пустоваловым используется для обозначения породы, которая более чем на 50%

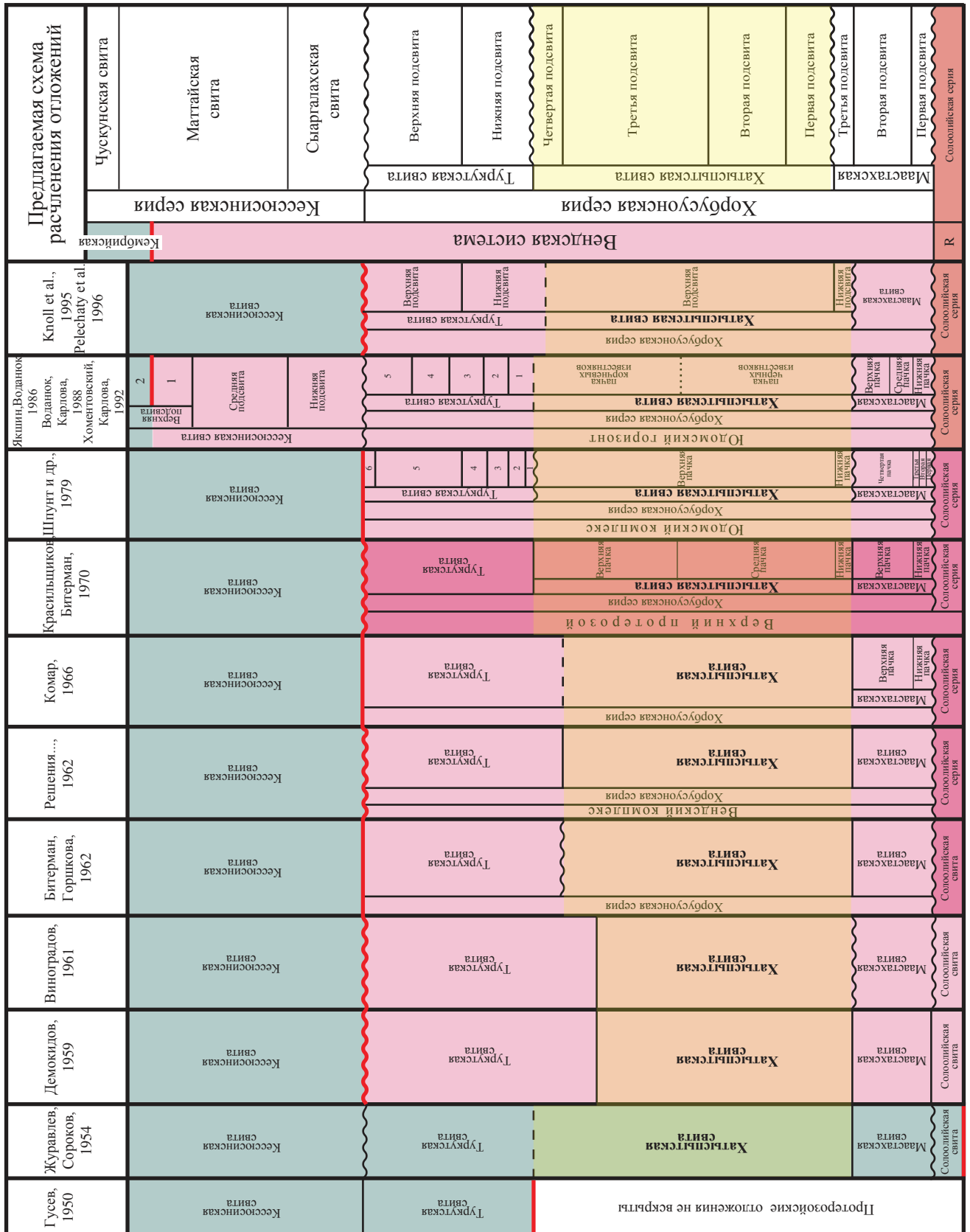


Рисунок 3 - Схема развития представлений о расчленении вендских отложений северо-западного склона Оленекского поднятия Сибирской платформы. Пунктирная линия обозначает постепенный переход между свитами; точечная линия показывает местоположение предполагаемой границы между пачками хатыспытской свиты; волнистая линия указывает на несогласное залегание; красной жирной линией выделена подошва кембрийской системы.

состоит из минерала доломита) и имеет мощность 110 м. Другие исследователи указывали на однородный литологический состав хатыспытской свиты, что впоследствии не позволило разделить ее на пачки или подсвиты, и более того, хатыспытская свита, по их данным, имеет постепенный переход к вышележащей туркутской свите [Якшин, Воданюк, 1986]. В. А. Комаром из хатыспытской свиты были определены строматолиты *Boxonia grumulosa* Komar [Комар, 1966]. Во время полевых работ 1981 г. М. А. Федонкиным и Б. С. Соколовым в верхней части хатыспытской свиты выявлен ориктоценоз, в составе которого установлены ископаемые представители родов *Charnia*, *Kullingia*, *Cyclomedusa*, *Ovatoscutum*, *Hiemalora*, *Nemiana*, *Paliella*, *Khatyspytia*, *Palaeopascichnus* [Sokolov, Fedonkin, 1984; Соколов, 1984]. В средней части свиты были также обнаружены следы жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin, углефицированные макроостатки *Chuararia circularis* Walcott и *Beltanelloides sorichevae* Sokolov, а также акритархи [Соколов, 1985; Федонкин, 1987].

С 1984 по 1987 гг. лабораторией палеонтологии и стратиграфии позднего докембрия (ИГиГ СО АН СССР, г. Новосибирск) на Оленекском поднятии (р. Хорбусуонка, р. Оленек) проводились полевые работы, которые выявили в хатыспытской свите два более древних стратиграфических уровня, содержащих ископаемые остатки бесскелетных Metazoa. К первому уровню приурочены ископаемые остатки представителей родов *Nimbia* и *Beltanelloides* (30–35 м выше основания хатыспытской свиты), а второй, более богатый уровень включает ископаемые остатки представителей родов *Aspidella*, *Hiemalora*, *Anabylia* и *Ediacaria* (90–100 м выше основания свиты) [Якшин, Воданюк, 1986; Воданюк, 1989]. В начале 2000-х гг. М. А. Федонкиным с коллегами в ходе изучения разрезов хатыспытской свиты по руч. Анабыл (левый приток р. Хорбусуонки) обнаружены разнообразные органостенные макроостатки [Fedonkin et al., 2007]. Позднее было показано, что комплекс органостенных макроостатков из средней части хатыспытской свиты (руч. Анабыл) демонстрирует сходство с позднеэдиакарской биотой миаохенского типа из верхней части формации Doushantuo Китая [Grazhdankin et al., 2008]. Изучение хатыспытской свиты также проводилось зарубежными коллегами с применением метода секвентной стратиграфии [Knoll et al., 1995]. А. Knoll с соавторами [1995] считают, что нижняя терригенная пачка хатыспытской свиты лежит в основании трансгрессивной осадочной системы, а внутри верхней, карбонатной ее части происходит переход трансгрессивной осадочной системы в крупную осадочную систему высокого стояния уровня моря, которую завершает туркутская свита. Таким образом, верхняя часть хатыспытской свиты и туркутская свита рассматриваются как части единой осадочной системы и между ними предполагается постепенный переход [Knoll et al., 1995]. В результате проведенных исследований, сотрудниками лаборатории палеонтологии и стратиграфии докембрия (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск) было показано, что нижняя терригенная часть хатыспытской свиты от верхней карбонатной отделяется поверхностью палеокарста. В процессе ревизии стратиграфической схемы объем хатыспытской свиты был незначительно сокращен с 196 до 184,47 м, при этом нижняя терригенная часть была помещена в состав маастахской свиты [Nagovitsin et al., 2015]. Эта нижняя терригенная часть разными исследователями неформально рассматривалась в качестве нижней подсвиты хатыспытской

свиты [Красильщиков, Битерман, 1970; Шпунт и др., 1979; Knoll et al., 1996] (см. рисунок 3), однако официально разделение свиты не ратифицировано, поэтому проведенная здесь ревизия не попадает под статью XII.10 Стратиграфического кодекса России [2019] и позволяет сохранить название «хатыспытская свита» за оставшейся карбонатной частью разреза. При таком разделении, граница между маастахской и хатыспытской свитами представляет собой важную секвентную границу, а сами свиты – самостоятельные осадочные системы. Стоит отметить, что наиболее молодая популяция обломочных цирконов из песчаников (нижняя пачка хатыспытской свиты в старом понимании) имеет U-Pb возраст 630 млн. лет [Vishnevskaya et al., 2017]. Данная датировка указывает на максимально возможный возраст осадконакопления этой терригенной пачки.

**Туркутская свита**, выделенная А. И. Гусевым в 1940 г., была отнесена к базальной части нижнепалеозойского разреза района нижнего течения р. Оленек, не исключалась при этом возможность отнесения туркутской свиты к протерозою [Гусев, 1950]. В. С. Журавлев и Д. С. Сороков [1954] показали, что туркутская свита делится на две части: нижняя (до 100 м) представлена массивными и среднеслоистыми доломитами, а верхняя (до 40 м) – тонко- волнистослоистыми доломитами. Также ими были выделены более древние нижнекембрийские отложения (маастахская и хатыспытская свиты) [Журавлев, Сороков, 1954]. Стоит напомнить, что в 1962 г. маастахская, хатыспытская и туркутская свиты были объединены в хорбусуонскую серию и сопоставлены с вендским комплексом Восточно-Европейской платформы [Решение..., 1962]. По данным В. А. Комара [1961], туркутская свита представлена однообразными серыми грубоплитчатыми доломитами и косослоистыми пористыми и сгустковыми разностями доломитов, а в верхней части отмечается 10-ти метровый пласт песчаников (который В. А. Комаром был ошибочно отнесен к туркутской свите хорбусуонской серии). В палеонтологическом плане верхняя часть туркутской свиты характеризуется прослоями доломитов со строматолитами родов *Stratifera*, *Paniscollenia* и *Colleniella* [Комар, 1966].

Первые попытки более подробно расчленить туркутскую свиту были предприняты Б. Р. Шпунтом с соавторами [1979]. Сводный разрез туркутской свиты, который приводят в своей работе Б. Р. Шпунт с соавторами, состоит из 6 пачек [Шпунт и др., 1979]. При детальном изучении туркутской свиты сотрудниками лаборатории палеонтологии и стратиграфии позднего докембрия (ИГиГ СО АН СССР, г. Новосибирск) удалось расчленить свиту на пять пачек [Якшин, Воданюк, 1986], а позднее предлагалось выделить в ее составе две подсвиты [Воданюк, 1987; Nagovitsin et al., 2015]. Многие геологи отмечают в основании туркутской свиты пласт доломитовых брекчий мощностью до 12 м [Копылова, 1964; Битерман и др., 1965; Красильщиков, Битерман, 1970; Якшин, Воданюк, 1986]. Некоторые авторы связывают образование брекчий с тектонической предтуркутской активизацией [Битерман и др., 1965]. По мнению Т. Н. Копыловой [1964], брекчия, залегающая в основании туркутской свиты, образовалась в послетуркутское время в результате тектонических движений на Оленекском поднятии. Результаты исследований лаборатории палеонтологии и стратиграфии докембрия (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск) показывают, что брекчии в основании туркутской свиты



образовались в результате растворения прослоев и гнезд эвапоритовых минералов и образуют так называемые синседиментационные коллапс брекчии или брекчии растворения [Nagovitsin et al., 2015]. Аналогичные образования широко распространены в верхнепротерозойских и фанерозойских отложениях [Pomoni-Papaioannou, Karakitsios, 2002; Vièvre, Quesne, 2004; Крупенин, Котляров, 2007; Мичурин и др., 2008].

Дискуссионным вопросом в изучении хатыспытской и туркутской свит является граница между этими подразделениями. Одни исследователи считают, что переход между свитами постепенный внутри единого осадочного цикла [Журавлев, Сороков, 1954; Виноградов, 1961; Комар, 1966; Якшин, Воданюк, 1986; Воданюк, 1987; Якшин, 1987; Knoll et al., 1995; Pelechaty et al., 1996], другие указывают на несогласное залегание туркутской свиты [Битерман, Горшкова, 1962; Битерман и др., 1965; Шпунт, 1979]. Вывод о несогласном залегании основывается на результатах геологического картирования, в результате которых было показано, что в южных разрезах (р. Кютингде) на породах дебенгдинской свиты, содержащей среднерифейский комплекс строматолитов родов *Colonnella*, *Conophyton*, *Anabaria*, залегает горизонт песчаников (7–8 м) с пластом конгломератов в основании, выше песчаники перекрываются водорослевыми доломитолитами (5 м) с *Boxonia grumulosa* Комар (характерны для венда) и плотными доломитолитами туркутской свиты (15 м), содержащими строматолиты родов *Stratifera*, *Paniscollenia* и *Colleniella* и онколиты *Vesicularites* [Битерман и др., 1965]. Кроме этого, Н. Н. Юнгером в бассейне р. Дебенгде отмечается налегание туркутской свиты на отложения маастахской свиты хорбусуонской серии [Битерман и др., 1965]. Таким образом, по данным геологической съемки туркутская свита залегает на отложениях разного возраста. Последние исследования лаборатории палеонтологии и стратиграфии докембрия (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск) показали, что граница между хатыспытской и туркутской свитами в большинстве разрезов характеризуется четкой литологической сменой тонкослоистых неяснокристаллических известняков на неяснокристаллические доломитолиты. Реконструкция обстановок осадконакопления позволила прийти к выводу, что хатыспытская и туркутская свиты являются двумя различными осадочными системами [Nagovitsin et al., 2015]. В середине 1980-х гг. Г. А. Карловой [1987] в туркутской свите были обнаружены мелкие скелетные остатки немакит-далдынского возраста, что подтвердило ее более молодой возраст по отношению к хатыспытской свите.

По результатам Совещания по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия были сформулированы следующие положения (Уфа, 15–18 мая 1967 г.) [Постановления ..., 1972]:

1. Нижняя граница венда проводится по смене третьего комплекса микрофитоцитов и строматолитов четвертым;
2. Нижняя и верхняя границы венда, по радиологическим данным, имеют возраст  $680 \pm 20$  и  $570 \pm 10$  млн лет соответственно.
3. Ранг венда может быть определен как система или фитема (протосистема).
4. Юдомский комплекс сопоставляется с вендом Русской платформы и характеризуется четвертым комплексом микрофитоцитов и строматолитов. На Оленекском

поднятии юдомскому комплексу соответствует хорбусуонская серия.

В 1979 г. на Всесоюзном стратиграфическом совещании по докембрию, палеозою и четвертичной системе средней Сибири была утверждена региональная стратиграфическая схема севера Сибирской платформы, согласно которой хорбусуонская серия (маастахская, хатыспытская и туркутская свиты) официально рассматривается в составе юдомского горизонта (Рисунок 4) [Решения..., 1983]. Верхняя часть юдомского горизонта, охарактеризованная древнейшими (дотоммотскими) скелетными остатками, была выделена в немакит-далдынский подгоризонт. На Оленекском поднятии, по мнению В. В. Хоментовского [1975], к немакит-далдынскому подгоризонту относится нижняя часть кессюсинской, охарактеризованная мелкими скелетными остатками *Chancelloria*, *Anabarites*, *Hyolithellus* [Мешкова и др., 1973]. Позднее в верхней части туркутской свиты хорбусуонской серии были найдены мелкие скелетные остатки *Cambrotubulus decurvatus* Missarzhevskiy, позволяющие относить верхи туркутской свиты также к немакит-далдынскому подгоризонту [Карлова, 1987]. Последние данные, полученные в результате изучения туркутской свиты, свидетельствуют о том, что мелкие скелетные остатки появляются с основания туркутской свиты, что позволяет относить всю туркутскую свиту к немакит-далдынскому подгоризонту [Rogov et al., 2012; Рогов и др., 2015; Nagovitsin et al., 2015].

К началу 1980-х годов разрез венда Оленекского поднятия уже имел ключевое значение ввиду находок комплексов микрофитоцитов и отпечатков мягкотелых организмов. Палеонтологическая характеристика венда Оленекского поднятия была расширена в ходе полевых работ 1981 г., что послужило основанием Б. С. Соколову рассматривать разрез Оленекского поднятия в качестве гипостратотипа венда [Вендская система ..., 1985]. Известно, что во второй половине 1980-х годов геологами ВАГТ (начальник партии Галабала Р. О.) проводилась геологическая съемка в районах рек Хорбусуонка и Оленек (лист R-51). Данные результаты работ были использованы при составлении государственной геологической карты РФ масштаба 1:1000000 (Анабаро-Виллюйская серия) [Сметанникова и др., 2013]. Согласно объяснительной записки к геологической карте, в бассейне р. Хорбусуонки выделяются (на основании данных из геологических отчетов ВАГТа) новые местные стратиграфические подразделения венд-кембрийского возраста (выделены монгусская, маттайская и тасюряхская свиты в хорбусуонской структурно-фациальной подзоне), отличные от тех (кессюсинская свита), которые были приняты и опубликованы в 1983 году в региональной стратиграфической схеме [Решения..., 1983].

Начало 1990-х годов было переломным моментом в изучении верхнего докембрия, так как венд, подразделение ОСШ, не имевшее до этого определенного ранга, был переведен в ранг системы. Кроме этого, венд был разделен на нижний и верхний отделы, а возраст нижней границы венда оценивался в  $650 \pm 20$  млн лет [Постановления ..., 1992]. Одновременно в 1992 году в разрезе на о. Ньюфаундленд по первому появлению ихнотаксона *Treprichnus pedum* (Seilacher) была ратифицирована Точка глобального стратотипа границы (GSSP) кембрийской системы в Стандартной глобальной хроностратиграфической шкалы. В середине 1990-х годов разрезы туркутской свиты сыграли важную роль в оценке возраста границы докембрия

Общая стратиграфическая шкала	Региональные стратиграфические подразделения		Оленекский район
	Горизонты		
ВЕНД	ЮДОМСКИЙ	Немакит-Далдынский подгоризонт	Низы кессюсинской свиты. Песчаники, гравелиты, мергели, линзы известняков. Скелетная фауна: <i>Anabarites trisulcatus</i> Miss. 30-35 м.
		Хорбусуонская серия	Туркутская свита. Доломиты, песчаники. Микрофитоциты: <i>Volvatella</i> Nar., <i>Vermiculites irregularis</i> (Reitl.), <i>Vesicularites bothrydioformis</i> (Krasnop.), <i>Vesicularites concretus</i> Z. Zhur., <i>Vesicularites lobatus</i> Reitl. 150-230 м.
			Хатыспытская свита. Песчаники, доломиты, сланцы. Строматолиты <i>Boxonia grumulosa</i> Komar <i>Charnia masoni</i> Ford (= <i>Glaessnerina sibirica</i> Sokolov) 110-200 м.
			Маастахская свита. Песчаники, гравелиты, доломиты. 648 млн. лет 35-65 м.
ВЕРХНИЙ РИФЕЙ	УЙСКИЙ		

Рисунок 4 - Унифицированная региональная стратиграфическая схема верхнепротерозойских отложений северо-восточной (Юдомо-Анабарской) части Сибирской платформы (авторский коллектив: В.В. Хоментовский, В.И. Алексеев, Т.А. Дольник, А.Б. Гинцингер, П.Н. Колосов, С.Л. Арутюнов, П.И. Шамес, В.Ю. Шенфиль, В.А. Шипицин). Схема принята на Всесоюзном стратиграфическом совещании по верхнему протерозою и нижнему палеозою (г. Новосибирск, 17 ноября 1979 г.), утверждена Пленумом МСК по верхнему протерозою, ордовику и силуру Средней Сибири 4 июня 1981 г.

и кембрия [Карлова, 1987]. Из туфобрекчий, прорывающих хорбусуонскую серию (р. Хорбусуонка) С. Баурингом U-Pb методом по цирконам был получен возраст  $543.9 \pm 0.24$  млн лет [Bowring et al., 1993]. Позднее из Намибии по вулканическим туфам формации Nomtsas (подгруппа Schwarzrand) и пачки Hoogland (формация Zaris, подгруппа Kuibis) U-Pb методом были получены датировки, которые позволили предполагать, что возраст границы между докембрием и кембрием (включая немакит-далдынский подгоризонт) лежит в пределах между 548.8 и 543.3 млн лет [Grotzinger et al., 1995]. Стоит отметить, что в настоящее время в стандартной (международной) стратиграфической шкале используется оценка возраста границы протерозоя и фанерозоя, полученная U-Pb методом из цирконов вулканических туфов группы Ara (циклы A3–A4, Оман), которая составляет  $542.0 \pm 1.0$  млн лет [Amthor et al., 2003; Gradstein et al., 2004]. Основанием для выбора этой датировки послужило исчезновение таксонов *Namacalathus* и *Cloudina* ниже уровня вулканических туфов, однако это «исчезновение» скорее связано со сменой вещественного состава отложений в разрезе (выше пачки с таксонами залегает пачка эвапоритовых отложений), а индекс-таксон GSSP кембрия *Treptichnus pedum* (Seilacher) в этом разрезе отсутствует. Впоследствии возраст границы протерозоя и фанерозоя в Омани был уточнен и составил  $541.0 \pm 1.0$  млн лет [Bowring et al., 2007].



На протяжении 1990-х годов происходило накопление данных о возрасте нижней и верхней границ венда, которые к концу этого периода оценивались в  $600 \pm 10$  млн лет (по вулканитам Авалонии U-Pb с возрастом  $602 \pm 3$  млн лет) и  $535 \pm 1$  млн лет (за основу взяты данные с Хараулахского поднятия) соответственно [Семихатов, 2000]. Именно такие оценки возраста нижней ( $600 \pm 10$  млн лет) и верхней ( $535 \pm 1$  млн лет) границ венда зафиксированы в Стратиграфическом кодексе России [2019]. В настоящее время существуют две основные точки зрения на возраст нижней границы венда Восточно-Европейской платформы: первая оценка составляет  $640 \pm 5$  млн лет (Rb-Sr возраст глауконита из бакеевской свиты ашинской серии Урала оценивается в  $638 \pm 13$  млн лет) [Семихатов и др., 2015], второй вариант оценки возраста границы рифея и венда предложили Д. В. Гражданкин и А. В. Маслов [2015] по данным U-Pb датирования ( $598.1 \pm 6.0$  млн лет) цирконов из базальтов, залегающих вблизи основания серебрянской серии Среднего Урала.

Что касается верхней границы венда, которая в Общей стратиграфической шкале России совпадает с нижней границей томмотского яруса нижнего кембрия, ее возраст в настоящее время оценивается как 529–530 млн лет, и сделать это удалось по результатам U-Pb датирования цирконов из вулканических туфов вблизи основания зоны *Nochoroicyathus sunnaginicus* в одном из разрезов кессюсинской серии на северо-западном склоне Оленекского поднятия [Grazhdankin et al., 2020]. Таким образом, разрез хорбусуонской серии Оленекского поднятия имеет значение как гипостратотип венда в первую очередь как более полный и хорошо охарактеризованный в литологическом и палеонтологическом отношении разрез верхних горизонтов системы.

## ГЛАВА 2. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ РАЗРЕЗОВ И НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ВЕНДА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СКЛОНА ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ

Вендский разрез северо-западного склона Оленекского поднятия представлен хорбусуонской серией, которая включает три свиты: маастахскую, хатыспытскую и туркутскую (Рисунок 5). Маастахская свита состоит главным образом из гравелитов, песчаников, алевроаргиллитов и доломитолитов. Хатыспытская свита сложена известняками неяснокристаллическими (степень кристалличности при макроскопических наблюдениях визуально не устанавливается), известняками яснокристаллическими, известняками обломочными и сфероагрегатными, известняками строматолитовыми, силицитами (слабо литифицированными и литифицированными), аргиллитами, а также интервалами известняков, тонкопереслаивающихся с аргиллитами. Для известняков хатыспытской свиты на определенных стратиграфических уровнях характерны ихнетекстуры *Nenoxites*. Туркутская свита представлена различными доломитолитами, среди которых встречаются неяснокристаллические и яснокристаллические, строматолитовые, оолитовые, обломочные (типы зерен даны по Flügel [2004]), а также доломитолиты неяснокристаллические глинистые. Следует отметить, что для нижней части туркутской свиты характерны доломитовые брекчии растворения.

### 2.1. Литологические типы отложений хатыспытской и туркутской свит

Под литологическим типом отложений (литотипом) понимается типичный слой или устойчивый комплекс первичных литологических признаков, свидетельствующих о способе образования и условиях формирования [Фролов, 1995]. В соответствии с этим понятием выделение литологических типов пород в гипостратотипическом разрезе венда Оленекского поднятия произведено на основе первичных, наблюдаемых в поле, признаков, а именно: цвета, минерального состава, структуры и текстуры. Для каждого литотипа, по возможности, документировались вторичные изменения. Выделение литологических типов пород необходимо для систематизации описания разрезов и однозначного понимания разрезов разными исследователями.

Состав пород в полевых условиях определялся стандартным методом при помощи соляной кислоты (3%). В основе выделения текстур наслонения лежит классификация В.Т. Фролова – горизонтальная слоистость (ровнослоистые породы), волнистая слоистость, косоволнистая слоистость и косая слоистость [Фролов, 1992]. Классификация мощности слоев и слоистости приводится по Л. Н. Ботвинкиной [1962] – микрослоистая (менее 1 мм), тонкая (1 мм – 1 см), мелкая (1 см – 10 см), средняя (10 см – 1 м), крупная (более 1 м). Классификация типов сфероагрегатных и обломочных зерен заимствована из Flügel [2004] и приводится в разделе 3.1.1.

В составе **хатыспытской свиты** установлены следующие типы пород (Рисунок 6):

#### 1. Известняки неяснокристаллические (И1)

Цвет пород светло-серый до черного, коричневатого-серый. Слоистость тонкая (мощность слоев от 1-2 мм до 1 см) ровная (горизонтальная), иногда слабоволнистая, и подчеркнута

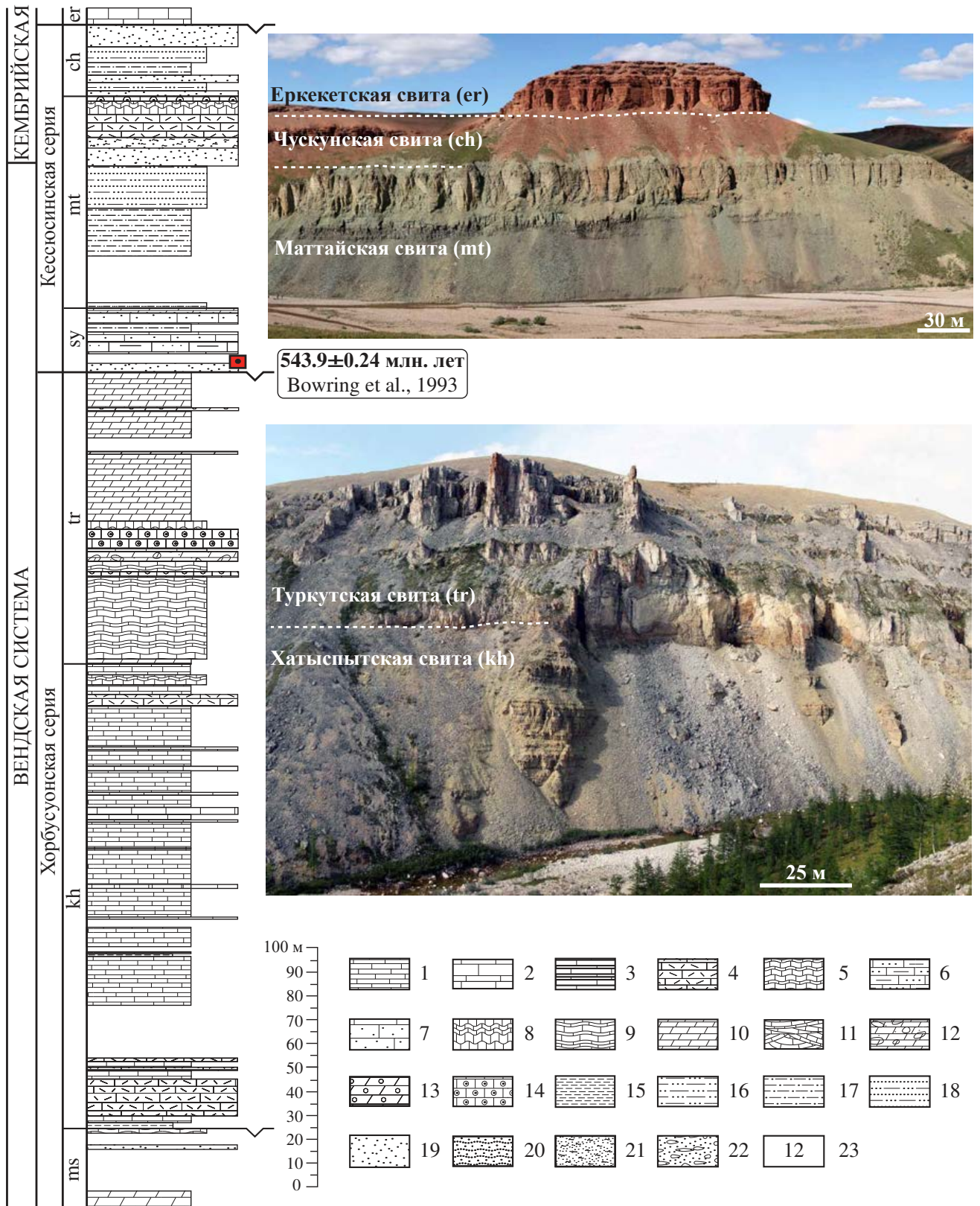


Рисунок 5 - Сводный разрез вендских и нижнекембрийских отложений северо-западного склона Оленекского поднятия Сибирской платформы.

Условные обозначения: 1 – известняки неяснокристаллические, 2 – известняки яснокристаллические, 3 – переслаивание известняков и аргиллитов, 4 – известняки обломочные, 5 – известняки строматолитовые, 6 – известняки алевритистые, 7 – известняки песчаные, 8 – доломитолиты строматолитовые, 9 – доломитолиты неяснокристаллические, 10 – доломитолиты глинистые, 11 – доломитолиты яснокристаллические с косой слоистостью, 12 – доломитолиты обломочные, 13 – доломитолиты оолитовые, 14 – доломитолиты оолитово-обломочные, 15 – аргиллиты, 16 – алевролиты, 17 – переслаивание алевролитов и аргиллитов, 18 – переслаивание песчаников и алевролитов (продолжение - см. на стр. 24)



продолжение (начало - см. на стр. 23). 19 – песчаники, 20 – песчаники волнистослоистые, 21 – песчаники глауконитовые, 22 – конгломераты, 23 – цифрами справа от разрезов обозначены номера слоев/пластов/интервалов разреза. Обозначения свит: ms–маастахская, kh–хатыспытская, tr–туркутская, sy–сыаргалахская, mt–маттайская, ch–чускунская, ег–еркекетская.

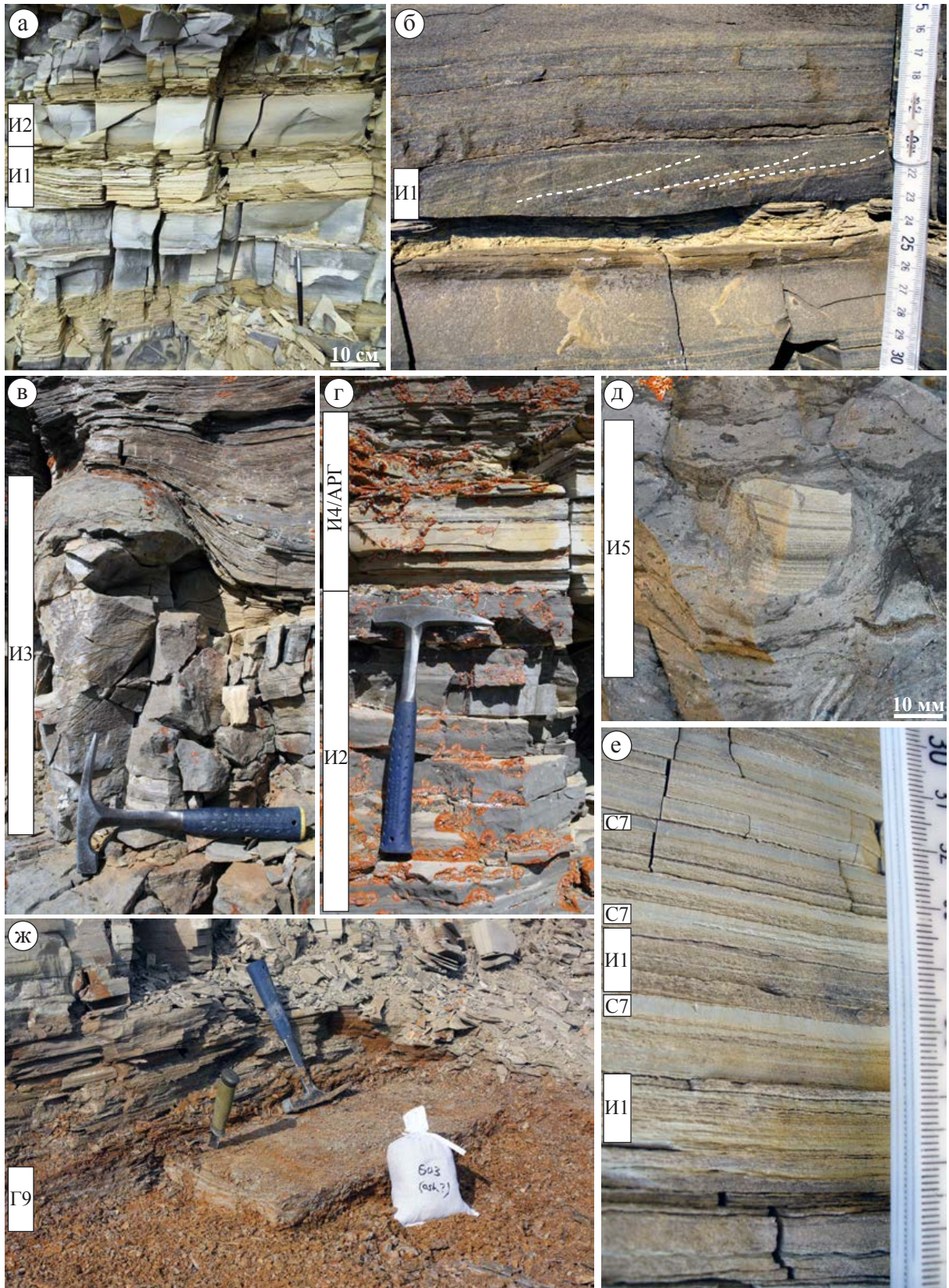


Рисунок 6 - Основные литологические типы хатыспытской свиты.

а) чередование яснокристаллических тонко-ровнослоистых (И1) и яснокристаллических (И2) известняков (продолжение - см. на стр. 25)



продолжение (начало - см. на стр. 24) б) известняки неяснокристаллические с косо́й слоистостью (И1); в) известняки строматолитовые (И3); г) тонко переслаивающихся известняки и аргиллиты (И4/АРГ) перекрывают серые яснокристаллические известняки (И2); д) известняки обломочные (И5); е) силициты (С7) с тонкими прослоями неяснокристаллических известняков (И1); ж) силициты слабо литифицированные (Г9).

темными слойками, которые, по всей видимости, обогащены органическим веществом (встречаются сильно битуминозные известняки с характерным запахом) (см. рисунок 6, а, б). В редких случаях известняки формируют отдельные слои, в которых наблюдаются одиночные косые серии (мощность косых серий достигает 3-5 см) (см. рисунок 6, б). Присутствуют кремневые конкреции линзовидной формы и участки с признаками перекристаллизация (в том числе, частичная доломитизация). В тонкослоистых известняках преимущественно средней-верхней части свиты наблюдаются ихнотекстуры *Nenoxites* и одиночные следы жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin.

### 2. Известняки яснокристаллические (И2)

Цвет пород от серого до темно-серого. Известняки слагают слои (мощностью от нескольких см до 20-30 см), объединяющиеся в крупные пакеты (мощностью до нескольких метров), границы между которыми могут быть как волнистыми, так и ровными (см. рисунок 6, а). Слоистость ровная (горизонтальная) крупная. Нередко известняки слагают мощные отдельные слои (мощностью до 2.5 м) без видимой слоистости. Слоистость может быть подчеркнута послойным распределением крупных кристаллов кальцита. Для верхней части третьей подсвиты характерно наличие промоин, заполненных тонкослоистым известняком (такую слоистость, согласно Л. Н. Ботвинкиной [1962] следует называть слоистостью заполнения) в известняках. Ихнотекстуры редки и приурочены к поверхностям напластования. Также присутствуют линзовидные кремневые конкреции.

### 3. Известняки строматолитовые (И3)

Цвет коричневато-серый до черного. В обнажении строматолиты представлены столбчатыми формами со смещенной верхней частью (вероятно по направлению течения потока) (см. рисунок 6, в). Ориентация верхней части столбиков строматолитов составляет 340° (север-северо-запад). Пространство между столбиками заполнено яснокристаллическими известняками темно-серого до черного цвета, в котором присутствуют ихнотекстуры *Nenoxites*. В разрезе строматолитовые известняки образуют биогермы. Порода при расколе издает характерный запах битума.

### 4. Известняки неяснокристаллические, переслаивающиеся с аргиллитами (И4/АРГ)

Цвет известняков светло-серый, желтовато-серый и серый. Аргиллиты имеют темно-серый, темно-коричневый до черного цвет (см. рисунок 6, г). Слоистость тонкая и ровная (горизонтальная). Литотип слагает слои обычно от 3 до 67 см и более мощные до 3 м. В слойках известняка иногда присутствуют ихнотекстуры *Nenoxites*.

### 5. Известняки обломочные (И5)

Цвет основной массы темно-серый до черного, обломки более светлые коричневато-серые (см. рисунок 6, д). Форма обломков угловатая, изогнутая, иногда встречаются деформированные обломки. Размер обломков достигает 15 см. Обломки главным образом

представлены известняками микро и тонкокристаллическими с тонкой ровной слоистостью. Обломочные известняки слагают тела (мощностью до 7 м) с эрозионной подошвой и ровной кровлей и слои мощностью от 15-20 см до 2-3 м. В известняках широко распространены текстуры деформаций (складки оползания, подушечные и рулетовидные тела).

*6. Известняки сфероагрегатно-обломочные (И6)*

Цвет коричневато-серый до темно-коричневого. Обломки имеют преимущественно полуокатанную форму. Размер обломков достигает 15 мм. В породе наряду с обломками присутствуют пеллеты, некоторые из которых деформированы или разрушены (раздроблены), скопления пеллет под единой оболочкой (grapestone) и одиночные оолиты. Пространство между зернами заполнено яснокристаллическим известняком.

*7. Силициты неяснокристаллические литифицированные (С7)*

Цвет белый, светло-серый, желтовато-серый, серый. В разрезе встречаются как пористые, так и плотные разности с раковистым изломом. Не реагируют с HCl. В разрезе формируют отдельные однородные слои мощностью до 15 мм. Нередко силициты тонко переслаиваются с неяснокристаллическими известняками, образуя устойчивую ассоциацию (см. рисунок 6, е). Породы приурочены к третьей подсвите хатыспытской свиты.

*8. Аргиллиты (А8)*

Цвет серый, темно-серый до черного. Слоистость тонкая ровная (горизонтальная). Тонкоплитчатые. Слагают слои до 40 см преимущественно в нижней части первой подсвиты хатыспытской свиты.

*9. Силициты слабо литифицированные (Г9)*

Цвет белый, голубовато-белый, желтовато-серый, светло-серый, иногда охристый. Слабо литифицированные и пластичные (см. рисунок 6, ж). Образуют слои мощностью от 6 до 25 см. Распространены преимущественно в верхней части второй и средней-верхней части третьей подсвит.

В составе **туркутской свиты** установлены породы преимущественно доломитового состава (Рисунок 7):

*1. Доломитолиты неяснокристаллические (Д1)*

Цвет желтовато-серый, зеленовато-серый и светло-серый. Слоистость тонкая ровная и слабоволнистая, которая хорошо проявлена на выветрелой поверхности (см. рисунок 7, а). В доломитолитах встречаются слепки промоин и одиночные косые серии мощностью до 10-15 мм.

*2. Доломитолиты яснокристаллические (Д2)*

Цвет породы светло-серый, желтовато-серый. Слоистость тонкая от ровной (ламинитовая) до слабоволнистой (строматолитовая). Границы между слоями и пачками преимущественно волнистые. В доломитолитах также иногда наблюдаются текстуры пластичных деформаций (подворачивание, изгиб слоев) и каверны, заполненные битумом. Слабоволнистые доломитолиты образуют в разрезах линзовидные (биостромы) пласты и пачки большой протяженности (до 100 м).



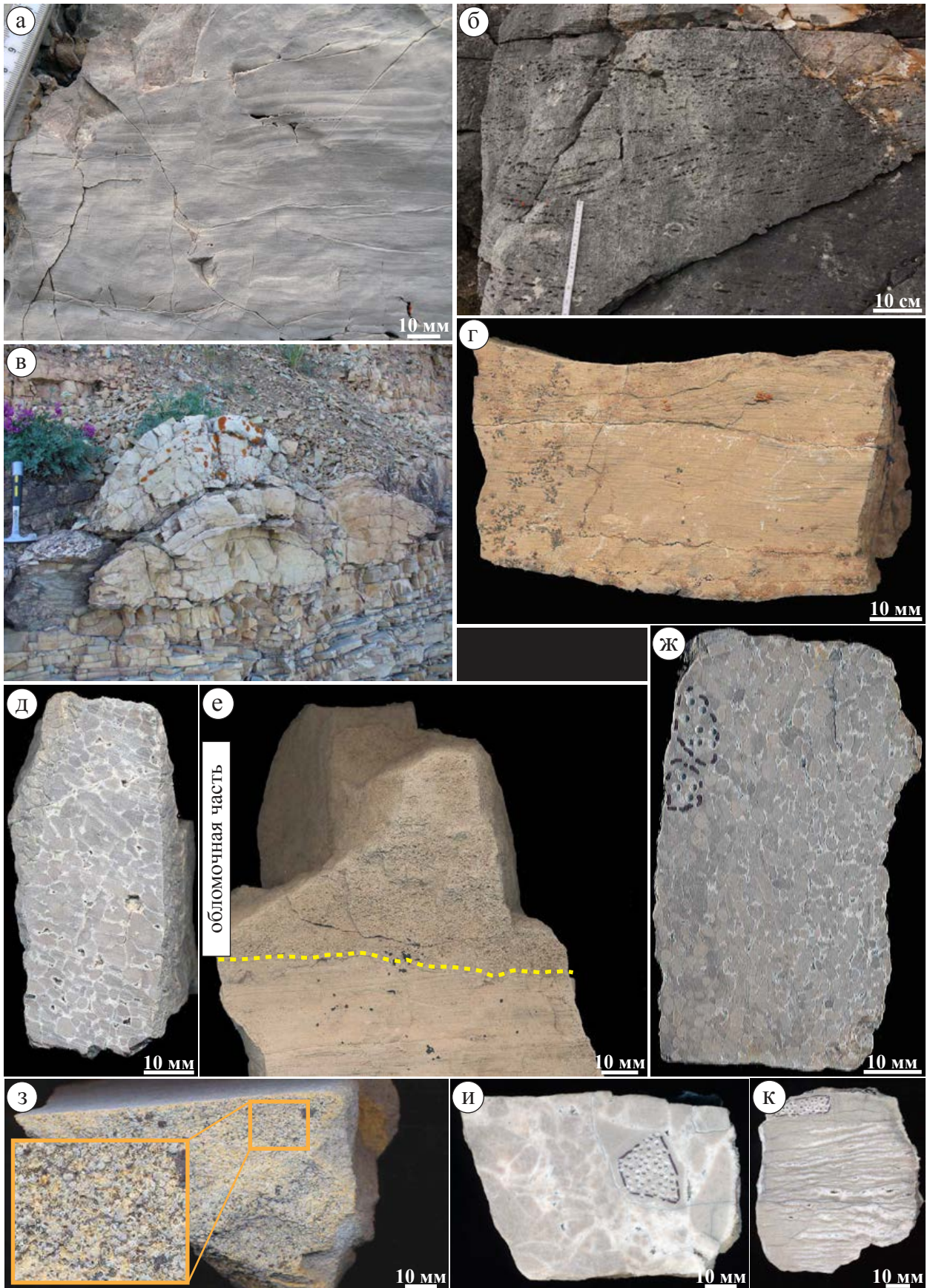


Рисунок 7 - Основные литологические типы туркутской свиты.

а) доломитолиты неяснокристаллические (Д1); б) доломитолиты яснокристаллические с косо́й слоистостью (Д3); в) доломитолиты строматолитовые (Д4); г) доломитолиты глинистые (Д5); д) доломитолиты обломочные (обломки преимущественно округлой вытянутой (до 2 см) и угловатой-полуокатанной формы) (Д6); е) доломитолиты мелкообломочные (Д7); ж) доломитолиты оолитово-обломочные (продолжение - см. на стр. 28)

продолжение (начало см. на стр. 27) з) доломитолиты оолитовые; и) доломитовые брекчии растворения; к) полосчатая текстура в доломитовых брекчиях.

### *3. Доломитолиты яснокристаллические с косой слоистостью (Д3)*

Цвет светло-серый до темно-серого. В доломитолитах присутствует однонаправленная косая слоистость с прямыми и вогнутыми слойками, серый швы при этом параллельны, косоволнистая разнонаправленная и косая разнонаправленная с клиновидными серыми швами и слабоволнистая (до ровной) слоистость (см. рисунок 7, б). Мощность косых серий достигает 10 см. Слоистость почеркнута разным цветом слойков (светло-серые чередуются с темно-серыми), их различной кристаллическостью и разной степенью выветривания. Кавернозные.

### *4. Доломитолиты строматолитовые (Д4)*

Цвет породы светло-серый, желтовато-серый и серый. Слагают биогермы высотой до 80 см, при этом диаметр может достигать нескольких метров (см. рисунок 7, в). Форма столбиков одиночная, равномерно растущая или расширяющаяся вверху и разветвляющаяся. Пространство между столбиками заполнено яснокристаллическими тонкослоистыми доломитолитами, обломками яснокристаллических доломитолитов, обломками строматолитовых доломитолитов и сфероагрегатными зернами.

### *5. Доломитолиты глинистые (Д5)*

Цвет коричневатый-серый. Слоистость тонкая, ровная и слабоволнистая почеркнута тонкими темными глинистыми слойками (см. рисунок 7, г). На поверхностях напластования встречаются глипотоморфозы соли и трещины усыхания. На подошве иногда сохраняются слепки промоин.

### *6. Доломитолиты крупнообломочные (Д6)*

Цвет светло-серый. Слагают отдельные прослои и пласты. Границы пластов обычно ровные. Обломки преимущественно округлой вытянутой формы (плоская галька, размер до 2 см) и угловатой-полуокатанной погружены в яснокристаллический цемент, иногда образуют скопления с черепитчатым налеганием. Упаковка обломков относительно свободная, часто обломки не соприкасаются друг с другом (см. рисунок 7, д).

### *7. Доломитолиты мелкообломочные (Д7)*

Цвет светло-серый и желтовато-серый. Обломки имеют округлую (размер до 4 мм), и полуокатанную форму. Упаковка обломков плотная, обломки соприкасаются друг с другом, цемент скрытокристаллический. Нижняя граница пластов мелкообломочных доломитолитов имеет эрозионный характер. Породы формируют линзы (в случае, когда приурочены к слою со строматолитами) и слагают отдельные пласты в которых встречаются обломки (по форме напоминающие фрагменты слоев доломитолитов) и частично разрушенные и заваленные столбики строматолитов. Местами отдельные подстилающие слои доломитолитов эродированы вышележащими обломочными доломитолитами (см. рисунок 7, е). Кроме этого, обломки могут присутствовать в промоинах в промоинах.

### *8. Доломитолиты оолитово-обломочные (Д8)*

Цвет светло-серый, желтовато-серый и коричневатый-серый. Порода состоит из оолитов



(30%) и обломков (70%) (см. рисунок 7, ж). Оолиты представляют собой зерна (от 2 до 5 мм) округлой и овальной формы, имеющие ядро и оболочку (корку). В случаях, когда в породе присутствует сильная перекристаллизация, отнесение округлых частиц именно к оолитам дискуссионно. Однако иногда сохраняются реликты концентрической или радиальной структуры оолитов. Обломки имеют как округлую (размер до 7 мм), так и удлиненную (размер до 10 мм) овальную форму. Упаковка обломков и оолитов плотная, цемент представлен яснокристаллическим доломитолитом. Нижняя граница пластов оолитово-обломочных доломитолитов имеет эрозионный характер.

#### *9. Доломитолиты оолитовые (Д9)*

Цвет светло-серый. Оолиты – зерна (до 2 мм) округлой и овальной формы, имеющие ядро и несколько концентрических оболочек (см. рисунок 7, з). Диаметр оолитов до 1.5 мм. Большинство зерен оолитов имеет до 10 концентрических оболочек. Упаковка плотная, цемент яснокристаллический. Оолитовые доломитолиты приурочены к верхней части туркутской свиты и обнажаются в виде отдельных пластов.

#### *10. Доломитолитовые брекчии (Д10)*

Цвет породы серый, темно-серый, трещины и прожилки имеют белый цвет. Обломки коричневатого-серого цвета со слабоволнистой слоистостью либо без видимой слоистости. Обломки в брекчиях имеют угловатую форму, а размер по длинной оси может достигать нескольких десятков см (см. рисунок 7, и). Роль цемента выполняет молочно-белый яснокристаллический доломит. Зачастую брекчия имеет равномерно-ячеистую структуру, где в ячейках находятся обломки. Порода сильно кавернозная, со значительными вторичными изменениями (залечивание трещин, полостей, образование крупных кристаллов доломита и кальцита). Для брекчий характерно наличие полосчатой текстуры (см. рисунок 7, к). Доломитовые брекчии преимущественно распространены в нижней части туркутской свиты и имеют псевдообломочную структуру.

## **2.2. Строение разреза по р. Хорбусуонке**

В долине р. Хорбусуонки в 2009, 2010 и 2018 гг. автором было изучено 33 разреза вендских и пограничных венд-кембрийских отложений (Рисунок 8). Среди этих разрезов были выбраны наиболее представительные для построения составного лектостратотипа хатыспытской и туркутской свит хорбусуонской серии. Маастахскую свиту хорбусуонской серии не удалось изучить в полном объеме, поэтому в работе ее строение будет описано по литературным данным.

**Маастахская свита** была выделена В. С. Журавлевым, Д. С. Сороковым в 1950 году и названа по руч. Маастах, притоку р. Хорбусуонки [Журавлев, Сороков, 1954]. При выделении свиты авторами было указано место первоописания – р. Хорбусуонка, руч. Маастах.

Маастахская свита имеет трехчленное строение [Якшин, Воданюк, 1986]. Нижняя подсвита мощностью до 40 м (мощность указана по данным М. С. Якшина, С. А. Воданюка [1986]) сложена светлыми желтовато-серыми средне-крупнозернистыми косослоистыми, преимущественно кварцевыми песчаниками, содержащими хорошо окатанную гальку (3–5

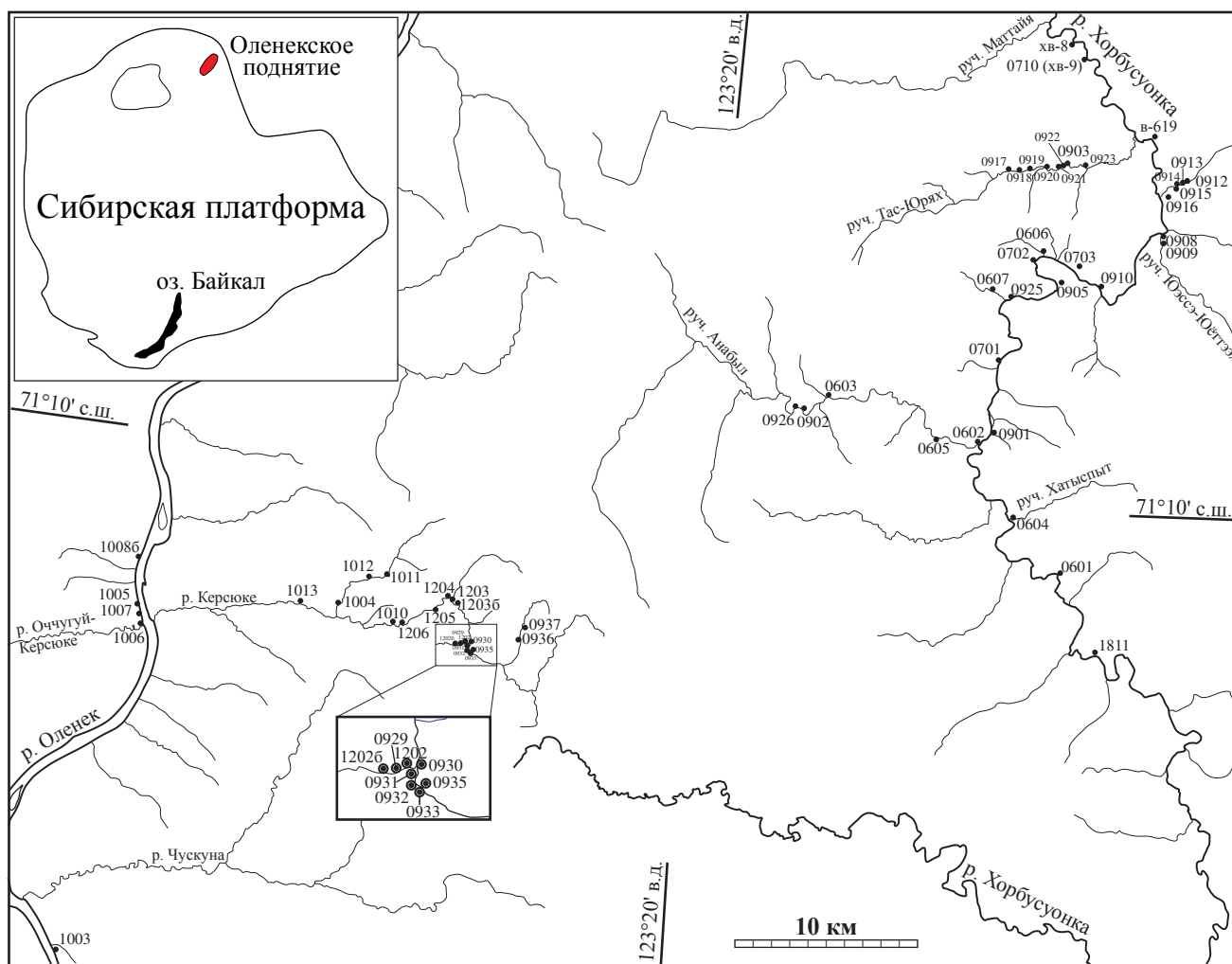


Рисунок 8 - Карта изученных разрезов маастахской, хатыспытской и туркутской свит северозападного склона Оленекского поднятия.

см) кварца и нижележащих пород [Журавлев, Сороков, 1954]. В некоторых разрезах нижняя подсвита представлена пятнистоокрашенными, коричневато-зелеными и красновато-коричневыми, местами бордовыми алевроаргиллитами, в большом количестве содержащими гематитизированную гальку кварца, кремней, доломитолитов и песчаников размером до 5 см [Журавлев, Сороков, 1954]. По мнению Б. Р. Шпунта с соавторами, алевроаргиллиты и песчаники представляют собой продукты разрушения эффузивных пород (каолинит-гидрослюдистый агрегат в матриксе мог образоваться в результате разложения вулканического стекла) [Шпунт и др., 1979]. Судя по опубликованным данным и наблюдениям, песчаники слагают русловидные тела, при этом косые серии достигают 20–40 см (по нашим данным до 140 см) в высоту и могут иметь прямые и волнистые серийные швы [Шпунт и др., 1979; Pelechaty et al., 1996].

Средняя подсвита мощностью до 95 м [Журавлев, Сороков, 1954] (по данным других исследователей – 25 м [Шпунт и др., 1979] и 40 м [Knoll et al., 1995]) установлена в среднем течении р. Хорбусуонка между устьями руч. Хатыспыт и Хайапах (обн. 0604 и 1811). Подсвита представлена главным образом желтовато- и красновато-серыми доломитолитами, часто окремненными, строматолитовыми, косо- и волнистослоистыми, местами обломочными и грубослоистыми и с трещинами усыхания. В изученных разрезах 0601 и 1811 представлены

лишь верхние 34 м средней подсвиты, сложенные чередующимися пластами (15–30 см) пелитоморфных доломитолитов без видимой слоистости либо с тонкой ровной и волнистой слоистостью и пластами (12–53 см) пелитоморфных доломитолитов с кремневыми конкрециями. В верхней части средней подсвиты появляются пласты волнистослоистых и косослоистых доломитолитов и невыдержанные по простиранию пласты обломочных доломитолитов (размер обломков достигает 13 мм). Кроме этого, в подсвите широко распространены разнообразные темно- и светло-серые кремневые конкреции. Контакт с верхней подсвитой не обнажен.

Вышеописанными отложениями предыдущие исследователи заканчивали разрез маастахской свиты, однако нами был детально изучен разрез 0604 (правый борт р. Хорбусуонки, устье руч. Хатыспыт, 71°10'0.75" с.ш., 123°47'55.29" в.д.) (Рисунок 9), который имеет следующее строение:

1. Песчаники светло-серые, мелко-, средне- и крупнозернистые, местами с примесью обломков гравелитовой размерности (до 10 мм), с ровной, грубоволнистой, градационной, однонаправленной многэтажной косою слоистостью (косые серий достигают 25 см), ровной либо бугристой подошвой со следами следов размыва струями течений и скоплениями плоской и слабоокатанной аргиллитовой гальки (размер обломков достигает 10 см). Мощность – 2.5 м.

2. Закрытый интервал, который, судя по высыпкам, сложен алевроаргиллитами. Мощность – 7.0 м.

3. Известняки доломитизированные желтовато-серые строматолитовые. Мощность – 2.0 м. В кровле пласта 3 были обнаружены признаки палеокарста (брекчированность, заполнение пространства между обломками крупнокристаллическим кальцитом, поверхности растворения и структуры обрушения). Выше залегает пласт серых аргиллитов.

Признаки палеокарстования в кровле венчающих известняков позволяют предполагать существенный перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся осушением территории. Преимущественно алюмосиликокластический состав отложений и текстурные особенности сближают эту толщу с подстилающей маастахской свитой. Предыдущие исследователи помещали песчаники (пласт 1) в основание хатыспытской свиты [Журавлев, Сороков, 1954; Виноградов, 1961; Комар, 1966; Красильщиков, Битерман, 1970; Якшин, Воданюк, 1986]. Вместе с тем, поверхность с палеокарстовыми проявлениями в кровле пласта 3 носит ярко выраженный характер секвентной границы, выше которой трансгрессивно залегают аргиллиты, что позволяет нам выводить пласты 1–3 из состава хатыспытской свиты и помещать их в маастахскую свиту (см. рисунок 9) на правах верхней подсвиты, которая накапливалась во время низкого стояния уровня моря [Nagovitsin et al., 2015].

В южных разрезах (р. Кютингде) на дебенгдинской свите рифея с размывом залегает толща, которая в нижней части представлена: 1) пачкой кварцевых песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов (мощность 14-15 м); 2) пачкой строматолитовых доломитолитов (мощность 2-3 м), которая выше перекрывается полосчатыми серыми доломитолитами [Якшин, 1987]. Предыдущими исследователями песчаники, алевролиты и аргиллиты, вместе с пачкой строматолитовых доломитолитов, сопоставлялись с нижней частью хатыспытской

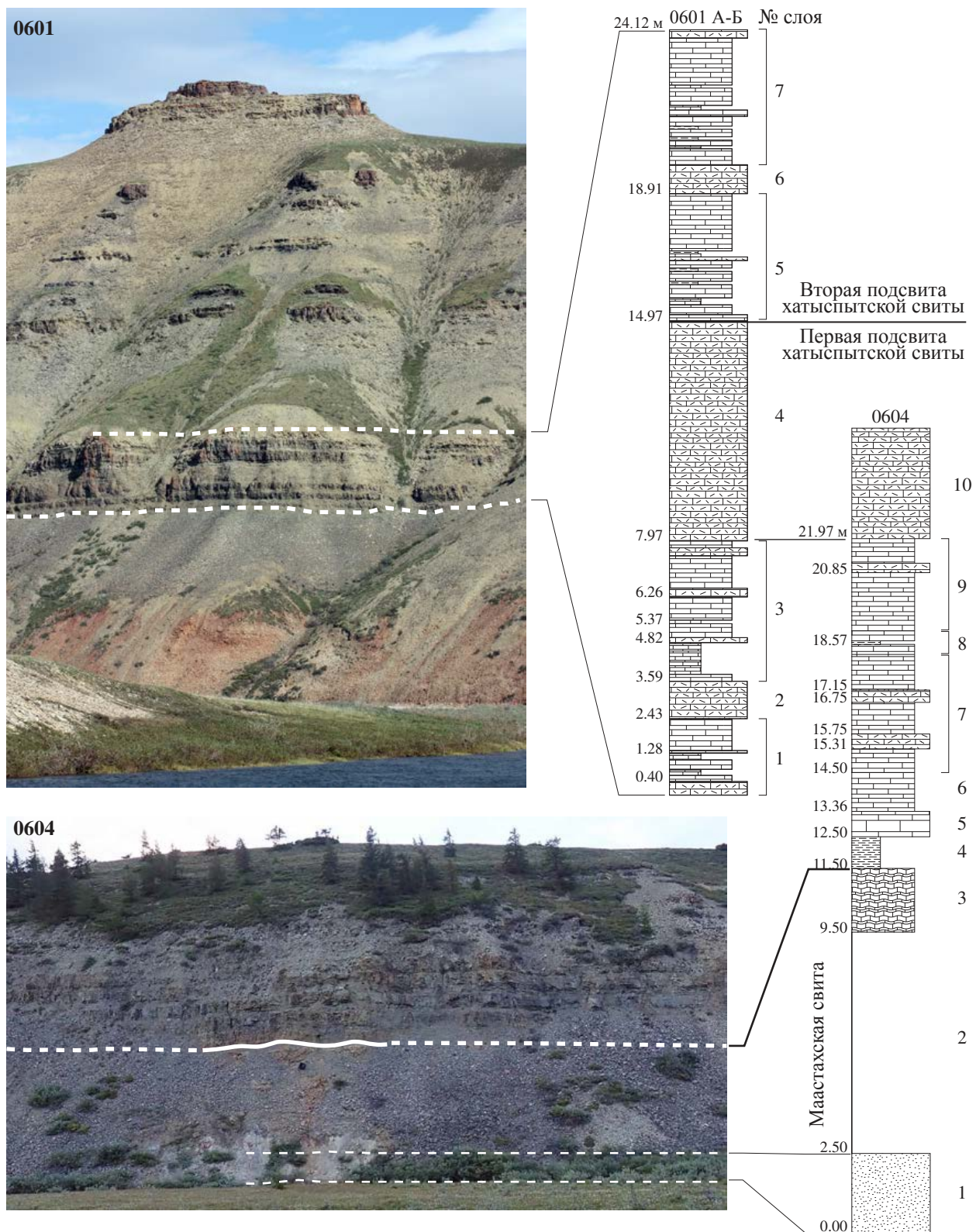


Рисунок 9 - Строение первой подсвиты хатыспытской свиты и контакт с подстилающей маастахской свитой. Условные обозначения см. на рис. 5.



свиты, а вышележащие полосчатые доломитолиты – с туркутской свитой [Шпунт и др., 1979; Якшин, 1987]. По нашим представлениям пачки 1 и 2 в разрезе по р. Кютингде можно сопоставлять с пачками 1-3 разреза 0604 (р. Хорбусуонка) и относить к маастахской свите. Мощность верхней подсвиты маастахской свиты, по нашим данным, составляет 12.5 м.

Общая мощность маастахской свиты в новом понимании, судя по всему, достигает 100 м.

**Хатыспытская свита** впервые была выделена В. С. Журавлевым и Д. С. Сороковым в начале 50-х гг. при геологической съемке, которая проводилась партиями треста «Арктикразведка» Горно-геологического управления Главсевморпути [Журавлев, Сороков, 1954]. Авторы при первоописании не указали точное местоположение стратотипического разреза, однако обозначили положение представительных разрезов, которые располагались в среднем течении р. Хорбусуонка и по ее притокам. В результате исследований было предложено разрезы 0601, 0602 и 0603 использовать в качестве составного лектостратотипа, а в качестве лимитотипа использовать разрез 0604, где хорошо представлен контакт хатыспытской свиты и нижележащей маастахской свиты, проводимый по кровле строматолитовых известняков с признаками палеокарста. В разрезе 0604 хатыспытская свита представлена (по полевым данным Д. В. Гражданкина и В. И. Рогова) (см. рисунок 9):

4. Аргиллиты тонкослоистые (А8) с редкими тончайшими прослоями известняков. В известняках присутствуют мелкие (<1 мм) следы жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin. Мощность – 1.0 м.

5. Известняки яснокристаллические с крупной ровной слоистостью (И2). Мощность – 0.86 м.

6. Известняки неяснокристаллические тонко-ровнослоистые (И1) с ихнотекстурами *Nenoxites*. Мощность – 1.14 м.

7. Известняки неяснокристаллические тонко-волнистослоистые (И1) с двумя маломощными (до 44 см) прослоями обломочных известняков (И5). Мощность – 3.75 м.

8. Известняки неяснокристаллические тонко-ровнослоистые (И1) окремненные. В средней части интервала присутствует прослой аргиллитов мощностью 15 см. Мощность – 0.82 м.

9. Известняки неяснокристаллические тонко-волнистослоистые (И1) с маломощным (20 см) линзовидным прослоем обломочных известняков. Мощность – 2.9 м.

10. Известняки обломочные (И5) местами перекристаллизованные. Видимая мощность пласта достигает 3.5 м.

Общая мощность этого интервала (4-10) в разрезе 0604 составляет 13.97 м.

Далее разрез хатыспытской свиты надстраивается в обнажении 0601 (интервал А-Б) (правый борт р. Хорбусуонки, 71°8'25.0" с.ш., 123°52'35.51" в.д.), в котором пласту 10 обнажения 0604 соответствует пласт 4 (такая корреляция не противоречит данным полученным С.А. Воданюком [1987]) (см. рисунок 9):

1. Известняки неяснокристаллические тонко-ровнослоистые (И1) темно-серые до черных, коричневато-серые. Слоистость подчеркивается субгоризонтальным распределением

органостенных макроостатков. В основании пачки слой обломочных светло-серых известняков мощностью 40 см. Мощность – 2.43 м.

2. Известняки обломочные (И5) светло-серые (размер обломков до 8 см). Мощность – 1.16 м.

3. Интервал представлен тонко-ровнослоистыми неяснокристаллическими известняками (И1), на поверхностях напластования, которых наблюдаются их текстуры *Nenoxites*, а в основании присутствует пласт тонкопереслаивающихся известняков и аргиллитов (И4/АРГ) мощностью 1.06 м. Также в интервале присутствуют редкие прослои обломочных известняков. Мощность – 4.38 м.

4. Известняки обломочные (И5) темно-серые, местами до черного. Размер обломков до 15 см. Форма обломков угловатая. В известняках широко распространены текстуры деформаций (складки оползания, подушечные и рулетовидные тела). Нижняя граница пласта эрозионная, а мощность пласта изменяется по латерали в пределах обнажения от 3.7 до 7.0 м.

В строение вышеописанного интервала (первая подсвета хатыспытской свиты) принимают участие преимущественно обломочные и тонкослоистые неяснокристаллические известняки. Выше по разрезу постепенно пропадают обломочные известняки, а для разреза становится характерным чередование тонкослоистых неяснокристаллических известняков, и тонкопереслаивающихся известняков, и аргиллитов. На этом основании в кровле слоя 4 проведена граница между первой и второй подсветами хатыспытской свиты.

**Мощность первой подсветы составляет 17.47 м.**

5. Переслаивание тонко-ровнослоистых темно-серых и светло-серых неяснокристаллических известняков и темно-серых до черных аргиллитов (И4/АРГ). В основании и средней части интервала маломощные пласты яснокристаллических известняков (И2) и обломочных известняков (И5) соответственно. Мощность – 3.94 м.

6. Известняки обломочные (И5) светло-серые. Мощность – 0.95 м.

7. Переслаивание тонко-ровнослоистых темно-серых и светло-серых неяснокристаллических известняков и аргиллитов (И4/АРГ). Пачка заканчивается слоем (25 см) обломочных известняков (обломки вытянутой формы). Мощность – 4.26 м.

Далее следует интервал плохой обнаженности, который, судя по высыпкам сложен тонкослоистыми неяснокристаллическими известняками и аргиллитами. Мощность интервала с плохой обнаженностью составляет 21.0 м.

После закрытого интервала разрез 0601 (интервал Д) продолжается (Рисунок 10):

8. Известняки неяснокристаллические (И1) темно-серые тонкослоистые, границы слоев ровные. Мощность – 0.5 м.

Интервал плохой обнаженности – 2.3 м.

9. Известняки неяснокристаллические (И1) серые со слабозаметной тонкой ровной слоистостью. В пласте обнаружены отпечатки фрондоморфных организмов *Khatyspytia grandis*. Мощность – 0.3 м.

10. Известняки яснокристаллические темно-серые с крупной ровной слоистостью (И2). Мощность – 0.2 м.

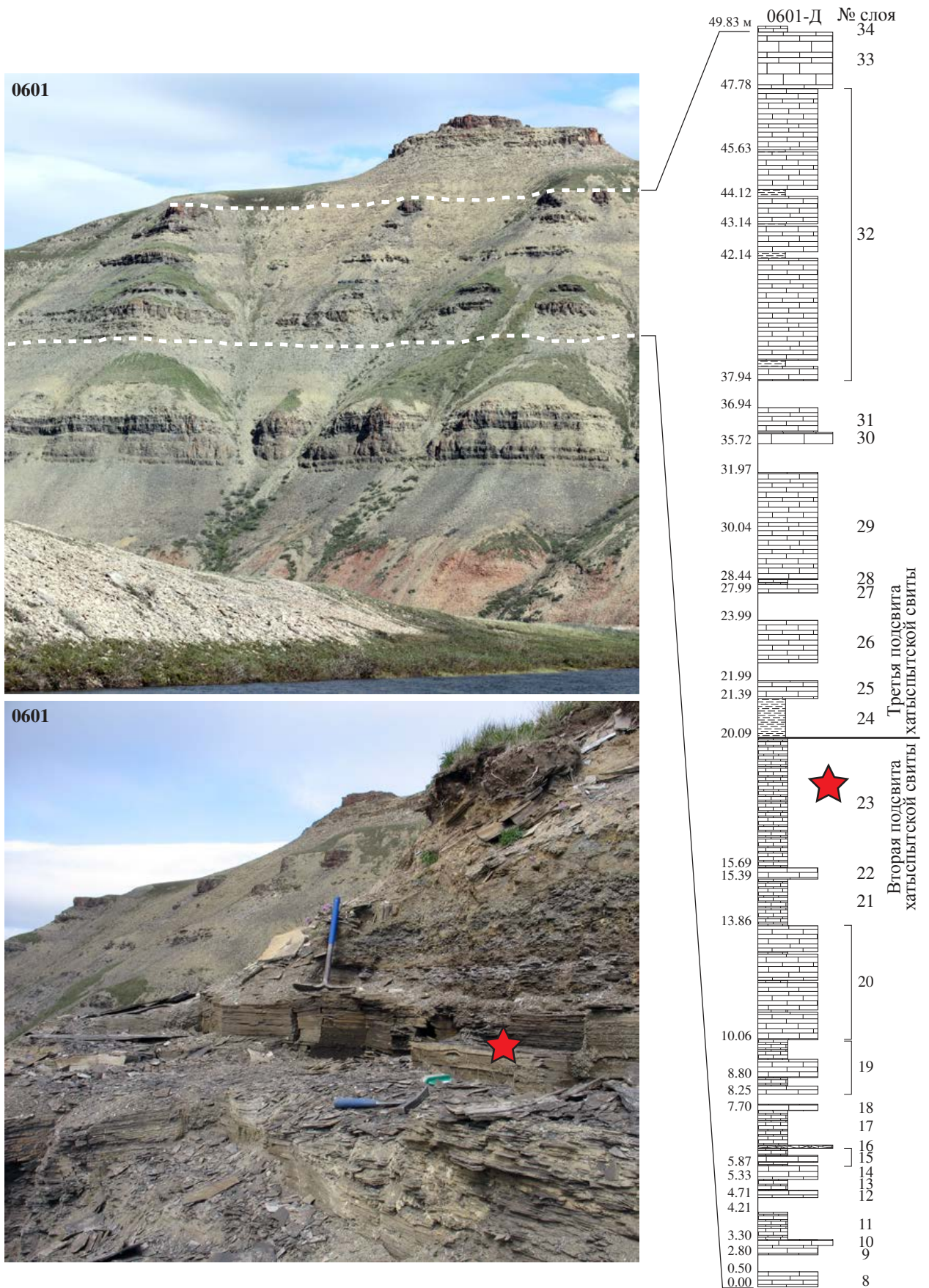


Рисунок 10 - Строение верхней части второй и нижней части третьей подсвиг хатыспытской свиты. Красной звездой показано стратиграфическое положение крупного фоссиленосного уровня. Фотографии предоставлены Б.Б. Кочневым и К.Е. Наговициным. Условные обозначения см. на рис. 5.



11. Чередование интервалов тонкопереслаивающихся известняков и аргиллитов (И4/АРГ) и известняков неяснокристаллических (И1) светло-серых. На поверхностях напластования встречены ихнотекстуры *Nepoxites*. Мощность – 0.91 м.

Интервал плохой обнаженности – 0.5 м.

12. Известняки неяснокристаллические светло-серые тонко-ровнослоистые (И1). Мощность – 0.25 м.

13. Интервал тонкопереслаивающихся неяснокристаллических известняков серых и аргиллитов (И4/АРГ). Мощность – 0.37 м.

14. Известняки неяснокристаллические светло-серые и коричневатые-серые, тонко-ровнослоистые, слоистость подчеркнута темным органическим веществом (И1). Мощность – 0.42 м.

15. Чередование интервалов тонкопереслаивающихся серых неяснокристаллических известняков и аргиллитов (И4/АРГ) и известняков неяснокристаллических темно-серых со слабо заметной тонкой ровной слоистостью (И1). В верхней части интервала в серых известняках присутствуют прослои с известковыми конкрециями. Мощность – 0.59 м.

16. Известняки неяснокристаллические (И1) темно-серые средне-ровнослоистые, местами перекристаллизованные. Также, в редких случаях, отмечаются косые серии (падение на север-северо-запад) высотой до 3 см. Мощность – 0.11 м.

17. Интервал тонкопереслаивающихся известняков неяснокристаллических и аргиллитов (И4/АРГ). Местами в известняках присутствует слабо заметная тонкая ровная слоистость. В интервале широко распространены известковые конкреции. Мощность – 1.25 м.

18. Известняки яснокристаллические темно-коричневые, без видимой слоистости, перекристаллизованные (И2). Мощность – 0.2 м.

Интервал плохой обнаженности – 0.35 м.

19. Чередование известняков яснокристаллических темно-серых перекристаллизованных без видимой слоистости (И1) и интервалов тонкопереслаивающихся известняков и аргиллитов (И4/АРГ). Мощность – 1.81 м.

20. Известняки неяснокристаллические темно-серые с тонкой ровной слоистостью, частично перекристаллизованные. Внутри пакета присутствуют редкие интервалы тонкопереслаивающихся известняков неяснокристаллических и аргиллитов (И4/АРГ), которые могут выклиниваться по простиранию. Мощность – 3.80 м.

21. Интервал тонкопереслаивающихся известняков неяснокристаллических и аргиллитов и аргиллитов (И4/АРГ). Мощность – 1.53 м.

22. Известняки неяснокристаллические (И1) темно-серые без видимой слоистости, но поверхности, по которым раскалывается порода – ровные. Мощность – 0.3 м.

23. Интервал тонкопереслаивающихся черных известняков неяснокристаллических и аргиллитов (И4/АРГ). К этому интервалу также приурочены редкие прослои сфероагрегатно-обломочных известняков (И6) темно-коричневого цвета. Кроме этого, интервал характеризуется комплексом отпечатков эдиакарских организмов: *Aspidella terranova* Billings, *Mawsonites pleiomorphus* (Vodanjud), *Mawsonites reticulatus* (Gehling)



et Rigby), *Protodipleurosoma wardi* Sprigg, *Khatyspytia grandis* Fedonkin, *Charnia masoni* Ford, а также отпечатками и слепками микробиальных колоний *Ediacaria* и *Paliella* (данные получены Н. В. Быковой в период с 2009 по 2011 гг [Букова, 2010; Быкова, 2011]) по результатам изучения коллекции С. А. Воданюка). Мощность – 4.40 м.

Для второй подсветы (описана выше) характерно большое количество глинистых пачек и пачек переслаивающихся известняков и аргиллитов, в то время как в вышележащей третьей подсвете количество глинистых пачек сильно уменьшается, а также в разрезе появляется большое количество известняков яснокристаллических с крупной слоистостью. Данные признаки позволили провести в кровле пласта 23 границу между второй и третьей подсветами.

**Мощность второй подсветы составляет 50.24 м.**

24. Аргиллиты (А8) темно-серые с прослоями (10-25 см) белых слабо литифицированных силицитов (Г9). Мощность – 1.3 м.

25. Известняки неяснокристаллические (И1) темно-серые, коричневые, тонко-ровнослоистые, частично перекристаллизованные. Мощность – 0.6 м.

Интервал плохой обнаженности – 0.6 м.

26. Известняки неяснокристаллические (И1) темно-серые без видимой слоистости. Мощность – 1.4 м.

Интервал плохой обнаженности – 4.0 м.

27. Известняки неяснокристаллические (И1) темно-серые волнистослоистые. Мощность – 0.3 м.

28. Интервал тонкопереслаивающихся черных неяснокристаллических известняков и аргиллитов (И4/АРГ). Мощность – 0.15 м.

29. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-ровнослоистые, частично перекристаллизованные, с ихнотекстурами *Nenoxites* и редкими маломощными прослоями аргиллитов (А8). Мощность – 3.53 м.

Интервал плохой обнаженности – 3.75 м.

30. Известняки яснокристаллические серые с крупной слабоволнистой слоистостью (И2). Мощность – 0.42 м.

31. Известняки неяснокристаллические (И1) темно-коричневые тонко-ровнослоистые. На поверхностях напластования встречаются одиночные следы *Nenoxites curvus* Fedonkin. Мощность – 0.8 м.

Интервал плохой обнаженности – 1.0 м.

32. Известняки неяснокристаллические (И1) темно-серые частично перекристаллизованные слабоволнистослоистые с редкими прослоями (8-26 см) аргиллитов (А8). На поверхностях напластования встречены ископаемые следы жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin. Мощность – 9.84 м.

33. Известняки яснокристаллические (И2) темно-коричневые с крупной ровной слоистостью. Мощность – 1.85 м.

34. Интервал тонкопереслаивающихся черных неяснокристаллических известняков и аргиллитов (И4/АРГ). Мощность – 0.2 м.

Мощность нижней части третьей подсветы в разрезе 0601 составляет 29.74 м.

Далее следует интервал плохой обнаженности мощностью 21 м, который сопоставляется с интервалом 0.00–18.94 м обнажения 0603 [среднее течение руч. Анабыл, левый борт (71°13'4.86" с.ш., 123°30'7.55" в.д.)]. Данное сопоставление проведено на основании анализа строения верхней части разреза 0601, 0605, нижней части разреза 0603 и разреза 0701 (см. раздел 2.4). Разрез 0603 (интервал А) представлен (Рисунок 11):

1. Силициты слабо литифицированные светло-серые (Г9). Мощность – 0.08 м.
2. Известняки неяснокристаллические (И1) темно-серые и светло-серые тонко-ровнослоистые, биотурбированные в разной степени, местами слоистость не идентифицируется. Мощность – 2.75 м.
3. Силициты слабо литифицированы светло-серые, пластичные (Г9). Мощность – 0.1 м.
4. Тонкое переслаивание известняков неяснокристаллических светло-серых и аргиллитов (И4/АРГ). Известняки частично биотурбированные. Мощность – 0.23 м.
5. Известняки неяснокристаллические (И1) серые полосчатые, тонко-ровнослоистые. На поверхностях напластования отмечаются органические пленки и растительный детрит. Мощность – 1.4 м.
6. Известняки неяснокристаллические светло-серые тонкослоистые биотурбированные с редкими прослоями аргиллитов (8–10 мм) (И4/АРГ). Мощность – 1.58 м.
7. Тонкое переслаивание известняков неяснокристаллических серых и аргиллитов (И4/АРГ). Мощность – 0.44 м.
8. Известняки неяснокристаллические (И1) серые и коричневато-серые тонко-ровнослоистые, частично биотурбированные. Мощность – 2.28 м.
9. Силициты серые (Г9). Мощность – 0.06 м.
10. Известняки неяснокристаллические (И1) серые тонко-волнистослоистые, частично биотурбированные. Мощность – 0.95 м.
11. Тонкое переслаивание известняков неяснокристаллических светло- и темно-серых биотурбированных и аргиллитов (И4/АРГ). Мощность – 0.85 м.
12. Известняки неяснокристаллические (И1) светло-серые и коричневато-серые в нижней части тонко-ровнослоистые, слабо биотурбированные, в верхней практически полностью биотурбированные с редкими реликтами тонкой ровной слоистости. Мощность – 2.53 м.
13. Известняки неяснокристаллические (И1) светло-серые и светло-коричневые тонкослоистые, частично биотурбированные чередующиеся с пластами переслаивающихся известняков и аргиллитов (И4/АРГ). Мощность – 1.93 м.
14. Известняки неяснокристаллические (И1) темно-серые тонко-ровнослоистые, слабо биотурбированные. Мощность – 1.13 м.
15. Известняки неяснокристаллические (И1) светло-серые и зеленовато-серые, полностью биотурбированные с редкими прослоями небиотурбированных известняков. В средней части слой серых силицитов (С7) (9 см). Мощность – 2.63 м.

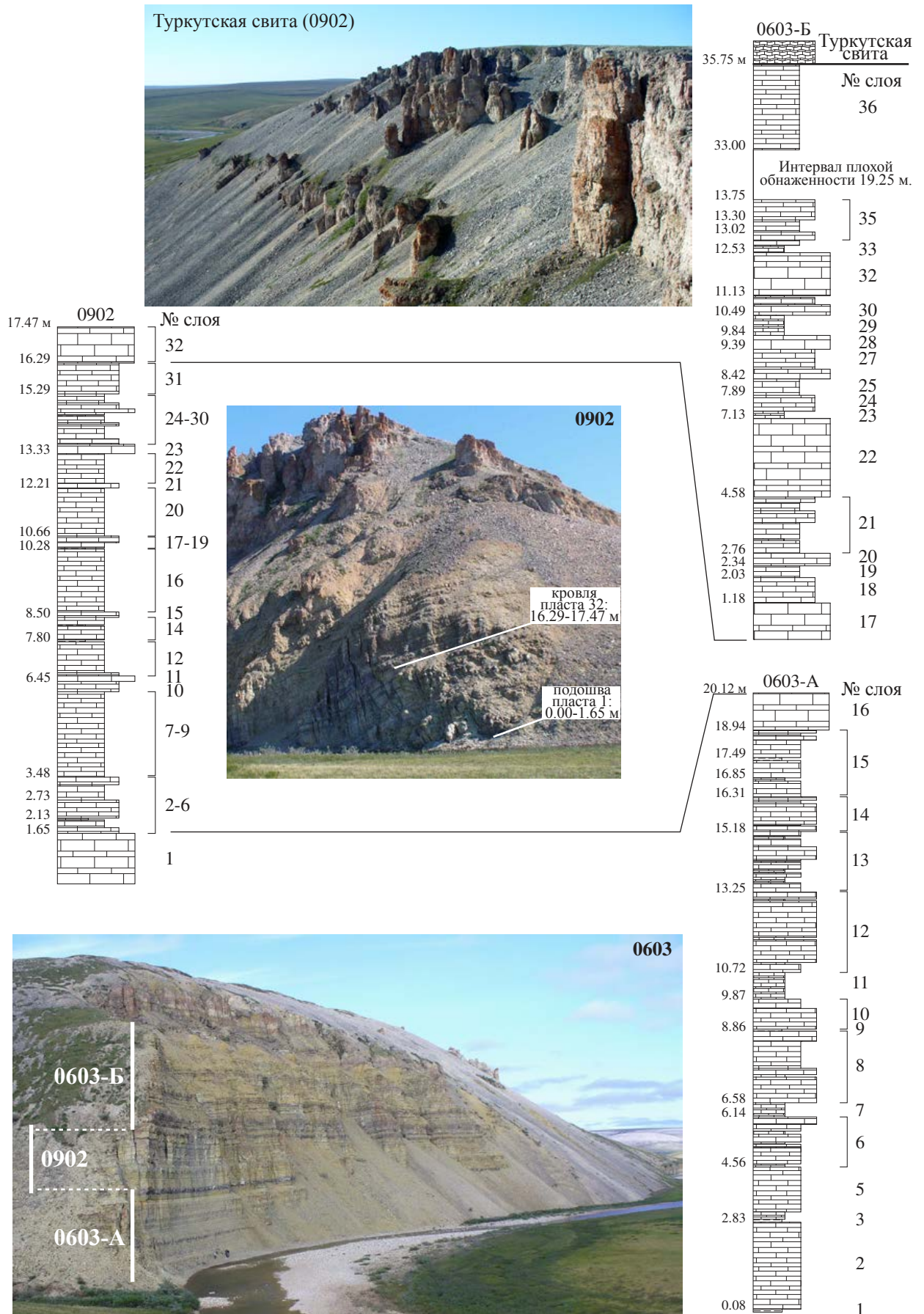


Рисунок 11 - Строение верхней части третьей подсвиты хатыспытской свиты. Условные обозначения см. на рис. 5.

16. Известняки янокристаллические серые с крупной слабоволнистой слоистостью (И2). Мощность – 1.18 м.

Мощность интервала 0603-А составляет – 20.12 м.

Далее в разрезе 0603 интервал плохой обнаженности 13.88 м. Описание этого интервала производилось в соседнем разрезе 0902 (71°12'38.49" с.ш., 123°27'48.38" в.д.) в 1.8 км. вверх по руч. Анабыл, где пласт 1 (мощность 1.65 м) соответствует пласту 16 (мощность 1.18 м) разреза 0603-А. В разрезах 0603 и 0902 мощные пласты известняков янокристаллических с крупной слоистостью имеют хороший корреляционный потенциал, что послужило основанием для проведения сопоставления. Разрез 0902 представлен (см. рисунок 11):

1. Известняки янокристаллические (И2) серые с крупной слабоволнистой слоистостью. Мощность – 1.65 м.

2-6. Переслаивание известняков неяснокристаллических (И1) тонко-ровнослоистых и известняков неяснокристаллических (И1) тонко-ровнослоистых биотурбированных. Мощность – 1.83 м.

7-9. Известняки неяснокристаллические (И1) светло-серые тонкослоистые, частично биотурбированные и биотурбированные более чем на 50%. В средней части интервала присутствуют тончайшие прослой белых силицитов (С7). Мощность – 2.63 м.

10. Известняки неяснокристаллические (И1) серые тонко-волнистослоистые, без признаков биотурбации. Мощность – 0.34 м.

11. Известняки янокристаллические (И2) серые с крупной слабоволнистой слоистостью. Мощность – 0.24 м.

12-22. Переслаивание известняков неяснокристаллических (И1) светло-серых, тонко-ровнослоистых, биотурбированных с прослоями белых силицитов (С7) и известняков неяснокристаллических (И1) серых тонкослоистых. В интервале встречаются отдельные прослой белых силицитов (С7). Мощность – 6.64 м.

23. Известняки янокристаллические (И2) серые с крупной ровной слоистостью. Мощность – 0.3 м.

24. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-ровнослоистые. Мощность – 0.18 м.

25. Известняки неяснокристаллические (И1) светло-серые, тонко-ровнослоистые, биотурбированные с прослоями белых силицитов (С7). Мощность – 0.42 м.

26. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-ровнослоистые. Мощность – 0.1 м.

27. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-ровнослоистые, биотурбированные более чем на 50%. Мощность – 0.35 м.

28. Известняки янокристаллические (И2) серые с крупной ровной слоистостью. Мощность – 0.12 м.

29. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-ровнослоистые. Мощность – 0.2 м.

30. Известняки неяснокристаллические (И1) светло-серые, тонко-ровнослоистые, биотурбированные с прослоями белых силицитов (С7). Мощность – 0.29 м.

31. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-слабоволнистослоистые. Мощность – 1.0 м.



32. Известняки яснокристаллические (И2) серые с крупной ровной и слабоволнистой слоистостью. Мощность – 1.18 м.

Мощность интервала 0902 составляет 14.64 м.

Пласт 32 разреза 0902 соответствует пласту 17 разреза 0603 (интервал Б) в котором представлены (см. раздел 2.4; см. рисунок 11):

17. Известняки яснокристаллические (И2) серые с крупной волнистой слоистостью. Мощность – 1.17 м.

18. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-ровнослоистые, частично биотурбированные. Мощность – 0.85 м.

19. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-слабоволнистослоистые, слабо биотурбированные. Мощность – 0.25 м.

20. Известняки яснокристаллические (И2) серые с крупной ровной слоистостью. Мощность – 0.42 м.

21. Чередование известняков неяснокристаллических (И1) тонко-ровнослоистых слабо биотурбированных и сильно биотурбированных (мощность пластов 20–53 см). В верхней части пакета присутствует окремнение. Мощность – 1.82 м.

22. Известняки яснокристаллические (И2) серые с крупной волнистой слоистостью. Мощность – 2.55 м.

23. Тонкое переслаивание известняков неяснокристаллических и аргиллитов (И4/АРГ). На поверхностях напластования присутствует органический детрит. Мощность – 0.24 м.

24. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-ровнослоистые, слабо биотурбированные. Мощность – 0.52 м.

25. Известняки (И1) неяснокристаллические тонко-ровнослоистые, частично биотурбированные. Мощность – 0.53 м.

26. Известняки яснокристаллические (И2) серые с крупной волнистой слоистостью. Мощность – 0.32 м.

27. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-ровнослоистые, слабо биотурбированные. Отмечается окремнение по всему пласту известняков. Мощность – 0.65 м.

28. Известняки яснокристаллические (И2) серые с крупной волнистой слоистостью. Мощность – 0.45 м.

29. Тонкое переслаивание известняков и аргиллитов (И4/АРГ). Мощность – 0.65 м.

30. Известняки яснокристаллические (И2) серые с крупной ровной слоистостью. Мощность – 0.35 м.

31. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-ровнослоистые, слабо биотурбированные. Мощность – 0.29 м.

32. Известняки яснокристаллические (И2) серые с крупной волнистой слоистостью. Мощность – 1.4 м.

33. Тонкое переслаивание известняков и аргиллитов (И4/АРГ). Мощность – 0.16 м.

34. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-ровнослоистые, сильно биотурбированные. Мощность – 0.13 м.

35. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-ровнослоистые, биотурбированные. Мощность – 0.93 м.

Интервал плохой обнаженности – 19.25 м.

36. Известняки неяснокристаллические (И1) желтовато-серые тонко-волнистослоистые, сильно биотурбированные. Мощность – 2.75 м.

Выше согласно залегают доломитолиты (Д10), которые относятся к туркутской свите.

Мощность верхней части третьей подсвиты в разрезе 0603-0902 составляет 70.44 м.

**Мощность третьей подсвиты составляет 100.18 м.**

Пласт 36 разреза 0603-Б прослеживается в разрезах 0602, 0701 и 0703, где присутствует интервал, который выделяется в четвертую подсвиту хатыспытской свиты (Рисунок 12, 13). Граница между третьей и четвертой подсвитами проводится в подошве первого в разрезе пласта обломочных известняков. В разрезе 0603 четвертая подсвита отсутствует в западной части обнажения, но в восточном направлении она начинает появляться и в разрезе 0602 четвертая подсвита появляется в полном объеме. Поэтому описание четвертой подсвиты будет проводиться на материале из разреза 0602 (интервал Б) (левый борт р. Хорбусуонки, ниже устья руч. Анабыл, 71°14'30.61" с.ш., 123°45'09.45" в.д.), где на тонко-ровнослоистых неяснокристаллических известняках третьей подсвиты залегают (см. рисунок 12):

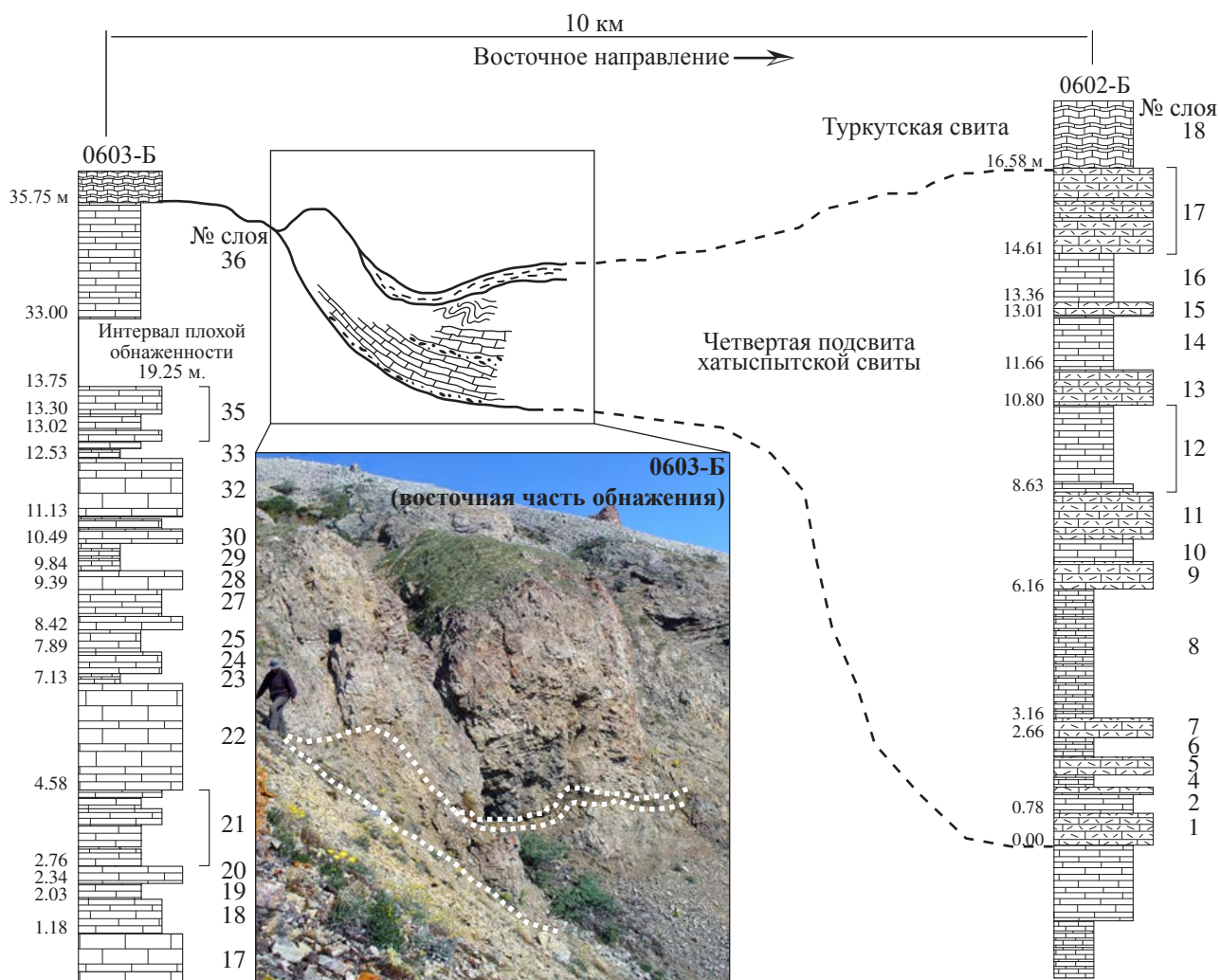


Рисунок 12 - Строение четвертой подсвиты хатыспытской свиты. Условные обозначения см. на рис. 5.

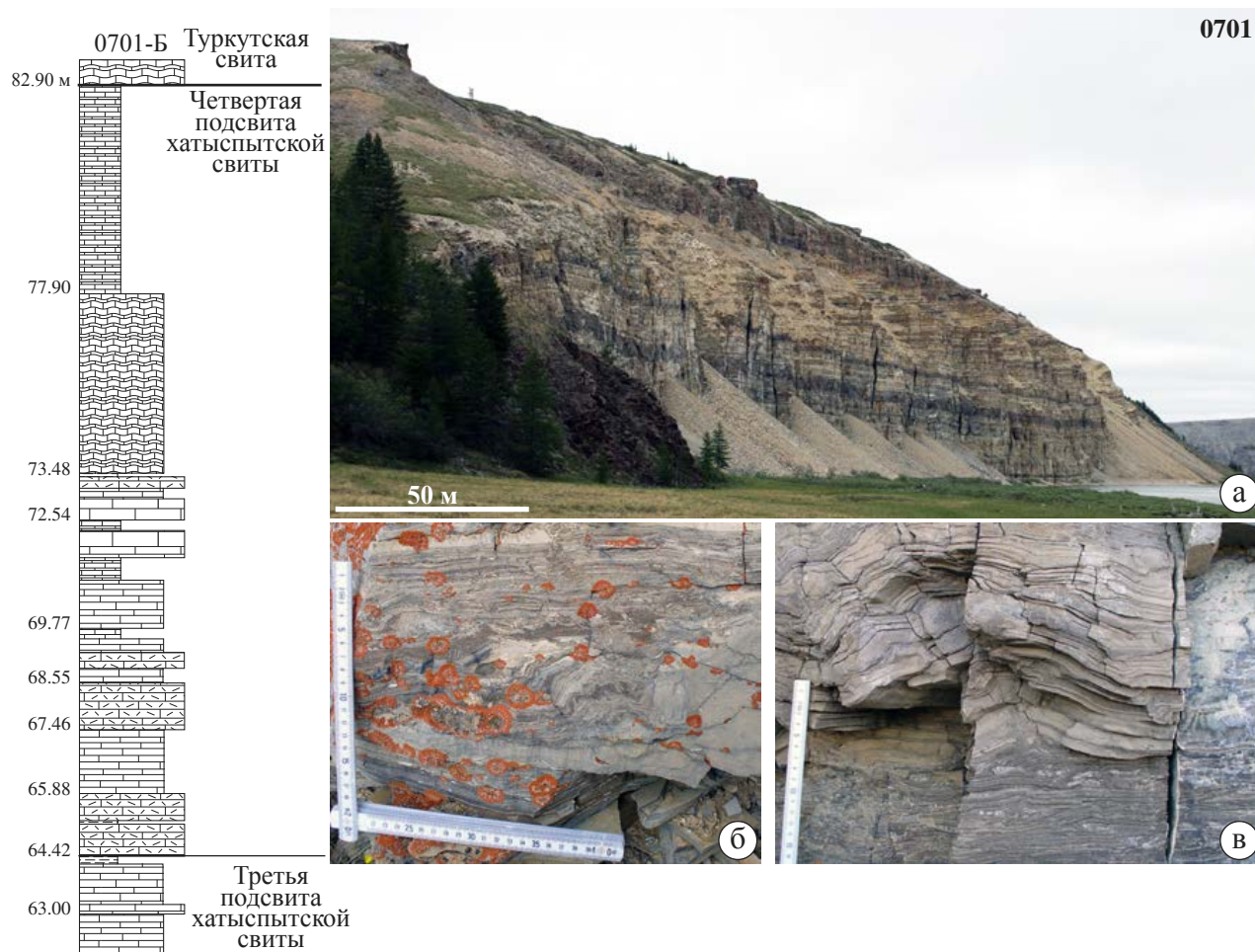


Рисунок 13 - Строение четвертой подсвиты в разрезе 0701-Б (верхняя часть разреза).

а) общий вид обнажения 0701 (р. Хорбусуонка); б) обломочная структура в известняках четвертой подсвиты хатыспытской свиты; в) текстуры деформаций в известняках четвертой подсвиты хатыспытской свиты.

1. Известняки (И5) доломитизированные обломочные местами перекристаллизованные, с текстурами деформаций. Текстуры деформаций также хорошо проявлены в нижней части четвертой подсвиты хатыспытской свиты в разрезе 0701-Б (см. рисунок 13, б, в). Мощность – 0.78 м.

2. Известняки неяснокристаллические (И1) темно-серые тонко-ровнослоистые. Мощность – 0.48 м.

3. Известняки (И5) обломочные местами перекристаллизованные. Мощность – 0.15 м.

4. Тонкое переслаивание известняков и аргиллитов (И4/АРГ). На плоскостях напластования присутствуют отпечатки эдиакарских организмов *Charnia masoni* Ford и *Palaeopascichnus linearis* (Fedonkin). Мощность – 0.3 м.

5. Известняки (И5) обломочные местами перекристаллизованные, также присутствует окремнение и текстуры деформаций. Мощность – 0.45 м.

6. Тонкое переслаивание известняков неяснокристаллических и аргиллитов (И4/АРГ). Мощность – 0.5 м.

7. Известняки (И5) обломочные местами перекристаллизованные, также присутствует

окремнение и текстуры деформаций. Мощность – 0.5 м.

8. Тонкое переслаивание известняков неяснокристаллических и аргиллитов (И4/АРГ). Мощность – 3.0 м.

9. Известняки (И5) обломочные местами перекристаллизованные, также присутствуют текстуры деформаций. Мощность – 0.7 м.

10. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-ровнослоистые. На поверхностях напластования сохраняются ихнотекстуры *Nenoxites*. Мощность – 0.57 м.

11. Известняки (И5) обломочные местами перекристаллизованные, также присутствует окремнение. Мощность – 1.2 м.

12. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-волнистослоистые, с кремневыми конкрециями. Мощность – 2.17 м.

13. Известняки (И5) обломочные местами перекристаллизованные, грубоволнистослоистые (высота бугров до 5 см). Мощность – 0.86 м.

14. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-ровнослоистые, местами перекристаллизованные. Мощность – 1.35 м.

15. Известняки (И5) обломочные местами перекристаллизованные. Мощность – 0.35 м.

16. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-ровнослоистые. Мощность – 1.25 м.

17. Известняки (И5) обломочные местами перекристаллизованные с прослоями известняков тонко-ровнослоистых. Стоит отметить, что в разрезе 0701 четвертая подсвита заканчивается мощным пакетом (4.42 м) битуминозных строматолитовых известняков (И3), который перекрывается пакетом переслаивающихся известняков и аргиллитов (И4/АРГ) Мощность – 1.97 м.

Выше залегают доломитолиты (Д1), которые относятся к туркутской свите.

**Мощность четвертой подсвиты в разрезе 0602 составляет 16.58 м.**

В кровле пласта 17 проводится граница между хатыспытской и туркутской свитами, которая обусловлена резкой сменой литологического состава пород (известняки сменяются микритовыми доломитолитами). Туркутская свита практически полностью сложена доломитолитами.

**Общая мощность хатыспытской свиты в бассейне р. Хорбусуонки составляет 184.47 м (Рисунок 14).**

**Туркутская свита** впервые была выделена А. И. Гусевым в 40-х гг. при геологической съемке района нижнего течения р. Оленек. При первоописании А. И. Гусев не указал точное местоположение стратотипического разреза, однако свита получила название по руч. Туркукут (среднее течение р. Оленек), где располагаются мощные представительные разрезы [Гусев, 1950]. Мощность свиты с севера на юг может изменяться от 70 до 250 м [Якшин, 1987]. Изучение разрезов туркутской свиты в бассейнах рек Оленек и Хорбусуонка позволило установить представительные разрезы туркутской свиты 0703 (правый борт р. Хорбусуонки, 71°17'36.45" с.ш., 123°51'31.90" в.д.) и 0702 (левый борт р. Хорбусуонки, 71°17'44.70" с.ш., 123°48'06.49" в.д.), которые будут использоваться в качестве составного лектостратотипа. Лимитотип находится в разрезе 0703, где на тонкослоистых битуминозных известняках



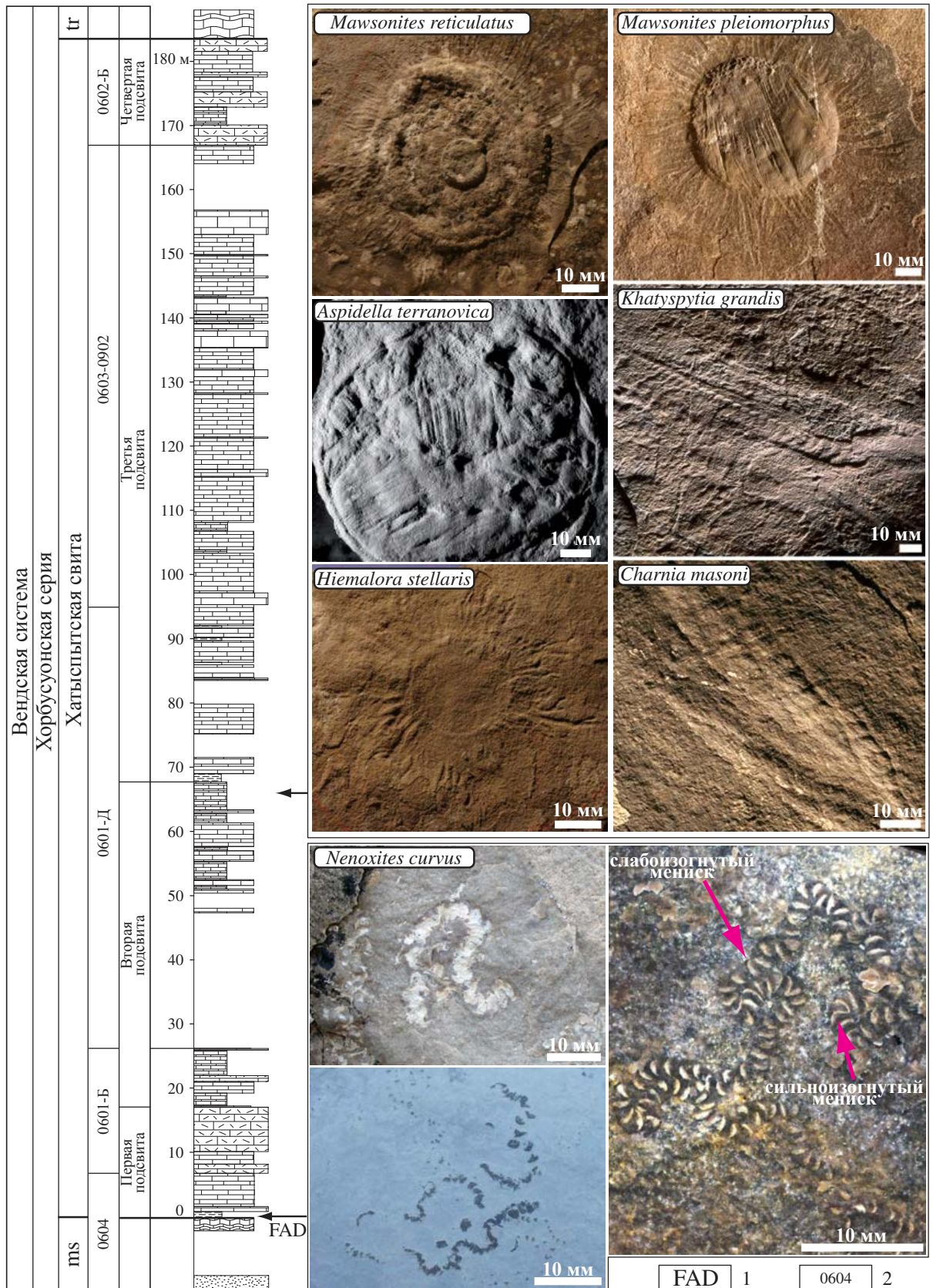


Рисунок 14 - Составной лектостратотип хатыспытской свиты (разрезы 0601, 0602, 0603) хорбусуонской серии и ключевые отпечатки эдиакарских организмов и вендские следы жизнедеятельности *Nenoxites curvus*.

Условные обозначения: 1 – уровень первого появления в разрезе, 2 – номер разреза. Условные обозначения пород см. на рис. 5. Обозначения свит: ms – маастахская, tr – туркутская. Фотографии отпечатков эдиакарских организмов предоставлены Н.В. Быковой, Д.В. Гражданкиным и К.Е. Наговициным.

четвертой подсвиты хатыспытской свиты залегают (Рисунок 15):

1. Доломитолиты неяснокристаллические (Д1) светло-серые тонко-ровнослоистые, редко местами сахаровидные. Мощность – 0.6 м.

2. Брекчии доломитовые (Д10) светло-серые, без видимой слоистости, перекристаллизованные (сахаровидные), в нижней и верхней части пакета в доломитолитах наблюдаются крупные угловатые обломки этих же доломитолитов, а пространство между обломками заполнено белым крупнокристаллическим доломитом или более мелкими обломками. Кроме этого, в верхней части наблюдается полосчатость, которая образована чередующимися слойками белого и серого доломита, причем белые слойки выклиниваются. В слабо измененных пластах наблюдается первичная тонкая ровная слоистость. Мощность – 11.15 м.

3. Доломитолиты оолитово-обломочные (Д8) коричневато-серые. Оолиты округлой и овальной формы достигают 4 мм в диаметре. Обломки удлиненной полуокатанной формы достигают 5 мм в длину. Оолиты (~15-20% от всей массы зерен) и обломки (80-85%) сложены яснокристаллическим доломитом, а пространство между ними заполнено белым яснокристаллическим доломитом. Мощность – 0.42 м.

4. Доломитолиты (Д10) серые и белые, сахаровидные, перекристаллизованные, кавернозные, местами брекчированные, вверх по разрезу становятся более крупнокристаллическими. Мощность – 16.03 м.

5. Доломитолиты яснокристаллические (Д2) светло-серые, плотные, без видимой слоистости, однако на выветрелой поверхности, в менее измененных участках может наблюдаться первичная тонкая ровная слоистость. Мощность – 9.1 м.

6. Доломитолиты оолитово-обломочные (Д8) светло-серые. Оолиты имеют округлую и овальную форму и достигают 5 мм в диаметре. Обломки имеют удлиненную полуокатанную форму (похожую на плоскую гальку) и достигают 12 мм. Обломки (40% от всей массы зерен) и оолиты (60%) сложены яснокристаллическим доломитом, а цемент представлен белым яснокристаллическим доломитом. Зерна хорошо различимы на выветрелой поверхности и создают отрицательный рельеф, что скорее всего обусловлено большей кристаллическостью цемента. Мощность – 1.06 м.

7. Доломитолиты яснокристаллические (Д2) светло-серые тонко-ровнослоистые. Мощность – 0.66 м.

8. Доломитолиты обломочные (Д6) с маломощными прослоями тонкослоистых доломитолитов (Д1). Мощность – 0.38 м.

9. Доломитолиты яснокристаллические брекчированные (Д10) серые, местами перекристаллизованные и кавернозные. Мощность – 4.80 м.

10. Доломитолиты (Д6) обломочные. Форма обломков удлиненная, округлая (похожи на плоские гальки), а размер обломков достигает 2 см. Порода кавернозная, наблюдается реликтовая тонкая ровная слоистость. Обломки образуют послойные скопления и уложены наподобие черепицы. Мощность – 4.35 м.

11. Доломитолиты обломочные (Д6) серые. Мощность – 1.14 м.



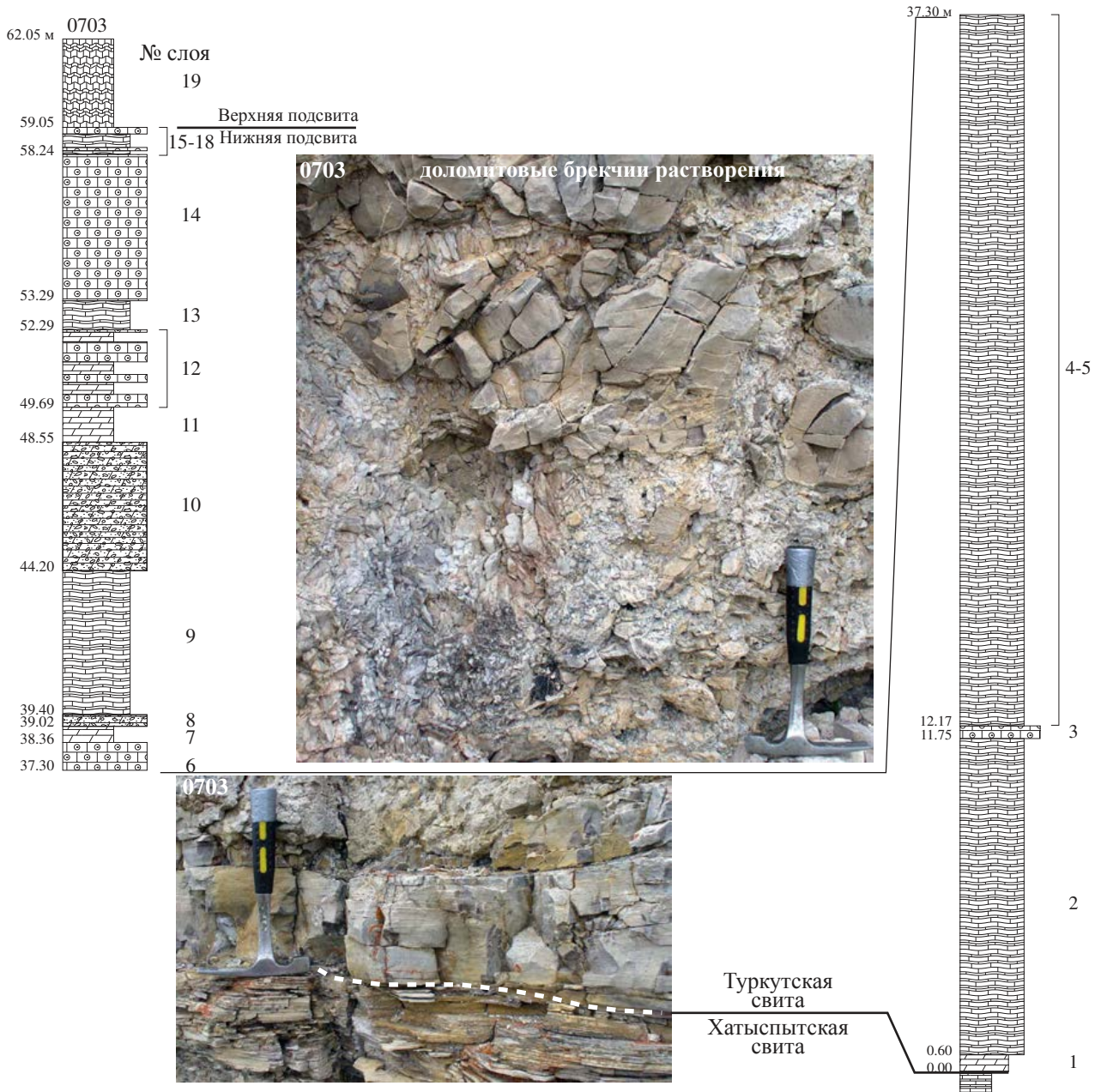
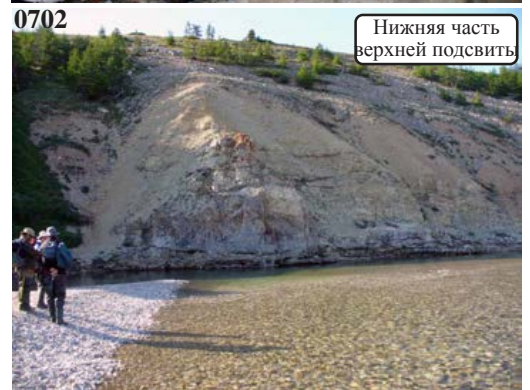
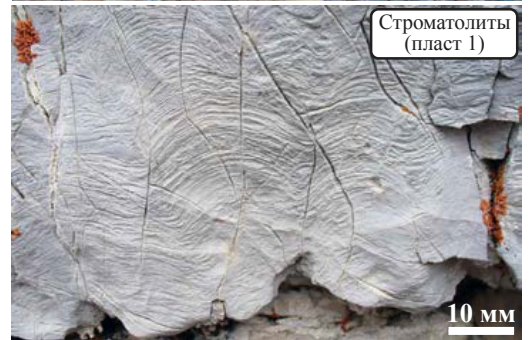
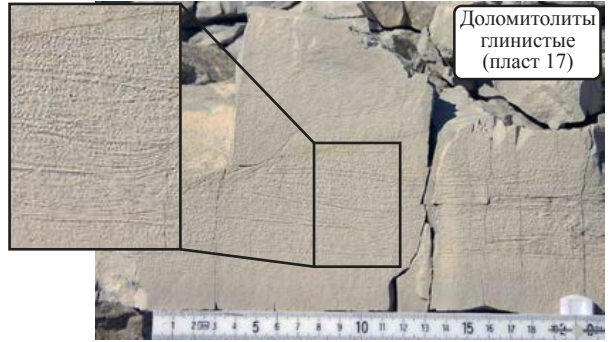
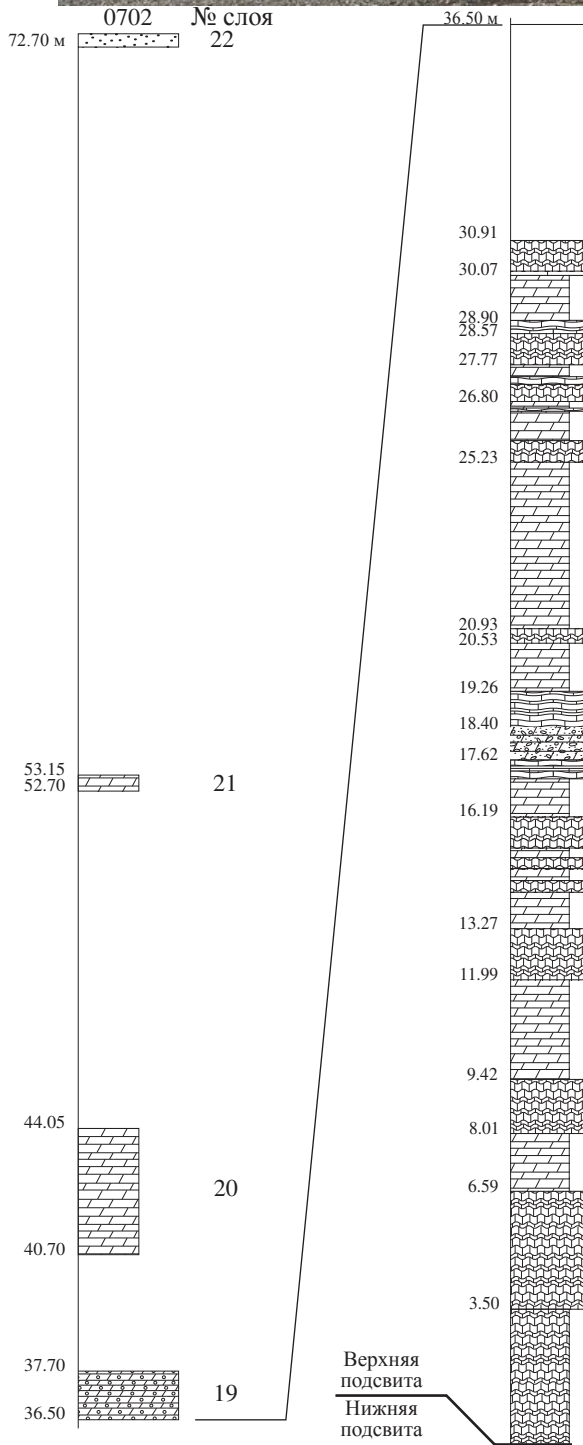


Рисунок 15 - Составной лектостратотип туркутской свиты (начало; продолжение см. на стр. 48). Общий вид обнажений и детали строения разрезов. Разрез 0703 надстраивается разрезом 0702. Условные обозначения см. на рис. 5.







12. Переслаивание оолитово-обломочных доломитолитов (Д8) и доломитолитов неяснокристаллических (Д1). В верхней части интервала доломитолиты характеризуются кавернами и местами наблюдается брекчирование, пространство между обломками заполнено белым яснокристаллическим доломитом. Обломки имеют округлую удлиненную форму достигая 1.5 см, а оолиты достигают 6 мм в диаметре. Мощность – 2.6 м.

13. Доломитолиты яснокристаллические (Д2) светло-серые, трещиноватые, тонкая ровная слоистость. Мощность – 1.0 м.

14. Доломитолиты оолитово-обломочные (Д8) светло-серые и коричневато-серые. Размер оолитов достигает 6 мм, а удлиненные обломки имеют округлую, полуокатанную форму и размер до 1 см. Иногда оолиты слагают агрегаты из нескольких оолитов и объединяются в общую оболочку (aggregates of ooids по [Flügel, 2004]). Пространство между оолитами заполнено белым яснокристаллическим доломитовым цементом. Мощность – 4.95 м.

15. Доломитолиты неяснокристаллические (Д1) с тонкой слабоволнистой слоистостью. Мощность – 0.1 м.

16. Доломитолиты оолитово-обломочные (Д8) светло-серые и коричневато-серые. Мощность – 0.1 м.

17. Доломитолиты неяснокристаллические (Д1) светло- и темно-серые с тонкой волнистой слоистостью. Мощность – 0.41 м.

18. Доломитолиты оолитово-обломочные (Д8) светло-серые и коричневато-серые. Мощность – 0.2 м.

В кровле пласта 18 проводится граница между первой и второй подсвитами туркутской свиты. Проведение границы обусловлено первым появлением в разрезе микростроматолитовых и строматолитовых доломитолитов. Во всех изученных разрезах верхняя подсвита туркутской свиты имеет характерный желтовато-серый цвет.

19. Доломитолиты строматолитовые (Д4) светло- и темно-серые. Строматолиты слагают невысокие биогермы шириной до 2-3 м. Пространство между биогермами заполнено обломочным материалом. Мощность – 3.0 м.

**Мощность нижней подсвиты туркутской свиты составляет 59.05 м.**

Верхняя подсвита туркутской свиты хорошо обнажена в разрезе 0702 и сопоставляется с разрезом 0703 по характерному пласту серых строматолитовых доломитолитов (пласт 1 в разрезе 0702 соответствует пласту 19 разреза 0703 (Рисунок 15)):

1. Доломитолиты строматолитовые (Д4) светло- и темно-серые. Мощность – 3.5 м.
2. Доломитолиты строматолитовые (Д4) светло-серые. Строматолиты формируют плоские биогермы высотой до 70 см. Мощность – 3.09 м.
3. Доломитолиты неяснокристаллические (Д1) желтовато-серые тонко-ровнослоистые. Мощность – 1.42 м.
4. Доломитолиты строматолитовые (Д4) светло-серые. Мощность – 1.41 м.
5. Доломитолиты неяснокристаллические (Д1) светло-серые и желтовато-серые тонкослоистые. Мощность – 2.57 м.
6. Доломитолиты строматолитовые (Д4) светло-серые. Строматолиты формируют

плоские биогермы высотой до 35 см. Между биогермами присутствуют скопления обломков строматолитов и тонко-ровнослоистых доломитолитов. Мощность – 1.28 м.

7. Интервал представлен переслаиванием пластов строматолитовых доломитолитов (иногда с горизонтами обломков) и тонко-ровнослоистых глинистых доломитолитов. Мощность – 4.35 м.

8. Доломитолиты обломочные (Д7). Мощность – 0.78 м.

9. Доломитолиты (Д3) светло-серые с косою разнонаправленной слоистостью. Высота косых серий достигает 3 см. Мощность – 0.86 м.

10. Доломитолиты глинистые (Д5) желтовато-серые с ровной слоистостью. Мощность – 1.27 м.

11. Доломитолиты строматолитовые (Д4) желтовато-серые. Мощность – 0.4 м.

12. Доломитолиты глинистые (Д5) светло-серые с тонкой ровной слоистостью. Мощность – 4.3 м.

13. Доломитолиты строматолитовые (Д4). Мощность – 0.54 м.

14. Доломитолиты неяснокристаллические (Д1) тонко-ровнослоистые. Мощность – 0.77 м.

15. Интервал представлен чередованием пластов доломитолитов строматолитовых (Д4) и доломитолитов глинистых (Д5) тонко-ровнослоистых. Мощность – 2.03 м.

16. Доломитолиты (Д5) светло-серые слабо-волнистослоистые. Присутствуют знаки ряби волнения. Мощность – 0.33 м.

17. Доломитолиты глинистые (Д5) тонко-волнистослоистые. Присутствуют слепки промоин и борозд, а также следы размыва течениями. На поверхностях напластования наблюдаются псевдоморфозы по кристаллам соли. Мощность – 1.17 м.

18. Доломитолиты строматолитовые (Д4). Мощность – 0.84 м.

Интервал плохой обнаженности – 5.59 м.

19. Доломитолиты оолитовые (Д9) светло-серые. Оолиты имеют концентрическое строение и плотную упаковку. Пространство между оолитами заполнено яснокристаллическим поровым цементом. Мощность – 1.2 м.

Интервал плохой обнаженности – 3.0 м.

20. Доломитолиты глинистые (Д5) светло-серые тонко-ровнослоистые. Мощность – 3.34 м.

Интервал плохой обнаженности – 8.65 м. В высыпках присутствуют доломитолиты яснокристаллические (Д3) серые с косою разнонаправленной слоистостью.

21. Доломитолиты неяснокристаллические (Д1) темно-серые с порами, заполненными битумом. Мощность – 0.45 м.

Интервал плохой обнаженности – 19.55 м. В высыпках присутствуют доломитолиты яснокристаллические (Д3) серые с косою разнонаправленной слоистостью.

22. Полукоренные крупные развалы песчаников мелкозернистых темно-серых. Видимая мощность – 2 м. Песчаники относятся к низам вышележащей сыргалахской свиты кессюсинской серии.

**Мощность верхней подсветы туркутской свиты – 69.20 м.**

**Общая мощность туркутской свиты в составном лектостратотипе составляет 128.25 м.**

### **2.3. Строение разреза по р. Керсюке**

Разрезы венда в бассейне р. Керсюке были изучены автором в 2010 и 2012 гг. и представлены верхней частью третьей и четвертой подсветами хатыспытской свиты (разрезы 1004, 1010 и 1205) и туркутской свитой (разрезы 1004, 1011, 1012, 1013 и 1203).

**Хатыспытская свита** была изучена в разрезе 1010 (правый борт долины р. Керсюке, среднее течение, 71°05'12.85" с.ш., 122°51'38.22" в.д.), где наблюдается (Рисунок 16):

1. Переслаивание известняков неяснокристаллических (И1) желтовато-серых тонко-ровнослоистых и известняков яснокристаллических (И2) коричневатого-серых с крупной ровной слоистостью. Поверхности напластования в грубослоистых известняках ровные и слабо волнистые. Мощность – 3.51 м.

2. Мощный интервал переслаивающихся известняков яснокристаллических (И2) коричневатого-серых и серых с крупной волнистой слоистостью (мощность пластов от 0.37 до 3.11 м) и известняков неяснокристаллических (И1) тонко-ровнослоистых битуминозных с редкими прослоями голубовато-серых силицитов (С7) (мощность пластов известняков от 0.09 до 0.9 м). Поверхности напластования в яснокристаллических известняках (И1) бугристые и ровные и иногда на них сохраняются фрагменты органостенных макроостатков. В грубослоистых известняках (И2) (интервал разреза 6.23-6.96 м) были обнаружены скопления мелких обломков (размер обломков до 10 мм). В неяснокристаллических известняках (И1) наблюдаются ихнотекстуры *Nenoxites*. Мощность – 12.3 м.

3. Известняки неяснокристаллические (И1) темно-серые тонко-ровнослоистые. В верхней части интервала появляются пласты серых яснокристаллических известняков (мощность пластов 0.48 м). Присутствуют тонкие прослойки силицитов (С7) светло-серого цвета. Мощность – 6.98 м.

4. Переслаивание известняков яснокристаллических (И2) темно-серых (мощность от 0.71 до 1.4 м) и маломощных пластов известняков неяснокристаллических (И1) серых тонко-ровнослоистых (мощность от 0.46 до 0.53 м). В тонко-ровнослоистых известняках наблюдаются ихнотекстуры *Nenoxites*. Мощность – 4.35 м.

5. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-волнослоистые с редкими прослоями яснокристаллических известняков (И2) (мощность пластов от 0.18 до 0.28 м). Мощность – 2.0 м.

6. Известняки яснокристаллические (И2) серые с крупной ровной слоистостью. Мощность – 1.0 м.

7. Известняки неяснокристаллические (И1) серые тонко-ровнослоистые. В средней части интервала присутствуют пласты яснокристаллических известняков (И2). В неяснокристаллических известняках (И1) наблюдаются ихнотекстуры *Nenoxites*. Мощность – 1.62 м.

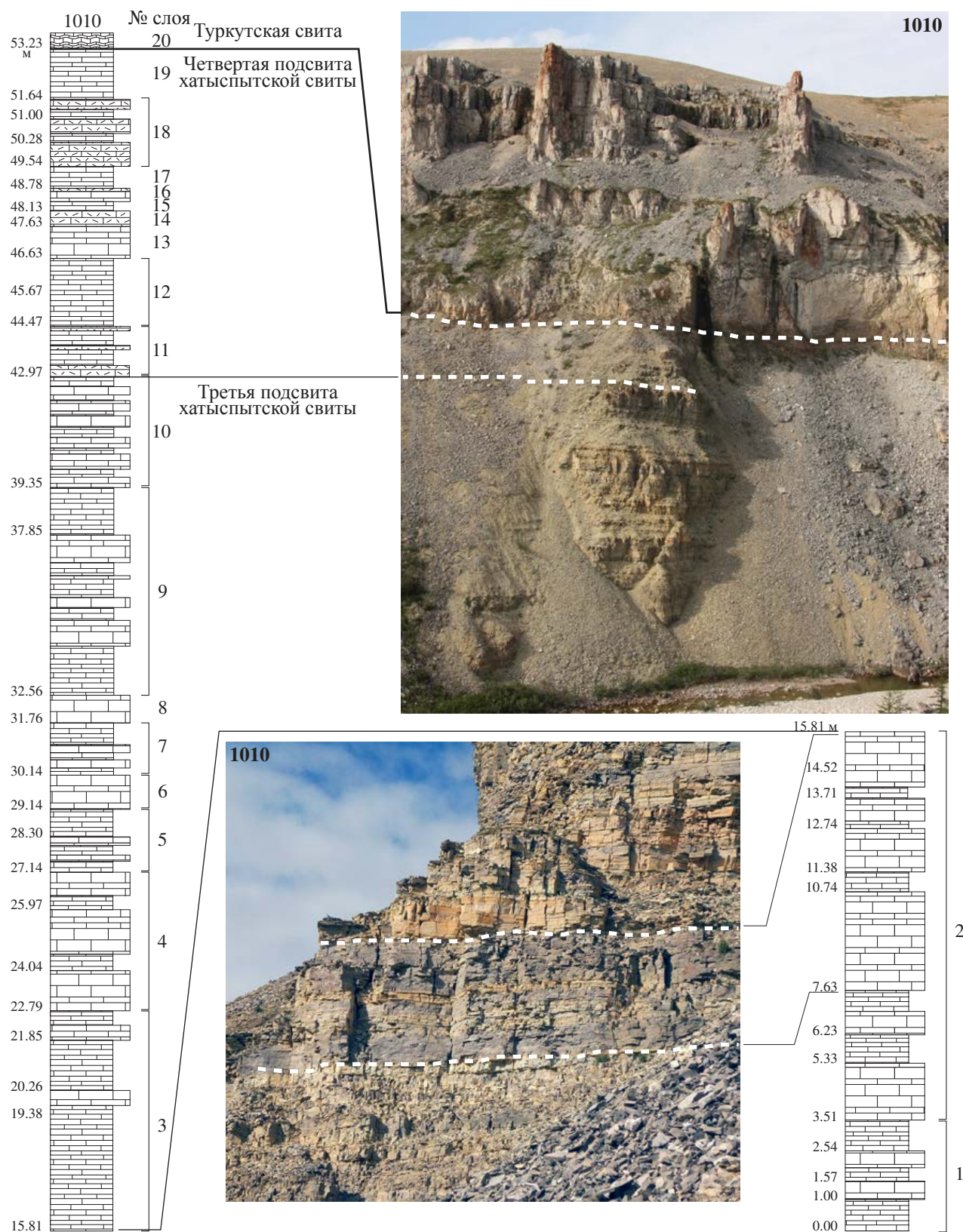


Рисунок 16 - Строение разреза хатыспытской свиты в бассейне р. Керсюке. Условные обозначения см. на рис. 5.



8. Известняки яснокристаллические (И2) темно-серые с крупной ровной слоистостью. Мощность – 0.8 м.

9. Переслаивание известняков неяснокристаллических (И1) тонко-волнистослоистых и известняков яснокристаллических (И2). В верхней части преобладают тонко-ровнослоистые известняки (И1) с ихнотекстурами *Nepoxites*. Яснокристаллические известняки (И2) имеют ровные поверхности напластования и слабозаметные тонкие битуминозные слои. Мощность – 6.79 м.

10. Переслаивание известняков неяснокристаллических (И1) и яснокристаллических желтовато-серых известняков (И2). Мощность – 3.62 м.

**Мощность вскрытой части третьей подсвиты составляет 42.97 м.**

Далее в разрезе появляются слои и пласты обломочных известняков, характерных для четвертой подсвиты хатыспытской свиты.

11. Переслаивание известняков обломочных (И5) и неяснокристаллических с тонкой ровной слоистостью (И1). Присутствуют деформированные слои известняков шаровидной и рулетовидной формы. Обломки в пластах иногда формируют отдельные слои и могут выклиниваться. Мощность – 1.50 м.

12. Известняки неяснокристаллические (И1) темно-серые тонко-ровнослоистые с ихнотекстурами *Nepoxites*. Мощность – 2.16 м.

13. Известняки яснокристаллические (И2) с крупной ровной слоистостью. Мощность – 1.0 м.

14. Известняки обломочные (И5) с крупной ровной слоистостью. Размер обломков в редких случаях достигает 40 см. Мощность – 0.5 м.

15. Известняки неяснокристаллические (И1) серые тонко-ровнослоистые с признаками перекристаллизации. Мощность – 0.3 м.

16. Известняки яснокристаллические (И2). В верхней части интервала присутствует слой с обломками. Также обнаружены следы врезания небольших каналов. Мощность – 0.35 м.

17. Известняки неяснокристаллические (И1) темно-серые тонко-волнистослоистые битуминозные. Мощность – 0.76 м.

18. Известняки яснокристаллические (И5) с волнистыми поверхностями напластования и с редкими обломками переслаивающиеся с известняками неяснокристаллическими тонко-ровнослоистыми (И1). Мощность – 2.10 м.

19. Известняки неяснокристаллические (И1) тонко-ровнослоистые с признаками перекристаллизации. Мощность – 1.59 м.

**Мощность четвертой подсвиты в разрезе составляет 10.26 м.**

20. Доломитолиты неяснокристаллические с тонкой ровной слоистостью (Д1). Мощность более 1.0 м.

В основании слоя 20 проводится граница между хатыспытской и туркутской свитами (см. рисунок 16).

Граница между хатыспытской и туркутской свитой обусловлена резкой сменой литологического состава пород (известняки сменяются неяснокристаллическими доломитолитами), к тому же туркутская свита практически полностью сложена доломитолитами.

**Туркутская свита** в долине р. Керсюке была изучена в разрезе 1004 (правый безымянный приток р. Керсюке, среднее течение, 71°05'37.40" с.ш., 122°47'26.68" в.д.), где на обломочных известняках четвертой подсвиты хатыспытской свиты залегают (Рисунок 17):

1. Интервал разреза представлен доломитолиитами неяснокристаллическими (Д1) светло-серыми с ровной и слабоволнистой слоистостью. В нижней части в равнослоистых доломитолитах встречаются текстуры пластичной деформации осадка (рулетовидные формы) и отдельные деформированные слои доломитолитов. В средней части интервала присутствуют слои, в которых хорошо проявлены микростроматолитовые постройки (Д4) (высота построек до 2 см). В верхней части наиболее сильно проявлена перекристаллизация, но реликты тонкой ровной слоистости сохраняются. Мощность – 51.77 м.

2. Интервал разреза представлен доломитолитами обломочными (Д6) с маломощными интервалами равнослоистых неяснокристаллических доломитолитов (Д1). Обломки уплощенной полуокатанной формы располагаются субгоризонтально относительно слоистости либо под небольшим углом (см. рисунок 17, а). Размер обломков до 4 см. Цемент яснокристаллической доломитовой. Также присутствуют завернутые в рулеты отдельные слои и слойки (см. рисунок 17, б). Мощность – 7.5 м.

В кровле интервала 2 проводится граница между первой и второй подсвитами туркутской свиты, так как начиная с отметки 62.97 м в разрезе появляются характерные серые строматолитовые доломитолиита (Д4), а в высыпках присутствуют оолитовые доломитолиита (Д9) характерные для верхней подсвиты.

Интервал плохой обнаженности – 1.5 м.

3. Доломитолиита строматолитовые (Д4) светло-серые. Мощность – 7.0 м.

Интервал плохой обнаженности – 13.0 м.

4. Большие развалы кварцевых песчаников коричневато-серых среднезернистых с гравелитовой примесью.

В подошве песчаников предположительно проводится граница между туркутской и сыргалахской свитами (см. рисунок 17).

**Мощность туркутской свиты в разрезе 1004 оценивается в 80.77 м.**

Результаты полевых исследований показали, что туркутская свита имеет сложное фаціальное строение и в ней можно выделить две подсвиты. Нижняя подсвита практически всегда имеет хорошую обнаженность, тогда как для верхней подсвиты характерны развалы, высыпки и фрагментарная обнаженность. Однако на р. Керсюке описан представительный разрез верхней подсвиты туркутской свиты (разрез 1203-Б) (см. рисунок 17):

1. Доломитолиита глинистые (Д5) желтовато-серые тонко-равнослоистые. Местами присутствуют скопления мелких обломков (длина обломков до 15 мм), формирующие линзовидные прослои. Между пластами наблюдаются трещины усыхания. Мощность – 0.98 м.

2. Доломитолиита неяснокристаллические (Д1) светло-серые равнослоистые. Мощность – 0.46 м.

3. Интервал разреза представлен доломитолитами глинистыми (Д5) серыми с волнистыми поверхностями напластования. В средней части интервала присутствуют

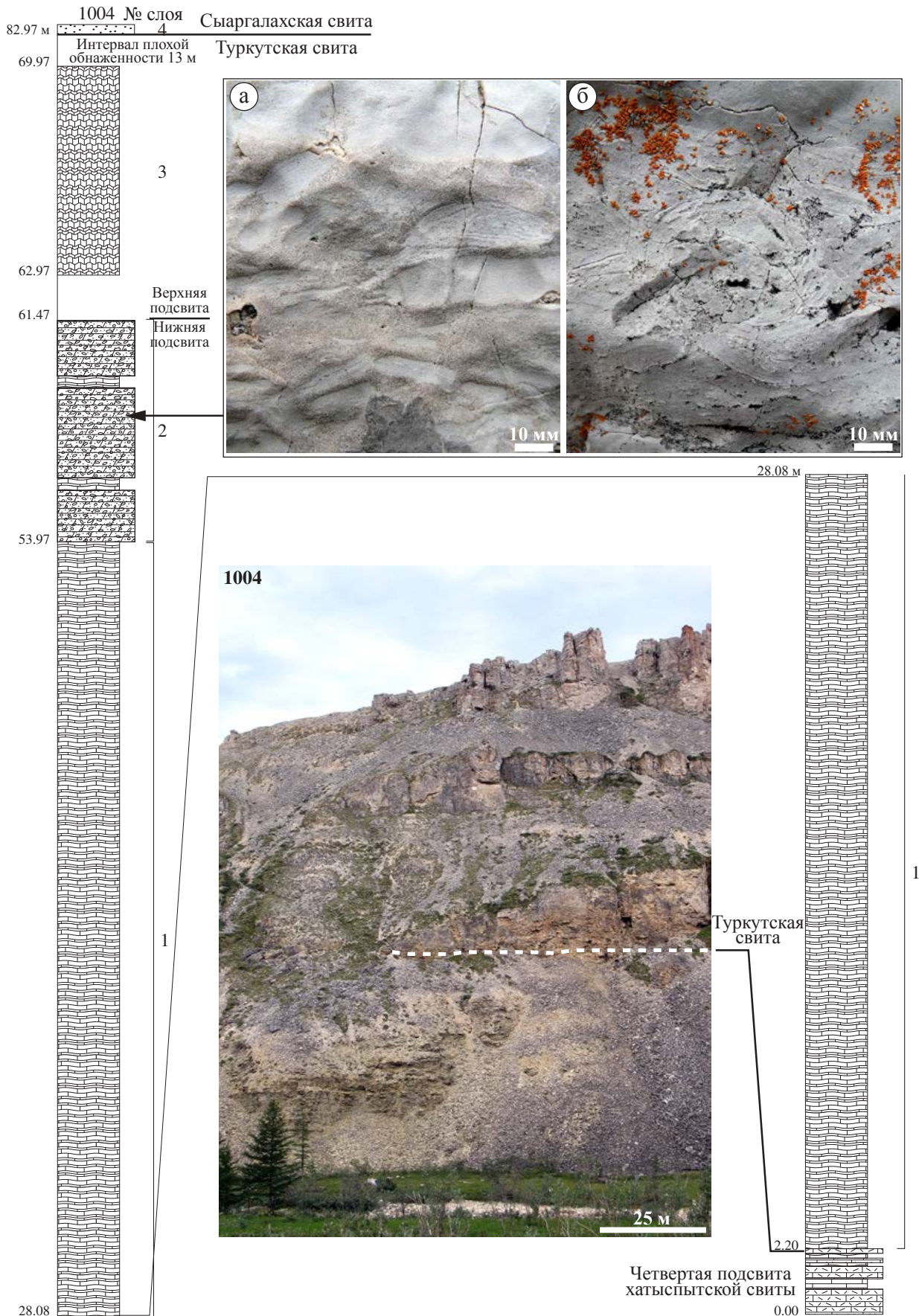
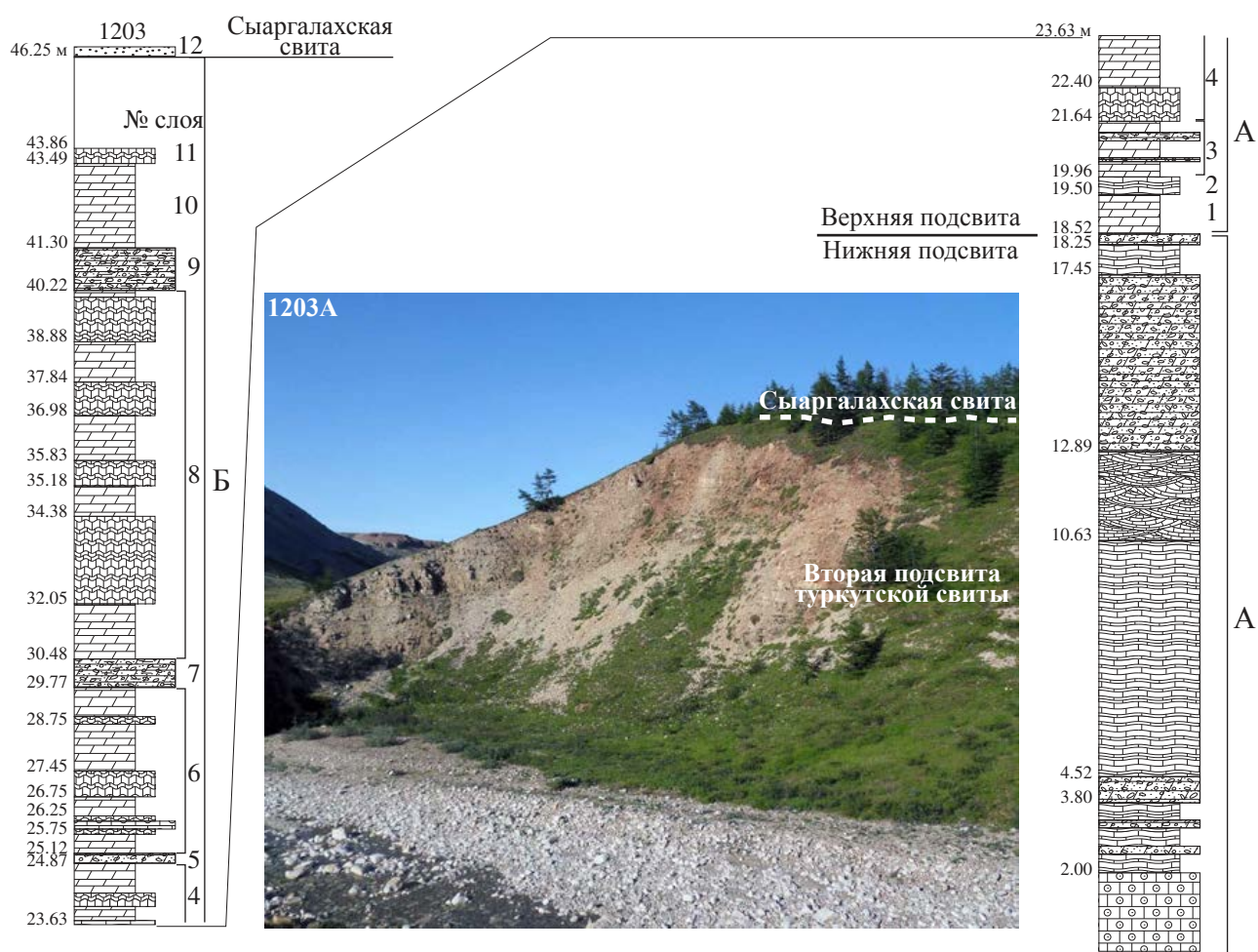


Рисунок 17 - Строение разреза туркутской свиты в бассейне р. Керсюке (начало; продолжение рисунка см. на стр. 56).

Особенности строения средней части туркутской свиты: а) уплощенные полуокатанные обломки доломитолитов; б) слойки доломитолитов завернутые в рулеты. Условные обозначения см. на рис. 5.





маломощные прослои обломочных доломитолитов (Д7). Мощность – 1.68 м.

4. Интервал разреза представлен чередованием пластов доломитолитов строматолитовых (Д4), слагающих биогермы высотой до 15-20 см и доломитолитов неяснокристаллических (Д1) тонко-ровнослоистых, местами в доломитолитах наблюдается косая однонаправленная слоистость. В верхней части интервала присутствуют слепки промоин. Мощность – 3.48 м.

5. Доломитолиты обломочные (Д7) желтовато-серые. Размер обломков достигает 20 мм. В пласте присутствуют текстуры деформации нелитифицированного осадка. Мощность – 0.25 м.

6. Интервал представлен чередованием пластов доломитолитов неяснокристаллических (Д1) тонко-ровнослоистых и доломитолитов строматолитовых (Д4). В нижней части интервала присутствует пласт оолитово-обломочных желтовато-серых доломитолитов (Д8). Мощность – 4.65 м.

7. Доломитолиты обломочные (Д7). Мощность – 0.71 м.

8. Интервал представлен чередованием доломитолитов неяснокристаллических (Д1) желтовато-серых тонко-ровнослоистых и слабо волнистослоистых и доломитолитов строматолитовых (Д4). Форма строматолитов столбчатая. Иногда между отдельными столбиками строматолитов наблюдаются скопления обломков доломитолитов и фрагментов разрушенных строматолитов. Мощность – 9.74 м.

9. Доломитолиты обломочные (Д7). Мощность – 1.08 м.



10. Доломитолиты глинистые (Д5) светло-серые тонко-ровнослоистые. В доломитолитах наблюдаются редкие маломощные прослои обломочных доломитолитов (Д6). Мощность – 2.19 м.

11. Доломитолиты строматолитовые (Д4), битуминозные. Мощность – 0.37 м.

Интервал плохой обнаженности. Мощность – 2.39 м.

Далее обнажаются породы сыргалахской свиты кессюсинской серии.

12. Песчаники кварцевые среднезернистые с гравийной примесью. Видимая мощность – 0.2-0.3 м.

**Мощность верхней подсвиты составляет 27.73 м.**

#### 2.4. Расчленение и сопоставление разрезов хатыспытской свиты

Основная часть разрезов хатыспытской свиты была изучена в бассейне р. Хорбусуонка, где присутствуют нижняя и верхняя границы хатыспытской свиты. В бассейне р. Керсюке обнажена лишь верхняя часть свиты, главным образом третья и четвертая подсвиты (Рисунок 18).

Хатыспытская свита рассматривается в измененном объеме, а в ее составе выделены четыре подсвиты [Nagovitsin et al., 2015], несмотря на то, что предыдущие исследователи отмечали невозможность расчленения на подсвиты ввиду ее однородного состава [Якшин, Воданюк, 1986]. Предыдущими исследователями в основание хатыспытской свиты помещались песчаники (так называемые базальные песчаники хатыспытской свиты) [Журавлев, Сороков, 1954; Битерман, Горшкова, 1962; Комар, 1966; Шпунт и др., 1979; Якшин, Воданюк, 1986, Хоментовский, Карлова, 1992; Knoll et al., 1995; Pelechaty et al., 1996], тогда как детальное изучение разрезов, петрографические исследования и анализ строения и цикличности выявили генетическую принадлежность пластов 1-3 разреза 0604 (см. подглаву 2.2) к маастахской свите, которая отвечает отдельной осадочной системе ограниченной сверху поверхностью максимальной регрессии с признаками осушения (кровля пласта 3), а снизу несогласно залегает на различных горизонтах рифея.

В хатыспытской свите установлены следующие корреляционные уровни и интервалы: 1) мощные пласты обломочных известняков; 2) уровни смены характера цикличности; 3) мощные пласты грубослоистых известняков; 4) интервалы, содержащие литифицированные и слабо литифицированные силициты; 5) интервалы с интенсивно биотурбированными тонкослоистыми известняками.

Наличие корреляционных уровней и интервалов позволяет уверенно проводить корреляцию разрезов и построить непрерывный сводный разрез (составной лектостратотип) хатыспытской свиты.

Нижняя часть **первой подсвиты** представлена в разрезе 0604, где на брекчированной поверхности известняков (пласт 3) маастахской свиты залегает пласт аргиллитов (пласт 4) с тонкими прослоями известняков (см. рисунок 9). Разрез 0604 завершается мощным пластом обломочных известняков (пласт 10), который уверенно прослеживается в разрезе 0601 и соответствует пласту 4. Данная корреляция строится на основе анализа мощностей интервалов, заключенных между маркирующими пластами. В качестве маркирующих пластов в разрезе

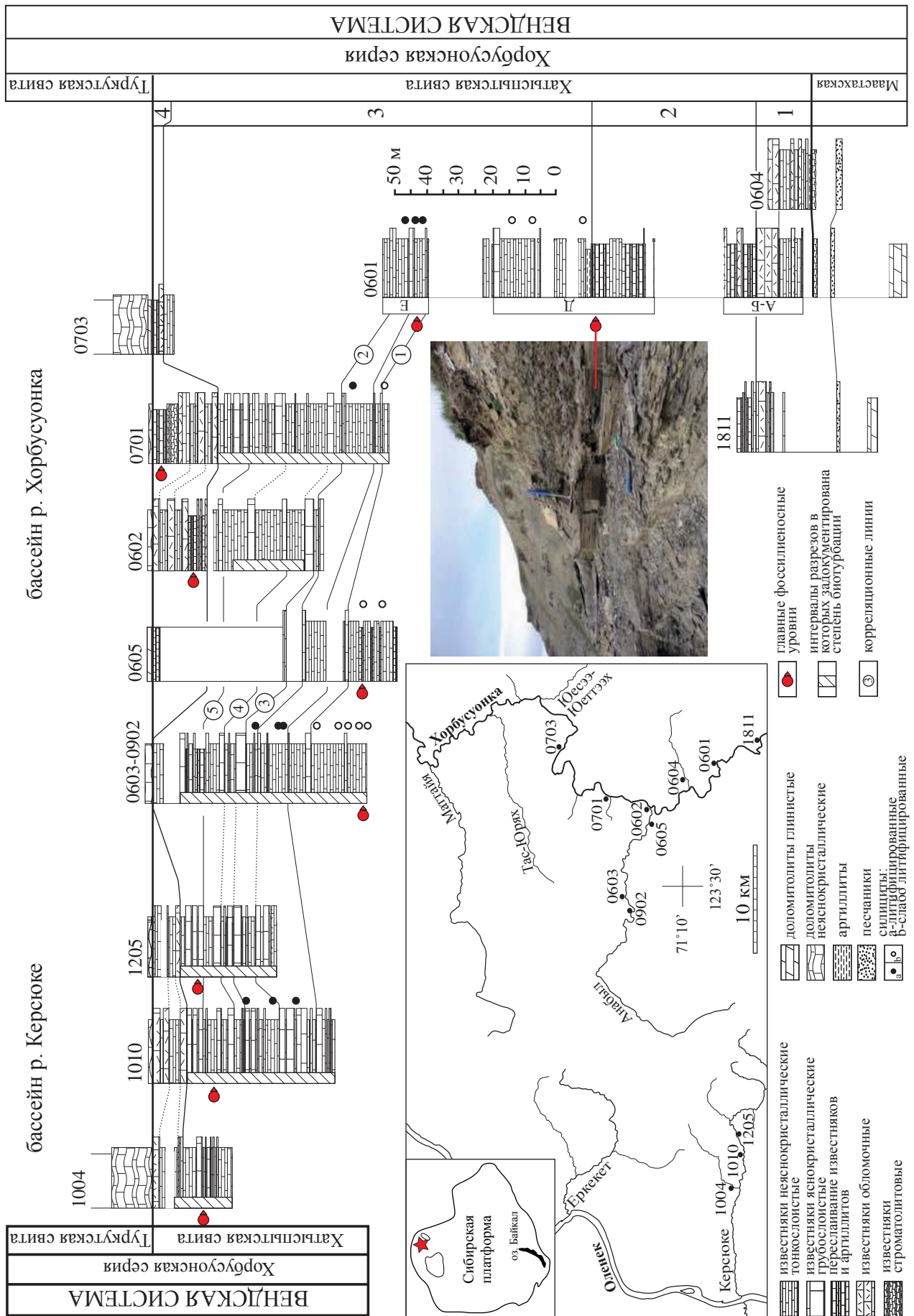


Рисунок 18 - Схема корреляции разрезов хатыспытской свиты. Точечными линиями показаны предполагаемые линии корреляции; сплошными линиями — линии уверенной корреляции.

0604 выступают песчаники (пласт 1) и обломочные известняки (пласт 10), мощность между кровлями которых составляет 23.47 м. Важно отметить, что мощность аналогичного интервала в разрезе 0601 составляет 22 м. Кроме этого, мощность интервала от кровли маастахской свиты (кровля пласта 3 в разрезе 0604) до кровли обломочных известняков (пласт 10) составляет 14.47 м и сопоставляется с аналогичным интервалом в разрезе 0601, где эта мощность оценивается в 17 м.

Полевые наблюдения показывают, что крупные (мощностью от 3 до 7 м) пласты обломочных известняков в разрезах 0601, 0604 и 1811 (см. рисунок 18) имеют близкое стратиграфическое положение и по ним можно сопоставлять разрезы, по крайней мере в пределах одного осадочного бассейна.

Отметка 14.97 м в разрезе 0601 (см. рисунок 9) характеризуется сменой литологического состава пород при котором в составе цилитов резко пропадают пласты обломочных и яснокристаллических грубослоистых известняков (см. рисунок 14), что и обусловило выделение **второй подсвиты**, которая представлена пачками черных битуминозных переслаивающихся известняков и аргиллитов, чередующихся с тонкослоистыми битуминозными известняками. Вторая подсвита была изучена в обнажении 0601 в среднем течении р. Хорбусуонка и ниже по течению больше нигде не вскрывается. В верховьях р. Хорбусуонки (южнее разреза 0601) хатыспытская свита представлена черными битуминозными известняками [Якшин, Воданюк, 1986; с. 23], что позволяет предполагать наличие второй и нижней части третьей подсвиты в верховьях р. Хорбусуонка, но корреляция с ними пока затруднительна.

**Третья подсвита** имеет достаточно широкое распространение в бассейне рр. Хорбусуонка и Керсюке (см. рисунок 18). В целом она характеризуется наличием прослоев слабо литифицированных и литифицированных силицитов и постепенным увеличением доли грубослоистых известняков вверх по разрезу, а тонкопереслаивающиеся известняки и аргиллиты более редки, чем во второй подсвите. Граница между второй и третьей подсвитами изучена в разрезе 0601 (интервал А-Б) и обусловлена сменой характеризующих ее пачек и цикличностью (см. подглаву 3.4.1).

Нижняя часть подсвиты изучена только в обнажении 0601, а сопоставление разрезов верхней части проводится на основе анализа их циклического строения (см. подглаву 3.4.1). В ходе изучения цикличности в разрезах верхней части третьей подсвиты было установлено, что крупные (мощностью более 1.0 м) пласты грубослоистых известняков могут использоваться для корреляции близко расположенных разрезов. Разрез 0601-Е сопоставляется с нижней частью 0701, средней частью 0605 и средней частью 0603 посредством корреляции мощных пластов серых грубослоистых известняков (сплошные линии 1 и 2, см. рисунок 18). Сопоставление разрезов 0701, 0602, 0605 и 0603-0902 проводится также с помощью мощных пластов серых грубослоистых известняков (сплошные линии 1, 2, 3, 4; см. рисунок 18). В разрезе 0701 (верхняя часть третьей подсвиты) присутствует интервал чередующихся мощных пластов грубослоистых известняков и маломощных интервалов тонкослоистых известняков (мощность 4.10 м). Схожие по строению интервалы присутствуют и в разрезах на р. Керсюке (сплошная корреляционная линия 6 проведена в основании интервала в разрезах 1010, 1205 и 0701). В

целом верхняя часть третьей подсвиты в разрезах на р. Керсюке (западные разрезы 1004, 1010, 1205) имеют несколько иное строение, в них большее количество пластов грубослоистых известняков и меньшее количество пластов тонкослоистых известняков поэтому корреляция (пунктирные линии) между восточными (р. Хорбусуонка) и западными (р. Керсюке) разрезами построена на основе анализа циклического строения осадочной последовательности о котором подробно говорится в подглаве 3.4.1.

Важной особенностью нижней части третьей подсвиты является еще и то, что для составляющих ее разрезов характерны прослой слабо литифицированных силицитов, закономерно сменяющихся литифицированными в верхней части подсвиты. В работе интервалы разрезов с литифицированными и слабо литифицированными силицитов используются для сопоставления близко расположенных разрезов 0601, 0701, 0605, 0603 и 1010 (см. рисунок 18). Однако, если в дальнейшем подтвердится их туфогенная природа, то эти породы можно будет использовать в качестве надежных корреляционных маркеров в пределах всего бассейна осадконакопления.

Разрез 0605 характеризуется как местонахождение органостенных макроостатков *Beltanelloides sorichevae* Sokolov, *Chuarina circularis* Wallcot, *Mezenia kossovoyi* Sokolov, *Glomulus filamentum* Steiner, *Longifuniculum dissolutum* Steiner et al., *Grypania spiralis* Walter et al., *Fusiapis sibiricus* nomen nudum, *Globusphyton lineare* Wang et al., *Liulingjitaenia alloplecta* Chen et Xiao, *Longfengshania spheria* Du et Tian, *Sinocyindra yunnanensis* Chen et Erdtmann [Быкова, 2011б; Выкова et al., 2020] (некоторые макроостатки представлены на Рисунке 19). На этом же уровне были обнаружены лентовидные остатки с четкими продольными структурами, пучки нитей (*Globusphyton lineare* Wang et al.), связанные между собой столонами в стелющиеся колонии, неопределенные остатки с симподиальным ветвлением и пузыревидные остатки. Стоит отметить, что лентовидные, нитчатые и пузыревидные органостенные макроостатки характеризуют нижние части разрезов 0601-Е и 0603 и делают возможным корреляцию разрезов 0601-Е, 0603 и 0605 (см. рисунок 18).

Еще одним корреляционным маркером является уровень появления ихнотекстур *Nenoxites*. Начиная с базальных слоев разрезов 0601-Е и 0605 и до кровли третьей подсвиты хатыспытской свиты в известняках сохраняются ихнотекстуры *Nenoxites*. В дополнении к этому, был проведен анализ степени биотурбации в верхней части третьей подсвиты (разрезы 1004, 1010, 0603, 0602, 0701), который выявил два корреляционных интервала – первый интервал характеризуется интенсивно биотурбированным тонкослоистыми известняками, а для второго интервала характерна низкая степень биотурбации (более детальную информацию см. в подглаве 7.2).

**Четвертая подсвита** сложена обломочными, грубослоистыми, и тонкослоистыми известняками. Граница между третьей и четвертой подсвитами устанавливается по появлению в разрезе мощных (25-36 см) слоев обломочных известняков и, по всей видимости, имеет эрозионный характер (поверхность врезания). В изученных разрезах (0602, 0603, 0701, 0703, 1004, 1010, 1205) мощность подсвиты варьирует от 0.65 до 20 м. Корреляция удаленных разрезов четвертой подсвиты затруднена из-за клиновидной (выклинивающейся) формы пластов



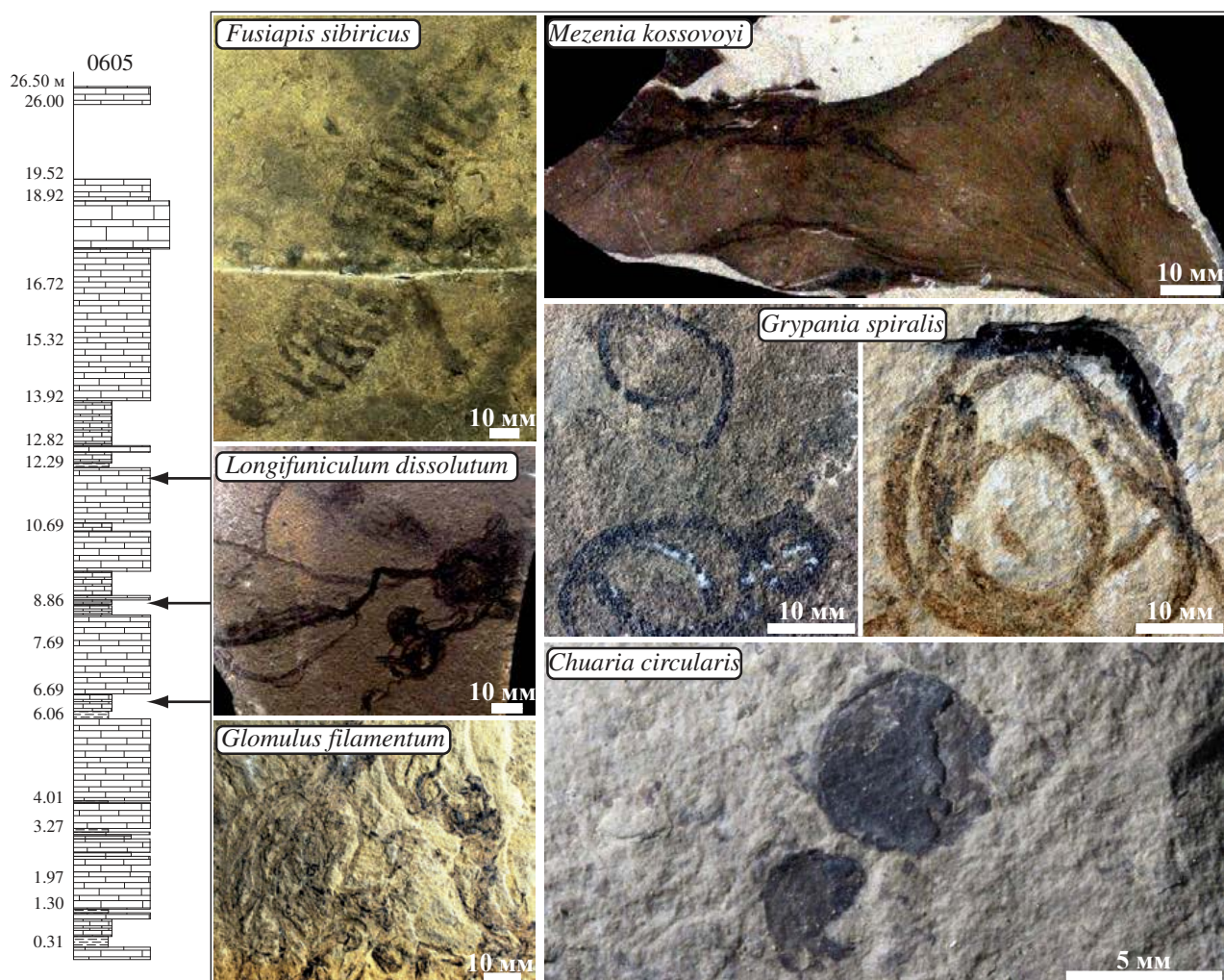


Рисунок 19 - Стратиграфическое положение крупных фоссилиеносных уровней с органостенными макроостатками хатыспытской свиты. Условные обозначения см. на рис. 5.

обломочных известняков. Согласно полевым наблюдениям нижняя граница обломочных пластов может быть, как неровной (эрозионной), так и ровной. Для третьей и четвертой подсвит хатыспытской свиты района р. Керсюке характерно распространение ископаемых остатков *Palaeopascichnus linearis* (Fedonkin) (Рисунок 20).

### 2.5. Расчленение и сопоставление разрезов туркутской свиты

Туркутская свита достаточно хорошо обнажена как в бассейне р. Хорбусуонка, так и в бассейне р. Керсюке. В разрезах отсутствуют уверенные корреляционные реперы, благодаря которым можно было бы проводить сопоставления разрезов. Несмотря на это, в качестве корреляционных маркеров (по крайней мере в близко расположенных разрезах 0702 и 0703, которые представляют собой лектостратотип свиты) можно рассматривать мощный (до 3.5 м) пласт микростроматолитовых доломитолитов, смену окраски пород со светло-серой на желтовато-серую и границу, разделяющую нижнюю и верхнюю парасеквенции туркутской свиты. В основании этого пласта проводится граница между нижней и верхней подсвитами туркутской свиты. Нижняя граница туркутской свиты проводится по появлению в разрезах мощных (более 1 м) интервалов, которые сложены неяснокристаллическими ламинитовыми доломитолитами. Кровля свиты представляет собой поверхность палеокарста и

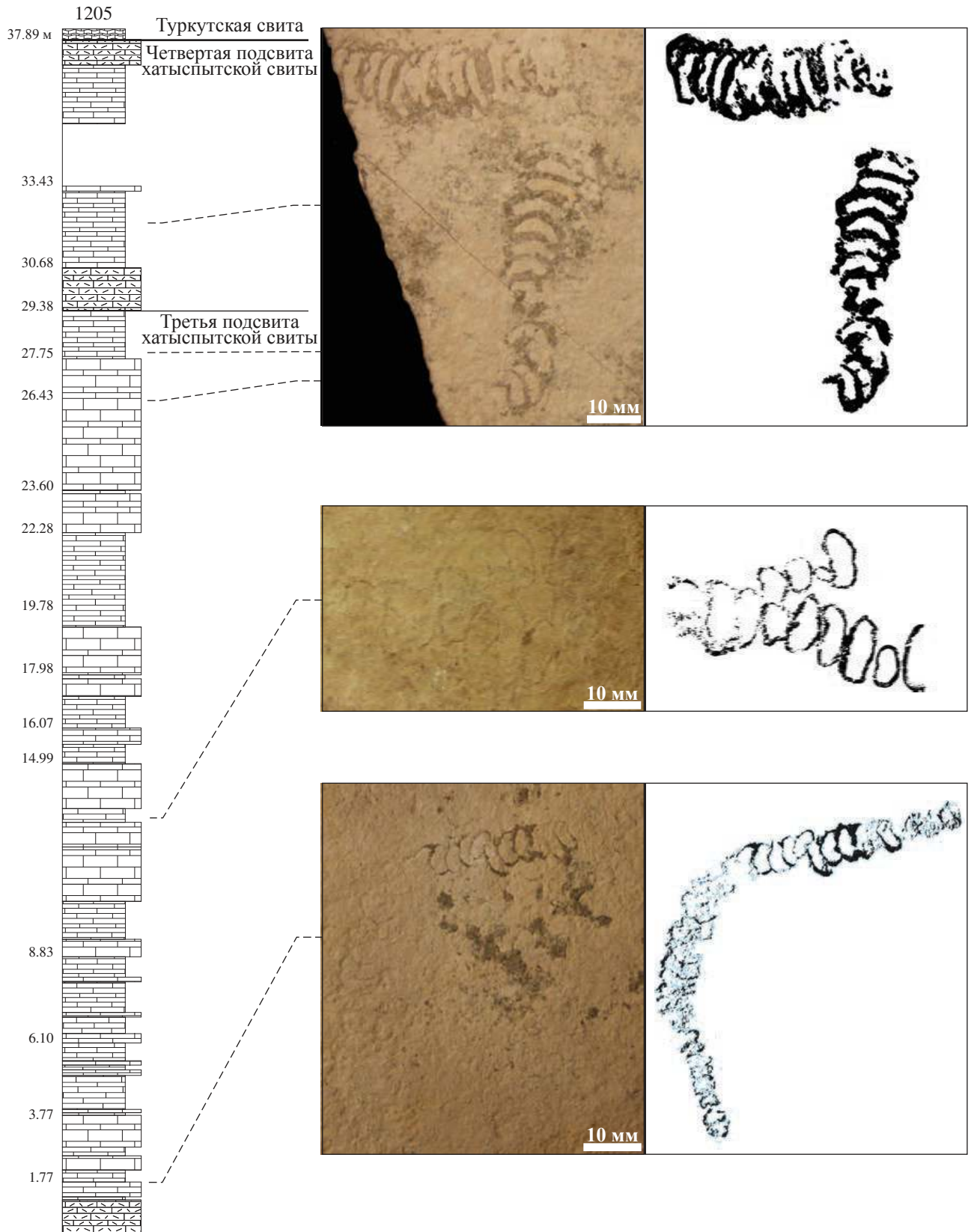


Рисунок 20 - Распределение и сохранность *Palaeopascichnus linearis* в верхней части хатыспытской свиты (разрез 1205, р. Керсюке).

Черно-белые прорисовки и фотографии выполнены А.В. Колесниковым. Условные обозначения см. на рис. 5.

перекрывается базальными песчаниками сыргалахской свиты кессюсинской серии.

Туркутская свита имеет сложное фациальное строение и представляет собой карбонатную платформу. Важно отметить, что в близко расположенных разрезах строение и литологический состав может отличаться значительно (Рисунок 21), что является признаком резкой фациальной изменчивости отложений. Несмотря на это, туркутскую свиту можно разделить на две подсвиты: нижнюю (мощность в лектостратотипе составляет 59 м), которая представлена главным образом светло-серыми неяснокристаллическими доломитолитами и в меньшей мере обломочными и сфероагрегатными доломитолитами и верхнюю (мощность в лектостратотипе составляет 69 м), которая сложена преимущественно желтовато-серыми строматолитовыми, глинистыми и обломочными доломитолитами (Рисунок 22). В большинстве разрезов верхняя подсвита (имеет желтовато-серую окраску) представляет собой развалы и высыпки, и лишь в некоторых разрезах (0702, 0710, 0909, 1013, 1203; см. рисунок 21) удалось детально изучить ее строение и выявить такие важные для генетической интерпретации особенности, как псевдоморфозы по кристаллам соли, трещины высыхания, слепки промоин (иногда заполнены мелкими обломками тонкослоистых доломитов), и косую разнонаправленную слоистость. Мощность верхней подсвиты туркутской свиты сильно изменяется от разреза к разрезу и варьирует от 27.73 м (разрез 1203) до 69.2 м (разрез 0702), что может быть связано с палеорельефом карбонатной платформы и/или неравномерным проявлением палеокарста в кровле туркутской свиты. Мощность туркутской свиты изменяется от 80.77 м (разрез 1004, р. Керсюке) до 128.25 м (составной лектостратотип разрезы 0702 и 0703, р. Хорбусуонка).

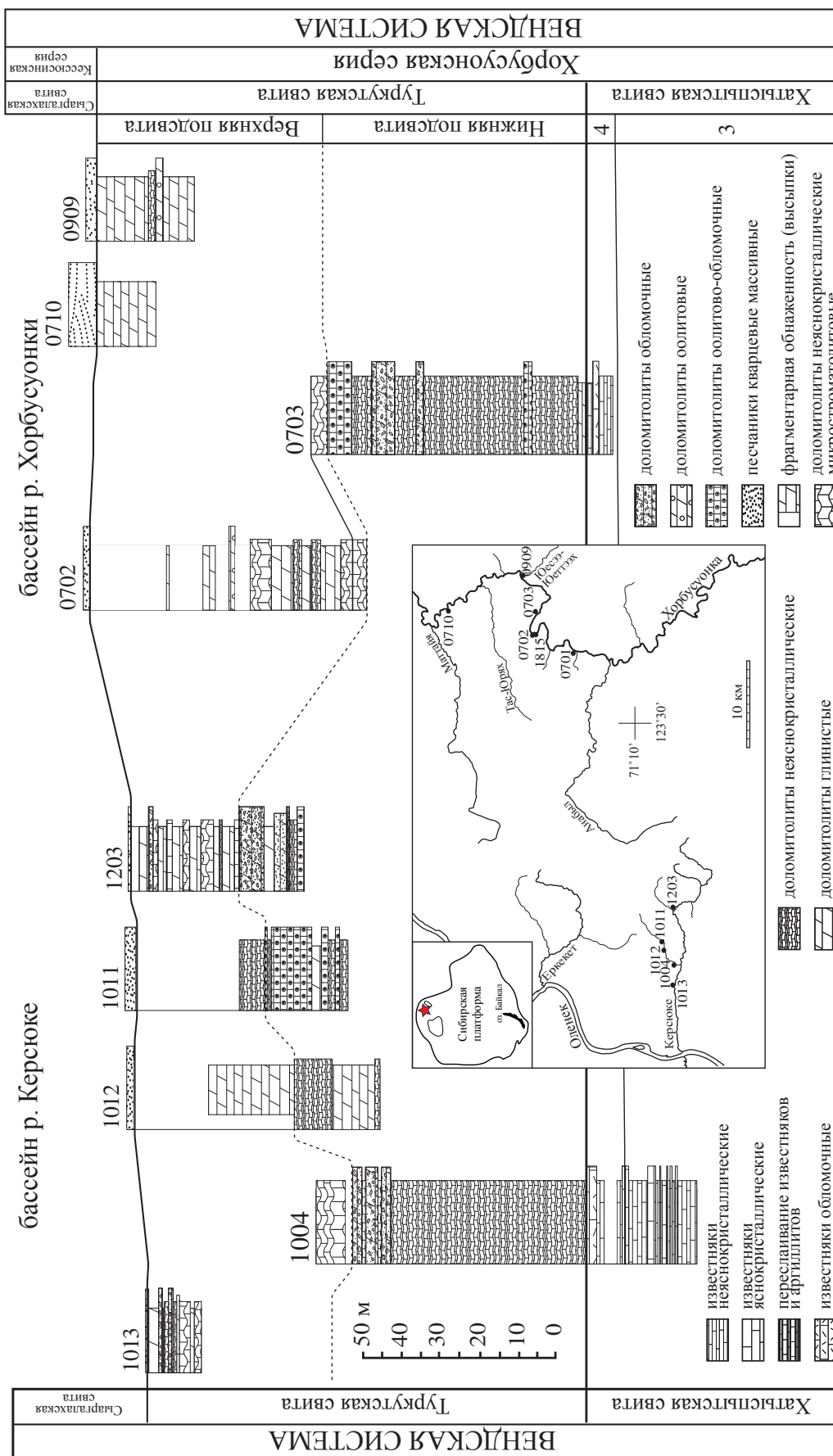


Рисунок 21 - Схема корреляции разрезов туркутской свиты. Пунктирная линия показывает границу между подсвитами.



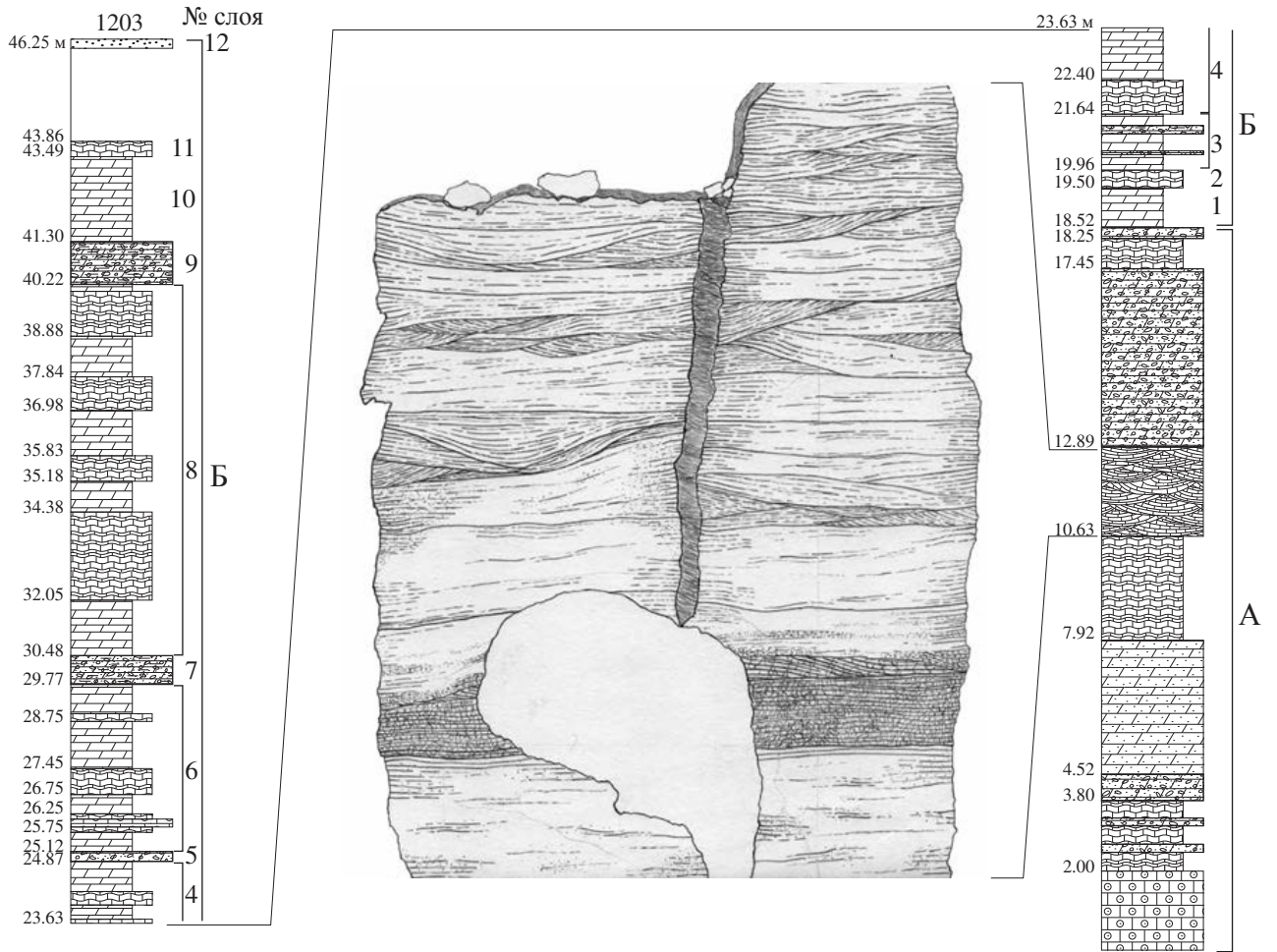


Рисунок 22 - Особенности строения верхней подсвиты туркутской свиты в разрезе 1203 по р. Керсюке.

Прорисовка интервала 10.63–12.89 м выполнена А.В. Колесниковым. Условные обозначения см. на рис. 5.

### ГЛАВА 3. ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

#### 3.1. Микрофации хатыспытской и туркутской свит

Методика изучения петрографических шлифов карбонатных пород под поляризационным микроскопом прежде всего заключается в определении минералогического состава (кальцит, доломит, реже сидерит, магнезит, родохрозит), изучении структурных компонентов породы (форменных элементов или зерен и связующей кристаллической массы), текстуры и структуры, а также характера вторичных изменений и порового пространства. Анализ всех вышеперечисленных признаков приводит к необходимости классифицировать породы на основе соотношения ключевых характеристик. В работе используются несколько типов классификаций разных авторов [Систематика..., 1998]: по вещественному составу, по структуре, генетические и структурно-генетические. Классификации, основанные на вещественном составе пород, были разработаны С. Г. Вишняковым в 1933 году [Систематика..., 1998]. Эти классификации не потеряли актуальности, поэтому сейчас достаточно широко используются при петрографических исследованиях. Структурная классификация известняков и доломитолитов была предложена Г. И. Теодоровичем [1968]. Генетическая классификация с упрощенной структурной характеристикой приводится в одном из базовых учебников по петрографии [Швецов, 1948, с. 170]. Поскольку многие структуры достаточно ясно указывают на происхождение осадочного материала, а иногда и на условия его образования, то впоследствии структурные классификации стали дополнять генетическими [Систематика..., 1998]. Такие структурно-генетические классификации были разработаны как в нашей стране [Хворова, 1958; Кузнецов, 1992], так и за рубежом [Folk, 1959; Dunham, 1962; Embry, Klovan, 1971; Wright, 1992].

В данной работе за основу принята классификация, предложенная Р. Фолком [1959], в основе которой лежит определение соотношения между основными структурными элементами (форменные элементы (зерна) и вмещающая кристаллическая масса (микритовый матрикс или спаритовый цемент)) (Рисунок 23). Для зернистых разновидностей использована расширенная классификация Р. Фолка [Strohmenger, Wirsing, 1991] (Рисунок 24). Классификация Р. Фолка [1959] в совокупности с ее расширенным вариантом, предложенным К. Стромэнгером и Г. Вирзингом [1991] позволяют более детально классифицировать весь спектр пород хатыспытской и туркутской свит в отличие от классификаций Р. Данхэма [1962] и Э. Эмбри и Э. Клована [1971]. Кроме этого, для определения вещественного состава карбонатных пород использовалась методика прокрашивания раствором ализарина красного и в дальнейшем породы классифицировались по вещественному составу с использованием схемы «известняк-доломит» С. Г. Вишнякова с доработками В. Г. Кузнецова и Д. К. Патрунова (Рисунок 25), а именно, в двухкомпонентную схему С. Г. Вишнякова добавлен третий компонент – глина и незначительно изменены процентные границы [Систематика..., 1998]. При определении структурных типов карбонатных пород по размеру кристаллов использовалась классификация В. Н. Шванова – пелитоморфные (скрытокристаллические) менее 0.005 мм, микрокристаллические 0.005-0.05 мм, тонкокристаллические 0.05-0.1 мм, мелкокристаллические 0.1-0.25 мм,


Известняки, частично доломитизированные известняки и «первичные» доломиты		Переогложенные доломиты					
		Реликты аллохем	Реликты аллохем отсутствуют				
	Содержание аллохем по объему <25% интракласты >25% оолиты >25% оолиты Объемное соотношение органических остатков и пеллет >3:1 3:1 - 1:3 <1:3	>10% аллохем (зерен) зернистые породы спаритовый цемент > микритовый цемент зернистые породы с спаритовым цементом	<10% аллохем микрокристаллические породы 1-10% аллохем	Биогермные породы	Очевидное наличие аллохем	Тонко-кристаллический доломит с реликтами интракластов Грубо-кристаллический доломит с реликтами оолитов Афанокристаллический доломит с реликтами фоссилий Очень тонко-кристаллический доломит с реликтами пеллет	Доломит

Рисунок 23 - Классификация карбонатных пород Р. Фолка [1959].

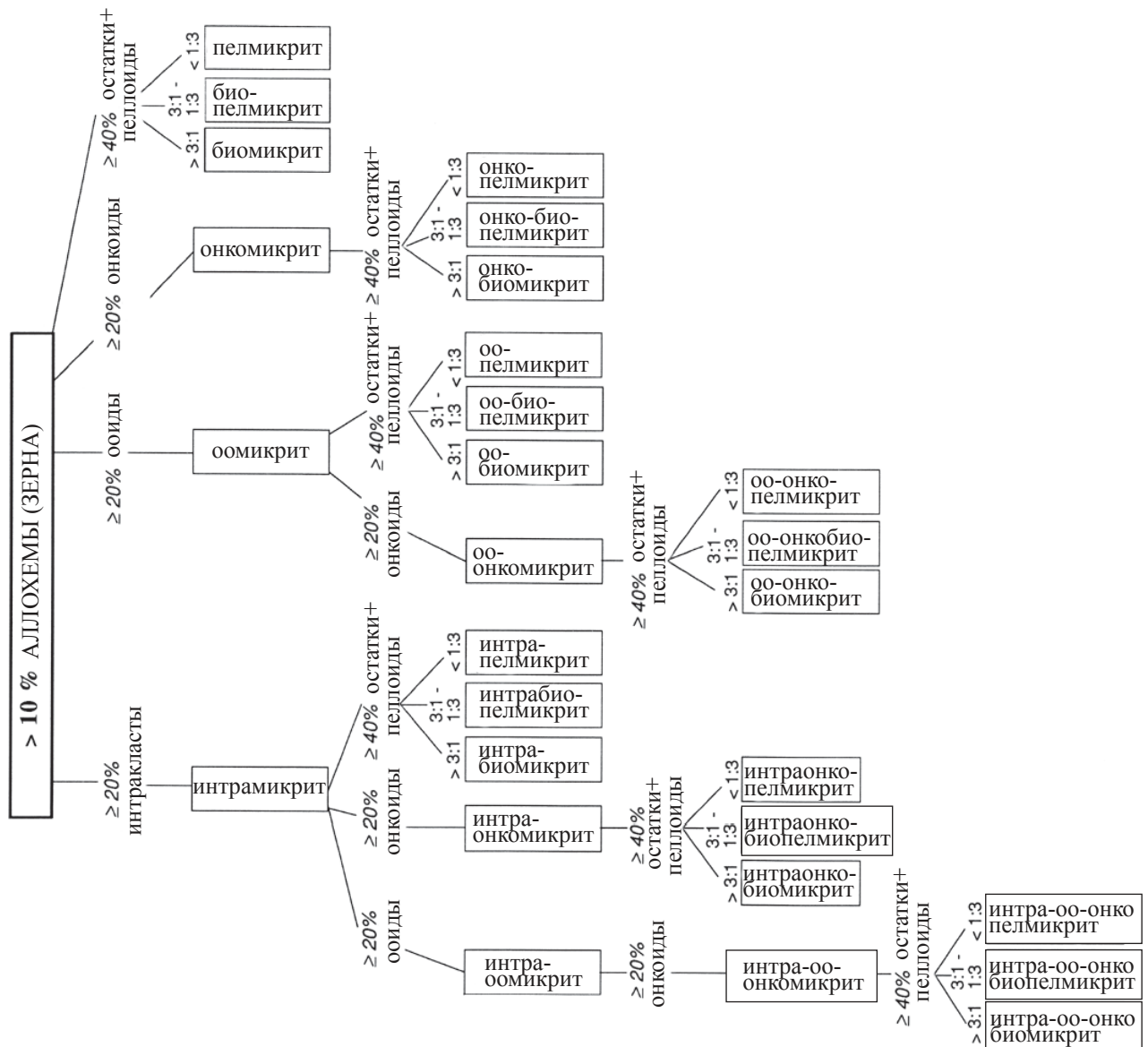


Рисунок 24 - Расширенная классификация Р. Фолка для зернистых карбонатных пород [Strohmenger, Wirsing, 1991].

среднекристаллические 0.25-0.5, крупнокристаллические 0.5-1.0 мм и грубокристаллические 1.0-2.0 мм [Систематика..., 1998].

Согласно классификации Р. Фолка [1959] все карбонатные породы разделяются на 3 группы – микриты (доломикриты) и спариты (долоспариты), включающие различное количество аллохемных компонентов (форменных элементов) и биолититы (строматолиты). Для лучшего понимания в скобках рядом с названием породы согласно классификации Р. Фолка [1959] будет приводиться название породы с учетом классификации структурных разновидностей по В. Н. Шванову [Систематика..., 1998]. Ввиду того, что практически все выделенные типы пород имеют тончайшую слоистость, которая, как правило, обусловлена разной степенью кристалличности, то название породы будет даваться по преобладающему классу кристалличности.

При изучении песчаных и алевроитовых зерен использовалась десятичная классификация



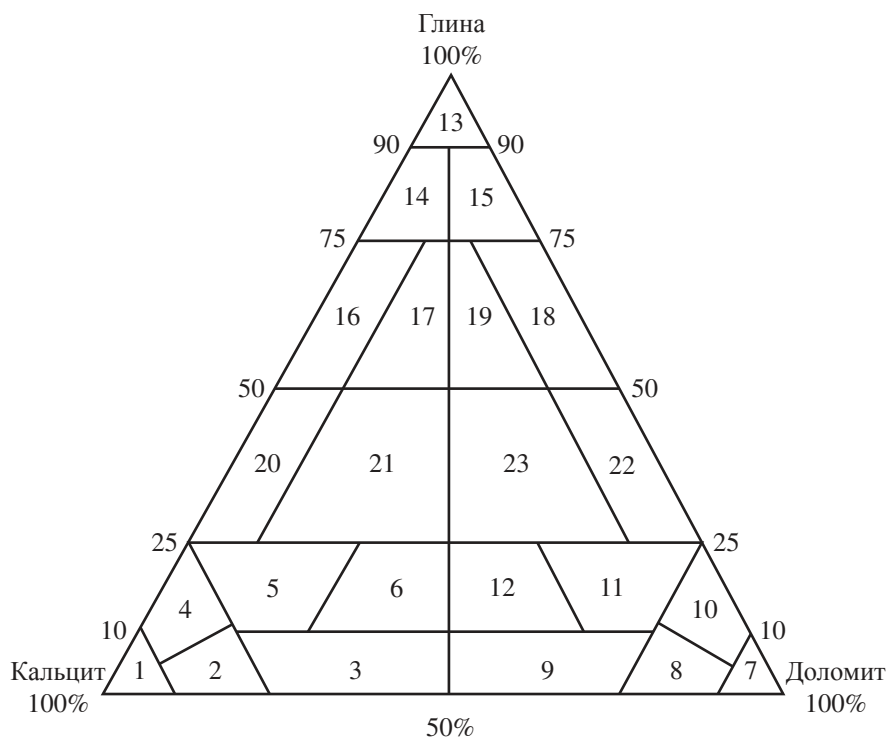


Рисунок 25 - Схема классификации глинисто-карбонатных пород [Систематика..., 1998].

1 – известняк, 2–известняк доломитистый, 3–известняк доломитовый, 4–известняк глинистый, 5–известняк глинистый доломитистый, 6–известняк глинистый доломитовый, 7–доломит, 8–доломит известковистый, 9–доломит известковый, 10–доломит глинистый, 11–доломит глинистый известковистый, 12–доломит глинистый известковый, 13–глина, 14–глина известковистая, 15–глина доломитистая, 16–мергель глинистый, 17–мергель глинистый доломитистый, 18–мергель глинистый доломитовый, 19–мергель глинистый известковистый доломитовый, 20–мергель, 21–мергель доломитистый, 22–мергель доломитовый, 23–мергель доломитовый известковистый.

гранулометрического состава: пелит (менее 0.005 мм), алеврит мелкий (0.01-0.005 мм), алеврит крупный (0.05-0.01 мм), песок мелкозернистый (0.01-0.25 мм), песок среднезернистый (0.25-0.5 мм), песок крупнозернистый (0.5-1.0 мм), гравий (1-10 мм) [Логвиненко, 1962].

### 3.1.1. Используемая терминология

*Структурные компоненты пород* [Folk, 1959]:

**Аллохем** – термин, предложенный Р. Фолком в 1959 г. для обозначения компонентов карбонатных пород химического и биохимического происхождения, образовавшихся внутри бассейна и претерпевших перенос. В российской литературе под аллохемами понимаются форменные элементы или зерна [Кузнецов, 2007].

**Ортохем** – минеральное вещество, образовавшееся путем химического осаждения в пределах осадочного бассейна или в самой осадочной породе, отличающееся от материала, перенесенного в твердом состоянии [Folk, 1959]. Структура ортохемного компонента может быть микритовой или спаритовой.

**Микрит** – описательный термин, используемый Р. Фолком [1959], для скрытокристаллического матрикса известняков, состоящего из химически осажденного карбонатного ила с размером кристаллов менее 4 микрон в диаметре, и интерпретируемого как литифицированный ил (англ. *litified ooze*). В настоящее время верхняя граница микрита

разными исследователями оценивается в пределах от 0.004 мм до 0.05 мм (4-50 мкм) [Flügel, 2004; Хабаров, 1985]. В данной работе названия пород образованы согласно классификации Р. Фолка [1959] и по преобладающему размеру карбонатных частиц (микрит или спарит).

**Спарит** – описательный термин для яснокристаллической составляющей известняков, состоящей из относительно грубокристаллического кальцита, который образовывался *in situ* [Folk, 1959]. Спарит является более грубым, чем микрит. Спаритовые кристаллы, согласно классификации Р. Фолка [1959] имеют диаметр более 10 микрон, а группа кристаллов, находящаяся в промежутке между микритами (менее 4 мкм) и спаритами (более 10 мкм) называется микроспариты.

**Микроспарит** – то же, что и спарит, только размер зерен лежит в пределах от 4 до 10 микрон.

**Цемент** – минеральное вещество, обычно образующееся химическим путем, которое заполняет пространство между отдельными зернами в литифицированной осадочной породе, таким образом связывая все зерна в прочную, сцементированную массу [Folk, 1959]. Другими словами, цемент чаще всего представляет собой яснокристаллическую массу, в отличие от матрикса.

**Строматолиты** – органогенно-осадочная структура, образующаяся при захвате, связывании и/или осаждении осадочных частиц вследствие роста и метаболической активности микроорганизмов, главным образом цианобактерий (сине-зеленые водоросли) [Walter, 1976].

*Типизация зерен по* [Flügel, 2004] (Рисунок 26):

**Пеллеты** (сгустки и комки) – микритовые зерна (0.1-0.5 мм, бывают и до 1 мм в длину), преимущественно без внутренней структуры, округлой, овальной, неправильной формы.

**Оолиты** – округлые и овальные зерна (0.5-2.0 мм в диаметре), состоящие из гладких и правильных слоев, которые формируют последовательные концентрические оболочки вокруг ядра.

**Онколиты** – зерна от 1 мм до нескольких десятков сантиметров, состоящие из более-менее отчетливого ядра и толстой корки, образованной неправильными, неконцентрическими, частично наложенными микритовыми слоями. В образовании онколитов нет тенденции в увеличении сферичности во время роста.

**Агрегаты зерен** – несколько зерен, которые могут различаться по форме (оолиты, пизолиты и пеллеты), объединенные одной оболочкой и сцементированы, формируя тем самым гроздевидные образования. Пространство между зернами заполнено микритом или спаритом. Размер от 0.5 мм до более чем 2 мм.

**Обломки** – синседиментационные или постседиментационные обломки известняка, измененные в процессе частичного уплотнения либо литификации карбонатного осадка. Форма сильно варьирует от угловатой до округлой. Размер изменяется от 0.2 мм до нескольких десятков метров. При названии пород для обозначения обломочной части используется приставка «интра» (например, интрамикрит).

**Скелетные зерна (биофрагменты)** – обломки или целые скелеты организмов. Размер от 0.05 мм до десятков сантиметров.

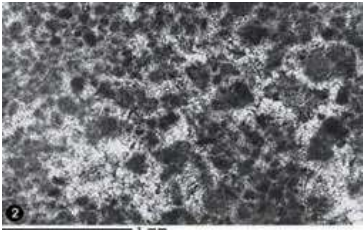
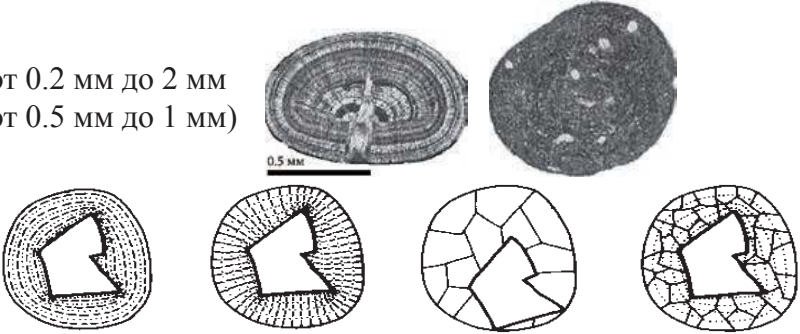

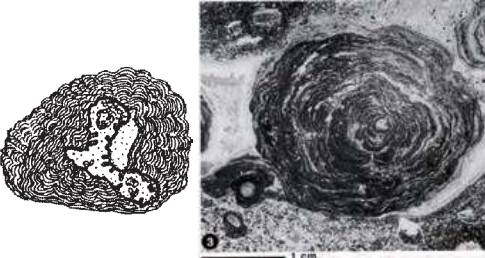

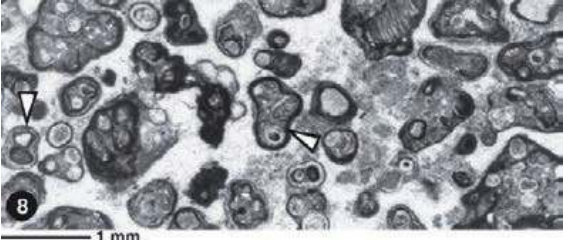
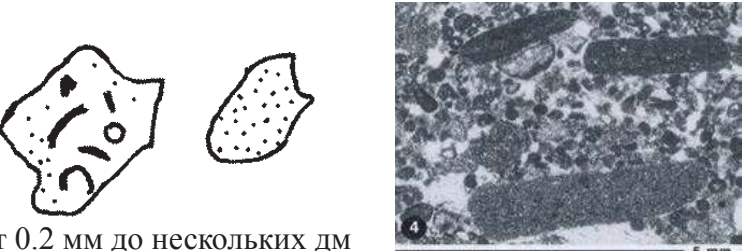
<p><b>Пеллеты-сгустки и комки (pellets)</b></p> <p>Маленькие микритовые зерна, преимущественно без внутренней структуры, округлой, овальной, неправильной формы.</p>	<p>до 1 мм (0.1-0.5 мм)</p> 
<p><b>Оолиты (ooliths)</b></p> <p>Округлые и овальные зерна, состоящие из гладких и правильных ламин (пленок), которые формируют последовательные концентрические оболочки вокруг ядра.</p>	<p>от 0.2 мм до 2 мм (от 0.5 мм до 1 мм)</p> 
<p><b>Пизолиты (pisoliths)</b></p> <p>Большие зерна округлой и неправильной формы, состоящие главным образом из небологического ядра и толстой корки образованной четкими, часто плотноупакованными ламинами, демонстрирующие тангенциальные и радиальные микроструктуры</p>	<p>Оолиты (ooids)</p> <p>от 2 мм до 2 см</p> 
<p><b>Онколиты (oncoliths)</b></p> <p>Большие и маленькие зерна, состоящие из более менее отчетливого ядра и толстой корки, образованной неправильными, неконцентрическими, частично наложенными микритовыми ламинами. В ламинах могут проявляться биогенные структуры. В образовании онколитов нет тенденции в увеличении сферичности во время роста.</p>	<p>Онколиты</p> <p>от 1 мм до нескольких дм</p>  <p>Стадии образования онколитов</p> 
<p><b>Агрегаты зерен (grapestones)</b></p>	
<p><b>Обломки (intraclasts, extraclasts)</b></p>	<p>от 0.2 мм до нескольких дм</p> 

Рисунок 26 - Морфология карбонатных зерен по Э. Флюгелю [Flügel, 2004, с изменениями].

### 3.1.2. Описание микрофаций

Термин **микрофация** (microfacies) предложен Дж. Брауном и указывает только на петрографические и палеонтологические критерии, изучаемые в шлифах [Brown, 1943]. В настоящее время под **микрофацией (МФ)** понимается весь комплекс седиментологических и палеонтологических данных, который может быть описан и классифицирован при изучении петрографических шлифов, спилов, полированных пластинок и образцов горных пород [Flügel, 2004]. При изучении карбонатных пород микроскопические исследования приобретают особую важность поскольку даже на первый взгляд одинаковые породы могут иметь различия в матриксе, цементе и составе. В связи с этим, микрофации в карбонатных породах позволяют выявить существенные и порой необходимые для реконструкции обстановок осадконакопления особенности пород.

*Микрофации хатыспытской свиты (ХМФ) (Рисунок 27, 28):*

**Группа микритов:**

**ХМФ1. Микриты доломитистые (известняки микро-скрытокристаллические доломитистые)**

Тонкая (300-600  $\mu\text{m}$ ) ровная слоистость представлена чередованием относительно мощных слоев скрытокристаллического известняка и тонких слоев микрокристаллического известняка. Соотношение количества и мощности слоев микрокристаллического известняка к скрытокристаллическому составляет  $\sim 1:4$ . В редких случаях слоистость не идентифицируется, а порода представлена скрытокристаллическим известняком. Слоистость может быть также подчеркнута тонкими линзами глинистого вещества, окремнением, в виде цепочек мелких конкреций (иногда имеют зональное строение), рудными минералами (вероятно, пирит), а иногда слоистость характеризуется перекристаллизованными слоями известняка и тонкими слоями пелитоморфного доломита. В качестве форменных элементов присутствуют единичные ( $<1\%$ ) пеллеты размером до 30  $\mu\text{m}$ . Редко наблюдается незначительная (1-2%) примесь крупного алевритового материала. В известняках наблюдаются признаки биоперемешивания осадка организмами, которые проявлены в виде единичных и серий (цепочек) менисков в отдельных слоях. Местами в толще микрита наблюдаются менисковые структуры (длинная сторона мениска от 50 до 300  $\mu\text{m}$ ), сложенные глинистым веществом или микро-тонкокристаллическим известняком. Форма менисков варьирует от слабоизогнутой до сильноизогнутой. Менисковые структуры образуют прямолинейные и изогнутые цепочки. Расстояние между менисками в цепочках варьирует от 50 до 200  $\mu\text{m}$ , а пространство между ними часто заполнено крупными кристаллами кальцита.

**ХМФ2. Микриты доломитовые (известняки скрытокристаллические доломитовые)**

Тонкая (200-400  $\mu\text{m}$ ) слоистость подчеркнута мощными слоями скрытокристаллического известняка, межслоевыми кремневыми конкрециями (размер конкреций до 2 мм) и иногда тонкими линзовидными прослоями тонко-мелкокристаллического



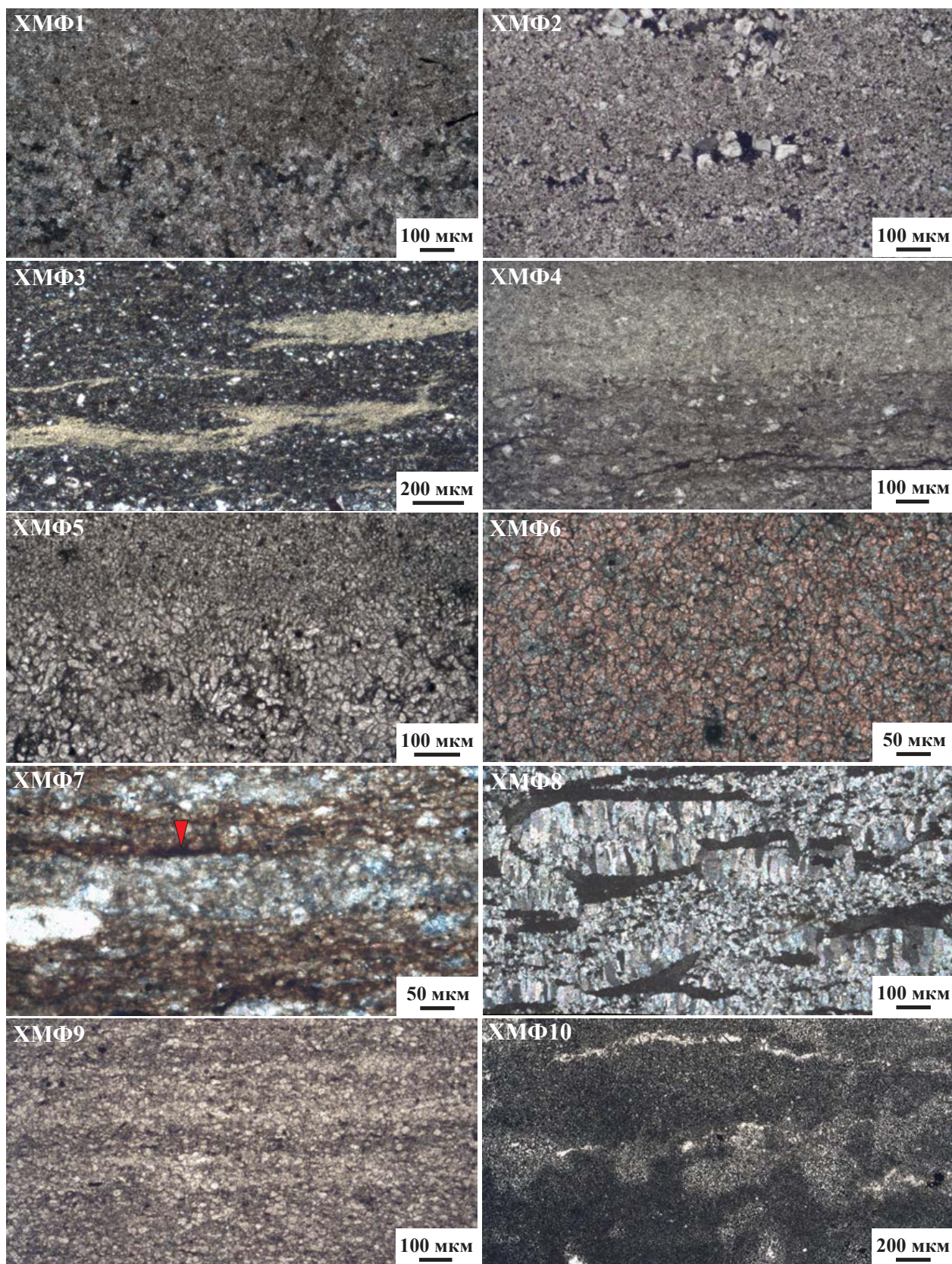


Рисунок 27 - Микрофации хатыспытской свиты (ХМФ).

ХМФ1 - микриты доломитистые, ХМФ2 - микриты доломитовые, ХМФ3 - микриты глинистые (николи скрещены), ХМФ4 - доломикриты известковистые, ХМФ5 - спариты доломитистые, ХМФ6 - спариты доломитовые (шлиф протравлен ализарином), ХМФ7 - спариты глинистые доломитистые (красной стрелкой показаны уплощенные органостенные остатки), ХМФ8 - спариты биотурбированные (николи скрещены), ХМФ9 - долоспариты известковые, ХМФ10 - долоспариты известковистые биотурбированные.



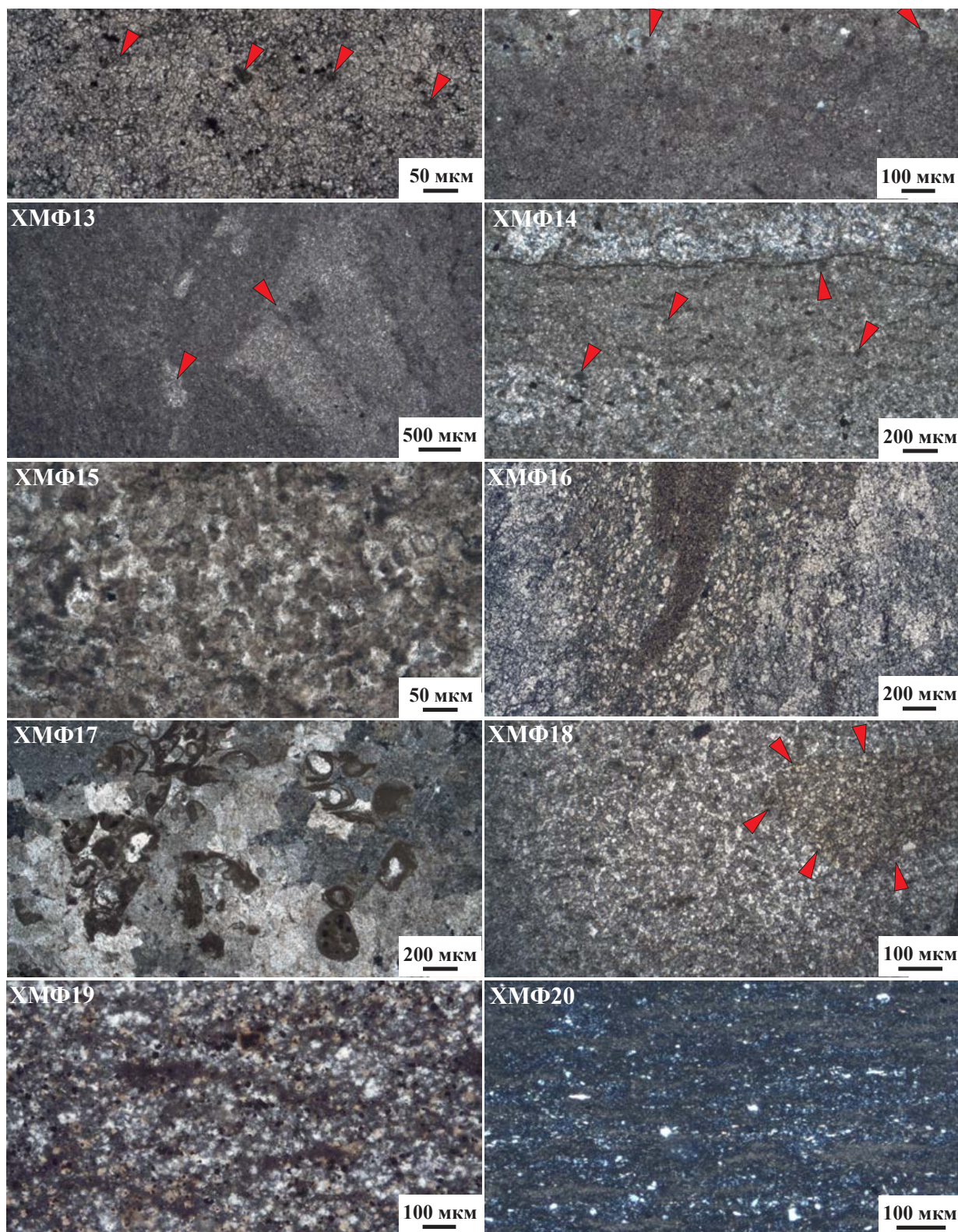


Рисунок 28 - Микрофации хатыспытской свиты (ХМФ).

ХМФ11 - микрокриты с пеллетами (пеллеты показаны красными стрелками), ХМФ12 - доломикриты с пеллетами (пеллеты показаны красными стрелками), ХМФ13 - интрамикриты (обломки показаны стрелками), ХМФ14 - спарит с пеллетами (пеллеты показаны красными стрелками), ХМФ15 - пелспариты, ХМФ16 - интраспариты, ХМФ17 - интрапелспариты, ХМФ18 - долоспариты с обломками (контур одного из обломков показан стрелками), ХМФ19 - алюмосиликатные породы, ХМФ20 - аргиллиты (николи скрещены).

известняка. В породе рассеян мелкий алевритовый терригенный материал (до 2-3%).

**ХМФ3. Микриты глинистые (известняки скрытокристаллические глинистые)**

Тонкая (100-200  $\mu\text{m}$ ) ровная слоистость характеризуется переслаиванием скрытокристаллического известняка (50-60%), глинистых прослоев и линз. Слоистость также подчеркивается послойным распределением органического вещества (битуминозные известняки). В породе присутствуют чешуйки слюд, которые ориентируются вдоль слоистости. Терригенная составляющая (5-7%) представлена мелким и крупным алевритом. В породе иногда наблюдаются микроврезания микро-тонкокристаллических известняков в скрытокристаллические известняки. Также в шлифах присутствуют единичные пеллеты (до 50  $\mu\text{m}$ ) с перекристаллизованной центральной частью.

**ХМФ4. Доломикриты известковистые (доломитолиты микро-скрытокристаллические)**

Тонкая (100-300  $\mu\text{m}$ ) ровная слоистость представлена чередованием слоев скрытокристаллического доломита (сильно преобладает) и микрокристаллического доломита. Соотношение количества и мощности слоев микрокристаллического доломита к скрытокристаллическому составляет  $\sim 1:3$ . Слоистость также подчеркивается тонкими глинистыми линзами. В породе присутствуют уплощенные полости, заполненные микрокристаллическим доломитом и незначительным количеством глинистого вещества. Кроме этого, в качестве единичных форменных элементов выступают пеллеты размером до 30  $\mu\text{m}$ . Терригенная составляющая выражается в единичных зернах крупного алеврита.

**Группа спаритов:**

**ХМФ5. Спариты доломитистые (известняки микро-тонкокристаллические доломитистые)**

Тонкая (100-400  $\mu\text{m}$ ) и слабоволнистая слоистость представлена чередованием маломощных слоев микрокристаллического и мощных слоев тонкокристаллического известняка. Соотношение количества и мощности слоев микрокристаллического известняка к тонкокристаллическому составляет  $\sim 1:3$ . В породе присутствуют линзовидные полости, заполненные удлиненными кристаллами кальцита и глинистым веществом. Наличие в спаритах реликтовых микритовых слоев позволяет предполагать, что изначально порода была микритовым известняком. Наблюдаются микроврезания, выполненные микрокристаллическим известняком, нарушающие и срезающие слои в подстилающих тонкокристаллических известняках.

**ХМФ6. Спариты доломитовые (известняки микрокристаллические доломитовые)**

Слоистость ровная грубая ( $>2$  см) и распознается по реликтам микритовых слоев. Иногда в шлифах распознаются единичные микритовые пеллеты. Терригенный компонент представлен крупным алевритовым материалом и составляют 1-3%.

**ХМФ7. Спариты глинистые доломитистые (известняки микрокристаллические глинистые доломитистые)**

Тонкая (50-200  $\mu\text{m}$ ) ровная и слабоволнистая слоистость подчеркнута послойным распределением органического (битуминозные известняки) и глинистого вещества.



Уплощенные органостенные макроостатки представляют собой непрозрачные в проходящем свете пленки, располагающиеся также по слоистости (показаны красной стрелкой). Терригенный компонент (1-2%) представлен крупным алевритом и рассеян в породе.

**ХМФ8. Спариты биотурбированные (известняки микро-тонкокристаллические)**

Спарит без видимой слоистости с признаками биоперемешивания нелитифицированного осадка, проявляющимися в виде отдельных менисков (иногда серий менисков), погруженных в микрокристаллический известковый цемент. В редких случаях слоистость распознается по реликтам микрокристаллических слоев известняка. Мениски состоят из глинистого вещества и среднекристаллического кальцита. Кроме этого, глинистое вещество (до 10%) может присутствовать в виде тонких линз и отдельных слоев.

**ХМФ9. Долоспариты известковые (доломитолиты микро-тонкокристаллические известковые)**

Тонкая (200-500  $\mu\text{m}$ ) слоистость характеризуется чередованием слоев тонкокристаллического доломита и микрокристаллического доломита. Также слоистость подчеркивается благодаря наличию маломощных линзовидных реликтовых слоев скрытокристаллического доломита. Карбонат кальция заполняет (ортохем) пространство между кристаллами доломита в микрокристаллических слоях. Местами слоистость нарушена биотурбирующими организмами. Форменные элементы представлены единичными пеллетами. В качестве терригенной составляющей (1-2%) выступают мелкие и крупные зерна алеврита.

**ХМФ10. Долоспариты известковистые биотурбированные (доломитолиты микрокристаллические)**

Слоистость полностью нарушена биотурбирующими организмами. Основная масса (ортохем) представлена микрокристаллическим доломитом. Мениски состоят из глинистого вещества и мелкокристаллического кальцита.

**Группа зернистых микритов:**

**ХМФ11. Микриты с пеллетами (известняки микро-скрытокристаллические)**

Тонкая (100-300  $\mu\text{m}$ ) ровная слоистость представлена чередованием мощных слоев скрытокристаллического известняка и маломощных слоев микрокристаллического известняка. Соотношение количества и мощности слоев микрокристаллического известняка к скрытокристаллическому составляет  $\sim 1:6$ . Форменные элементы представлены пеллетами (до 10%) и состоят из скрытокристаллического известняка. Слоистость может быть также подчеркнута глинистым веществом, заполняющим межслоевые поверхности. Терригенный компонент представлен зернами крупного алеврита (1-3%). Рудные минералы рассеяны.

**ХМФ12. Долмикриты с пеллетами (доломитолиты микро-скрытокристаллические известковистые с редкими комками)**

Тонкая (300-700  $\mu\text{m}$ ) слоистость характеризуется чередованием слоев скрытокристаллического доломита (преобладает) и слоев микрокристаллического известковистого доломита. Соотношение количества и мощности слоев микрокристаллического известняка к скрытокристаллическому составляет  $\sim 1:3$ . Форменные



элементы (аллохемы) представлены пеллетами (10-15%) и распространены главным образом в слоях известковистого доломита. Терригенная составляющая (3-5%) представлена зернами крупного алеврита.

#### **ХМФ13. Интрамикриты (известняки обломочные)**

В микрофации интрамикритов присутствуют реликты слоистости, представленные тонкими слоями скрытокристаллического известняка. Матрикс (ортохем) скрытокристаллический базального типа, а обломки состоят из тонко-микроркристаллического известняка. Форма обломков угловатая и с округлыми краями. Размер обломков в изученных шлифах достигает 3-5 мм. Кроме этого, в породе наблюдаются признаки пластичной деформации слоев.

#### **Группа зернистых спаритов:**

#### **ХМФ14. Спарит с пеллетами (известняки микро-тонкокристаллические с редкими комками)**

Тонкая (300-500 мкм) ровная слоистость характеризуется чередованием скрытокристаллического и микро-тонкокристаллического известняка. Соотношение количества и мощности слоев скрытокристаллического известняка к микро-тонкокристаллическому составляет ~1:4. Форменные элементы (аллохемы) представлены пеллетами (до 10%), в которых центральная часть перекристаллизована, а по краю сохраняется микритовая оболочка. В породе присутствует большое количество стилолитовых швов.

#### **ХМФ15. Пелспариты (известняки комковато-сгустковые)**

Тонкая (200-600 мкм) ровная слоистость подчеркивается чередованием скрытокристаллического и тонко-микроркристаллического известняка. Соотношение количества и мощности слоев скрытокристаллического известняка к тонко-микроркристаллическому составляет ~1:3. Форменные элементы (аллохемы) представлены двумя типами пеллет: микритовые, которые присутствуют в обоих типах слоев и пеллеты с перекристаллизованной центральной частью, которые характерны для тонко-микроркристаллических слоев. В породе присутствуют поры, заполненные удлиненными кристаллами кальцита (до 20 мкм в длину) и глинистым веществом.

#### **ХМФ16. Интраспариты (известняки обломочные)**

Цемент (ортохем) тонко-мелкокристаллический базального типа. Обломки в интрамикритах представлены фрагментами слоев (длина до 15 мм). Кроме этого, в образцах присутствуют угловатые темно-коричневые обломки тонкокристаллических известняков (до 3 мм), которые на микроуровне распознаются только по более темному, чем основная масса цвету. Данное обстоятельство обусловлено обширной перекристаллизацией, затронувшей и цемент, и обломки.

#### **ХМФ17. Интрапелспариты (известняки обломочно-комковатые)**

Цемент (ортохем) средне-крупнокристаллический базального типа заполняет пространство между обломками и пеллетами. Пеллеты преобладают над обломками. Обломки имеют полуокатанную форму и состоят из микрита. Размер обломков достигает 15 мм. В пеллетах присутствует внешняя оболочка и отсутствует внутреннее ядро. Пеллеты местами разрушены

и деформированы. Как правило, внутренняя часть пеллет состоит из тонкокристаллического кальцита. Пеллеты часто образуют скопления и распределены между крупными кристаллами кальцита. Размер пеллет достигает 300 мкм.

#### **ХМФ18. Долоспариты с обломками (известняки с обломками)**

Цемент (ортохем) микро-тонкокристаллический базального типа. Обломки угловатой формы и подчеркнуты коричневато-серым цветом (см. рисунок 28; показаны красными стрелками). Размер обломков достигает 5 мм. В породе присутствуют цепочки кремневых конкреций, которые, по всей видимости, указывают на слоистость. Терригенная составляющая присутствует в виде единичных зерен мелкого алеврита.

#### **Другие породы:**

#### **ХМФ19. Силициты**

Микро- и скрытокристаллические кремнистые породы, плотные либо пористые (поры заполнены вторичным кальцитом), содержащие обломки кварца алевритовой размерности, слюды и редкие кристаллы циркона. В небольшом количестве присутствует глинистое вещество.

#### **ХМФ20. Аргиллиты**

Цвет серый, темно-серый до черного. Основная масса представлена кремнисто-глинистым материалом. Присутствуют зерна кварца мелкой и крупной алевритовой размерности.

*Микрофации туркутской свиты (ТМТ) (Рисунок 29):*

#### **Группа микритов:**

#### **ТМФ1. Доломикриты (доломитолиты микро-скрытокристаллические)**

Тонкая (300-500 мкм) ровная слабозаметная слоистость (иногда слабоволнистая) представлена чередованием скрытокристаллических (преобладают) и микрокристаллических слойков доломита. Соотношение количества и мощности слойков микрокристаллического доломита к скрытокристаллическому составляет ~1:4. В породе присутствует незначительное количество пеллет.

#### **ТМФ2. Доломикриты глинистые (доломитолиты микро-скрытокристаллические глинистые)**

Тонкая (100-300 мкм) ровная слабозаметная слоистость (иногда слабоволнистая) представлена чередованием скрытокристаллических и микрокристаллических слойков доломита. Соотношение количества и мощности слойков микрокристаллического доломита к скрытокристаллическому составляет ~1:3. Иногда присутствуют псевдоморфозы по кристаллам соли и промоины со слоистостью заполнения.

#### **ТМФ3. Долобиолититы (доломитолиты микрокристаллические строматолитовые)**

Тонкая (50-500 мкм) волнистая (строматолитовая) слоистость подчеркнута светло-коричневым цветом и послойным распределением микрокристаллического доломита. Долобиолититы слагают строматолитовые постройки, которые имеют пластовую и кустистую форму. Каждый отдельный слой (ламина) в верхней части характеризуется наличием тонкой корки из микритового доломита.



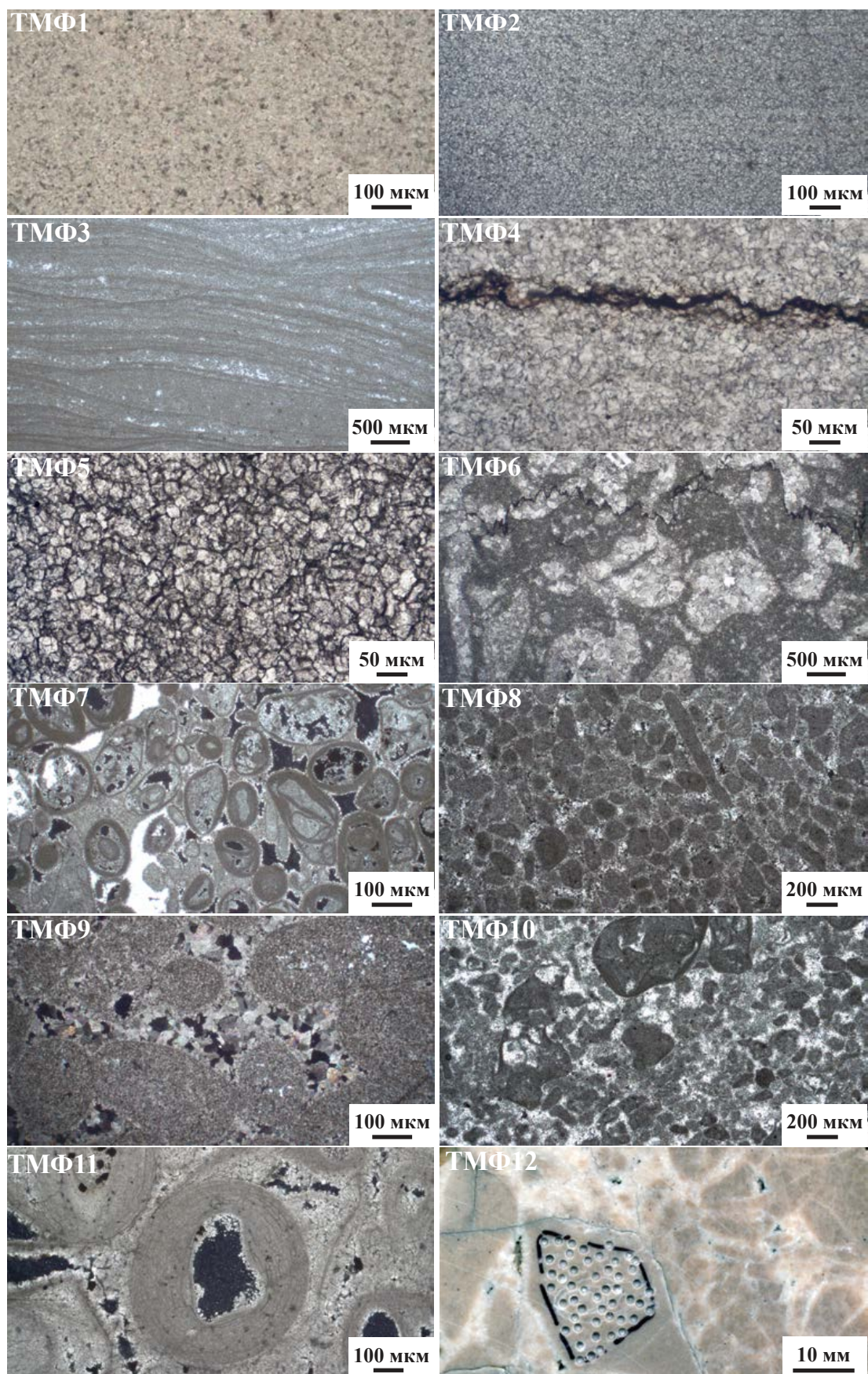


Рисунок 29 - Микрофашии туркутской свиты (ТМФ).

ТМФ1 - доломикриты, ТМФ2 - доломикриты глинистые, ТМФ3 - долобиолититы, ТМФ4 - долоспариты, ТМФ5 - долоспариты кристаллические, ТМФ6 - интрадоломикриты, ТМФ7 - оодоломикриты, ТМФ8 - интрадолоспариты, ТМФ9 - ооинтрадолоспариты (никили скрещены), ТМФ10 - интрапелдолоспариты, ТМФ11 - оодолоспариты, ТМФ12 - доломитовые брекчии.



**Группа спаритов:****ТМФ4. Долоспариты (доломитолиты тонко-микросталлические)**

Тонкая (50-500 мкм) ровная слоистость подчеркнута редкими прослоями тонкокристаллического доломита в микросталлической основной массе. В породе присутствуют стилолитовые швы.

**ТМФ5. Долоспариты кристаллические (доломитолиты мелко-тонкокристаллические)**

Без видимой слоистости. Спарит мелко-тонкокристаллический.

**Группа зернистых микритов:****ТМФ6. Интрадоломикриты (доломитолиты обломочные)**

Порода сложена обломками вытянутой полуокатанной и округлой формы и цементом. Обломки представлены тонкокристаллическим доломитом. Цемент (ортохем) микро-тонкокристаллический базального типа. Округлые «обломки» (аллохемы) по всей видимости представляли собой оолиты размером до 3 мм. Поровое пространство в породе заполнено крупными кристаллами доломита (>200 мкм). Присутствуют стилолитовые швы.

**ТМФ7. Оодоломикриты (доломитолиты оолитовые)**

Порода состоит из форменных элементов (оолитов) и цемента. Форменные элементы (аллохемы) представлены округлыми и овальными частично перекристаллизованными оолитами размером до 400 мкм. Также присутствуют скопления оолитов (агрегаты, объединенные одной оболочкой). Количество концентрических оболочек варьирует от 2 до 10. Цемент (ортохем) микрокристаллический базального и порового типов, иногда крустификационный по границам зерен.

**Группа зернистых спаритов:****ТМФ8. Интрадолоспариты (доломитолиты обломочные)**

Порода состоит из форменных элементов (обломоков) и цемента. Обломки (до 15 мм) сложены микритом и имеют полуокатанную и округлую форму. Цемент (ортохем) базального и порового типов и представлен тонкокристаллической массой. В породе может присутствовать большое количество стилолитовых швов и пор, заполненных битумом. Слоистость сохраняется в виде бугорчатых реликтовых слойков, сложенных микритом.

**ТМФ9. Ооинтрадолоспариты (доломитолиты оолитово-обломочные)**

Порода состоит из форменных элементов (обломки и оолиты) и цемента. Обломки, состоящие из микро-тонкокристаллического доломита, имеют полуокатанную и округлую форму (размер до 5 мм), также встречаются обломки, состоящие из пеллет (размер до 3 мм). В качестве аллохем выступают перекристаллизованные оолиты, в которых сохранились признаки концентрического строения, а в центральной части обычно присутствует зерно кварца. Кроме этого, у оолитов наблюдается внешняя микритовая оболочка. Цемент (ортохем) базальный и поровой тонкокристаллический.

**ТМФ10. Интрапеллооспариты (доломитолиты обломочно-комковатые)**

Порода состоит из форменных элементов (обломки и пеллеты) и цемента. Обломки

представлены обломочно-пеллетовыми доломитолитами и имеют размер до 5 мм. Пеллеты преобладают в породе и имеют размер до 100 мкм. Местами в породе сохраняется косая слоистость, которая подчеркивается распределением рудных минералов. Цемент (ортохем) базального типа микро-тонкокristаллический.

#### **ТМФ11. Оодолоспариты (доломитолиты оолитовые)**

Порода состоит из форменных элементов (оолиты) и цемента. Форменные элементы (аллохемы) представлены округлыми и овальными оолитами размером до 1.5 мм. Внутреннее строение концентрическое. Кроме оолитов встречаются агрегаты оолитов (несколько оолитов, объединенные одной оболочкой). Цемент (ортохем) преимущественно крустификационный тонкокristаллический, иногда наблюдаются области, где развит поровый тонкокristаллический цемент. В породе также присутствуют единичные обломки и пеллеты.

#### **ТМФ12. Доломитовые брекчии**

Брекчии приурочены к нижней части туркутской свиты и состоят из угловатых серых обломков (от нескольких мм до нескольких десятков см) среднекristаллических доломитолитов и крупно-гигантокristаллической доломитового цемента базального типа.

### **3.2. Микрофациальные типы и их интерпретация**

Микрофациальные типы (МТ) пород представляют собой ассоциацию совместно встречающихся микрофаций. При проведении анализа микрофаций, помимо выделения микрофациальных типов пород, выявляется их приуроченность либо к фациальным зонам окаймленной карбонатной платформы, либо к рампу [Flügel, 2004]. Окаймленная карбонатная платформа представляет собой карбонатное тело с более или менее горизонтальной кровлей и обрывистыми шельфовыми окраинами, где находятся локальные карбонатные постройки (зона высокой волновой энергии) [Уилсон, 1980]. Фациальная зональность окаймленной карбонатной платформы, разработанная Дж. Уилсоном [1980], насчитывает 10 стандартных фациальных зон (от бассейновых к платформенным эвапоритовым фациям). Карбонатные ramпы (склоны) – карбонатные тела, построенные на периферии приподнятых областей и на пологих региональных палеосклонах, а фации распределяются в виде широких неправильных поясов, причем зона наивысшей энергии волн расположена относительно близко от берега [Уилсон, 1980]. Для модели карбонатного ramпы, предложенной В. Ахром [Ahr, 1973], в отличие от окаймленной карбонатной платформы, характерно 8 фациальных зон (от бассейновых к приливно-отливным фациям) [Flügel, 2004]. Стоит отметить, что в модели карбонатного ramпы отмечается относительно простая фациальная зональность, которая выражается в замещении более грубозернистых осадков ее прибрежной части на тонкозернистые осадки вниз по склону.

#### **3.2.1. Микрофациальные типы хатыспытской свиты (ХМТ)**

##### **ХМТ1. Тонкое переслаивание микритов и спаритов**

ХМТ1 объединяет следующие микрофации: ХМФ1, ХМФ2, ХМФ4, ХМФ5, ХМФ8,

ХМФ9, ХМФ10, ХМФ11, ХМФ12, ХМФ14, ХМФ15, ХМФ19.

В известняках и доломитолитах ХМТ1 наблюдается тонкая ровная (иногда слабо бугристая) слоистость, которая представлена чередованием скрытокристаллических, микрокристаллических и микро-тонкокристаллических слоев (Рисунок 30, а). Доломитовая составляющая в известняках варьирует от 0 до 30% (известняк – известняк доломитистый – известняк доломитовый) (Рисунок 30, б). В доломитолитах известковый компонент составляет 15-40% (доломитолит известковистый – доломитолит известковый). Форменные элементы (аллохемы) представлены пеллетами двух типов: полностью микритовые и перекристаллизованные (Рисунок 30, в). Размер пеллет до 30 мкм. Пеллеты присутствуют в виде единичных зерен либо слагают прослой и линзы. Окремнение проявляется в виде цепочек конкреций (иногда с зональным строением (Рисунок 30, г)). В качестве редкой терригенной примеси выступает мелкий и крупный алевритовый материал кварцевого состава. В случаях, когда присутствует глинистый материал, он формирует тонкие прослой и линзы, подчеркивающие слоистость. Рудные минералы рассеяны либо подчеркивают слоистость. В некоторых случаях известняки имеют характерный запах битума. ХМТ1 в разрезах формирует пласты и интервалы (до нескольких метров). Микриты тонко переслаивающиеся со спаритами распространены по всей хатыспыской свите, но главным образом приурочены ко второй и третьей подсвитам. К микрофациальному типу (ХМТ1) приурочены единичные следы жизнедеятельности и ихнотекстуры *Nenoxites*.

*Интерпретация:*

Микриты тонко переслаивающиеся со спаритами имеют ровную и слабобугристую слоистость, что свидетельствует об отложении известкового ила в обстановках ниже базиса действия штормовых волн. В качестве терригенной примеси выступают единичные зерна кварца алевритовой размерности, а также редкие тонкие глинистые прослой, что косвенно указывает на удаленный источник кластического (песчаного) материала. Форменные элементы (аллохемы) в микритах и спаритах представлены пеллетами (комки и сгустки), которые рассеяны в породе, а иногда слагают отдельные слойки, что, по всей видимости, говорит об их микробиальной природе. Цепочки и скопления пеллет, образующиеся в результате жизнедеятельности мягкотелых организмов (фекальные пеллеты) отсутствуют. Достаточно часто в породах ХМТ1 сохраняются ихнотекстуры *Nenoxites*, что свидетельствует о присутствии роющих организмов [Rogov et al., 2012], перемешивающих микритовый и спаритовый ил в поисках пищи. В целом, микрофации ХМТ1 характеризуются темным (от серого до черного) цветом, и некоторые из них имеют характерный запах битума. Особенности ХМТ1 позволяют относить ее к удаленным от берега низкоэнергетическим морским обстановкам осадконакопления в пределах внешнего рампа, куда периодически проникали низкоплотностные гравитационные потоки (направление потоков составляло 332-337° и реконструировано по расположению плохо сохранившихся стеблевидных отпечатков эдиакарских организмов).

**ХМТ2. Спариты грубослоистые**

ХМТ2 включает в себя следующие микрофации: ХМФ2, ХМФ5, ХМФ6, ХМФ9, ХМФ19.



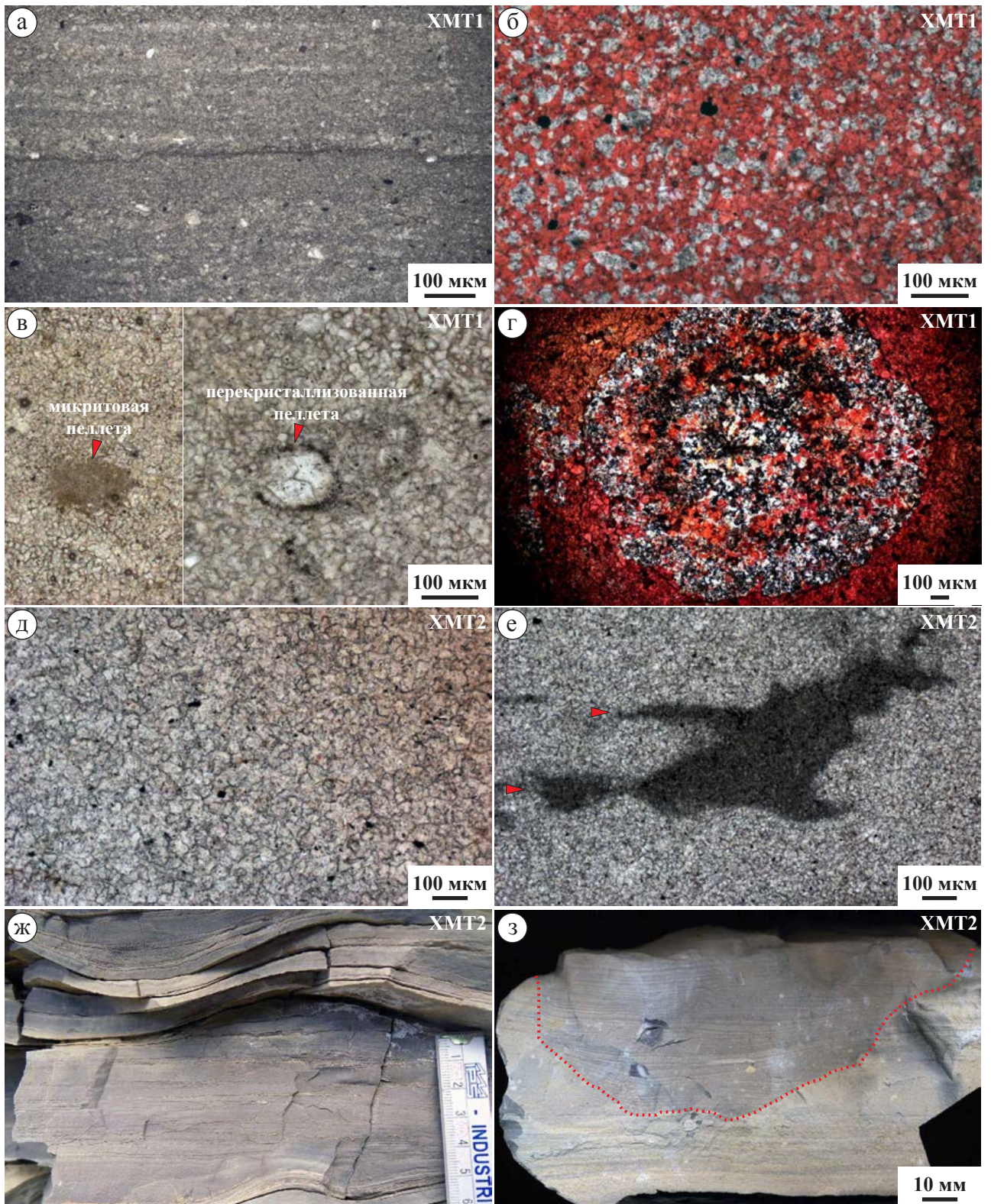


Рисунок 30 - Текстурно-структурные особенности в микрофациальных типах хатыспытской свиты (XMT1 и XMT2).

а) тонкое переслаивание микритов и спаритов, б) известняк доломитовый (окрашен ализарином), в) микритовая и перекристаллизованная пеллета, г) зональная кремневая конкреция (никколи скрещены), д) грубослоистые спариты, е) реликты микритовых слойков (показаны стрелками), ж) грубо-волнистослоистые спариты, з) слепок промоины в грубослоистых спаритах.



ХМТ2 характеризуют известняки и доломитолиты со слабозаметной ровной слоистостью (различима на выветрелой поверхности и под микроскопом) и без видимой слоистости (Рисунок 30, д). Иногда сохраняются реликты микритовых слойков (Рисунок 30, е). Также слоистость может быть подчеркнута послойным распределением кремневых конкреций и скрытокристаллическими слойками. Доломитовая составляющая в известняках может достигать 35% (известняк доломитовый). Форменные элементы присутствуют преимущественно в доломитолитах и представлены единичными перекристаллизованными пеллетами, которые равномерно рассеяны по породе. ХМТ2 в разрезах формирует пласты (от 10 до 30 см) с ровной подошвой и кровлей, тогда как для пластов мощность от 30 до 250 см характерны волнистая (эрозионная) подошва и относительно ровная кровля. В качестве терригенной примеси в спаритах наблюдаются крупные алевритовые зерна. Грубослоистые спариты распространены главным образом в третьей подсвите, и их доля увеличивается вверх по разрезу. Также стоит отметить, что в верхней части третьей подсвиты в бассейне р. Керсюке соотношение грубослоистых спаритов и тонкослоистых микритов и спаритов меняется в пользу грубослоистых, нежели на р. Хорбусуонке. Палеонтологические остатки отсутствуют или не сохранились.

*Интерпретация:*

ХМТ2 сложена преимущественно спаритами без видимой слоистости (редкую тонкую слоистость можно наблюдать только под микроскопом), которые имеют серый и темно-серый цвет. В разрезе, микрофации ХМТ2 слагают пласты мощностью от нескольких см до 30 см, а иногда достигают 2.5 м. Для маломощных пластов (1 тип) характерной особенностью является отсутствие видимой слоистости и ровная подошва и кровля, тогда как в мощных пластах (2 тип) широко проявлены волнистые поверхности напластования (Рисунок 30, ж). Важной чертой пластов грубослоистых спаритов (тип 1 и 2) является то, что в их верхней части наблюдаются тонкослоистые спариты (ХМФ5), а в совокупности они представляют устойчивый парагенез (циклит) микрофаций с градационным строением. Вверх по разрезу и с запада на восток (в бассейн р. Керсюке) наблюдается увеличение мощности и количества пластов грубослоистых спаритов, а в верхней части третьей подсвиты (в бассейне р. Керсюке) для них характерно наличие слепков промоин со слоистостью заполнения (Рисунок 30, з). Накопление пластов грубослоистых спаритов отвечает одноактным событиям в пределах бассейна осадконакопления. По всей видимости, накопление спаритового материала (тип 1) происходило в результате действия однонаправленного гравитационного плотностного потока, и когда поток ослабевал, формировались тонкослоистые спариты. Тип 2 имеет такую же природу, однако в процессе перемещения потока на него накладывалось волновое действие, что и объясняет волнистую (бугристую) форму поверхностей напластования. Таким образом, область формирования этих отложений располагается в пределах от верхней зоны внешнего рампа до средней зоны среднего рампа.

**ХМТ3. Интрамикриты и интраспариты**

ХМТ3 включает в себя следующие микрофации: ХМФ13, ХМФ16, ХМФ17, ХМФ18.

ХМТ3 представлена обломочными известняками и доломитолитами. Заполнитель породы (ортохем) представлен скрыто-мелкокристаллическим цементом. В породе

присутствуют фрагменты микритовых слоев. В качестве форменных элементов выступают обломки (сильно преобладают) и пеллеты (Рисунок 31, а). Обломки в неизмененных породах состоят из пелитоморфного и микрокристаллического кальцита и имеют угловатую и полуокатанную до окатанной форму (Рисунок 31, б). Размер обломков может достигать 50 мм и более. Часто в качестве обломков присутствуют фрагменты разрушенных слоев. В сильноизмененных породах обломки идентифицируются только по более темному бурому цвету (Рисунок 31, в), что связано с перекристаллизацией породы в целом. Пеллеты имеют внешнюю микритовую оболочку и внутреннее перекристаллизованное ядро, а также встречаются пеллеты с признаками деформации и разрушения. Часто группируются в скопления и располагаются между крупными кристаллами кальцита. Размер пеллет достигает 300 мкм. ХМТ3 в разрезах слагают пласты и русловидные тела с неровной эрозионной нижней границей и характеризуются текстурами оползневых деформаций (подворачиванием слоев, пластичной деформацией слоев, многопорядковой складчатостью). Мощность таких тел достигает 7 м. Пласты и русловидные тела интрамикритов и интраспаритов широко распространены в первой и четвертой подсвитах. Палеонтологические остатки отсутствуют.

*Интерпретация:*

ХМТ3 свойственно присутствие обломков только местных пород, а угловатая форма свидетельствует о незначительном переносе. Текстуры оползневых деформаций могут говорить о формировании микрофаций, слагающих ХМТ3, в нелифированном состоянии (см. рисунок 13, б, в). По всей видимости, образование интрамикритов и интраспаритов происходило в условиях нестабильного склона либо на резком перегибе в склоне карбонатного рампа, где могли формироваться грязекаменные потоки [Flügel, 2004]. В хатыспытском бассейне обстановки локального перегиба рампа, по всей видимости, приурочены к зоне внешнего рампа.

**ХМТ4. Микриты и спариты глинистые тонкослоистые**

ХМТ4 включает в себя следующие микрофации: ХМФ3, ХМФ5, ХМФ7, ХМФ8, ХМФ20.

Известняки ХМТ4 имеют тонкую слоистость, которая представляет собой переслаивание скрытокристаллического, микрокристаллического известняка и глинистых прослоев, и линз (Рисунок 31, г, д). Также слоистость подчеркивается субгоризонтальным распределением слоев с захороненной органикой (Рисунок 31, е). Доломитовая составляющая в спаритах достигает 10-15%. Форменные элементы (аллохемы) представлены единичными пеллетами с перекристаллизованной центральной частью. Размер пеллет до 50 мкм. Терригенный компонент составляет 3-5% и представлен кварцевыми зёрнами мелкой и крупной алевритовой размерности. Микриты и спариты ХМТ4 иногда имеют характерный запах битума и темный (до черного) цвет. Кроме этого, в известняках присутствуют чешуйки слюд, залегающие субпараллельно поверхностям напластования и ихнотекстуры *Nenoxites*. Мениски, слагающие ихнотекстуры, состоят из глинистого вещества и формируют скопления и цепочки. На поверхностях напластования микритов и спаритов сохраняются углефицированные органостенные макроостатки и отпечатки и слепки мягкотелых эдиакарских организмов. ХМТ4 в разрезах слагает пласты и интервалы мощностью до нескольких метров. ХМТ4



распространен главным образом во второй и средней части третьей подсвиты (разрезы 0601, 0603, 0605).

*Интерпретация:*

ХМТ4 характеризуется тонкой ровной слоистостью и достаточно большим количеством глинистого материала (иногда аргиллиты слагают пласты мощностью до 50 см), что указывает на накопление отложений ниже базиса действия волн и на удаленность от источника песчаного материала. Уплотненные органостенные макроостатки имеют водорослевую природу [Vykova et al., 2020], достигают крупного размера, простираются вдоль одного направления без признаков фрагментации, что позволяет предполагать субавтохтонное захоронение. В отдельных случаях сохраняются органы прикрепления водорослей, захороненные в прижизненном положении. По всей вероятности, обстановки осадконакопления располагались в пределах фотической зоны. Однако, изучение ископаемых остатков хатыспытской свиты показало, что те организмы, которые имели в строении своего тела элементы, выступающие над осадком, захоранивались с простираемением вдоль направления гравитационных плотностных потоков.

#### **ХМТ5. Спариты тонкослоистые**

ХМТ5 включает в себя следующие микрофации: ХМФ5, ХМФ7, ХМФ8, ХМФ10, ХМФ14, ХМФ15.

В известняках и доломитолитах присутствует тонкая ровная слоистость, представленная чередованием слоек микрокристаллического и микро-тонкокристаллического известняка (Рисунок 31, ж). Доломитовая составляющая в известняках составляет до 20%. В спаритах присутствуют линзовидные полости, заполненные удлиненными кристаллами кальцита или доломита и глинистым веществом (Рисунок 31, з). Наличие в спаритах фрагментов микритовых слоек позволяет предполагать то, что изначально порода была сложена микритовым известняком. Редко встречается косая однонаправленная слоистость (падение косых серий на север-северо-запад). В разрезах спариты формируют слои и пласты. ХМТ5 распространена по всему разрезу хатыспытской свиты. Палеонтологические остатки не обнаружены.

*Интерпретация:*

Спариты имеют равномернокристаллическую структуру, незначительное количество глинистого вещества и широко распространены по всей хатыспытской свите. К тому же, отсутствуют форменные элементы и какие-либо палеонтологические остатки, в том числе и следы жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin, что позволяет предполагать быстрое осаждение карбонатного ила. По всей видимости, ХМТ5 образовывалась в результате отмучивания ила и его дальнейшего переноса в пределах рампа гравитационными потоками.

### **3.2.2. Микрофациальные типы туркутской свиты (ТМТ)**

#### **ТМТ1. Доломикриты и долоспариты**

ТМТ1 включает в себя следующие микрофации: ТМФ1, ТМФ4.

В доломитолитах ТМТ1 наблюдается тонкая ровная и слабоволнистая слоистость, которая представлена чередованием скрытокристаллических и микрокристаллических слоек доломита (Рисунок 32, а). В редких случаях слоистость может быть подчеркнута



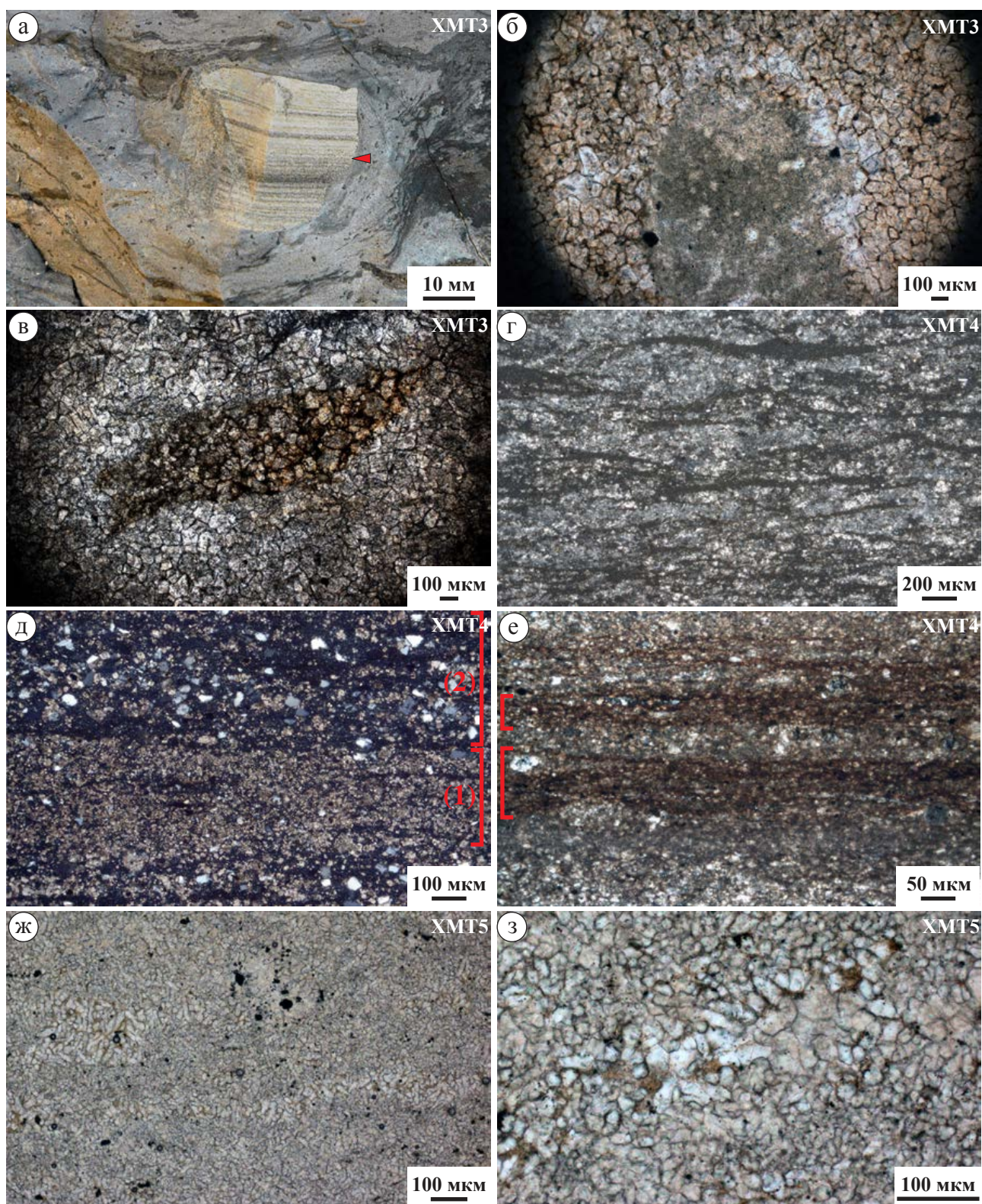


Рисунок 31 - Текстурно-структурные особенности в микрофациальных типах хатыспытской свиты (XMT3, XMT4, XMT5).

а) интраспарит с крупным обломком тонкослоистого микрита (красной стрелкой показан обломок), б) обломок окатанной формы, в) реликт угловатого обломка, г) микриты и спариты глинистые, д) переслаивание микритовых (1) и глинисто-кремнистых (2) слоев (каждый из слоев показан красной скобкой), е) слои с захороненной органикой (показаны красными скобками), ж) тонкослоистые спариты, з) удлиненные кристаллы кальцита, заполняющие полость.



линзовидными прослоями тонкокристаллического доломита. Форменные элементы и терригенная примесь отсутствуют. Рудные минералы подчеркивают слоистость и приурочены к линзовидным прослоям тонкокристаллического доломита. Присутствует незначительное количество пор и стилолитовых швов. ТМТ1 в разрезах формирует пласты (до 1 м) и мощные интервалы (до 10-12 м). ТМТ1 распространен преимущественно в нижней и средней части туркутской свиты. Из доломитолитов при растворении были извлечены мелкие скелетные остатки *Cambrotubulus decurvatus* [Рогов и др., 2015]. В основании разреза (р. Керсюке) наблюдаются крупные (до 100-150 м) биогермы с плоской (практически горизонтальной) кровлей.

*Интерпретация:* ТМТ1 характеризует главным образом нижнюю часть разрезов туркутской свиты. Формирование биогермов с плоской вершиной (диаметр >> высота) вероятно происходило в низкоэнергетических обстановках [Flügel, 2004]. К верхам разреза в доломикритах появляются признаки усиления гидродинамики: текстуры деформации нелигифицированного осадка, фрагменты деформированных и перенесенных слойков, мелкие обломки, косая слоистость, что может свидетельствовать о приближении к зоне, где происходила волновая активность. ТМТ1 главным образом состоит из тонкослоистых доломикритов и долоспаритов, что указывает на относительный монофациальный состав. Таким образом, скорее всего, ТМТ1 может соответствовать фациальной зоне рифов края платформы (Ф35 на идеализированном профиле Дж. Уилсона [1980]) согласно модели окаймленной карбонатной платформы.

### **ТМТ2. Долоспариты кристаллические**

ТМТ2 включает в себя следующие микрофации: ТМФ5, ТМФ12.

В доломитолитах ТМТ2 отсутствуют признаки, указывающие на наличие слоистости (Рисунок 32, б). Порода представлена тонко-мелкокристаллическим и мелкокристаллическим спаритом. Долоспариты имеют темно-серый и темно-коричневый цвет и формируют пласты (мощностью до 1 м) в нижней части туркутской свиты. К нижней части туркутской свиты также приурочены доломитовые брекчии, обломки которых представляют собой фрагменты слоев долоспаритов.

*Интерпретация:* В долоспаритах отсутствует видимая слоистость. Форма кристаллов доломита полуокатанная, что может свидетельствовать о транспортировке ила. Образование мощных однородных пластов долоспаритов могло быть связано с действием крупных площадных потоков в пределах склона карбонатной платформы (Ф34 на идеализированном профиле Дж. Уилсона [1980]).

### **ТМТ3. Интрадоломикриты и интрадолоспариты с оолитами и редкими прослоями доломикритов глинистых**

ТМТ3 включает в себя следующие микрофации: ТМФ2, ТМФ3, ТМФ6, ТМФ8, ТМФ9.

Доломикриты глинистые характеризуются тонкой ровной слоистостью (иногда встречается слабоволнистая и косая слоистость), представленной чередованием скрытокристаллических и микрокристаллических слойков глинистого доломита. В доломикритах также изредка наблюдаются слепки промоин, заполненные тонкослоистым



глинистым доломикритом (слоистость заполнения). Форменные элементы в интрамикритах и интраспаритах главным образом представлены обломками (Рисунок 32, в), а оолиты присутствуют в подчиненном количестве. Обломки имеют вытянутую полуокатанную и округлую форму и сложены микритом или тонкокристаллическим спаритом и имеют длину до 7 мм. Изредка обломки образуют скопления (grapestone). Также наблюдаются промоины, заполненные обломками. Оолиты чаще всего имеют внутреннюю перекристаллизованную часть, в которой сохранились признаки концентрического строения, а в центральной части обычно присутствует зерно кварца, выступающее в качестве ядра. Кроме этого, у оолитов наблюдается внешняя оболочка, сложенная микритовым доломитом. Цемент в интрамикритах и интраспаритах базального типа и представлен микритом или спаритом (микротонкокристаллический). Для пород этого микрофациального типа характерны многочисленные полости в виде фенестр, которые заполнены битумом и крупными кристаллами доломита (до 300 мкм). Также наблюдаются многочисленные стилолитовые швы. В доломикритах иногда наблюдаются псевдоморфозы по кристаллам соли. ТМТ3 формирует в разрезах слои, пласты и крупные пачки и приурочена к средней и верхней части туркутской свиты.

*Интерпретация:* Обломочный материал в интрадоломикритах и интрадолоспаритах имеет окатанную форму и заполняет широкие промоины, а также формирует косую слоистость. Источником обломочного материала могли послужить рифы края карбонатной платформы, а окатанность обломков, по всей видимости, свидетельствует о многократном перемещении в пределах песчаной отмели (ФЗ6 на идеализированном профиле Дж. Уилсона [1980]) недалеко от рифов края платформы. Кроме этого, присутствие оолитовых зерен и агрегатов зерен и обломков говорит о близости внутренней части карбонатной платформы.

#### **ТМТ4. Оодоломикриты, оодолоспариты и пелдолоспариты с интракластами переслаивающиеся с доломикритами глинистыми**

ТМТ4 включает в себя следующие микрофации: ТМФ2, ТМФ3, ТМФ7, ТМФ10, ТМФ11.

Доломикриты глинистые характеризуются тонкой ровной слоистостью (иногда встречается слабоволнистая), представленной чередованием скрытокристаллических и микрокристаллических слоев глинистого доломита. ТМТ4 главным образом характеризуется форменными элементами, которые представлены оолитами и в редких случаях пеллетами (Рисунок 32, г). Оолиты имеют округлую и изредка овальную форму и достигают 1.5 мм в диаметре. Оолиты имеют концентрическое строение (до 10 колец), а каждое кольцо сложено микритовым или микроспаритовым доломитом. Иногда оолиты формируют скопления под одной оболочкой (grapestone). Пеллеты сложены микритовым доломитом и могут достигать 200 мкм. Цемент преимущественно крустификационный, реже поровый. Местами в пелдолоспаритах сохраняется косая слоистость, которая подчеркивается распределением рудных минералов. Микрофации ТМТ4 распространены преимущественно в верхней половине туркутской свиты и формируют в разрезах линзовидные тела, слои, пласты (мощностью до 50 см) и заполняют промоины.

*Интерпретация:* ТМТ4 представлен преимущественно оолитовыми доломитолитами и пелдолоспаритами с небольшим количеством обломков. Оолиты имеют концентрическое строение, хорошо сортированы, а концентрические слои оолитов сложены преимущественно

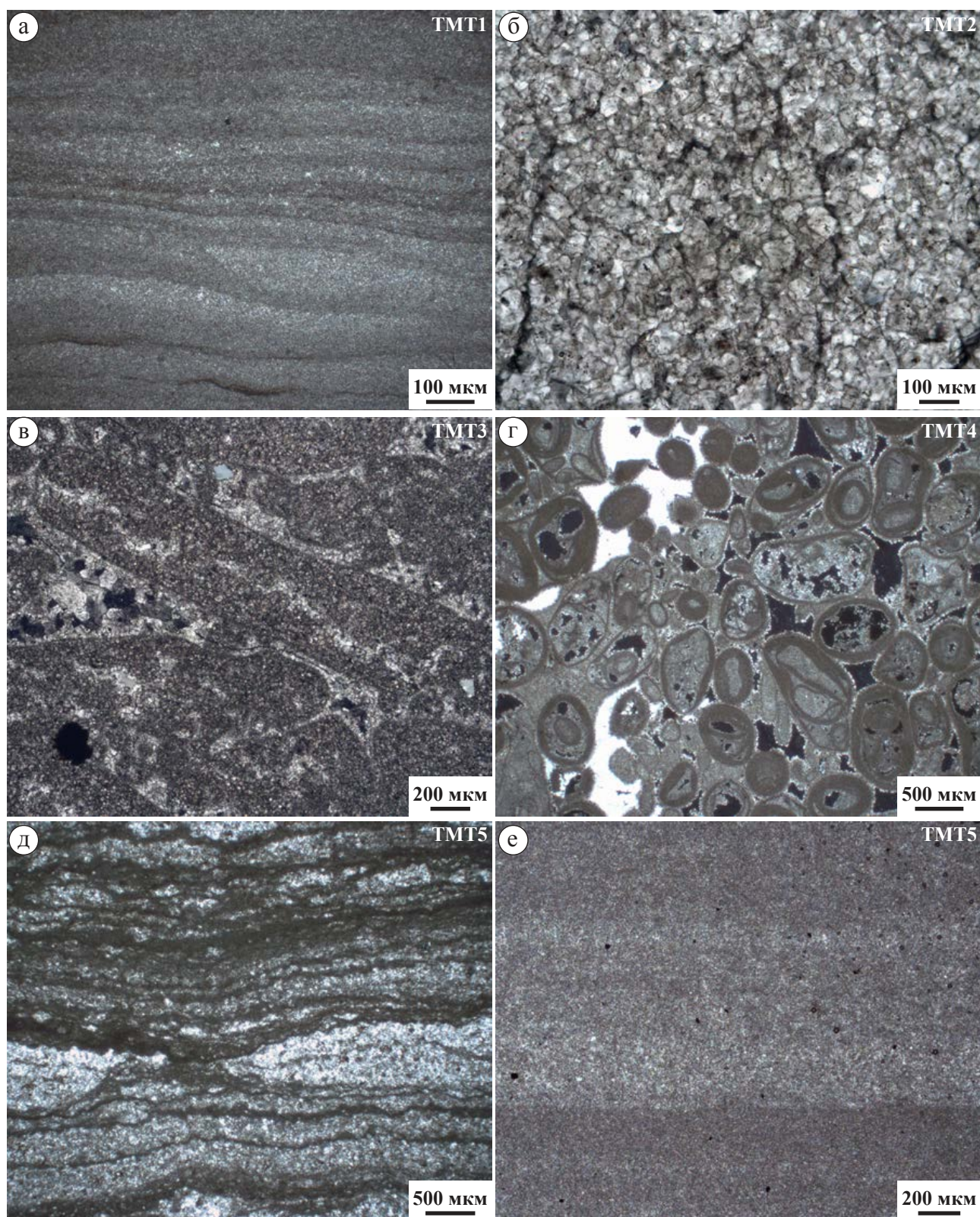


Рисунок 32 - Текстурно-структурные особенности в микрофациальных типах туркутской свиты (ТМТ).

а) доломикриты, б) долоспариты кристаллические, в) интрадолоспариты, г) оодоломикриты, д) долобиолититы, е) доломикриты глинистые.



микритом и микроспаритом. Большое количество колец в оолитах свидетельствует о многократном окатывании и перемещении оолитов. По всей видимости, образование оолитовых доломитолитов происходило в пределах приливно-отливного побережья (Ф37 и Ф38 на идеализированном профиле Дж. Уилсона [1980]).

#### **ТМТ5. Долобиолититы переслаивающиеся с доломикритами глинистыми**

ТМТ5 состоит из следующих микрофаций: ТМФ2, ТМФ3.

Долобиолититы имеют тонкую волнистую строматолитовую слоистость (Рисунок 32, д), которая подчеркнута чередованием темных скрытокристаллических и светлых микрокристаллических слоев и послойным распределением рассеянного органического вещества. Иногда микритовые слои состоят из пеллет. Форма отдельных строматолитовых построек преимущественно столбчатая ветвящаяся. Иногда присутствуют поры, заполненные битумом или крупными кристаллами доломита. Для тонкослоистых глинистых доломикритов (Рисунок 32, е) характерны псевдоморфозы по кристаллам соли, слепки промоин и обильные трещины усыхания. Долобиолититы и доломикриты приурочены главным образом к самой верхней части туркутской свиты и слагают слои и пласты.

*Интерпретация:* В разрезах, где наблюдаются ТМТ5 присутствуют признаки периодического осушения осадка (псевдоморфозы по кристаллам соли, трещины усыхания) и приливно-отливной активности (рябь волнения, слепки промоин, заполнение межбиогермного пространства обломками, косая однонаправленная слоистость (мощность до 5 см)). Наиболее вероятными условиями для образования ТМТ5 представляются обстановки верхней части приливно-отливной зоны ввиду наличия признаков палеокарста в кровле свиты (Ф38 на идеализированном профиле Дж. Уилсона [1980]).

### **3.3. Обстановки осадконакопления хатыспытской и туркутской свит**

Результаты микрофациального анализа позволяют предполагать, что хатыспытская свита накопилась в пределах карбонатного рампа (Рисунок 33), а туркутская свита сформировалась в обстановках окаймленной карбонатной платформы (Рисунок 34).

Формирование **хатыспытской свиты** происходило главным образом в пределах внешней и средней зоны рампа (см. рисунок 33). Первая подсвита включает микрофациальные типы ХМТ1 и ХМТ3 и характеризует обстановки средней части внешнего рампа. Вверх по разрезу постепенно увеличивается количество пластов, сложенных интрамикритами (ХМТ3). В стратотипическом разрезе 0601 пласты интрамикритов слагают русловидные тела, максимальная мощность которых в пределах обнажения достигает 7 м, а на протяжении 100-200 м может сокращаться до 3.7 м. Внутри пластов интрамикритов наблюдаются подушковидные тела, структуры срыва осадка, подворачивания слоев и различных пластичных деформаций. Образование русловидных тел интрамикритов, по всей видимости, происходило в результате перемещения и срезания подстилающих отложений, вследствие появившегося градиента склона (тектонический уступ или в результате интенсивного прогибания дна бассейна) на внешнем рампе [Evans, Kendall, 1977; Flügel, 2004]. Вторая подсвита включает ХМТ1, ХМТ4 и ХМТ5 и характеризует дистальные (удаленные от берега)



Рамп с локальным перегибом

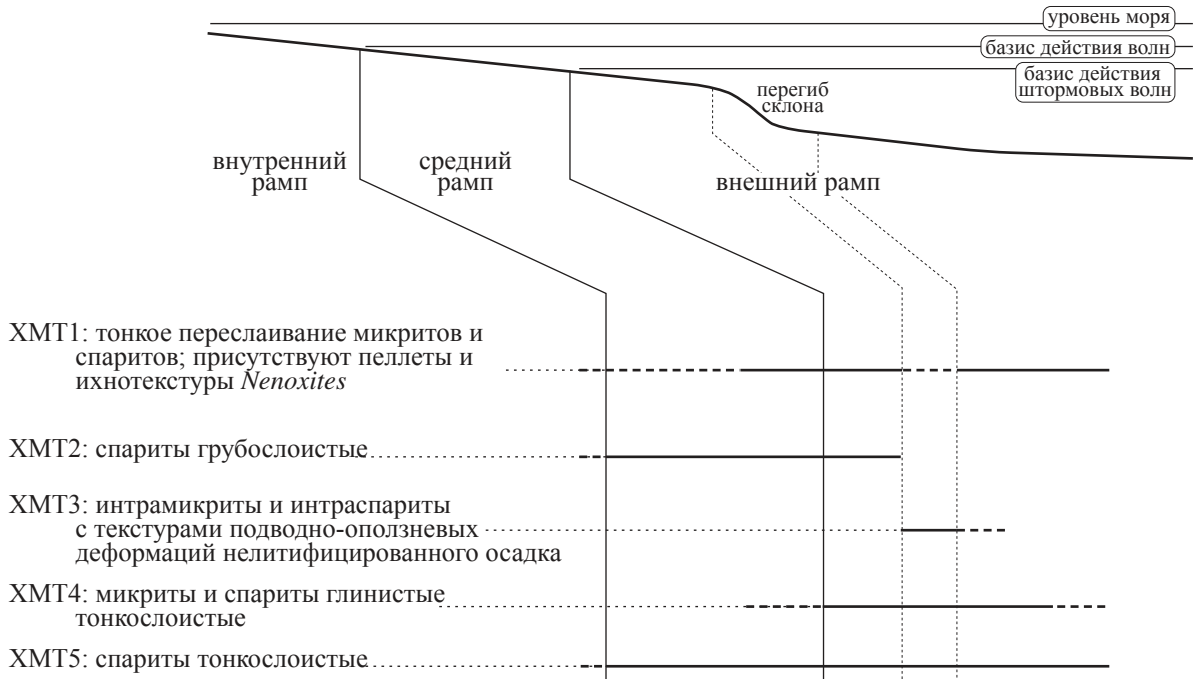


Рисунок 33 - Распределение микрофациальных типов хатыспытской свиты на модельном карбонатном рампе [по Ahr, 1973] с локальным перегибом склона.

Окаймленная карбонатная платформа

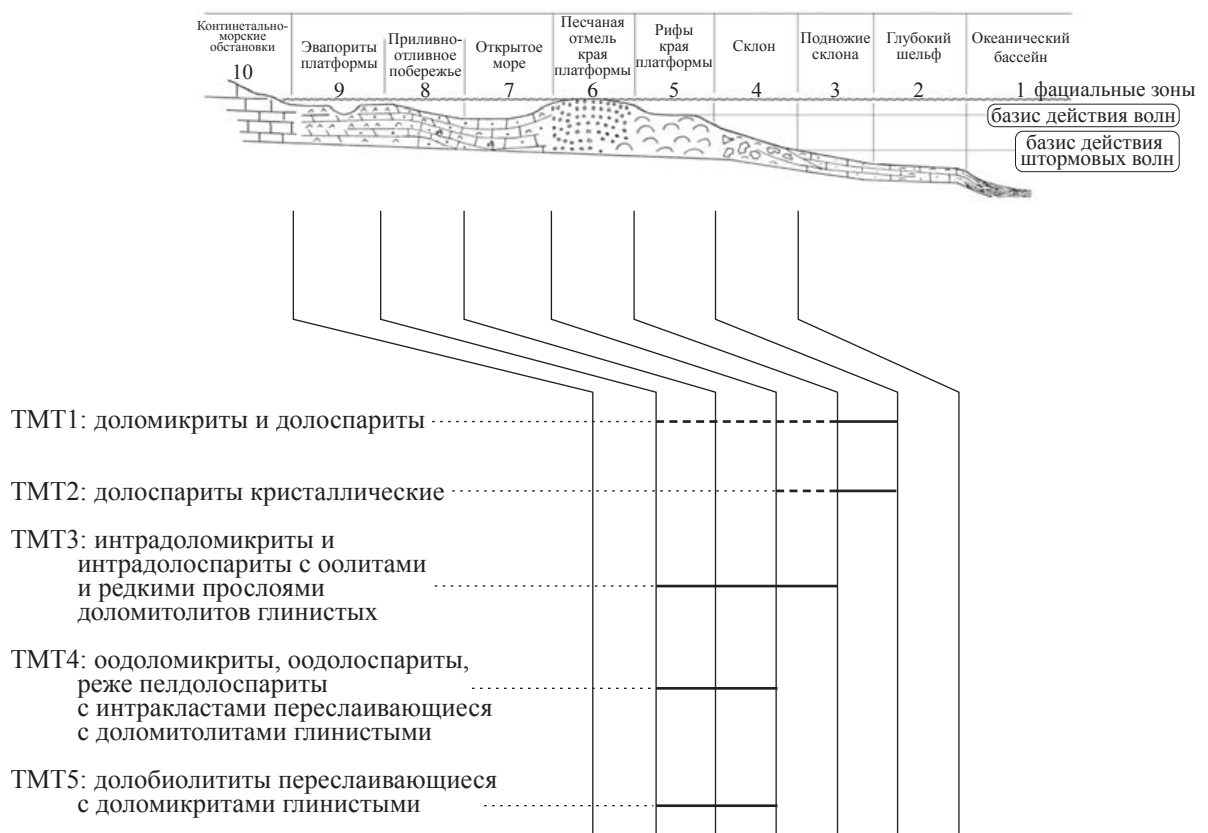


Рисунок 34 - Распределение микрофациальных типов туркутской свиты на модельной карбонатной платформе [по Уилсон, 1980].

обстановки внешнего рампа. Вверх по разрезу тонкослоистые микриты (ХМТ1) начинают постепенно преобладать (уменьшение глинистости вверх по разрезу), что может говорить о смещении в более проксимальные обстановки внешнего рампа. Третья подсвита главным образом содержит ХМТ1, ХМТ2, ХМТ4 и ХМТ5. Глинистые микриты (ХМТ4) присутствуют в сильно подчиненном количестве в виде маломощных прослоев и пластов. Кроме этого, в третьей подсвите отмечается появление пластов грубослоистых спаритов (ХМТ2) формирование которых происходило в результате действия однонаправленного потока. Иногда в процессе перемещения однонаправленного потока на него накладывалось волновое действие, что объясняет волнистую (бугристую) форму поверхностей напластования. Важно отметить, что западные разрезы (р. Керсюке) значительно больше насыщены пластами грубослоистых спаритов (ХМТ2), что указывает на близость распределительной системы и увеличении энергии среды, что, в целом, может характеризовать зону среднего рампа. Верхняя часть третьей подсвиты в западных разрезах характеризуется наличием признаков активной гидродинамики (обломки, промоины, косая слоистость), свидетельствующих о смене относительно низкоэнергетических обстановок дистальной зоны среднего рампа на более высоко энергетические обстановки проксимальной зоны среднего рампа. Четвертая подсвита включает ХМТ1, ХМТ2, ХМТ3 и ХМТ5 и связана с образованием уступов на рампе (как и в случае с первой подсвитой). Нижняя граница неровная и носит эрозионный характер. Полевые наблюдения показывают, что в разрезе 0701 (верхняя часть четвертой подсвиты) обнажается интервал, представленный чередованием пластов (мощностью до 9 см) тонкослоистых известняков и более мощных (до 60 см) пластов строматолитовых известняков. Форма отдельных строматолитовых построек столбчатая со смещенной в одну сторону (на северо-восток) верхней частью, что может указывать на действие однонаправленного потока (потоков). Это обстоятельство позволяет предполагать, что формирование четвертой подсвиты происходило на небольших глубинах, ниже базиса волновой переработки, вблизи зоны, где могли образовываться строматолитовые постройки (глубина до 20-50 м; [Усыченко, 1988]). Кроме этого, в подстилающих отложениях (верхняя часть третьей подсвиты, разрез 0602) присутствуют пачки, сложенные тонкослоистыми глинистыми микритами и спаритами (ХМТ4), в которых идентифицированы некоторые представители биоты авалонского типов, обитающие в пределах внешнего рампа. Таким образом, формирование уступов происходило в пределах дистальной (удаленной от берега) зоны среднего рампа.

Полученные наблюдения позволили установить, что первая и вторая подсвиты формировались в пределах внешнего рампа, а третья и четвертая в пределах среднего и, вероятно, дистальных обстановках внутреннего рампа. Таким образом, внутреннее строение хатыспытского лагерштетта представляет собой непрерывный латеральный фациальный ряд, конечными элементами которого являются дистальные (удаленные от берега) обстановки внешнего рампа и дистальные обстановки внутреннего рампа, связанные между собой постепенным переходом.

Микрофациальные типы **туркутской свиты** характеризуют фациальные зоны окаймленной карбонатной платформы (от рифов края платформы до обстановок приливно-

отливного побережья) (см. рисунок 34). Анализ строения разрезов туркутской свиты показал, что нижняя подсвита сложена преимущественно ТМТ1 и ТМТ2, а верхняя имеет относительно полифациальный набор микрофациальных типов – ТМТ1, ТМТ3, ТМТ4, ТМТ5 (см. рисунок 17).

Нижняя подсвита туркутской свиты характеризует обстановки карбонатной платформы (от рифов края платформы до фациальной зоны открытого моря). Все изученные нами разрезы туркутской свиты начинаются с пачки (до 5 м), которая представлена долоспаритами кристаллическими без видимой слоистости (ТМТ2) и доломитовыми брекчиями растворения, по всей видимости, образование брекчий происходило уже после накопления ТМТ2. Далее вверх по разрезу появляются доломитолиты с тонкой и слабоволнистой слоистостью (ТМТ1), которые в основании могут формировать большие (диаметром до 100 м) биогермы с плоской кровлей (разрезы на р. Керсюке) (Рисунок 35). ТМТ1 характеризует зону рифов края платформы (Ф35), а вверх по разрезу и по латерали появляются пласты и крупные пачки интрадоломикритов и интрадолоспаритов с оолитами (ТМТ3), с разнонаправленной косою и мульдообразной слоистостью (см. рисунок 22) и слепками промоин, заполненными окатанными обломками и оолитами, что свидетельствует о приближении к зоне песчаной отмели края платформы (см. рисунок 34).

Верхняя подсвита туркутской свиты характеризует обстановки карбонатной платформы (от открытого моря до приливно-отливного побережья). Более чем в половине обнажений верхняя часть разреза скрыта под осыпью, либо присутствует фрагментарно. Несмотря на это, на р. Керсюке был выявлен, изучен и описан разрез 1203 (см. рисунок 22), в котором представлен интервал, пограничный между нижней и верхней подсвитами туркутской свиты, и наблюдается резкая смена обломочных доломитолитов песчаной отмели (разрез 1203-А),

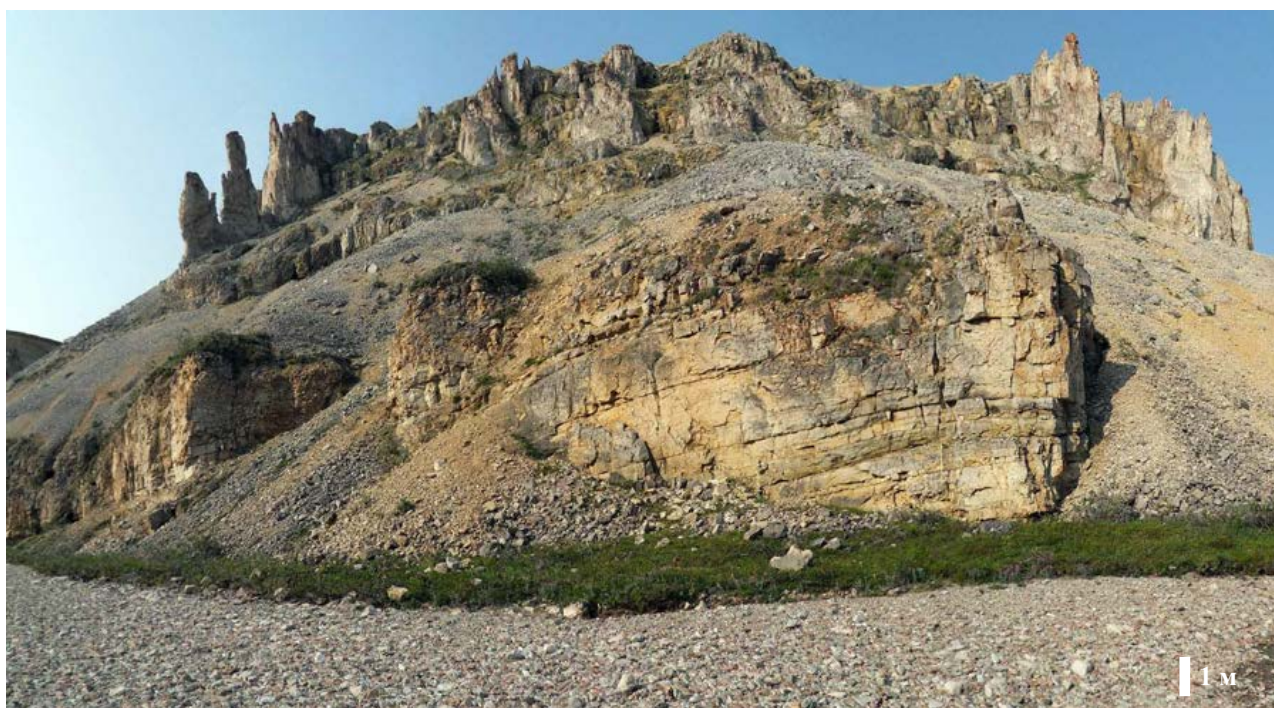


Рисунок 35 - Обнажение 1204, в котором присутствует фрагмент пластового биогерма в основании туркутской свиты (р. Керсюке).



переслаивающихся с тонкослоистыми глинистыми доломитолитами (ТМТ5), на оолитовые доломитолиты с интракластами, переслаивающиеся с глинистыми доломитолитами (разрез 1203-Б), характерные для фациальной зоны открытого моря и приливно-отливного побережья (признаки периодического осушения и переменной солености) (см. рисунок 34). Верхняя подсвита туркутской свиты также характеризуется большим количеством пластов строматолитовых доломитов, переслаивающихся с глинистыми тонкослоистыми доломитолитами (ТМТ5), образование которых происходило в пределах приливно-отливного побережья (Ф38). Таким образом, туркутская свита представляет собой непрерывный латеральный фациальный ряд от склоновых обстановок до приливно-отливных обстановок на карбонатной платформе.

### **3.4. Осадочные системы**

Микроскопические исследования позволили установить обстановки осадконакопления хатыспытской (карбонатный рамп) и туркутской (окаймленная платформа) свит. На следующем этапе исследований были применены методы секвентной стратиграфии. Секвентная стратиграфия представляет собой геологическую дисциплину, которая занимается выделением и прослеживанием латеральных фациальных рядов (секвенций) в пространстве и времени, изучением закономерностей их состава, строения и развития, а также хроностратиграфической корреляции на этой основе [Габдуллин и др., 2008]. Основной задачей секвентной стратиграфии является расшифровка закономерностей строения и формирования геологических тел, связанных с изменением положения береговой линии конкретного бассейна седиментации, вне зависимости от того, какими причинами оно вызвано [Габдуллин и др., 2008]. Образование секвенций происходит в результате заполнения осадками определенного пространства (аккомодационное пространство или осадкостойкое пространство). Размеры этого пространства могут изменяться во времени вследствие эвстатических колебания уровня моря, тектонических движений, скорости и объема поступающего в бассейн осадочного материала.

В разрезах хорбусуонской серии, изученных в долинах рр. Хорбусуонка и Керсюке, были диагностированы три секвентные границы, к двум из которых приурочены палеокарстовые проявления. Эти границы позволяют выделять в составе серии две осадочные системы – хатыспытскую и туркутскую, каждая из которых представляет собой парагенез трактов седиментационных систем (латеральных фациальных рядов). В составе хатыспытской осадочной системы выделяются трансгрессивный тракт (1 и 2 подсвиты), регрессивный тракт высокого стояния уровня моря (3 подсвита) и трансгрессивный тракт (4 подсвита); в туркутской осадочной системе выделяется тракт высокого стояния уровня моря.

#### **3.4.1. Хатыспытская осадочная система**

Формирование хатыспытской осадочной системы происходило в три этапа (Рисунок 36).

**Первый этап.** Разрез хатыспытской свиты начинается с пласта аргиллитов с тончайшими прослоями известняков. Подошва аргиллитов (кровля маастахских строматолитовых

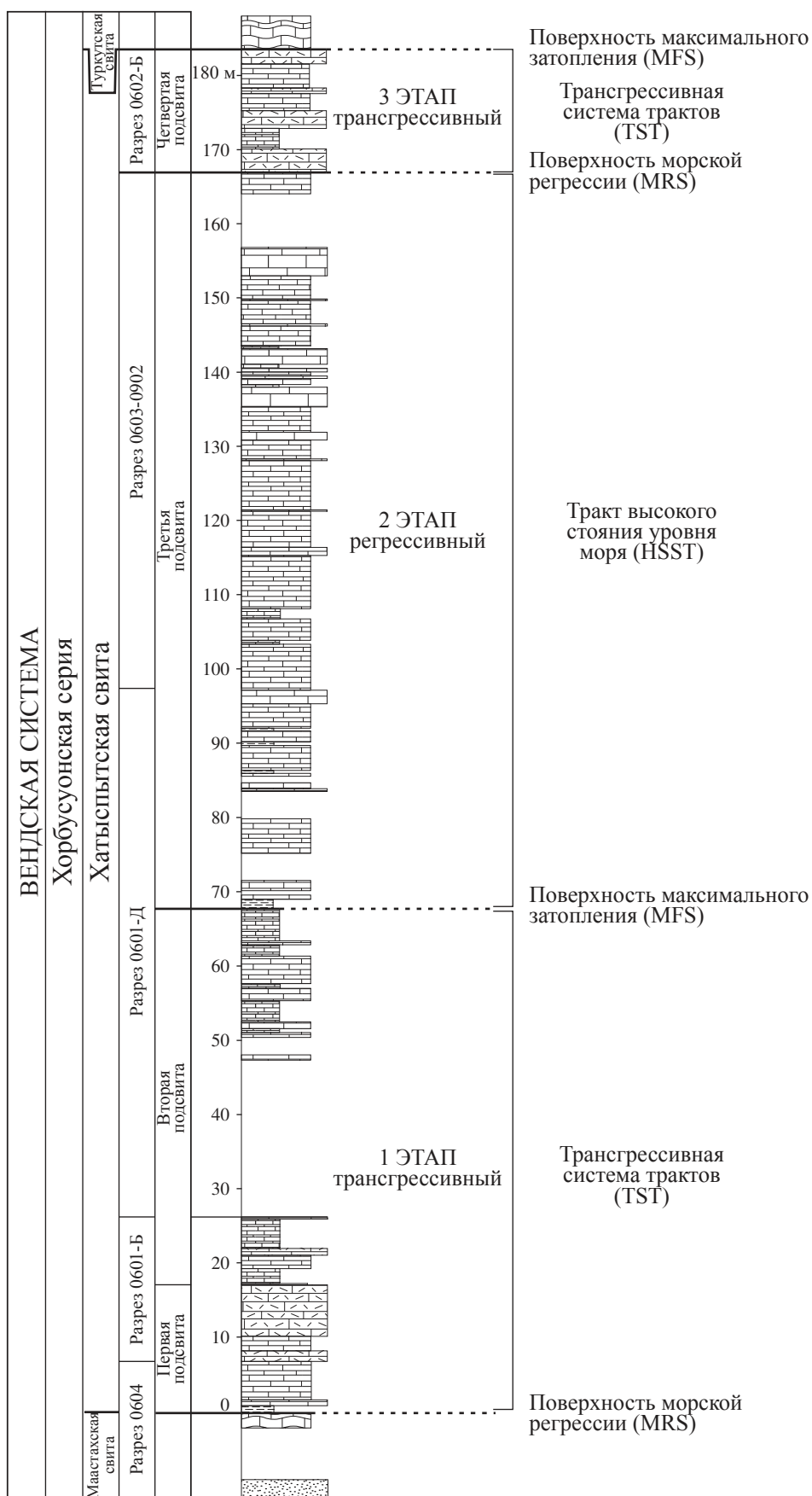


Рисунок 36 - Сводный разрез хатыспытской свиты. Условные обозначения см. на рис. 5.

известняков) является неровной, с палеокарстовыми проявлениями, и представляет собой поверхность максимальной регрессии (mrs). Далее вверх по разрезу в первой подсвите хатыспытской свиты широко представлены отложения низкоплотностных потоков (ХМТ1), вмещающие крупные русловидные тела обломочных известняков (ХМТ3). В пределах одного из обнажений можно наблюдать двукратное увеличение мощности одного из пластов обломочных известняков (от 3.7 до 7.0 м) и пологое врезание нижней его границы в подстилающие отложения. В мощных пластах обломочных известняков широко распространены текстуры подводно-оползневых деформаций в виде подушковидных, рулетовидных и каплевидных тел. Размер обломков достигает 10 см, обломки не окатаны, без признаков сортировки, по составу и микрофациальным характеристикам не отличаются от вмещающих отложений. По всей вероятности, обломочные известняки представляют собой отложения грязекаменных потоков, образование которых могло быть связано с обрушением уступов на карбонатном склоне [Knoll et al., 1995]. Местный источник обломочного материала (отсутствие обломков пород мелководного происхождения) позволяет интерпретировать обломочные известняки как относительно глубоководные отложения [Krause, Oldershaw, 1979; Cook, 1979; Dilliard et al., 2010]. Граница между первой и второй подсвитами проведена в кровле мощного пласта обломочных известняков и обусловлена их постепенным исчезновением в разрезе. Вместо них в разрезе появляются черные битуминозные известняки, переслаивающиеся с аргиллитами, а слоистость становится более тонкой. Такие отложения могут формироваться в результате действия низкоплотностных мутьевых потоков, приносящих известковый и глинистый ил. Потоки могут иметь штормовую природу (дистальные темпеститы). Можно предположить, что штормы взмучивали на мелководье осадок, представленный карбонатными пеллетами с незначительным количеством алевритового и песчаного материала; толща воды с высокой концентрацией взвеси могла служить источником плотностных гравитационных потоков, которые вниз по склону карбонатного рампа переносили взвесь. Взвешенный материал в процессе транспортировки подвергался сортировке. Учитывая выше сказанное, можно заключить, что на первой стадии (первая и вторая подсвиты) в хатыспытском бассейне функционировал латеральный фациальный ряд, ограниченный снизу поверхностью максимальной регрессии (mrs), а сверху поверхностью максимального морского затопления (mfs). По всей видимости, образование данного латерального ряда происходило на фоне продолжающейся подъема уровня моря, причем скорость поступления осадочного материала не поспевала за темпами формирования аккомодационного пространства (некомпенсированный бассейн). В целом секвенция, охватывающая первую и вторую подсвиты, имеет ретроградационную направленность и трансгрессивное строение. Важно отметить, что первая и вторая подсвиты имеют ограниченную обнаженность (2 разреза), в связи с чем более детальная реконструкция латеральной изменчивости отложений затруднительна. Мощность первой осадочной системы составляет 67.71 м.

**Второй этап.** Формирование хатыспытского бассейна на этом этапе связывается с образованием третьей подсвиты, которая сложена преимущественно тонкослоистыми битуминозными известняками (отложения низкоплотностных потоков, ХМТ1) и пластами



грубослоистых серых известняков (отложения высокоплотностных потоков, ХМТ2), количество которых увеличивается вверх по разрезу. Плотностные потоки, скорее всего, имели штормовую природу. В пользу штормовой природы свидетельствует бугорчатая плитчатость грубослоистых спаритов (*hummocky stratification*) и слепки промоин (*gutter casts*) [Myrow, 1992; Jelby et al., 2019]. Происхождение и тех, и других связывается с деятельностью сложносоставных потоков, которые образуются при сложении осцилляционной скорости штормовых волн и скорости однонаправленных гравитационных потоков. Пласты грубослоистых известняков выдержаны по латерали и позволяют коррелировать разрезы между собой. Однако, в разрезах по р. Керсюке количество таких пластов в верхней части третьей подсвиты резко возрастает (от 21 на р. Хорбусуонке до 34 на р. Керсюке), а заключенные между ними интервалы тонкослоистых битуминозных известняков становятся менее мощными (мощность на р. Хорбусуонке от 8 до 494 см, а на р. Керсюке от 9 до 250 см), а также в них появляются слепки промоин и косая однонаправленная слоистость (см. рисунок 18). В результате корреляции было показано, что для третьей подсвиты «хорбусуонского» разреза характерна относительная выдержанность и прослеживаемость крупных пластов грубослоистых известняков. Таким образом, намечается тренд «обмеления» бассейна в направлении от разреза 0701 (наиболее мощный разрез третьей подсвиты) к разрезам 1010 и 1205 (см. рисунок 18). Стоит отметить, что разрезы третьей

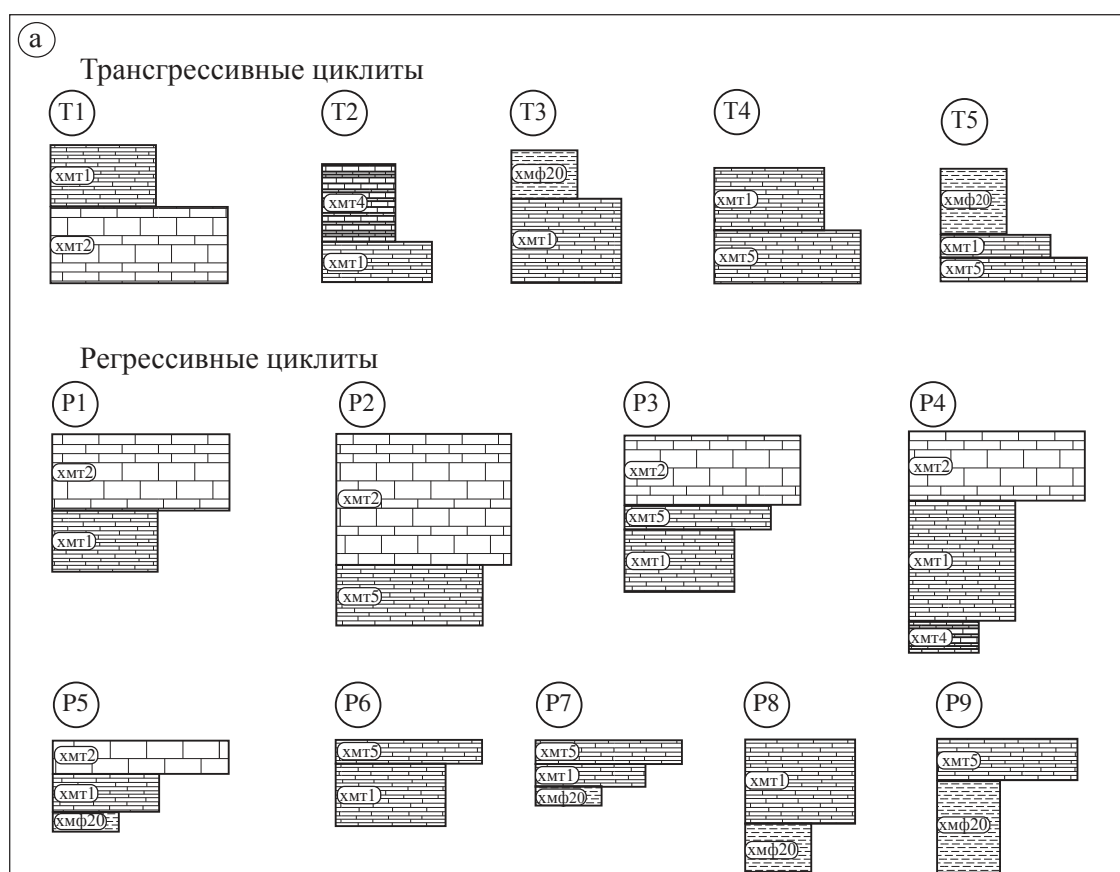
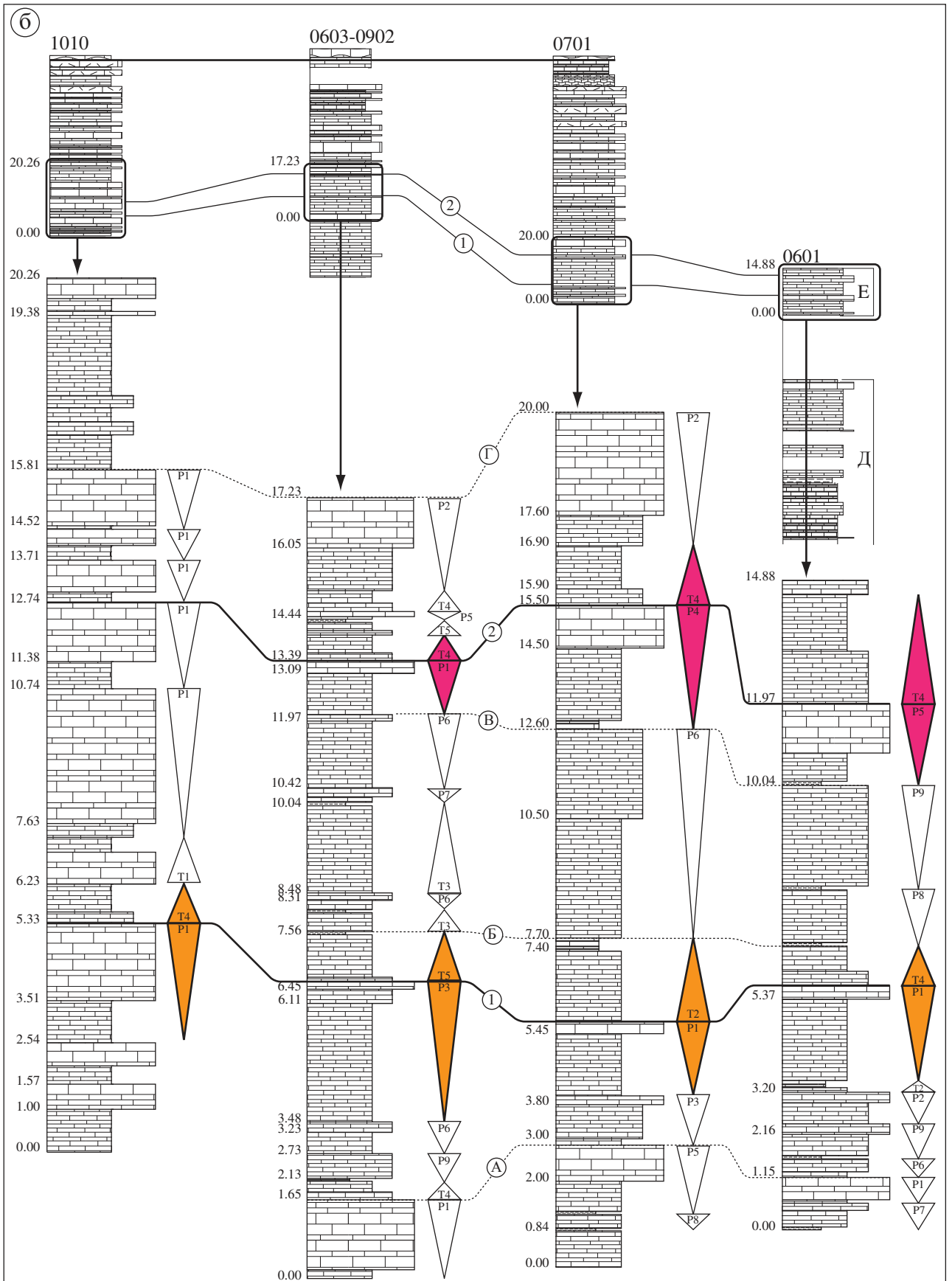


Рисунок 37 - Типы циклитов в хатыспытской свите (а) и сопоставление разрезов хатыспытской свиты на основании анализа цикличности (б; см. на стр. 99).

Жирной линией и цветом на схеме корреляции показаны пары регрессивно-трансгрессивных циклитов, позволяющие установить надежные маркирующие уровни (линии 1 и 2); пунктирной линией показаны условные корреляционные уровни (линии А, Б, В и Г).



подсветы вдоль р. Хорбусуонки имеют схожее строение, а более южные (от верховьев р. Хорбусуонки до бассейна р. Кютингде) и восточные (р. Беркекит, приток р. Таас-Эекит) имеют схожее строение с разрезами на р. Керсюке. Кроме этого, самые южные разрезы в бассейне р. Кютингде (рр. Улахан-Уэттях и Балаганнах), по мнению М. С. Якшина [1987], лишены хатыспытских фаций. [К хатыспытской свите в бассейне р. Кютингде традиционно относятся только пачка песчаников и строматолитовых известняков [Якшин, 1987], которые автором помещаются в состав маастахской свиты.]. По всей вероятности, за «туркутскую фацию» по р. Кютингде были приняты разрезы хатыспытской свиты, в которых преобладают грубослоистые известняки, как в разрезах по р. Керсюке. Постепенное уменьшение количества глинистого вещества в составе микрофациальных типов третьей подсветы позволяет предполагать общий регрессивный характер бассейна на втором этапе.

Хатыспытская свита имеет циклическое строение. В изученных разрезах различается пять различных типов трансгрессивных циклитов (проциклитов) и девять типов регрессивных циклитов (рециклитов) (Рисунок 37, а). Каждый циклит представляет собой устойчивый парагенез слоев (парагенез микрофациальных типов [Flügel, 2004]), связанных более тесно между собой, нежели со смежными парагенезами, от которых отделены границами большей резкости [Фролов, 1995]. Наиболее широко в разрезах распространены циклиты Т2, Т4, Т5, Р1, Р2, Р3, Р4, Р5 (см. рисунок 37, б). Характер цикличности разрезов позволяет решать стратиграфические задачи. В разрезах по рр. Хорбусуонка и Керсюке (0601, 0603, 0701, 0902, 1010 и др.) смена морфологии циклитов позволяет идентифицировать два маркирующих уровня (линии 1 и 2; Рисунок 37, б). К первому уровню (линия 1) приурочена смена регрессивных циклитов Р1 и Р3 (см. рисунок 37, б) на трансгрессивные Т2, Т4 и Т5, при этом в ряду циклитов Т2, Т5 и Т4 (линия 1) и в верхней части разрезов (интервал между пунктирной линией В и линией 2, см. рисунок 37, б) наблюдается постепенное выклинивание глинистых прослоев (нижний член циклитов Р5-Р4-Р1) от разреза 0601 (р. Хорбусуонка) к разрезу 0603 и 1010 (р. Керсюке). На Рисунок 37, б также показан наиболее удаленный и сильно отличающийся по строению разрез 1010 (р. Керсюке), однако выделенные маркирующие уровни здесь также прослеживаются. Ярко выраженные различия в цикличности двух близких районов можно объяснить как следствие диагенетических преобразований карбонатных пород, либо как результат фациальной изменчивости отложений. Анализ циклического строения интервала мощностью 20 м позволил выявить и другие условно корреляционные уровни (линии А, Б, В, Г; см. рисунок 37, б).

В восточных разрезах на р. Беркекит хатыспытская свита сложена тремя пачками: первая пачка представлена серыми плитчатыми и массивно-плитчатыми доломитолитами с линзами темных кремней (45-50 м), вторая пачка характеризуется чередованием пластов плитчатых и массивно-плитчатых тонкозернистых известняков, которые при раскалывании издают резкий запах битума (60 м) и третья пачка, состоящая из серых массивных и коричневато-серых доломитолитов, слабобитуминозных и пористых имеет мощность 110-120 м [Красильщиков и др., 1961]. Далее начинается туркутская свита, в основании которой залегает пачка пестроокрашенных желтовато-серых, розовато-бурых глинистых доломитолитов (8-10 м)



[Красильщиков и др., 1961]. Туркутская свита в пределах бассейнов рр. Хорбусуонка и Керсюке имеет двучленное строение (нижняя подсвита сложена преимущественно светло-серыми ламинитовыми доломитолитами, а верхняя представлена желтовато-серыми тонкослоистыми, строматолитовыми, обломочными и глинистыми доломитолитами). Поэтому, по всей видимости, третья пачка «хатыспытской свиты» (или какая-то ее часть) и базальная пестроокрашенная пачка (мощность 8-10 м) туркутской свиты на р. Беркекит могут слагать полный объем туркутской свиты, а хатыспытская свита представлена первой (тонкослоистые битуминозные доломитолиты) и второй (чередование тонкослоистых и массивных известняков) пачками. Кроме этого, в разрезах на р. Хорбусуонка и р. Беркекит в средней части хатыспытской свиты обнаружен пласт оолитовых известняков, который может выступать корреляционным репером. Данные геологического картирования позволяют сделать заключение, что верхняя часть хатыспытской свиты на р. Беркекит имеет существенное сходство с верхней частью хатыспытской свиты на р. Керсюке (Рисунок 38).

Сопоставление результатов изучения разрезов хатыспытской по р. Хорбусуонке с наблюдениями предыдущих исследователей в разрезах по р. Беркекит на востоке до р. Керсюке на западе, отстоящих друг от друга на расстоянии 100 км, показывает, что в западных, восточных и южных разрезах в верхней части свиты преобладают фации проксимальных участков карбонатного рампа. В соответствии с процедурой регионально-стратиграфических исследований, в разрезах, где произойдет полное выклинивание тонкослоистых известняков, характеризующих обстановки нижней части карбонатного рампа, и будут представлены исключительно грубослоистые известняки, отвечающие средней части рампа, вместо хатыспытской следует выделять другую свиту (Стратиграфический кодекс, 2019, ст. V.9). По всей видимости, при простирации на восток хатыспытская свита (либо ее стратиграфический аналог) замещается на хараютэжскую свиту хр. Хараулах.

Хатыспытский бассейн простирался с юго-востока на северо-запад, о чем свидетельствует направление палеопотоков, реконструированное по падению слойков в косых сериях в третьей подсвите (разрез 0601), по простирацию (332–337°) стеблевидных органов, которые отходили от органов прикрепления *Aspidella*, *Mawsonites* и *Hiemalora*, сохранившихся во второй и четвертой подсвитах, по простирацию уплощенных органостенных макроостатков водорослей в третьей подсвите (разрез 0605) и вытянутой форме изливанных строматолитовых биогермов в верхней части четвертой подсвиты хатыспытской свиты (разрез 0701) (Рисунок 39, 40).

Таким образом, на основании имеющихся данных можно заключить, что в юго-западных, восточных и южных разрезах преобладают грубослоистые известняки (отложения высокоплотностных потоков, ХМТ2), отвечающие относительно проксимальным обстановкам средней части карбонатного рампа. В бассейне р. Хорбусуонки представлены разрезы, отвечающие локально развитым обстановкам максимального прогибания, здесь преобладают отложения низкоплотностных потоков (ХМТ1), отвечающие относительно дистальным обстановкам внешней части карбонатного рампа. Судя по всему, направление проградации осадочной системы и снос обломочного материала происходили в северо-западном направлении, в направлении современного северо-западного склона Оленекского поднятия. Этот тренд

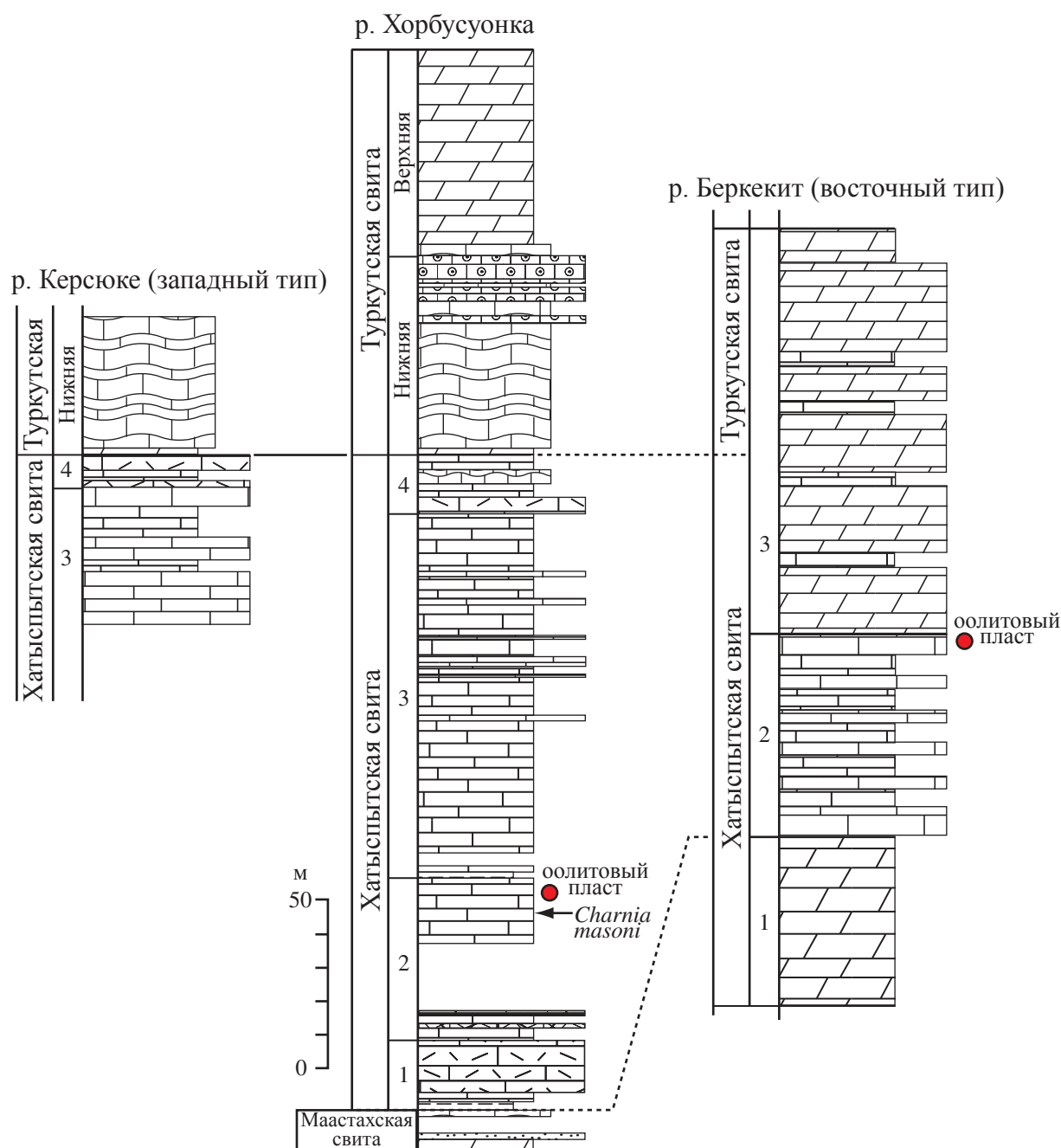


Рисунок 38 - Корреляция разрезов хорбусуонской серии.

Разрез по р. Беркекит реконструирован по данным геологической съемки [Красильщиков и др., 1961]. Условные обозначения см. на рис. 5. Цифрами показаны подсвиты. Пунктирными линиями показаны линии условной корреляции.

совпадает с простиранием отпечатков стеблевидных органов мягкотелых организмов в первой осадочной системе. Осадочная система ограничена снизу поверхностью морского затопления, которая установлена в основании мощной (1.3 м) пачки темно-серых аргиллитов с прослоями белых нелитифицированных глин, а сверху – поверхностью максимальной регрессии. Учитывая общий проградационный характер строения, осадочная система интерпретируется как регрессивный латеральный фациальный ряд.

**Третий этап** в хатыспытском осадочном бассейне обусловлен накоплением четвертой подсвиты, сложенной обломочными известняками (пласты мощностью 25–61 см),



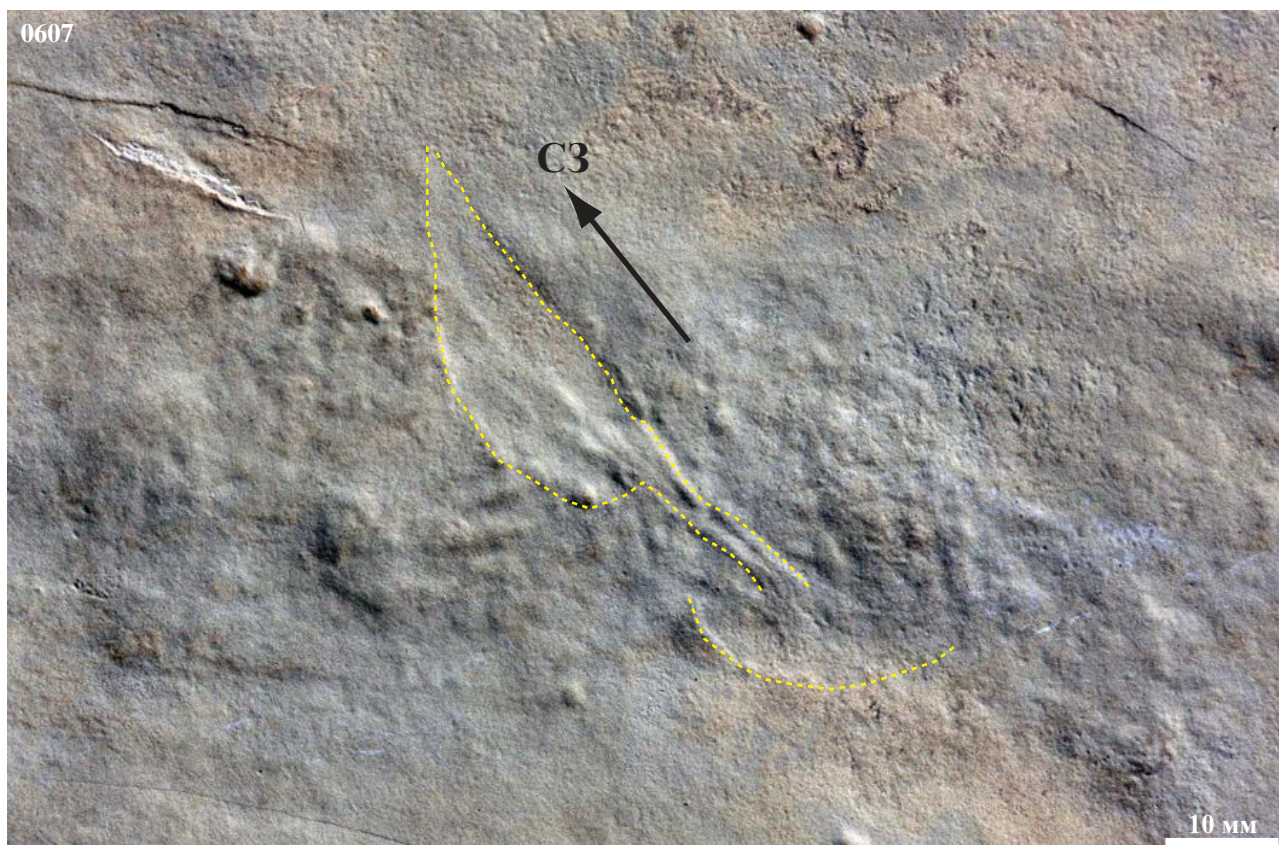


Рисунок 39 - Ориентации отпечатков перьевидных эдиакарских организмов *Charnia masoni* в верхней части третьей подсвиты хатыспытской свиты (разрез 0607). Фотография предоставлена К.Е. Наговициным.



Рисунок 40 - Строматолитовые постройки в верхней части хатыспытской свиты, ориентированные на северо-запад. Фотография предоставлена А.И. Kaufman.



чередующимися с интервалами тонко переслаивающихся известняков и аргиллитов (20–52 см), пачками тонкослоистых известняков (25–40 см), пластами микробиацитовых и строматолитовых известняков (1.5–5.0 м). В пластах обломочных известняков широко распространены текстуры подводно-оползневых деформаций в виде подушковидных, рулетовидных и каплевидных тел. Размер обломков достигает 20 см, обломки не окатаны, без признаков сортировки, по составу и микрофациальным характеристикам не отличаются от вмещающих отложений. Зачастую в качестве обломков выступают фрагменты деформированных слоев. Интервалы тонко переслаивающихся известняков и аргиллитов осложнены дисгармоничными складками, ограничены поверхностями срыва и, по всей видимости, представляют собой олиостромы, образовавшиеся в результате подводно-оползневых деформаций. Помимо этого, в разрезах на р. Хорбусуонке происходит постепенное увеличение мощности (с 9.42 до 15.26 м) верхней части подсветы, представленной интервалами тонко переслаивающихся известняков и аргиллитов. Мощность осадочной системы не выдержана по простиранию (от 0 и достигает по крайней мере 29 м). По всей видимости, подошва четвертой подсветы имеет эрозионный характер и представляет собой поверхность максимальной регрессии. Важно отметить, что отложения, накопившиеся в эрозионных впадинах, отличаются между собой микрофациальными характеристиками и характеризуются фациальной изменчивостью. Таким образом, третья осадочная система представляет собой трансгрессивный латеральный фациальный ряд и сверху ограничена поверхностью морского затопления (см. рисунок 36).

Особый вклад в реконструкцию условий осадконакопления вносят результаты изучения распределения стабильных изотопов серы ( $^{34}\text{S}$ ) в рассеянных сульфидах в хатыспытской свите, полученные в рамках исследований в сотрудничестве с А. Дж. Кауфманом и Х. Цуем (Университет Мэрилэнда, США) для первой, второй и нижней части третьей подсветы, содержащих богатые и разнообразные комплексы ископаемых остатков (некоторые представители ископаемой экологической ассоциации авалонского типа, водорослевая биота, следы жизнедеятельности). Нижняя часть хатыспытской свиты (разрез 0601) характеризуется вариациями изотопного состава  $\delta^{34}\text{S}$  от -20‰ до +55‰. Низкие значения  $\delta^{34}\text{S}$  (-20‰) свидетельствуют об анаэробных (бескислородных) эксинных условиях в толще воды, в то время как для средней части разреза 0601 получены аномально высокие значения  $\delta^{34}\text{S}$  (до +55‰), указывающие на анаэробные безэксинные условия в толще воды. Такие крупноамплитудные (от -20‰ до +55‰) экскурсы на кривой  $\delta^{34}\text{S}$  до настоящего момента в одновозрастных отложениях ранее не отмечались. Важно отметить, что уровень первого появления таксонов хатыспытской биоты в разрезе сопоставляется с уровнем, на котором происходит смещение значений вариаций изотопного состава  $^{34}\text{S}$  с отрицательных на положительные [Cui et al., 2016]. Результаты исследований показали, что в бассейне существовала стратификация вод, которая приводила к периодическому появлению эксинных обстановок осадконакопления [Kaufman et al., 2013].

Суммируя вышеперечисленные особенности, можно заключить, что хатыспытский бассейн простирался с юго-востока на северо-запад, ширина бассейна (от р. Керсюке до р. Беркекит) составляла по крайней мере 100 км, что следует из данных геологических отчетов по р. Беркекит и полевых наблюдений на рр. Хорбусуонке и Керсюке, а в самом бассейне, по всей вероятности, вследствие ограниченной циркуляции воды, существовала стратификация

вод, которая приводила к периодическому появлению бескислородных эксинных условий в обстановках осадконакопления.

Все это позволяет предполагать, что хатыспытский лагертетт образовался в пределах относительно узкой ограниченной (в географическом плане) отрицательной палеоструктуры на шельфе в пределах современного северо-западного склона Оленекского поднятия. В пользу изолированности бассейна также выступают магматические образования (силлы и дайки трахибазальтового состава), наблюдаемые нами в средней части хатыспытской свиты. Калиевый щелочной вулканизм играл важную роль в формировании позднекембрийских толщ Оленекского региона и был связан с процессами растяжения земной коры. Основной этап рифтогенеза, судя по всему, пришелся на рубеж венда и кембрия [Шпунт и др., 1982; Kiselev et al., 2016; Чайка et al., 2020].

Полученные выводы, на первый взгляд, вступают в некоторое противоречие с результатами сравнительно-геохимических исследований битумоидов карбонатных пород хатыспытской свиты, высокоуглеродистых сланцев, карбонатов и силицитов куонамского комплекса, битумов Центрально-Оленекского и Восточно-Анабарского месторождений, а также нефтей трубки Удачная, которые предполагают широкое площадное распространение хатыспытской свиты в пределах всего Суханского бассейна, от северо-западного склона Оленекского поднятия на востоке до склонов Анабарского массива на западе [Каширцев и др., 2019]. Следует отметить, что хатыспытская свита приурочена к южному борту Лено-Анабарского прогиба, причем наиболее битуминозная вторая ее подсвита имеет трансгрессивную природу и поэтому развита только в бортовой части прогиба (как и все трансгрессивные тракты осадочных систем). Вероятность того, что фации, аналогичные второй подсвите хатыспытской свиты, присутствуют на других участках вдоль южного борта Лено-Анабарского прогиба очень высока. К сожалению, геологическое строение южного борта прогиба остается относительно слабо изученным. Несмотря на то, что в самом прогибе в скважинах Бурской-3410 (инт. 1740–1520 м) и Чарчкской-1 (инт. 3110–3000 м) выделяется толща переслаивающихся темно-серых доломитизированных тонкослоистых микритовых известняковизеленовато-серых известковых аргиллитов, которая считается стратиграфическим аналогом хатыспытской свиты, такая корреляция проводится исключительно по положению этой толщи между возможными аналогами маастахской и туркутской свит [Nagovitsin et al., 2015]. Необходимыми условиями накопления хатыспытской свиты являются трансгрессия и некомпенсированное прогибание. Такие условия вполне могли устанавливаться вдоль всего южного борта Лено-Анабарского прогиба, который непосредственно примыкал к Суханскому бассейну. Проведенная автором реконструкция обстановок осадконакопления хатыспытской свиты отвечает лишь крайнему северо-восточному сегменту Суханского бассейна и не исключает развитие фаций, аналогичных хатыспытской свите в пределах всего бассейна.

### **3.4.2. Туркутская осадочная система**

Осадочная система туркутской свиты реконструируются как карбонатная платформа, окаймленная поясом биогермных микробиальных построек (см. рисунок 21). Несмотря на сложное фациальное строение, для нижней подсвиты туркутской свиты характерен набор

микрофаций, отвечающий собственно биогермному поясу, тогда как верхняя подсвета характеризует наиболее проксимальные участки, располагавшиеся между биогермным поясом и приливо-отливным побережьем.

Нижняя подсвета представлена преимущественно доломикритами и долоспаритами с тонкой или слабоволнистой слоистостью, которые слагают крупные (протяженностью до 150 м) биогермы высотой до 2-3 м. Формирование биогермов с плоской вершиной вероятно происходило в относительно низкоэнергетических обстановках в условиях высокого стояния уровня моря. В верхней части нижней подсветы присутствует интервал, сложенный чередованием пластов долоспаритов с тонкой и слабоволнистой слоистостью и пластов обломочных и оолитово-обломочных доломикритов и долоспаритов. В разрезе данные микрофациальные типы (обломочные и оолитово-обломочные) слагают мощные пласты с ровной кровлей и неровной подошвой (глубина вреза достигает 24 см), а границы между пластами зачастую имеют волнистую форму. Обломки имеют преимущественно полуокатанную форму (остроугольные отсутствуют), что свидетельствует о длительной переработке в обстановках волновой активности. По всей вероятности, верхняя часть туркутской свиты отвечает начавшейся проградации карбонатной платформы.

Верхняя подсвета туркутской свиты согласно принятой модели строения имеет более близкое к берегу расположение. Несмотря на то, что туркутская свита имеет сложное строение, верхняя часть верхней подсветы в разрезе 1203 имеет циклическую архитектуру и носит регрессивный характер. Цикличность выражается в чередование парагенезов, состоящих из тонкослоистых доломитолитов и строматолитовых доломитолитов (Рисунок 41). В этом разрезе также присутствуют пласты и прослои обломочных доломитолитов, которые формируют полости и карманы в тонкослоистых доломитолитах и указывают на усиление гидродинамики среды (вероятно, имеют штормовую природу).

Таким образом, туркутская свита представляет собой регрессивно построенный тракт высокого стояния уровня моря (high stand systems tract). В кровле свиты присутствуют признаки осушения территория (maximum regressive surface) и заполнение палеокарстовых полостей и пещер трансгрессивными песчаниками вышележащей сыргалахской свиты. Туркутская осадочная система формировалась в условиях высокого стояния уровня моря (high stand system tract), а в кровле свиты присутствуют признаки осушения территория (maximum regressive surface) и заполнение палеокарстовых полостей и пещер трансгрессивными песчаниками вышележащей сыргалахской свиты (Рисунок 42). За свиты, как правило, принимаются комплексы слоев с единой фациальной структурой. Поэтому в разрезах, где происходит полное выклинивание характеризующих хатыспытскую свиту тонкослоистых известняков, следует выделять другую свиту. В таком случае, туркутская свита имеет значительно большее площадное распространение чем хатыспытская свита и выходит за границы хатыспытского палеобассейна. По всей видимости, туркутская свита отвечает стадии обширного затопления северо-западной окраины Оленекского поднятия.



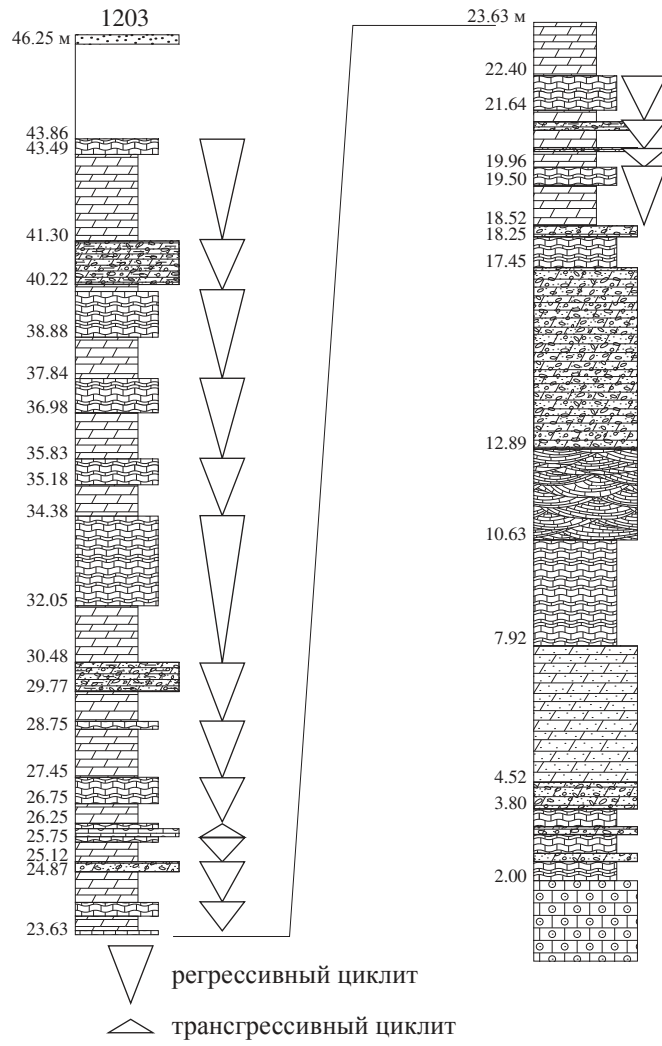


Рисунок 41 - Разрез верхней части туркутской свиты 1203 и его циклическое строение. Условные обозначения см. на рис. 5.

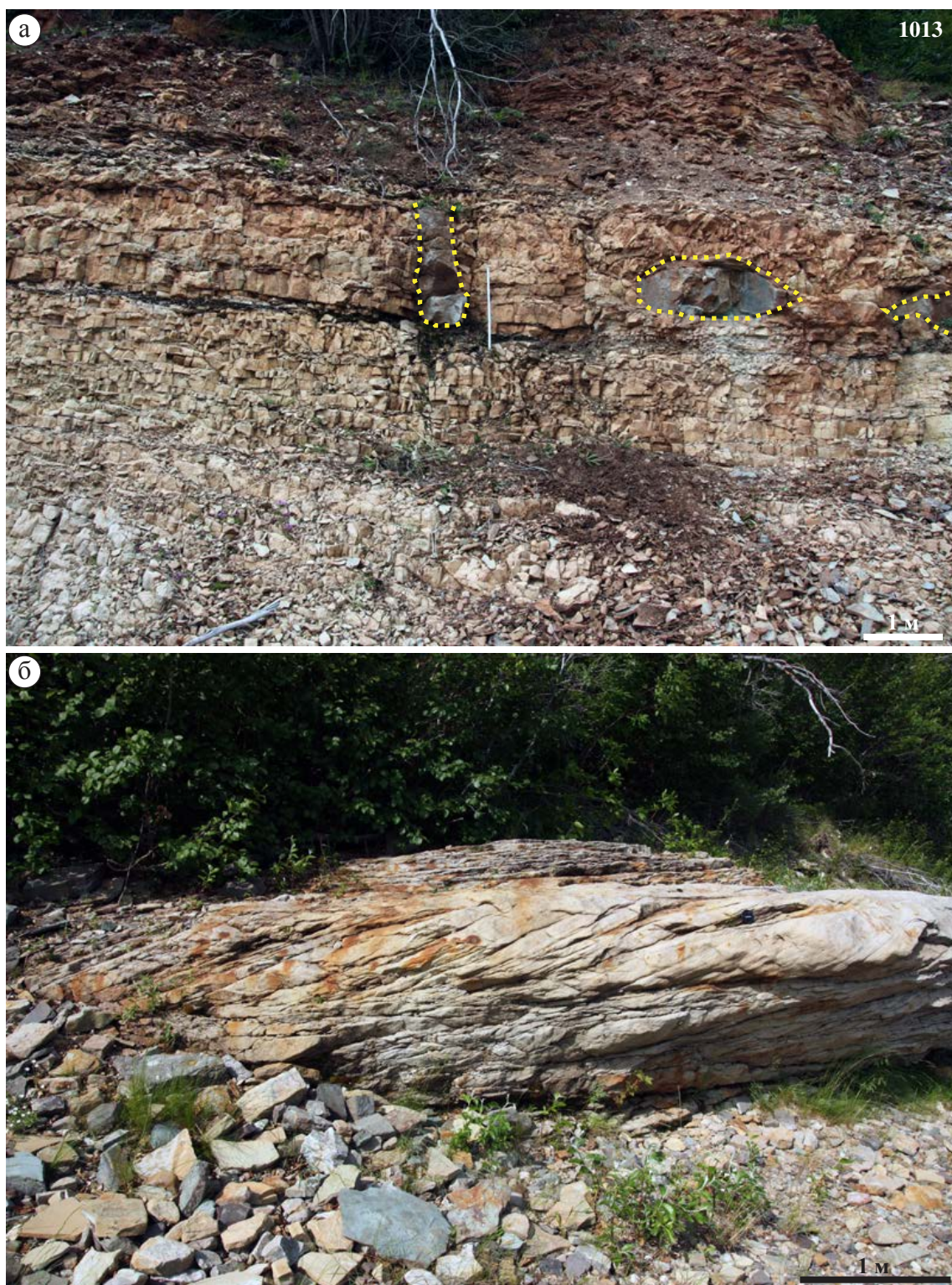


Рисунок 42 - Базальные песчаники сыргалахской свиты.  
 а) песчаники сыргалахской свиты в разрезе 1013 выполняют линзы и полости в верхней части туркутской свиты (показаны желтой пунктирной линией), б) базальные косослоистые песчаники сыргалахской свиты в разрезе 1005. Фотографии предоставлены К.Е. Наговициным.



## ГЛАВА 4. ГЕНЕЗИС ПОЗДНЕВЕНДСКИХ БРЕКЧИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СКЛОНА ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ

Активное изучение докембрийских вулканических образований на северо-западном склоне Оленекского поднятия началось в начале 50-х годов XX века [Демокидов, Первунинский, 1952]. С развитием научной и технической базы появился большой объем новых данных о составе и строении вулканических комплексов, относящихся к рифею и венду на Сибирской платформе. Учитывая это, до сих пор существуют вопросы о взаимоотношениях этих комплексов с вмещающими осадочными породами, а природа некоторых образований остается не до конца ясной. Разрез венда (гипостратотип) Оленекского поднятия охарактеризован многочисленными силлами и дайками долеритов и трубками взрыва (туфобрекчии на Рисунке 43, а), прорывающими хатыспытскую и туркутскую свиты хорбусуонской серии [Шпунт и др., 1979, 1982; Шпунт, Шамшина, 1989]. Выше по разрезу, в составе сыаргалахской свиты кессюсинской серии присутствуют стратиформные (пластовые) тела брекчий диамиктитового облика (Рисунок 43, б).

Туфобрекчии (обнажение 0910) на р. Хорбусуонке известны тем, что из них был получен U-Pb возраст цирконов, который составил  $543.9 \pm 0.24$  млн лет [Bowring et al., 1993] (Рисунок 44). Именно эта датировка изначально послужила основанием для уточнения возраста нижней границы кембрия (543 млн лет) в Стандартной глобальной хроностратиграфической шкале [Grotzinger et al., 1995].

Туфобрекчии прорывают верхнюю часть хатыспытской свиты и туркутскую свиту хорбусуонской серии в виде диатрем. Наряду с туфобрекчиями в разрезе присутствуют стратиформные тела брекчий, которые приурочены к кратерным и краевым частям жерловых тел туфобрекчий и имеют мощность до 35 м (см. рисунок 43). В разрезах на руч. Керсюке проявлены достаточно сложные взаимоотношения пород вулканического комплекса (туфобрекчий и стратиформных брекчий) с породами туркутской и сыаргалахской свит. Туфобрекчии и стратиформные брекчии предлагается выделять в тас-юряхский вулканический комплекс [Рогов и др., 2015]. Кроме этого комплекс включает и другие вулканические образования (силлы, дайки, покровы), для которых, к сожалению, отсутствует достаточное количество геологической информации. В будущем планируется описать тас-юряхский вулканический комплекс и провести полную ревизию вулканических образований в соответствии с основными правилами установления и наименования петрографических подразделений Петрографического кодекса России [2009].

Глава посвящена описанию и анализу взаимоотношений туфобрекчий и стратиформных брекчий с вмещающими осадочными породами так как именно этот, на сегодняшний день, остающийся слабоизученным аспект позволяет установить геологический смысл возраста  $543.9 \pm 0.24$  млн лет, полученного из туфобрекчий.

### 4.1. Характеристика тас-юряхского вулканического комплекса

1. Название: **тас-юряхский вулканический комплекс** выделяется вследствие его значимости и влияния на историю формирования бассейна и достаточно широкого



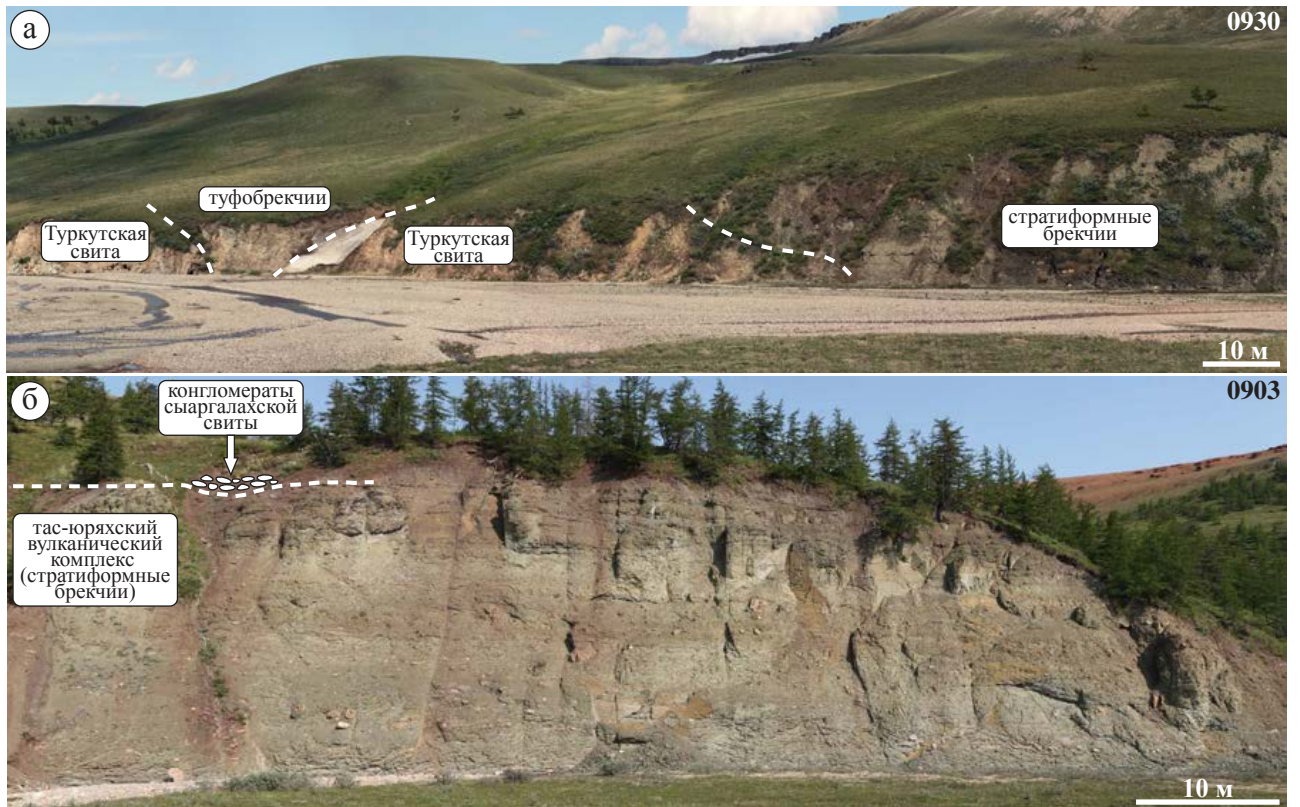


Рисунок 43 - Взаимоотношение туфобрекчий и стратиформных брекчий тас-юряхского вулканического комплекса с вмещающими и перекрывающими отложениями. а) р. Керсюке (разрез 0930), б) руч. Тас-Юрях (разрез 0903) [Рогов и др., 2015, с изменениями]. Пунктирными линиями показаны границы геологических тел.

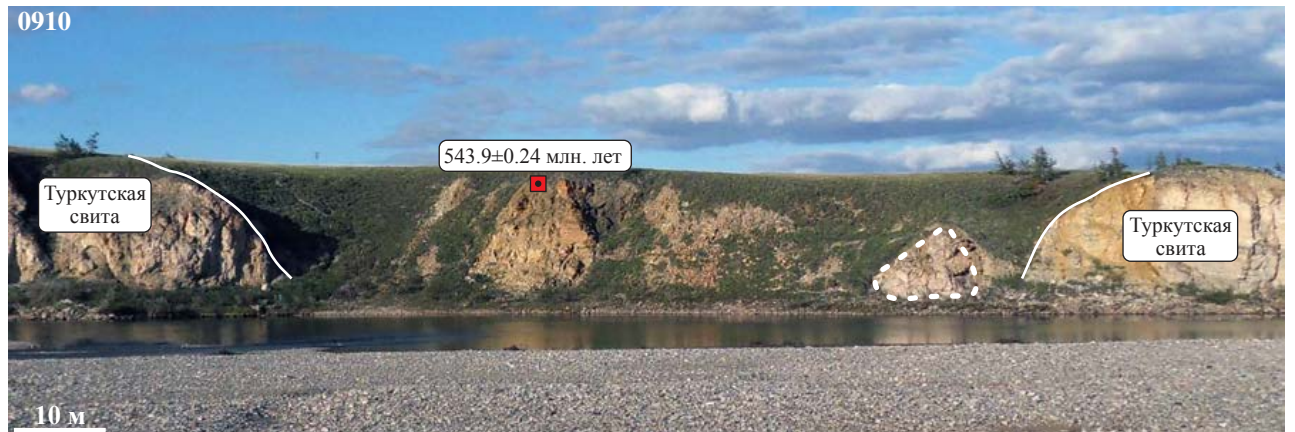


Рисунок 44 - Обнажение туфобрекчий тас-юряхского вулканического комплекса (р. Хорбусуонка, разрез 0910), для которых по цирконам был получен U–Pb возраст  $543.9 \pm 0.24$  млн. лет [Bowring et al., 1993]. Пунктирной линией показан крупный блок туркутских пород, сплошными показаны границы диатремы [Рогов и др., 2015].

распространения в пределах бассейна р. Оленек. Первыми, кто обратил внимание на стратиформные брекчии, были В. С. Журавлев и Д. С. Сороков [1954], проводившие здесь геолого-съёмочные работы и принимавшие брекчии за базальные конгломераты кессюсинской свиты, перенесенные на значительных расстояния и сохранившиеся в пониженных участках палеорельефа. Другие исследователи интерпретировали их, как агломератовые туфобрекчии [Сороков и др., 1961; Леонов и др., 1965] или гравийные и глыбовые агломератовые туффиты [Красильщиков, Битерман, 1970], а происхождение этой пачки связывалось с проявлением раннепалеозойской вулканической активности на Оленекском поднятии [Леонов, Гогина, 1968]. По данным полевых работ в среднем течении р. Хорбусуонки Б. Б. Шишкиным [1973] было показано, что туфобрекчии отсутствуют в полных разрезах туркутской и кессюсинской свит и имеют мезозойский возраст. Б. Р. Шпунтом и его коллегами была проведена огромная работа по изучению брекчий Оленекского поднятия, которая позволила выявить химическую типизацию и отнести туфобрекчии к калиевым щелочным вулканитам [Шпунт, Шамшина, 1989]. Также было показано широкое распространение тел туфобрекчий на площади более 1500 км<sup>2</sup> [Шпунт и др., 1982]. С. А. Воданюком предпринимались попытки выяснить взаимоотношения осадочных тел с туфобрекчиями (к туфобрекчиям относились и стратиформные брекчии), и было показано, что туфобрекчии в бассейне р. Керсюке перекрываются известковистыми плоскогалечными конгломератами, тогда как ранее предполагалось, что туфобрекчии перекрываются алевро-аргиллитовыми породами кессюсинской свиты [Воданюк, Карлова, 1988]. Необходимо напомнить, что в конце 1980-х годов на территории междуречья рр. Оленька и Лены проводилась геологическая съёмка, при которой осадочная последовательность, включающая песчаники, стратиформные брекчии и перекрывающие их алевролиты и аргиллиты были выделены в монгусскую свиту [Сметанникова и др., 2013]. Однако, этот разнородный по природе комплекс, охватывающий трансгрессивные косослоистые песчаники, продукт разрушения туфобрекчий и нижнюю часть регрессивного тракта явно не является самостоятельным геологическим телом, поэтому название «монгусская свита» предлагается не использовать. В начале 1990-х годов С. Баурингом с коллегами [Bowring et al., 1993] были изучены взаимоотношения туфобрекчии с осадочными породами венда и показано, что они прорывают хатыспытскую и туркутскую свиты, а перекрываются мощной пачкой алевролитов кессюсинской серии. И как уже говорилось, U-Pb возраст цирконов из туфобрекчий составил  $543.9 \pm 0.24$  млн лет [Bowring et al., 1993]. Таким образом, все исследователи (за исключением Б. Б. Шишкина) относили туфобрекчии к кессюсинской свите.

2. Комплекс назван по руч. Тас-Юрях, левому притоку р. Хорбусуонка в ее среднем течении, где представлено наиболее широкое разнообразие вулканических проявлений (разрезы 0903, 0917-0923). Также представительные разрезы расположены в верхнем течении р. Керсюке (разрезы 0929-0933, 1207). Стратиформные тела брекчий приурочены к полосе распространения туфобрекчий и прослеживаются по изученным обнажениям и осыпям в виде полосы шириной до 5 км от долины р. Хорбусуонка (на участке от устья руч. Юёсээ-Юёттээх на юге до устья руч. Маттайя на севере; разрезы 0710, 0912-0916) через водораздел рр. Хорбусуонка и Оленек на юго-запад в долину р. Керсюке (разрезы 0929-0933, 1202) (Рисунок 45). Типовым разрезом стратиформных брекчий считается разрез 0903 в долине руч. Тас-Юрях.

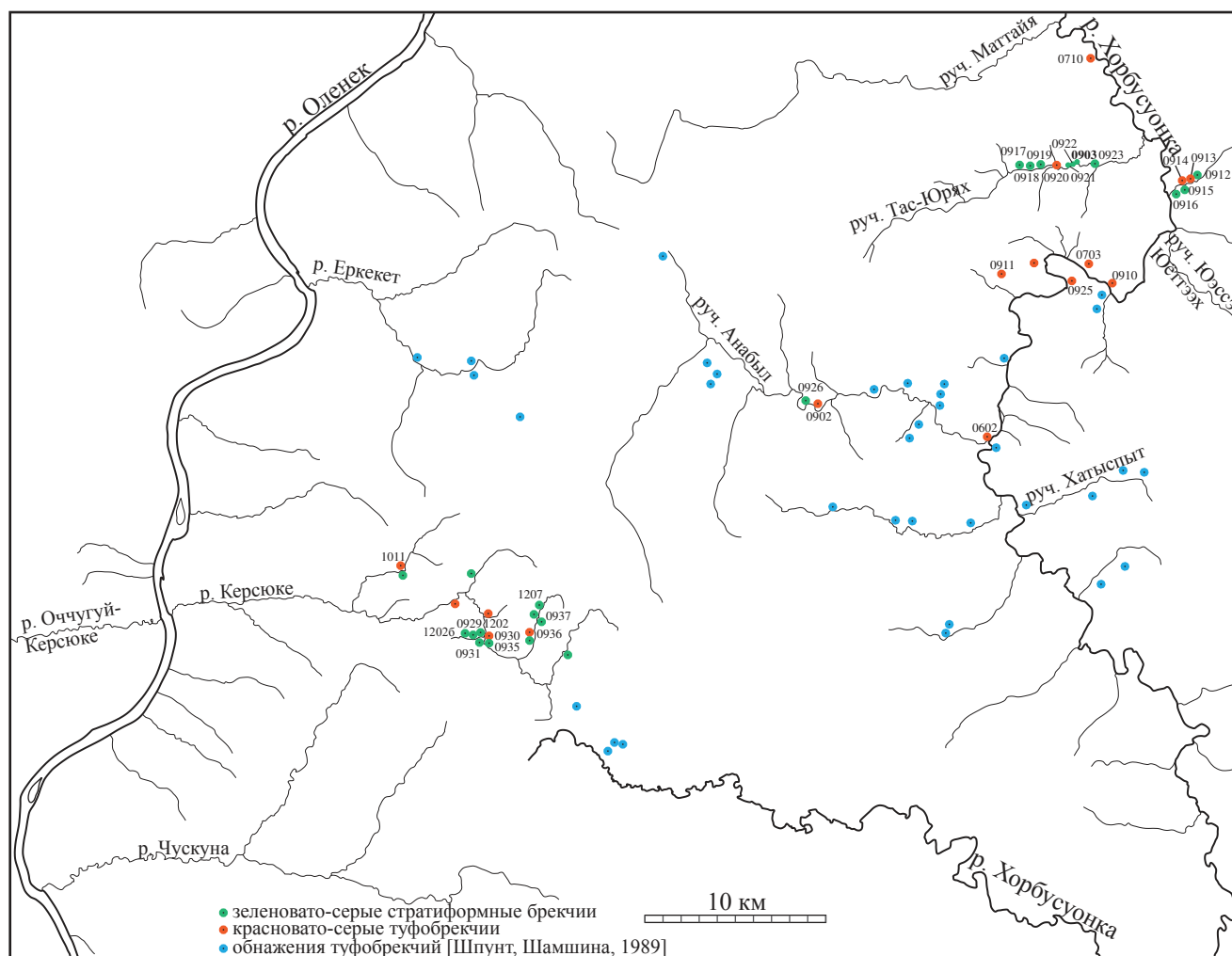


Рисунок 45 - Схема расположения обнажений туфобрекчий и стратиформных брекчий на северо-западном склоне Оленекского поднятия.

3. **Туфобрекчии** имеют светло-серый и желтовато-серый цвет, а измененные имеют кирпично-красный и серовато-оранжевый цвет и формируют в обнажениях воронкообразные тела (Рисунок 46, а). В составе вулканокластов присутствуют лапилли, вулканическое стекло, обломки и сростки кристаллов калиевого полевого шпата, а также встречаются ксенолиты трахидолеритов. В составе литокластов представлены доломитолиты (строматолитовые, обломочные и сфероагрегатные), алевропесчаники, тонкослоистые известняки, переслаивающиеся известняки и аргиллиты, песчаники. Обломки в туфобрекчиях (до 1.5 м) представлены неяснокристаллическими и сфероагрегатными доломитолитами, тонкослоистыми и битуминозными известняками, глинистыми тонкослоистыми доломитолитами, мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, и базальтами (Рисунок 46, б, в). Угловатые обломки базальтов размером от первых мм до 10 см и более имеют миндалекаменную текстуру. Миндалины и поры заполнены кальцитом и/или хлоритом. Обломки осадочных пород в составе туфобрекчий осевой части трубок в основном принадлежат туркутской и хатыспытской свитам, в краевых частях трубок могут присутствовать обломки пород сыаргалахской свиты. В редких случаях обломки осадочных пород достигают глыбовой (до 1.5 м) и блоковой (шириной несколько метров) размерности. Обломки могут иметь округлую форму с оторочкой и апофизами туфового материала, что можно интерпретировать как результат



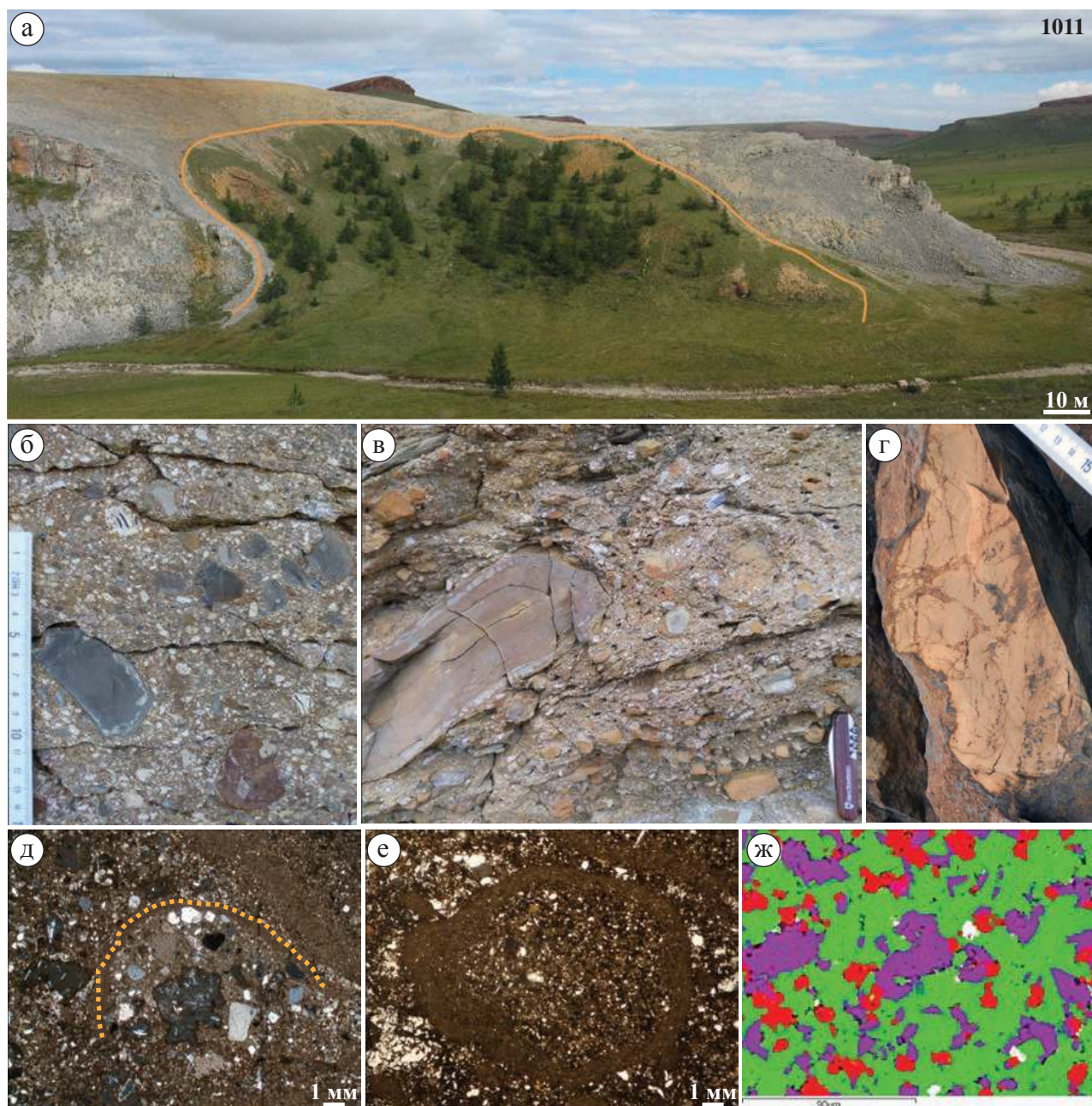


Рисунок 46 - Форма тел туфобрекчий и их петрографические особенности.

а) воронкообразное тело туфобрекчий (р. Керсюке); б) обломки пород туркутской свиты в туфобрекчии; в) обломки пород хатыспытской и туркутской свит в туфобрекчии; г) обломок доломитовой породы с неровными краями, который также пронизан апофизами туфового материала; д) и е) лапилли (пунктирной линией показан контур); е) лапилли ожелезненные; ж) матрикс туфобрекчий в обнажении 1011 (зеленое – магниальный кальцит, красное –  $\text{SiO}_2$ , фиолетовое – калиевый полевой шпат, белое – пирит).

оплавления (Рисунок 46, г). Туфовый материал в трубках представлен буроватыми и серыми (в зависимости от степени вторичного ожелезнения) лапиллями округлой и эллипсоидной формы (диаметром 1–20 мм) (Рисунок 46, д, е), обломками вулканического стекла и калиевого полевого шпата в виде мелких прозрачных удлинённых кристаллов и в качестве компонента микрокристаллической карбонатно-полевошпатовой массы (матрикса туфобрекчий) (Рисунок 46, ж). Ксеногенный материал туфов содержит обломки долеритов, доломитолитов, алевролитов, песчаников и зерна кварца. Лапилли представляют собой обломки породы (либо скопления несколько мелких обломков) в основной вулканической массе, покрытые оболочкой

из тонкокристаллического материала. Поровое пространство в лапиллях заполнено хлоритом, кальцитом, иногда цеолитом. Кроме того, отдельные обломки в туфобрекчиях сложены туфовым материалом, в свою очередь вмещающим более мелкие обломки туфов. Также присутствуют редкие кристаллы и обломки кристаллов циркона размером до 200 мкм, биотит, ильменит и рутил.

**Стратиформные брекчии** имеют зеленовато-серую окраску (Рисунок 47, а). Обломки в стратиформных брекчиях имеют песчаную, брекчиевую и глыбовую размерность (до 40-50 см, иногда до 1.0-1.5 м) (Рисунок 47, б, в). Обломки песчаной размерности представлены неяснокристаллическими и сфероагрегатными доломитолитами, тонкослоистыми и битуминозными известняками, глинистыми тонкослоистыми доломитолитами, тонкослоистыми вулканическими туфами, базальтами и тонкослоистыми вулканическими туфами. Иногда обломки формируют скопления (Рисунок 47, г). Степень сортировки изменяется от очень плохой до средней. В шлифах хорошо проявлена линейность, которая выражается в расположении удлиненных обломков вдоль одной оси. Кроме того, в шлифах наблюдаются признаки дробления и разрушения угловатых частей относительно крупных и средних обломков с образованием шлейфов из мелких фрагментов (так называемые “тени давления”) и перераспределением мелких удлиненных зерен, что свидетельствует о вращении обломков. Соприкосновение обломков приводило к их разрушению либо пластичной деформаций (Рисунок 47, д). Обломки брекчиевой и глыбовой размерности представлены главным образом породами хатыспытской и туркутской свит: тонкослоистыми известняками, иногда с ихнотекстурами, тонко переслаивающимися известняками и аргиллитами и различными доломитолитами. В подчиненном количестве встречаются обломки базальтов и песчаников. Обломки базальтов часто претерпевают изменения по своим краям (Рисунок 47, е). Степень сферичности обломков различная, встречаются угловатые обломки. Распределение обломков неравномерное. На поверхностях некоторых обломков хорошо видны четкие параллельные борозды и зеркала скольжения. Матрикс брекчий имеет зеленовато-серую окраску, слабо сцементирован и представлен туфогенно-карбонатным материалом с примесью (до 10%) кварцевых зерен. Также присутствуют липилли, аналогичные тем, что наблюдались в туфобрекчиях (Рисунок 47, ж).

Минеральная ассоциация – калиевый полевой шпат, слюды биотит-флогопит, кварц, минералы тяжелой фракции составляющие десятые доли процента (диопсид, эгирин, амфиболы, форстерит, шпинелиды, ильменит, альмандин, редко пироп, циркон, турмалин) [Шпунт, Шамшина, 1989]. Вариации химического состава туфобрекчий из разных обнажений:  $\text{SiO}_2$  – 31.45-46.23%,  $\text{TiO}_2$  – 1.26-3.17%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 6.0-10.8%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0.74-6.26%,  $\text{FeO}$  – 1.43-4.47%,  $\text{MnO}$  – 0.03-0.16%,  $\text{MgO}$  – 2.63-12.39%,  $\text{CaO}$  – 12.01-19.69%,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0.07-0.86%,  $\text{K}_2\text{O}$  – 1.83-5.96%,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0.18-0.4% (анализ выполнен в ИЗК СО РАН, аналитик Г. В. Бондарева).

4. **Трубки взрыва** (туфобрекчии) прорывают хатыспытскую и туркутскую свиты хатыспытской серии и базальные песчаники сыаргалахской свиты кессюсинской серии. В ряде случаев наблюдается согласное залегание стратиформных брекчий тас-юряхского вулканического комплекса на базальных песчаниках сыаргалахской свиты. Песчаники светло-серые, мелко-, средне- и крупнозернистые, местами с обломками гравийной и мелкогалечной размерности. Нижняя граница песчаников неровная, выполняет палеокарстовые полости, карманы и пещеры в туркутских отложениях, проникающие на глубину до 9 м. Песчаники



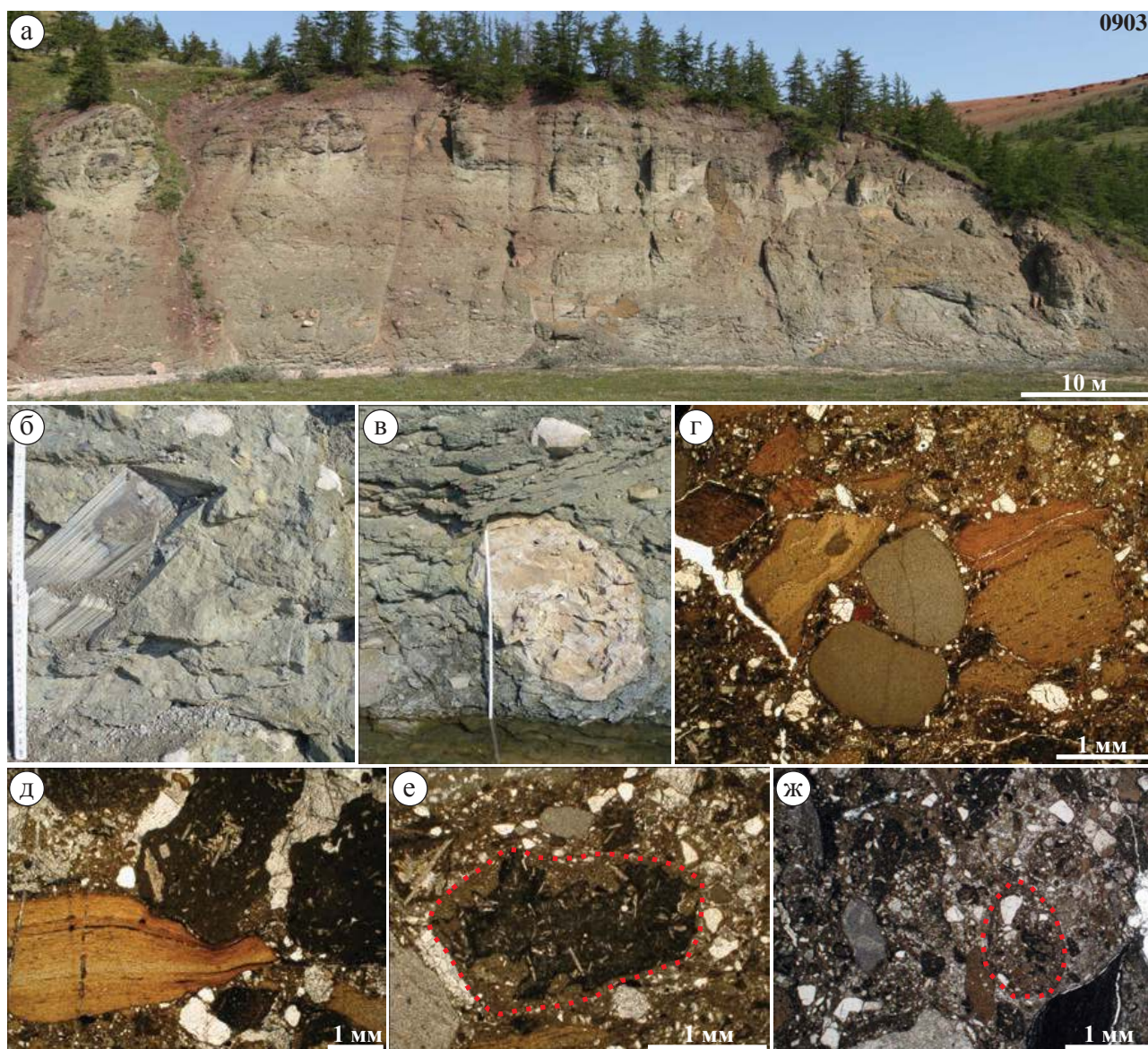


Рисунок 47 - Стратиформные брекчии и их петрографические особенности. а) стратиформное тело брекчий (руч. Тас-Юрях, р. Хорбусуонка); б) полосчатые обломки пород хатыспытской свиты (длина линейки 40 см); в) крупный обломок доломитолита из туркутской свиты (длина линейки 1 м); г) скопление окатанных и угловатых обломков под микроскопом; д) деформация обломков; е) разрушение и преобразование обломков базальтов (красной пунктирной линией показан контур обломка); ж) лапилли (красной пунктирной линией показан контур липиллей).

характеризуются ровной и полой косою слоистостью (Рисунок 48). Границы серийных швов волнистые. В кровле пластов отмечается разнонаправленная косоволнистая слоистость. Мощность косых серий 55–65 см. В одном из обнажений в среднем течении р. Керсюке (разрез 0931) толща брекчий, имеющая массивный облик, выполняет опущенный блок тектонического разрыва, противоположное (поднятое) крыло которого сложено доломитолитами туркутской свиты (см. рисунок 48). Видимая мощность стратиформных брекчий в опущенном блоке достигает 25 м. Брекчии также присутствуют в поднятом блоке, согласно залегая на базальных косослоистых песчаниках сыаргалахской свиты мощностью 1.8 м. В интервале разреза мощностью не более 5 м от кровли базальных песчаников брекчии содержат блоки желтовато-серых мелко- и среднезернистых тонкослоистых известковистых песчаников,



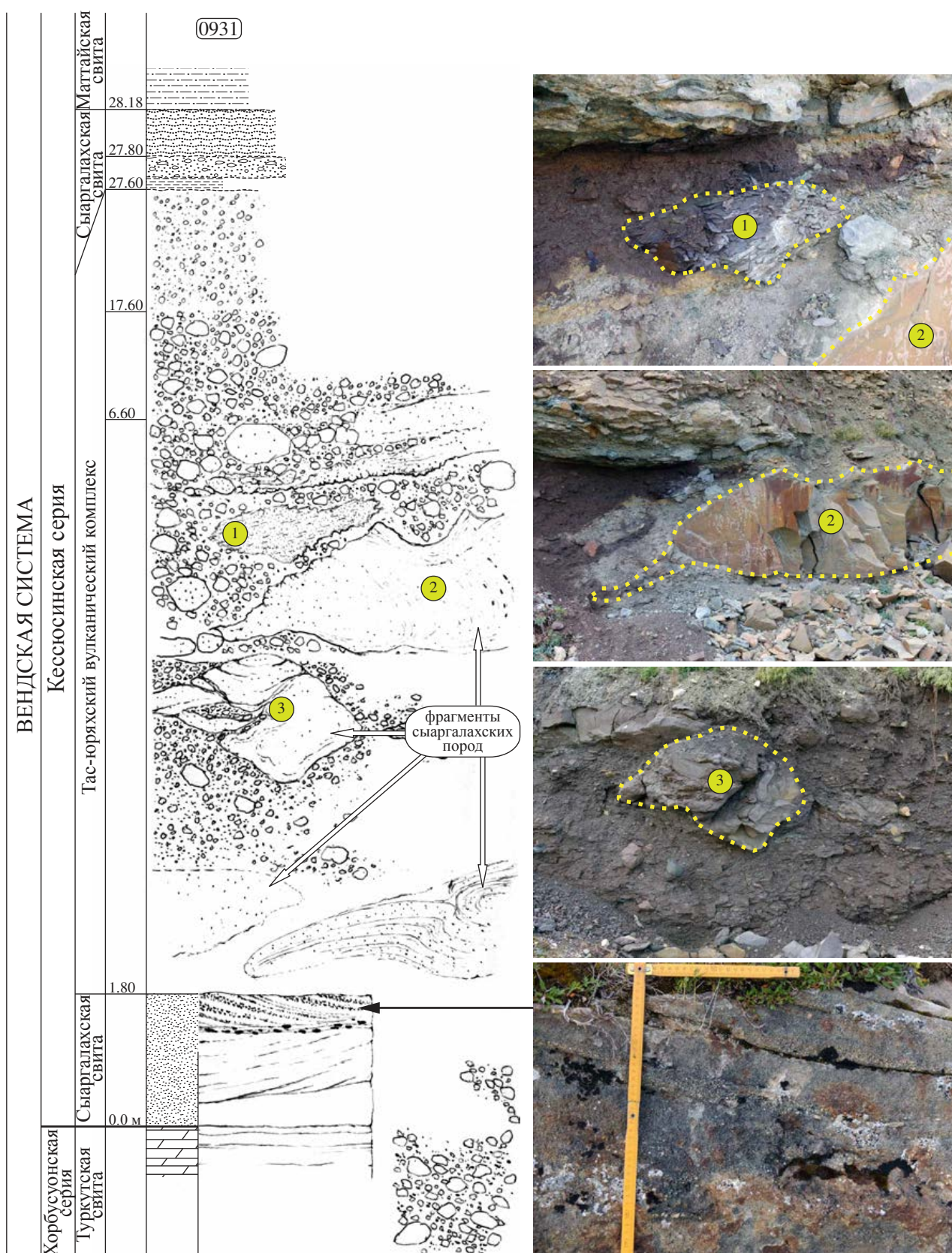


Рисунок 48 - Взаимоотношение брекчий тас-юряхского вулканического комплекса и сыргалахской свиты (р. Керсюке, разрез 0931). Прорисовка взаимоотношений и фотографии предоставлены Д.В. Гражданкиным.

песчанистых известняков и серых тонкослоистых алевролитов средней части сыргалахской свиты, не встреченные в опущенном блоке. Особенности залегания блоков (без значительного перемещения) и признаки оплавления (округлые края блоков, оторочки, апофизы туфового материала) заставляют предполагать внедрение брекчий в среднюю часть сыргалахской свиты. Выше по разрезу брекчии постепенно теряют массивный облик, появляется грубая плитчатость и сортировка обломков (преобладают обломки относительно малого размера до 10–20 см) (Рисунок 49). Мощность стратиформных брекчий в поднятом блоке 26 м. Верхняя часть стратиформных брекчий повсеместно имеет схожее строение (грубая плитчатость и сортировка обломков). Различное строение нижней части толщи брекчий в опущенном и поднятом блоках свидетельствует о заложении тектонического разрыва после накопления базальных песчаников сыргалахской свиты, но до формирования тел брекчий. Судя по всему, образование мощных (до 50 м) тел стратиформных брекчий связано с заполнением приразломных деперессий.

Предыдущими исследователями отмечалось сходство состава брекчий нижней подсвиты кессюсинской свиты с трубками взрыва, прорывающими хатыспытскую и туркутскую свиты [Pelechaty et al., 1996]. Проведенные полевые и лабораторные исследования не только подтверждают эти наблюдения, но и позволяют рассматривать стратиформные брекчии как продукт разрушения и, возможно, переотложения туфобрекчий. Стратиформные брекчии исключены из состава кессюсинской серии и рассматриваются нами вместе с туфобрекчиями, покровами базальтов, силлами и дайками долеритов в составе тас-юряхского вулканического комплекса [Рогов и др., 2015].

#### **4.2. Значение брекчий тас-юряхского вулканического комплекса для хроностратиграфии венда**

Обломки карбонатных пород из верхней части брекчий, представленных в обнажении в левом борту долины руч. Тас-Юрях, содержат внутренние слепки раковин *Anabarites trisulcatus* Missarzhevsky [Карлова, 1987]. Средняя часть сыргалахской свиты (в работах предыдущих исследователей – нижняя подсвита кессюсинской свиты), охарактеризована мелкими скелетными остатками *Anabarites trisulcatus* Missarzhevsky и *Cambrotubulus decurvatus* Missarzhevsky комплексной зоны *Anabarites trisulcatus* [Рогов и др. 2015], а выше по разрезу появляются мелкие скелетные остатки *Anabarites korobovi* Rozanov et Missarzhevsky (= *Tiksitheca korobovi* [Kouchinsky et al., 2009]) – представители комплексной зоны *Purella antiqua*. В обнажениях верхней части сыргалахской свиты установлены также мелкие скелетные остатки *Anabarites trisulcatus* Missarzhevsky, *Anabarites signatus* Missarzhevsky et Mambetov, *Cambrotubulus decurvatus* Missarzhevsky, *Anabarites korobovi* Rozanov et Missarzhevsky (= *Tiksitheca korobovi*) и *Protohertzina anabarica* Missarzhevsky, позволяющие относить сыргалахскую свиту целиком к верхнему венду и проводить внутри свиты в средней ее части границу комплексных зон *Anabarites trisulcatus* и *Purella antiqua*. На брекчиях согласно залегают конгломераты, в матриксе которых также обнаружены мелкие скелетные остатки *Anabarites signatus* Missarzhevsky et Mambetov, *Mariochrea sinuosa* Valkov, *Anabarites trisulcatus* form 1, *Anabarites trisulcatus* form 2, *Aculeochrea ornata* Valkov et Sysoev характеризующие комплексную зону *Purella antiqua* (Рисунок 50). Таким образом, стратиформные тела брекчий имеют поздневендский возраст и



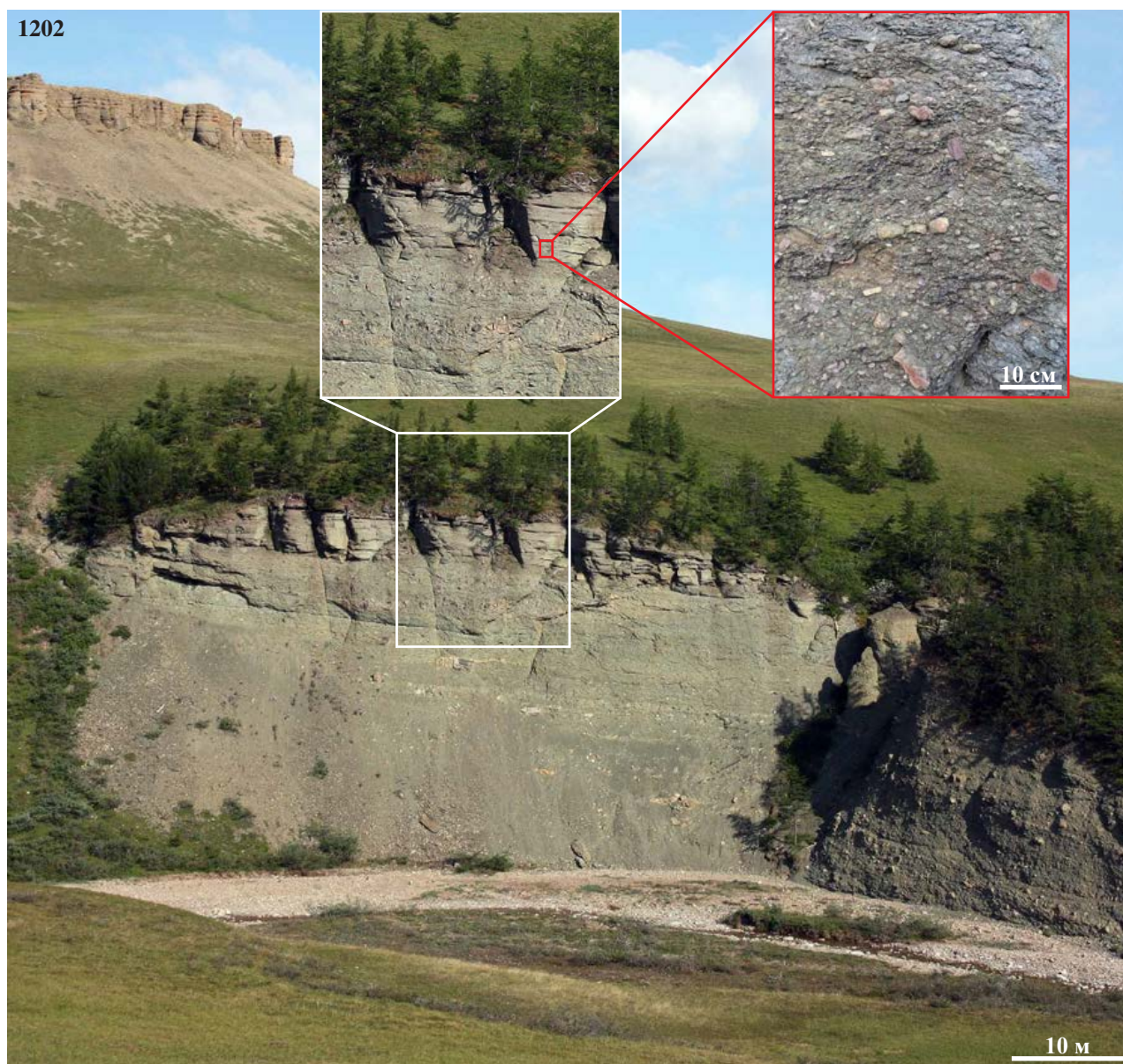


Рисунок 49 - Стратиформные брекчии с признаками сортировки в верхней части (р. Керсюке).

приурочены к верхней части комплексной зоны *Anabarites trisulcatus* (Рисунок 51).

Стратиформные тела брекчий тас-юряхского вулканического комплекса, выполняющие приразломные депрессии по периферии диатрем, одновозрастны, с одной стороны, трубкам взрыва, а с другой – средней части сыаргалахской свиты кессюсинской серии, отвечающей верхней части зоны *Anabarites trisulcatus*. Следовательно, U–Pb возраст цирконов из туфобрекчий ( $543.9 \pm 0.24$  млн лет [Bowring et al., 1993]), в настоящее время можно считать максимально возможным возрастом границы между комплексными зонами *Anabarites trisulcatus* и *Purella antiqua*.

К границе зон приурочен самый низкий стратиграфический уровень с ископаемыми следами жизнедеятельности *Treptichnus pedum* (Seilacher), вида-индекса нижней ихнозоны кембрия (см. рисунок 51). Наиболее древние достоверные ископаемые следы *Treptichnus pedum* (Seilacher) имеют возраст  $538.58 \pm 0.19$  млн. лет, установленный по цирконам из вулканических туфов формации Nomtsas Намибии [Linnemann et al., 2019]. Таким образом, возраст границы зон *Anabarites trisulcatus* и *Purella antiqua* моложе, чем 544 млн. лет, но древнее, чем 539 млн.



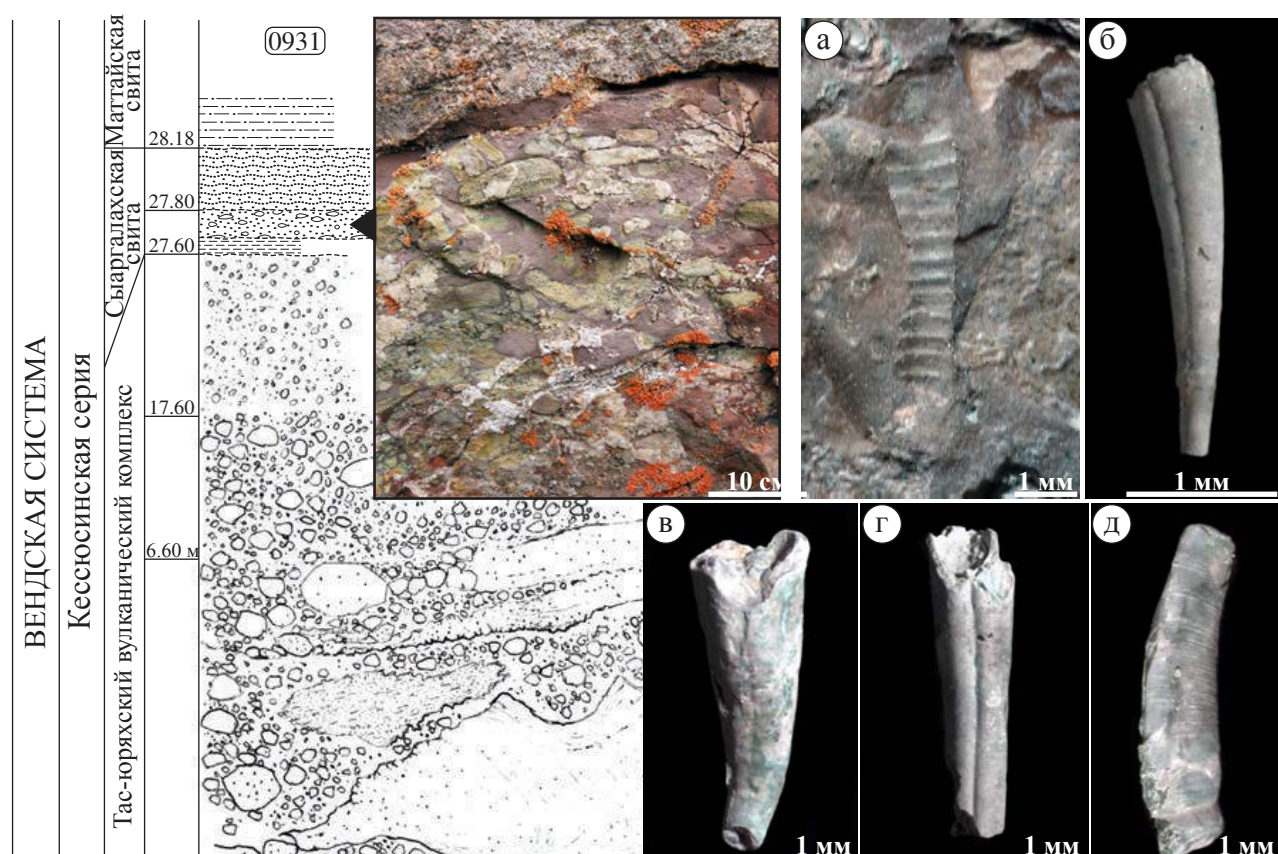


Рисунок 50 - Верхний контакт брекчий тас-юряхского вулканического комплекса и сыаргалахской свиты (р. Керсюке, разрез 0931).

Палеонтологическая характеристика конгломератов сыаргалахской свиты (определены по [Kouchinsky, 2009]): а) *Aculeochrea ornata*; б) *Anabarites signatus*; в) *Anabarites trisulcatus* form 1; г) *Anabarites trisulcatus* form 2; д) *Mariochrea sinuosa*. Определения и фотографии палеонтологических остатков выполнены Г.Е. Марковым.

лет.

Формирование тас-юряхского вулканического комплекса происходило на протяжении вендского времени. В это время вся северная часть Сибирской платформы имела относительно неспокойный тектонический режим, который был связан с перманентно активизировавшимися процессами растяжения земной коры и с присущими им высококалийным щелочным вулканизмом и щелочно-основным магматизмом [Шпунт и др., 1982; Киселев и др., 2012]. Тас-юряхский комплекс приурочен к полосе выхода на поверхность третьей и четвертой подцвет хатыспытской свиты, туркутской свиты и сыаргалахской свиты. Ширина полосы составляет 30–40 км. На севере тас-юряхский комплекс перекрыт матгайской свитой кессюсинской серии. Обращает на себя внимание, что тас-юряхский комплекс прорывает хатыспытскую свиту, которая в свою очередь имеет ограниченное распространение на северо-западном склоне Оленекского поднятия. Выше было показано, что формирование хатыспытской свиты связано с относительно узкой отрицательной палеоструктурой на карбонатном рампе. Можно предположить, что природа этой палеоструктуры связана с более поздней вулканической активностью, а геологические процессы, которые привели к формированию тас-юряхского комплекса, на более ранних этапах могли привести к формированию хатыспытской палеоструктуры. Таким образом, тас-юряхский вулканический комплекс может иметь непосредственное отношение к генезису хатыспытского лагерштетта.

ОСШ			ICC			Биостратиграфические стандартные зоны		Северо-западный склон Оленекского поднятия		
Система	Отдел	Ярус	Система	Отдел	Ярус	Мелкокораквинная фауна	Следы жизнедеятельности	р. Оленек	р. Керсюке	р. Хорбусуонка
КЕМБРИЙСКАЯ	Нижний	Томмогский	CAMBRIAN	Terreneuvian	Stage 2	Khomentovsky and Karlova, 2005	MacNaughton and Narbonne, 1999	Чускунская свита	Чускунская свита	Чускунская свита
Сыаргалахская свита	Туркутская свита	Хатыспытская свита	Сыаргалахская свита	Сыаргалахская свита	Сыаргалахская свита					
			?	?	Маастахская свита	Тас-юряхский вулканический комплекс	Тас-юряхский вулканический комплекс	Тас-юряхский вулканический комплекс		
?	?	?				Сыаргалахская св.	Сыаргалахская св.	Сыаргалахская св.		
			?	?	?	?	?	?		
?	?	?				?	?	Маастахская свита		

Рисунок 51 - Макет стратиграфической схемы вендских и пограничных венд-кембрийских отложений северо-западного склона Оленекского поднятия Сибири [Рогов и др., 2015, с изменениями].

Немакит-далдынский ярус в Общей стратиграфической шкале России приведен в соответствии с Межрегиональной стратиграфической схемой кембрийских отложений территории России [Постановления..., 2008]. Нижняя граница зоны *Anabarites trisulcatus* проведена по первому появлению ископаемых остатков *Cambrotubulus* sp.

## ЧАСТЬ 2. УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ ХАТЫСПЫТСКОЙ БИОТЫ

В данной части диссертации предпринята попытка реконструировать экологическую структуру хатыспытского бассейна опираясь на результаты биофациального анализа осадочной последовательности. При реконструкции экологической структуры необходимо также учитывать независимо полученные результаты геохимического изучения как пород, так и захороненного органического вещества хатыспытской свиты.

Как уже отмечалось (раздел 3.4.1), нижняя часть хатыспытской свиты (разрез 0601) характеризуется вариациями изотопного состава  $\delta^{34}\text{S}_{\text{пирит}}$  от -20‰ до +55‰. Низкие значения  $\delta^{34}\text{S}_{\text{пирит}}$  (-20‰) свидетельствуют об анаэробных (бескислородных) эвксинных условиях в толще воды, в то время как для средней части разреза 0601 получены аномально высокие значения  $\delta^{34}\text{S}_{\text{пирит}}$  (до +50‰), указывающие на анаэробные безэвксинные условия в толще воды. Важно отметить, что уровень первого появления ископаемых остатков хатыспытской биоты в разрезе сопоставляется с уровнем, на котором происходит смещение значений вариаций изотопного состава  $\delta^{34}\text{S}_{\text{пирит}}$  из области отрицательных в область положительных [Cui et al., 2016]. Кроме этого, интервал низких (от -20‰ до +15‰) значений  $\delta^{34}\text{S}_{\text{пирит}}$  практически полностью лишен каких-либо палеонтологических остатков, а признаки активной биотурбации осадка зафиксированы как раз в той части разреза, где значения  $\delta^{34}\text{S}_{\text{пирит}}$  резко возрастают от -10‰ до +20‰. По всей видимости, смена эвксинных условий на безэвксинные позволила бентосным организмам, адаптированным к обитанию в бескислородных обстановках, быстро заселить субстрат. Окислительно-восстановительный ландшафт в хатыспытском бассейне оставался нестабильным, о чем свидетельствуют вариации изотопного состава серы. Так, например, эпизодическое развитие эвксинии установлено в верхней части разреза 0601-С (падение значений  $\delta^{34}\text{S}_{\text{пирит}}$  с +35‰ до +15‰) и в средней части разреза 0605 (падение значений  $\delta^{34}\text{S}_{\text{пирит}}$  с +45‰ до +5‰). Обращает на себя внимание, что уровни появления ископаемых остатков хатыспытской биоты каждый раз приурочены к интервалам разреза, которые следуют за сменой условий осадконакопления с эвксинных на безэвксинные [Cui et al., 2016; Fig. 5]. Результаты исследований показали, что в бассейне существовала стратификация вод, которая приводила к периодическому появлению бескислородных эвксинных обстановок осадконакопления, а приуроченность представителей хатыспытской биоты к безэвксинным обстановкам, по всей вероятности, является биологической реакцией организмов на установление в бассейне условий, пригодных для обитания [Kaufman et al., 2013; Cui et al., 2016].

Кроме анализа изотопных данных также проводилось исследование геохимии органического вещества. Известно, что породы хатыспытской свиты обогащены автохтонным органическим веществом и являются потенциально нефтепроизводившими [Натапов, 1962; Конторович и др., 1995; Каширцев, 2003; Парфенова и др., 2010]. Ранее уже изучались геохимия органического вещества и особенности состава и распределения, насыщенных углеводородов-биомаркеров битумоидов хатыспытской свиты [Каширцев, 2003; Парфенова и др., 2010; Duda et al., 2016]. Новые исследования проводились с привлечением более представительной коллекции образцов [Мельник, Парфенова, 2019; Melnik et al., 2019; Мельник



и др., 2019; 2020]. Установлено, что величины отношения пристана к фитану (индикатор окислительно-восстановительных обстановок) широко варьируют от 0.08 до 1.21. Как и ранее, было выявлено два типа распределения гомогпанов. Для первого типа свойственно преобладание гомолога  $C_{35}$  над  $C_{34}$  и, нередко,  $C_{32}$  над  $C_{31}$ , а величины отношения  $C_{35}/C_{34} > 1$ ; второй тип характеризуется уменьшением относительных концентраций гомологов в ряду  $C_{31} > C_{32} > C_{33} > C_{34} > C_{35}$  и величинами отношения  $C_{35}/C_{34} < 1$ . Известно, что отношение гомогпанов  $C_{35}/C_{34}$  может использоваться в качестве индикатора аэрации вод и осадков при накоплении и захоронении органического вещества, а также сероводородного заражения придонных вод [Peters et al., 2005]. В серии образцов на масс-хроматограммах по  $m/z$  191 идентифицирован гаммацеран в высоких концентрациях. Его содержание в некоторых пробах достигает 7% на сумматерпанов [Парфенова и др., 2010; Melnik et al., 2019]. Известно, что этот биомаркер является показателем стратификации водной толщи, которая может быть связана с гиперсолеными условиями и/или температурным градиентом [Peters et al., 2005]. Сделан вывод о том, что окислительно-восстановительные условия во время накопления осадков хатыспытской свиты менялись. Во время накопления второй подсвиты хатыспытской свиты в морском бассейне присутствовала стратификация водной толщи и сероводородное заражение придонных вод.

## ГЛАВА 5. БИОФАЦИИ ВЕРХНЕВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СКЛОНА ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ

Под **биофацией** (ископаемая биофация) понимается совокупность остатков организмов, приуроченная к определенной фации, то есть к осадочным породам определенного литологического состава; в сочетании фоссилей с последними запечатлена исторически сложившаяся и экологически неразрывная связь биотических и абиотических условий осадконакопления и существования рассматриваемого комплекса ископаемых организмов [Макридин, Мейен, 1988]. Каждая конкретная биофация имеет свой комплекс ископаемых остатков и определенную литологическую характеристику.

В распоряжении автора находился огромный фактический материал, который был получен сотрудниками Лаборатории палеонтологии и стратиграфии докембрия ИНГГ СО РАН в ходе полевых работ на Оленекском поднятии в 1984–1987 гг (сборы С. А. Воданюка, Г. А. Карловой) и в 2006–2012 гг (в том числе с 2009 по 2012 гг при участии автора). Каменный материал из хатыспытской свиты представляет собой тонкие плиты известняков с отпечатками и слепками мягкотелых организмов и органостенными макроостатками, а также следами жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin.

### 5.1. Биофации хатыспытской свиты

К хатыспытской свите приурочено местонахождение ископаемых макроорганизмов позднеэдиакарского возраста, захороненных в прижизненном положении с уникальной сохранностью мягких тканей. Это редкий случай фоссилизации эдиакарских мягкотелых организмов в породах карбонатного состава: на момент написания диссертации в мире установлено три таких местонахождения – в хатыспытской свите на северо-востоке Сибирской платформы, в усть-юдомской свите на юго-востоке Сибирской платформы [Вологдин, Маслов, 1960; Соколов, 1972; Wood et al., 2017; Иванцов, 2018] и в формации Dengying Южно-Китайской платформы [Chen et al., 2013, 2014, 2018, 2019]. Наиболее информативным (в плане сохранности) из них является хатыспытская свита, которая по праву считается фоссил-лагерштеттом (от нем. Fossil-Lagerstätte, местонахождение ископаемых остатков с уникальной сохранностью).

Ископаемые мягкотелые организмы хатыспытской свиты захоронены в прижизненном положении в обстановках обитания и имеют много общего с так называемой биотой авалонского типа [Grazhdankin et al., 2008; Grazhdankin, 2014], однако некоторые исследователи относят хатыспытскую мягкотелую биоту к биоте эдиакарского типа (беломорская биота) [Voag et al., 2016; Muscente et al., 2019]. Для хатыспытской свиты характерно наличие нескольких крупных фоссилиеносных уровней для каждого из которых свойственен свой набор литологических типов пород. Иными словами, находки хатыспытской ископаемой биоты приурочены к определенным фациям, что впоследствии позволило в составе хатыспытской свиты выделить три биофации и ихнофацию:

1. **Хатыспытская биофация** формировалась в пределах дистальной (удаленной от берега) зоны внешнего рампа (Рисунок 52). Биофация сложена пластами (0.03–0.3 м) и пачками (0.67–2.4 м) тонко переслаивающихся известняков и аргиллитов, ритмично чередующимися

## Рамп с локальным перегибом

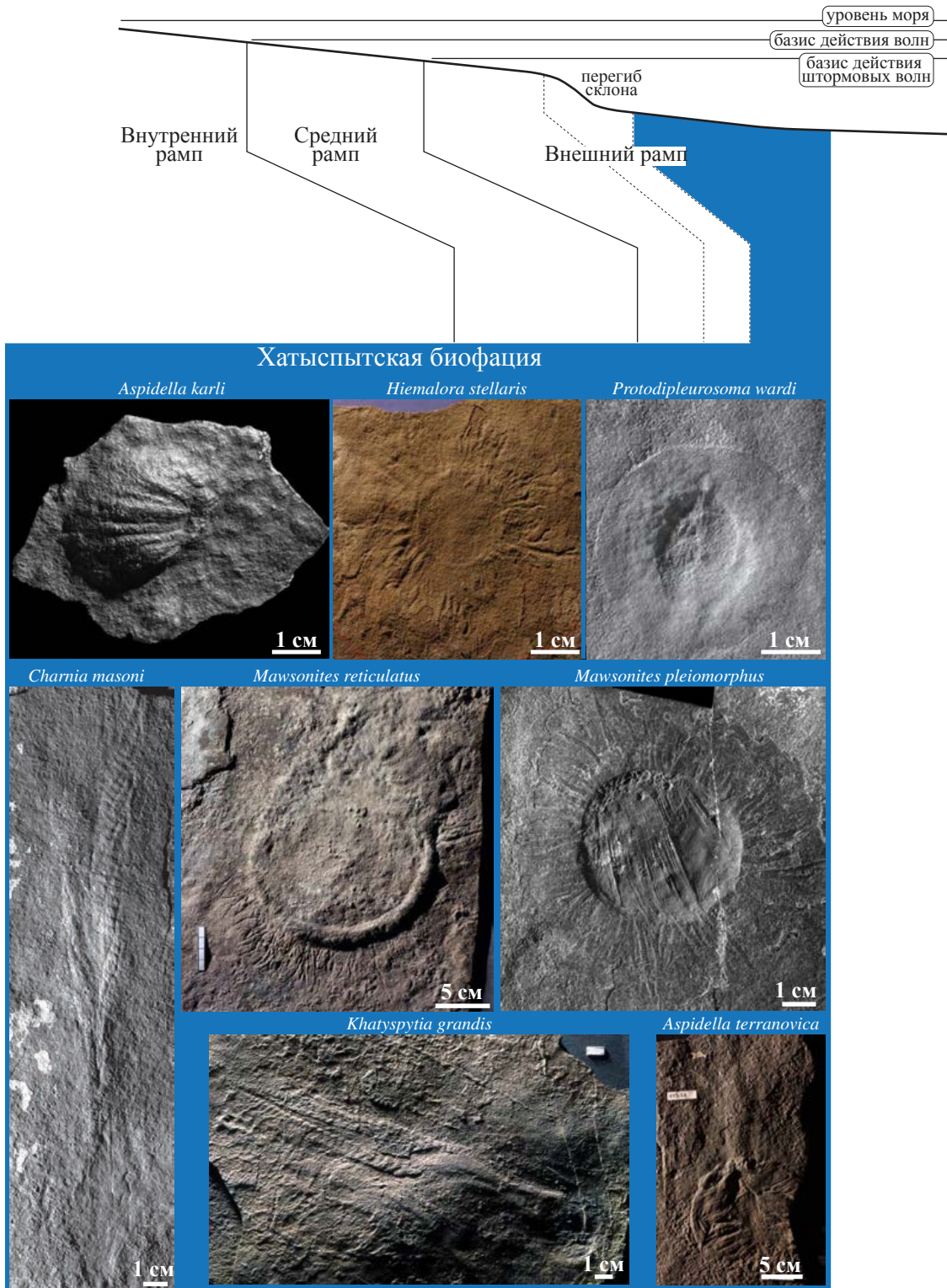


Рисунок 52 - Хатыспытская биофация дистальной зоны внешнего рамп (модель рамп по Ahr [1973]). Фотографии предоставлены Д.В. Гражданкиным и К.Е. Наговициным.



с пластами (0.23–0.42 м) и пачками (0.5–2.07 м) тонкослоистых известняков с редкими прослоями (0.08–0.2 м) грубослоистых известняков. В целом, породы хатыспытской биофации имеют темный до черного цвет. Микроскопические исследования позволили выделить три основных микрофациальных типа – ХМТ1 (тонкое переслаивание микритов и спаритов), ХМТ4 (микриты и спариты глинистые тонкослоистые), ХМТ5 (спариты тонкослоистые). Микрофациальные типы хатыспытской биофации имеют тонкую ровную и слабобугристую слоистость, что свидетельствует об отложении известкового ила в обстановках ниже базиса действия штормовых волн. В качестве терригенной примеси выступают единичные зерна кварца алевритовой размерности, а также редкие тонкие глинистые прослои, что косвенно указывает на удаленный источник кластического (песчаного) материала. Форменные элементы (аллохемы) в микритах и спаритах представлены пеллетами (комки и сгустки), которые рассеяны в породе, а иногда слагают отдельные слойки, что, по всей видимости, говорит об их микробиальной природе. Вверх по разрезу ХМТ1 начинает постепенно преобладать (уменьшение глинистости вверх по разрезу), что указывает на смещение в более проксимальные (в сторону берега) обстановки внешнего рампа.

Интервалы тонко переслаивающихся известняков и аргиллитов охарактеризованы комплексами ископаемых остатков мягкотелых организмов. Автохтонный характер захоронений подтверждается полевыми наблюдениями, а именно – отсутствуют какие-либо признаки значительного переноса и деформации остатков организмов; перьевидные организмы, заякоренные в осадке посредством органов прикрепления, захоронены в одном направлении (даже в пределах одной поверхности напластования), что указывает на действие направленного потока (332–337°). В составе ископаемой мягкотелой биоты присутствует рангеоморфный организм *Charnia masoni* Ford, перьевидный организм *Khatyspytia grandis* Fedonkin, а также органы прикрепления неизвестных организмов (см. рисунок 52). Органы прикрепления первоначально были описаны как медузоидные организмы *Hiemalora pleiomorphus* (Vodanjuk), *Hiemalora stellaris* (Fedonkin), *Aspidella khatyspytia* (Vodanjuk), *Aspidella costata* (Vodanjuk) и *Anabylia improvisa* (Vodanjuk) [Федонкин, 1987; Воданюк, 1989]. По результатам ревизии, ископаемые органы прикрепления позднепротерозойских мягкотелых организмов предлагается разделять на две группы надродового ранга: *Aspidellomorpha* (органы прикрепления без корневидных выростов) и *Mawsonitomorpha* (органы прикрепления с корневидными выростами) [Быкова, 2011б]. Каждая из групп состоит из двух морфородов: *Aspidella*, *Protodipleurosoma* и *Mawsonites*, *Hiemalora*, соответственно. В составе сообщества дистальной зоны внешнего рампа установлены два представителя морфорода *Aspidella*: *Aspidella terranovica* Billings (две морфы – *Aspidella terranovica* f. *terranovica* и *Aspidella terranovica* f. *khatyspytensis*) и *Aspidella Karli* (Gehling). Также присутствует представитель морфорода *Protodipleurosoma* – вид *Protodipleurosoma wardi* Sprigg. Морфород *Mawsonites* представлен двумя видами: *Mawsonites pleiomorphus* Vodanjuk и *Mawsonites reticulatus* (Gehling et Rigby). Кроме этого, во второй подсвите присутствуют единичные редкие следы жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin.

В результате геохимических исследований было показано, что в органах прикрепления

*Aspidella* фиксируются более низкие значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  и  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ , чем в окружающем их матриксе. Это различие в значениях объясняется тем, что в органах прикрепления концентрируется значительно большее количество аутигенного кальцитового цемента, для которого характерны более низкие значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  и  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ , чем для карбонатов, образующихся напрямую из морской воды. По всей видимости, цементация органов прикрепления происходила до уплотнения осадка, и, следовательно, большее количество порового пространства в органах прикрепления было заполнено аутигенным кальцитовым цементом. Предполагается, что восстановление сульфатов микроорганизмами, развивающимися по органам прикрепления, способствует осаждению пирита, характеризующегося более низкими значениями  $\delta^{34}\text{S}_{\text{пирит}}$  относительно матрикса, и кальцитовой цементации в условиях повышенной щелочности среды, которая обеднена тяжелым изотопом  $^{13}\text{C}$ . Пирит также содержится в матриксе, однако он, возможно, сформировался на более поздней стадии в осадке [Vykova et al., 2017]. Таким образом, уникальная сохранность мягкотелых организмов в известняках обусловлена раннедиагенетической аутигенной кальцитовой цементацией осадка, которая в свою очередь рассматривается как продукт жизнедеятельности сульфатредуцирующих микроорганизмов.

2. **Анабыльская биофация** выделяется в нижней половине третьей подсвиты в разрезах 0701, 0602, 0605, 0603, 0902 и формировалась в пределах проксимальной зоны внешнего рампа (Рисунок 53). Разрезы сложены пластами и пачками тонкослоистых известняков (от 15–25 см до 2.5–2.8 м), чередующимися с пластами известняков с грубой волнистой слоистостью (от 0.3–0.5 до 2.2–2.6 м) и относительно маломощными (от 3–4 см до 0.1–0.2 м, в редких случаях – до 0.8 м) интервалами переслаивающихся известняков и аргиллитов. В нижней части подсвиты широко распространены тонкие прослои светло-серых до белых слабо литифицированных силицитов, тогда как в средней части они литифицированные. Вверх по разрезу подсвиты увеличивается количество и мощность пластов грубо-волнистослоистых известняков. В целом, анабыльская биофация имеет светло-серый до темно-серого цвет. Микроскопические исследования позволили выделить четыре основных микрофациальных типа – ХМТ1 (тонкое переслаивание микритов и спаритов), ХМТ2 (спариты грубослоистые), ХМТ4 (микриты и спариты глинистые тонкослоистые) и ХМТ5 (спариты тонкослоистые). Глинистые тонкослоистые микриты (ХМТ4) присутствуют в сильно подчиненном количестве в виде маломощных прослоев и пластов. Кроме этого, в биофации отмечается появление пластов грубослоистых спаритов (ХМТ2) формирование которых, по всей видимости, происходило в результате действия однонаправленного потока. Иногда в процессе перемещения однонаправленного потока на него накладывалось волновое действие, что объясняет волнистую (бугристую) форму поверхностей напластования. Важно отметить, что западные разрезы (р. Керсюке) значительно больше насыщены пластами грубослоистых спаритов (ХМТ2), что указывает на близость распределительной системы и увеличении энергии среды, что, в целом, может характеризовать зону среднего рампа.

К тонкослоистым известнякам приурочены уплощенные органостенные макроостатки, которые имеют много общего с биотой миаохенского типа Китая [Grazhdankin et al., 2008;

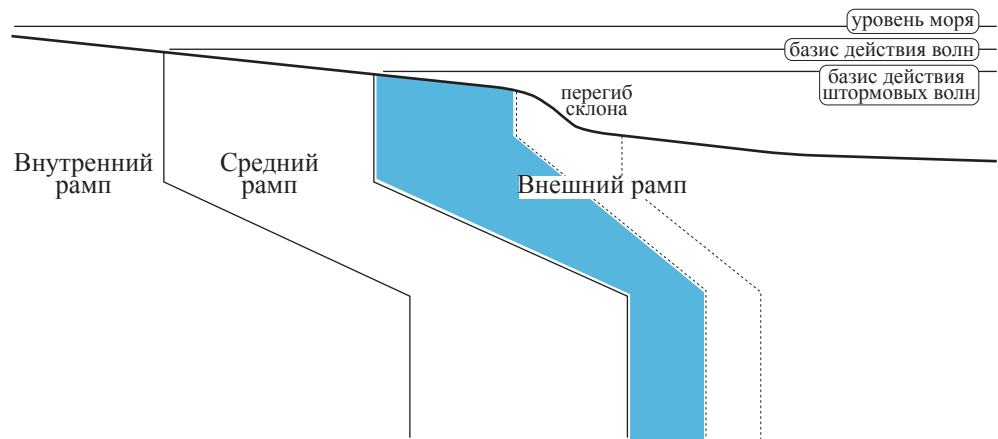
Bykova et al., 2020]. Анабыльская биофаация включает следующие уплощенные органостенные макроостатки: *Beltanelloides sorichevae* Sokolov, *Chuarina circularis* Walcott, *Mezenia kossovoyi* Sokolov, *Glomulus filamentum* Steiner, *Longifuniculum dissolutum* Steiner et al., *Grypania spiralis* Walter et al., *Globusphyton lineare* Wang et al., *Liulingjitaenia alloplecta* Chen et Xiao, *Longfengshania sphaeria* Du et al., *Sinocylindra yunnanensis* Chen et Erdtmann. Сохранность, по всей видимости, обусловлена раннедиагенетической или синседиментационной литификацией известкового ила, которая могла быть вызвана присутствием в осадке вулканического пепла. Проведенное изучение под исследовательским оптическим микроскопом Carl Zeiss AxioImager в проходящем свете показало, что уплощенные мумифицированные остатки представляют собой бесструктурные органические пленки неравномерной оптической плотности; в отдельных случаях наблюдается их многослойное строение [Быкова, 2011a]. Вероятно, уплощение остатков произошло в результате быстрого разрушения клеточных структур, которые придавали телу объем, при этом сохранились только относительно устойчивые к разложению внеклеточные структуры. В составе ориктоценозов широкое распространение имеют крупные пучки нитей, связанные между собой столонами в стелющиеся колонии, одиночные нитевидные остатки, разнообразные крупные уплощенные пузыревидные, языковидные тела и трубковидные тела, уплощенные плоскоспиральные формы (некоторые формы представлены на Рисунке 19) (Рисунок 53). Представители анабыльской биофаации сохраняются в целостном виде, без признаков фрагментации и на большие расстояния не переносились, что может свидетельствовать об их захоронении в обстановках обитания. Присутствие водорослевой биоты свидетельствует о том, что образование пород происходило в пределах фотической зоны и в относительно спокойных обстановках.

Кроме этого, для анабыльской биофаации характерно присутствие некоторых представителей хатыспытской биофаации. В тонкослоистых известняках обнаружены уплощенные органостенные макроостатки органов прикрепления организмов *Mawsonites* и *Hiemalora*, которые легко идентифицируются благодаря корневидным выростам (см. рисунок 53). Кроме органов прикрепления, в составе анабыльской биофаации также установлены ископаемые остатки перьевидных организмов *Khatyspytia grandis* Fedonkin и рангеоморфных организмов *Charnia masoni* Ford [Grazhdankin et al., 2008; fig. 4b, c; см. рисунок 53], причем присутствие последних удалось показать исключительно благодаря так называемым «тафономическим фантомам». По всей видимости, анабыльская биофаация была благоприятной для органостенной сохранности ископаемых остатков ввиду присутствия туфогенного материала в осадке, а рангеоморфные организмы здесь избирательно не сохранялись. Кроме этого, в нижней части третьей подсветы присутствуют многочисленные следы жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin.

Таким образом, обстановки проксимальной и дистальной зон внешнего рампа, скорее всего, охарактеризованы единой ископаемой биотой, а наблюдаемые различия в таксономическом составе можно объяснить специфическими условиями фоссилизации. В хатыспытской **биофаации** сохранность мягких тканей обусловлена раннедиагенетической или синседиментационной аутигенной цементацией карбонатного осадка [Bykova et al., 2017],



## Рамп с локальным перегибом



## Анабыльская биофация

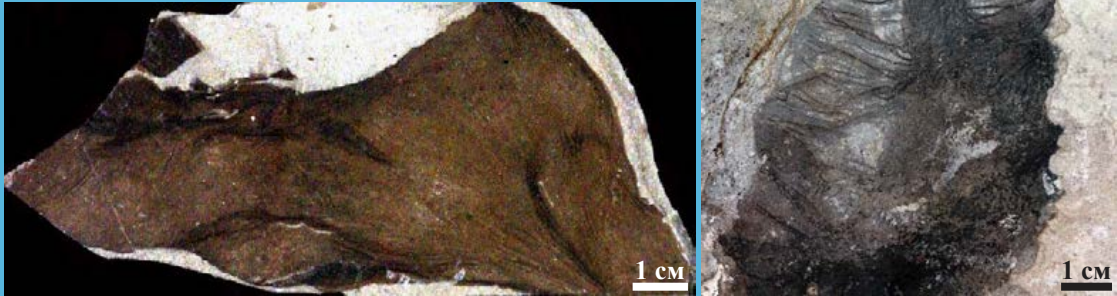
*Longifuniculum dissolutum**Mezenia kossovoi**Mawsonites pleiomorphus**Khatyspytia grandis**Charnia masoni*

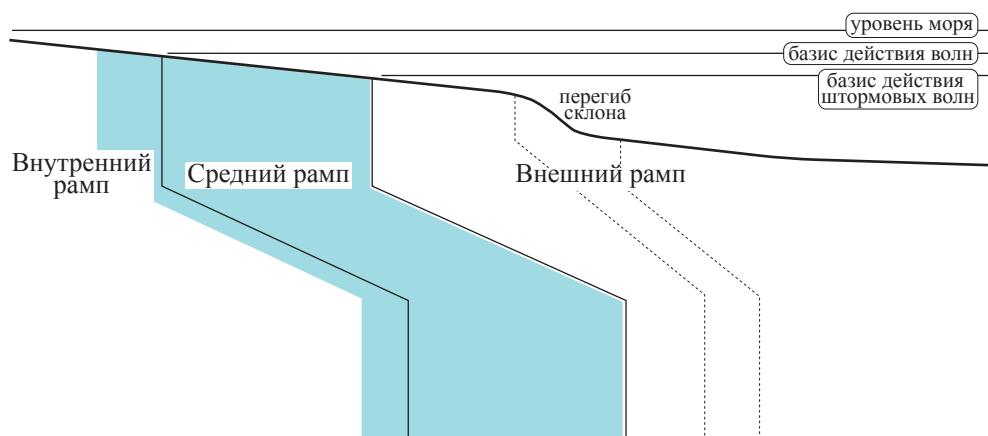
Рисунок 53 - Анабыльская биофация проксимальной зоны внешнего рамп (модель рамп по Ahr [1973]). Фотографии предоставлены Д.В. Гражданкиным, К.Е. Наговициным и Н.В. Быковой.

а для анабыльской – уплощенная органостенная сохранность [Grazhdankin et al., 2008] (см. рисунок 52, 53). Это позволяет рассматривать хатыспытскую и анабыльскую биофации в качестве тафофаций (если под тафофацией понимать разновидность биофации, отражающую определенные условия захоронения и фоссилизации организмов).

3. **Керсюкинская биофация** характеризует главным образом верхнюю половину третьей подсвиты хатыспытской свиты в западных разрезах на р. Керсюке (1004, 1010, 1205). Верхняя половина третьей подсвиты формировалась в пределах среднего рампа и дистальной части внутреннего рампа и сложена преимущественно тонкослоистыми известняками и грубо-волнистослоистыми известняками с признаками высокой гидродинамической и эрозионной активности среды (слепки промоин, эрозионные поверхности, косая слоистость, скопления и слои обломков). В целом, биофация имеет светло-серый цвет. Микроскопические исследования позволили выделить в биофации три микрофациальных типа – ХМТ1 (тонкое переслаивание микритов и спаритов), ХМТ2 (спариты грубослоистые), ХМТ5 (спариты тонкослоистые). Микрофациальные типы керсюкинской биофации имеют ровную, слабобугристую и бугристую поверхности слоев и пластов. Формирование пластов грубо ровнослоистых спаритов (ХМТ2), происходило в результате действия однонаправленного потока, а когда в процессе перемещения однонаправленного потока на него накладывалось волновое действие, то возникала волнистая (бугристая) форма поверхности напластования.

В тонкослоистых известняках обнаружены редкие органы прикрепления бентосных организмов, но в первую очередь количественно богатые и морфологически разнообразные комплексы, представленные палеопасцихнидами (Рисунок 54). Природа этих остатков до сих пор остается дискуссионной. Впервые палеопасцихниды были описаны как ихнофосиллии из вендских отложений Подольского Приднестровья (Украина) [Палий, 1976]. Почти сразу же была предложена гипотеза о том, что палеопасцихниды могли быть следами перемещения организмов в поисках пищи на поверхности осадка [Федонкин, 1978; Jenkins, 1995]. Позже отмечалось сходство с бурями водорослями [Haines, 2000] и с ризариями [Seilacher et al., 2003], в пользу последней гипотезы свидетельствует наличие агглютинированного многокамерного скелета и морфологическое сходство с некоторыми агглютинированными многокамерными ксенофиофорами [Kolesnikov et al., 2018]. В настоящее время не существует определенного мнения о природе палеопасцихнид. Палеонтологические остатки распространены в вендских отложениях Зимнего Берега Белого моря (Онежский полуостров), Подольского Приднестровья (Украина), Западного склона Среднего и Южного Урала, Южном Китае, о. Ньюфаундленд, южной части Австралии [Glaessner, 1969; Соколов, 1972; Палий, 1976; Федонкин, 1985; Narbonne et al., 1987; Kolesnikov et al., 2018]. В процессе изучения разреза 1205 были установлены пять стратиграфических уровней с находками остатков *Palaeopascichnus linearis* (Fedonkin); кроме того, большое количество представительных образцов происходит из осыпи (всего в коллекции представлено 95 плит с *Palaeopascichnus*). При детальном исследовании каждого уровня показано, что остатки сохраняются как в объемном, так и в уплощенном виде, а вверх по разрезу происходит увеличение количества крупных экземпляров с шириной сегментов («камер») до 15 мм. По мере смещения в дистальные (удаленные от берега) фации хатыспытской свиты (разрезы

## Рамп с локальным перегибом



## Керсюкинская биофация

*Palaeopascihnus linearis*

Рисунок 54 - Керсюкинская биофация среднего рампа и дистальной части внутреннего рампа (модель рампа по Ahr [1973]). Фотографии и прорисовки предоставлены А.В. Колесниковым.

по р. Хорбусуонка), находки палеопасцихрид становятся крайне редкими. Палеопасцихриды являются характерным представителем ископаемой экологической ассоциации эдиакарского типа, приуроченной к зоне волнения и течений [Grazhdankin, 2004]. Однако, несмотря на активную гидродинамическую обстановку, палеопасцихриды сохранились без признаков деформации и дезинтеграции камер, что может указывать на их прижезненное положение.

4. **Ихнофация *Nenoxites*** характеризует третью и четвертую подсвиты хатыспытской свиты. Ихнофация формировалась в пределах всего рампа и сложена преимущественно тонкослоистыми известняками и грубо-ровнослоистыми известняками (Рисунок 55). В



направлении к западным разрезам (р. Керсюке) грубо-ровнослоистые известняки постепенно становятся волнистослоистыми с признаками высокой гидродинамической и эрозионной активности среды (слепки промоин, эрозионные поверхности, косая слоистость, скопления и слои обломков). Четвертая подсвета имеет много общего с первой подсветой, однако прослойки и пачки тонкослоистых известняков насыщены ихнотекстурами *Nenoxites*, а кровля пластов грубослоистых и обломочных известняков имеет волнистую форму, что может указывать на формирование четвертой подсветы в зоне действия волн. При микроскопических исследованиях в ихнофафии *Nenoxites* были выделены четыре микрофациальных типа – ХМТ1 (тонкое переслаивание микритов и спаритов), ХМТ2 (спариты грубослоистые), ХМТ3 (интрамикриты и интраспариты) и ХМТ5 (спариты тонкослоистые). Микрофациальные типы третьей подсветы хатыспытской свиты имеют ровную, слабобугристую и бугристую поверхности слоев и пластов. Формирование пластов грубо-ровнослоистых спаритов (ХМТ2), происходило в результате действия однонаправленного потока, а когда в процессе перемещения однонаправленного потока на него накладывалось волновое действие, то возникала волнистая (бугристая) форма поверхности напластования. Четвертая подсвета связана с образованием уступов на рампе. В разрезе 0701 (верхняя часть четвертой подсветы) обнажается интервал, представленный чередованием пластов (мощностью до 9 см) тонкослоистых известняков и более мощных (до 60 см) пластов строматолитовых известняков. Форма строматолитовых построек столбчатая со смещенной в одну сторону (на северо-восток) верхней частью, что может указывать на действие однонаправленного потока (потоков). Это обстоятельство позволяет предполагать, что формирование четвертой подсветы происходило на относительно небольших глубинах, ниже базиса волновой переработки, вблизи зоны, где могли образовываться строматолитовые постройки (глубина до 20-50 м). Кроме этого, в подстилающих отложениях (верхняя часть третьей подсветы, разрез 0602) присутствуют пачки, сложенные тонкослоистыми глинистыми микритами и спаритами (ХМТ4) с ископаемыми остатками хатыспытской биоты, представители которой обитали в пределах внешней рампы. Таким образом, формирование уступов происходило в пределах зоны среднего рампа, а скорее всего в его дистальной от берега части.

В тонкослоистых известняках хатыспытской свиты обнаружены следы жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin (сохранились автохтонно), которые вверх по разрезу становятся настолько распространенными, что в породе сложно различить первичную осадочную слоистость. Такая текстура породы образуется в результате переработки осадка роющими организмами (ихнотекстура). В ихнотекстурах хатыспытской свиты выделяются три типа сохранности: объемная, уплощенная и нарушенная. В результате лабораторных исследований было показано, что объемная сохранность обусловлена избирательным раннедиагенетическим окремнением нор. Уплощенная сохранность характерна для отложений, которые подверглись процессам окремнения после уплотнения осадка. Менисковая структура нор уплощенной сохранности в большинстве случаев наблюдается только на поверхностях напластования, а на спилах пород она выглядит как серии тонких линз. Следы жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin приурочены только к тонкослоистым микро- и тонкокристаллическим известнякам.

## Рамп с локальным перегибом

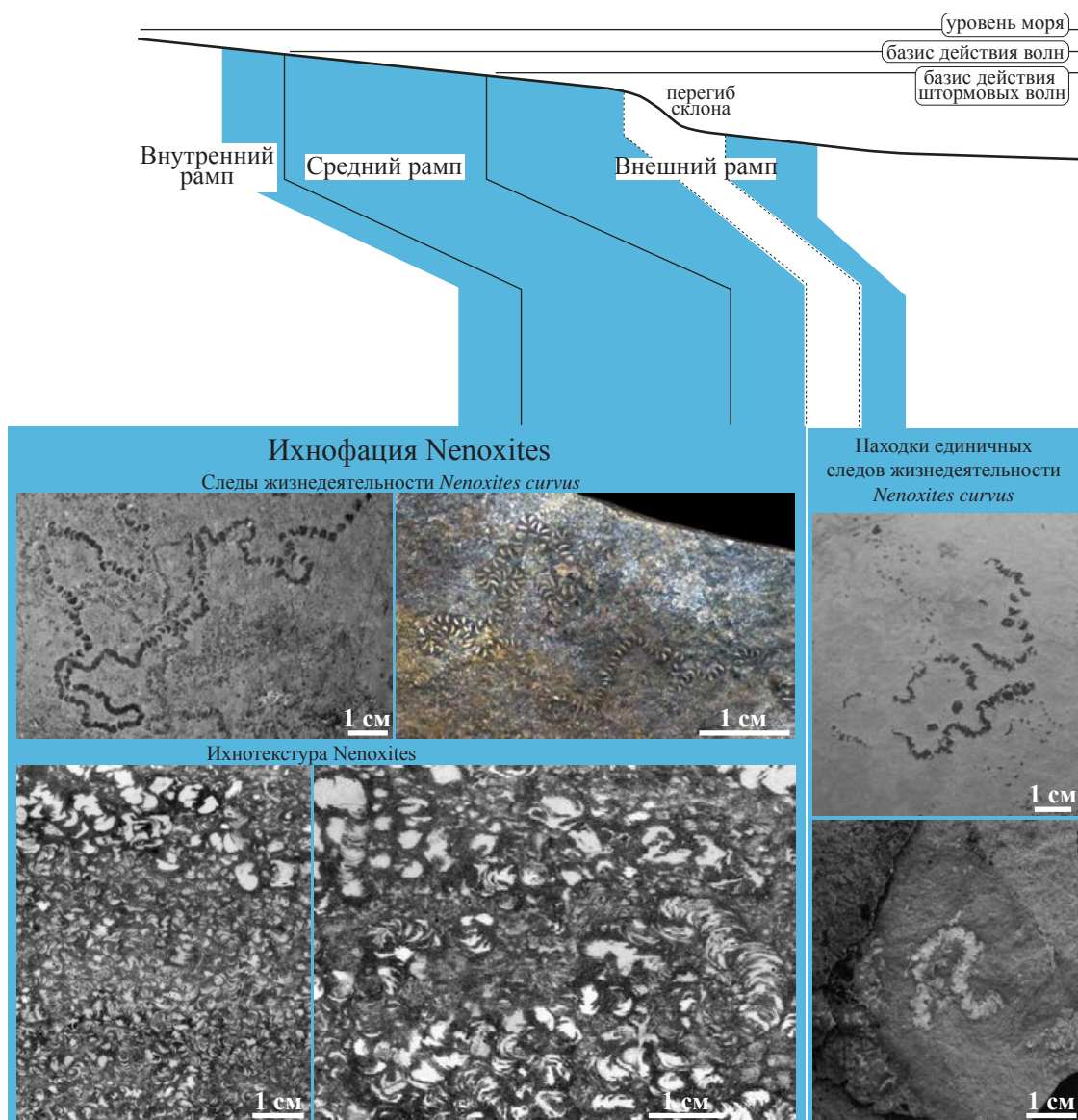


Рисунок 55 - Ихнофация *Nenoхites* распространена в пределах всего рампа (модель рампа по Ahr [1973]).

Максимальная плотность следов жизнедеятельности *Nenoхites curvus* Fedonkin, образующих ихнотекстутру, приходится на верхнюю половину третьей подсвиты (для первой и второй подсвит характерны одиночные редкие следы жизнедеятельности) формирование которой происходило преимущественно в пределах среднего рампа.

## 5.2. Биофация туркутской свиты

**Юряхская биофация** характеризует туркутскую свиту в целом. Нижняя подсвита туркутской свиты формировалась в пределах фациальной зоны рифов края карбонатной платформы, тогда как верхняя – во внутренней зоне окаймленной карбонатной платформы. Нижняя подсвита туркутской свиты представлена преимущественно доломикритами и долоспаритами, а верхняя состоит из долобиолититов и тонкослоистых глинистых доломикритов. В целом, породы нижней подсвиты имеют светло-серый цвет, а верхней желтовато-серый цвет. При микроскопических исследованиях в составе биофации были

выделены пять микрофациальных типов – ТМТ1 (доломикриты и долоспариты), ТМТ2 (долоспариты кристаллические), ТМТ3 (интрадоломикриты и интрадолоспариты), ТМТ4 (оодоломикриты, оодолоспариты и пелдолоспариты) и ТМТ5 (долобиолититы переслаивающиеся с доломикритами глинистыми). Микрофациальные типы юрхской биофаии, как и всей туркутской свиты характеризуют фаиальные зоны окаймленной карбонатной платформы (от рифов края платформы до обстановок приливно-отливного побережья) (см. рисунок 34). Нижняя подсвита туркутской свиты характеризует обстановки карбонатной платформы (от рифов края платформы до фаиальной зоны открытого моря). В изученных разрезах юрхская биофаия начинается с пачки (до 5 м), которая представлена долоспаритами без видимой слоистости (ТМТ2) и доломитовыми брекчиями, по всей видимости, образование брекчий происходило уже после накопления ТМТ2. Далее вверх по разрезу появляются неяснокристаллические доломитолиты (ТМТ1), которые в основании могут формировать большие (шириной до 100 м) пластовые биогермы (разрезы на р. Керсюке) (см. рисунок 35). Верхняя подсвита туркутской свиты характеризует обстановки приливно-отливного побережья карбонатной платформы. В разрезе 1203 наблюдаются фаиальный переход от обломочных доломитолитов песчаной отмели, переслаивающихся с тонкослоистыми глинистыми доломитолитами (ТМТ3), к оолитовым доломитолитам с интракластами, переслаивающимися с глинистыми доломитолитами (ТМТ4), что характерно для фаиальной зоны открытого моря и приливно-отливного побережья (см. рисунок 34). Кроме этого, вверх по разрезу 1203 постепенно появляются признаки периодического осушения (псевдоморфозы по кристаллам соли и трещины высыхания), а в кровле туркутской свиты наблюдается палеокарст (глубина палеокарста может достигать 9 м), что в совокупности относит верхнюю часть разреза туркутской свиты к фаиальной зоне приливно-отливного побережья (см. рисунок 34). Верхняя подсвита туркутской свиты также характеризуется большим количеством пластов строматолитовых доломитолитов переслаивающихся с глинистыми тонкослоистыми доломитолитами (ТМТ5) образование которых происходило в пределах приливно-отливного побережья. Таким образом, туркутская свита представляет собой непрерывный латеральный фаиальный ряд от склоновых обстановок до приливно-отливных обстановок на карбонатной платформе.

Юрхская биофаия выделяется как доломикриты и долоспариты с микробиалитовой текстурой, содержащие внутренние слепки мелких скелетных остатков (*small shelly fossils*). Напомним, что под микробиалитами понимаются органогенно-осадочные отложения, которые образуются за счет захвата зерен и осаждения известкового ила при участии бентосных микробиальных сообществ и/или за счет формирования очагов минеральной кристаллизации [Burne, Moore, 1987].

В результате растворения доломитолитов (материал был собран в 2009 году при участии автора) в 2% буферном растворе уксусной кислоты, проведенного Г. А. Карловой, установлено самое низкое положение мелкораковинных остатков анабаритид рода *Cambrotubulus* на уровне 1.4 м от подошвы туркутской свиты в разрезе 0703 (Рисунок 56, а). Извлеченные мелкораковинные остатки принадлежат образцам микробиалитовых



доломикритов и долоспаритов из разрезов 0702, 0703, 0908, ХВ-8, ХВ-9, В-619. Остатки сохраняются в виде ядер раковин длиной от 0.8 до 2.2 мм. Раковины имеют изогнутую, слабо коническую форму. Поперечное сечение округлое. Внутренняя поверхность гладкая.

Присутствие сообществ, формирующих микробиальные маты, идентифицируется по наличию характерной тонкой ровной или слабо бугристой слоистости в доломитолитах туркутской свиты (Рисунок 56, б). Нижняя часть свиты имеет относительно монотонное строение и сложена практически полностью неяснокристаллическими ламинитовыми доломитолитами, которые в основании свиты слагают крупные биогермы с пологой кровлей длиной до нескольких десятков метров (фрагмент края такого биогерма показан на Рисунок 35).

### 5.3. Хатыспытская биота: условия обитания и стратиграфическое значение

Как известно, поздневендские мягкотелые организмы объединяются в три различающиеся между собой по таксономическому составу ассоциации: авалонскую, эдиакарскую и намскую, которые одними исследователями интерпретируются как этапы эволюционного развития вендской биоты, другими рассматриваются в качестве биогеографических провинций, третьими – как результат избирательной сохранности [Waggoner, 1999, 2003; Narbonne, 2005; Shen et al., 2008]. Кроме возрастных характеристик, авалонская, эдиакарская и намская ископаемые биоты различаются между собой обстановками обитания (Рисунок 57): для авалонской биоты характерны зоны низкоэнергетических подводных илистых равнин, эдиакарская приурочена к дистальным участкам зоны волнений и течений, а намская биота характеризует зоны каналов распределительной системы продельты [Grazhdankin, 2004]. Авалонская ископаемая биотическая ассоциация объединяет комплексы мягкотелых организмов, чьи остатки характеризуют серию Conception (формации Drook, Briscal и Mistaken Point) и St. John's (формации Trepassey и Fermeuse) о. Ньюфаундленд, а также серии Blackbrook (формация Ives Head) и Maplewell (формация Beason Hill и Bradgate) Англии. Авалонская ископаемая биота является древнейшей ассоциацией мягкотелых макроорганизмов. U–Pb-возраст по цирконам вулканических туфов группы Conception о. Ньюфаундленд свидетельствует о том, что биота уже существовала 574 млн лет назад и достигла максимального разнообразия 565 млн лет назад [Matthews et al., 2020]. Согласно U–Pb-возрасту цирконов из формации Hanging Rocks, биота просуществовала по крайней мере до 556 млн лет [Noble et al., 2015].

Авалонская биота долгое время считалась наиболее древней и эндемичной, пока элементы этой биоты не были обнаружены в Юго-Восточном Беломорье [Grazhdankin, 2004], затем на Оленекском поднятии [Grazhdankin et al., 2008], в Южной Австралии [Gehling, Droser, 2013] и Северо-Западной Канаде [Narbonne et al., 2014]. В состав авалонской ископаемой биотической ассоциации входят следующие наиболее часто встречающиеся таксоны (Рисунок 58): 1. *Avalofractus abaculus* Narbonne et al., 2009; 2. *Beothukis mistakensis* Brasier et Antcliffe, 2009; 3. *Culmofrons plumosa* Laflamme et al., 2012; 4. *Bradgatia linfordensis* Boynton et Ford, 1995; 5. *Charnia masoni* Ford, 1958; 7. *Fractofusus misrai* Gehling et Narbonne, 2007; 8. *Fronidophyllas grandis* Bamforth et Narbonne, 2009; 9. *Hapsidophyllas flexibilis* Bamforth et Narbonne, 2009;

## Окаймленная карбонатная платформа

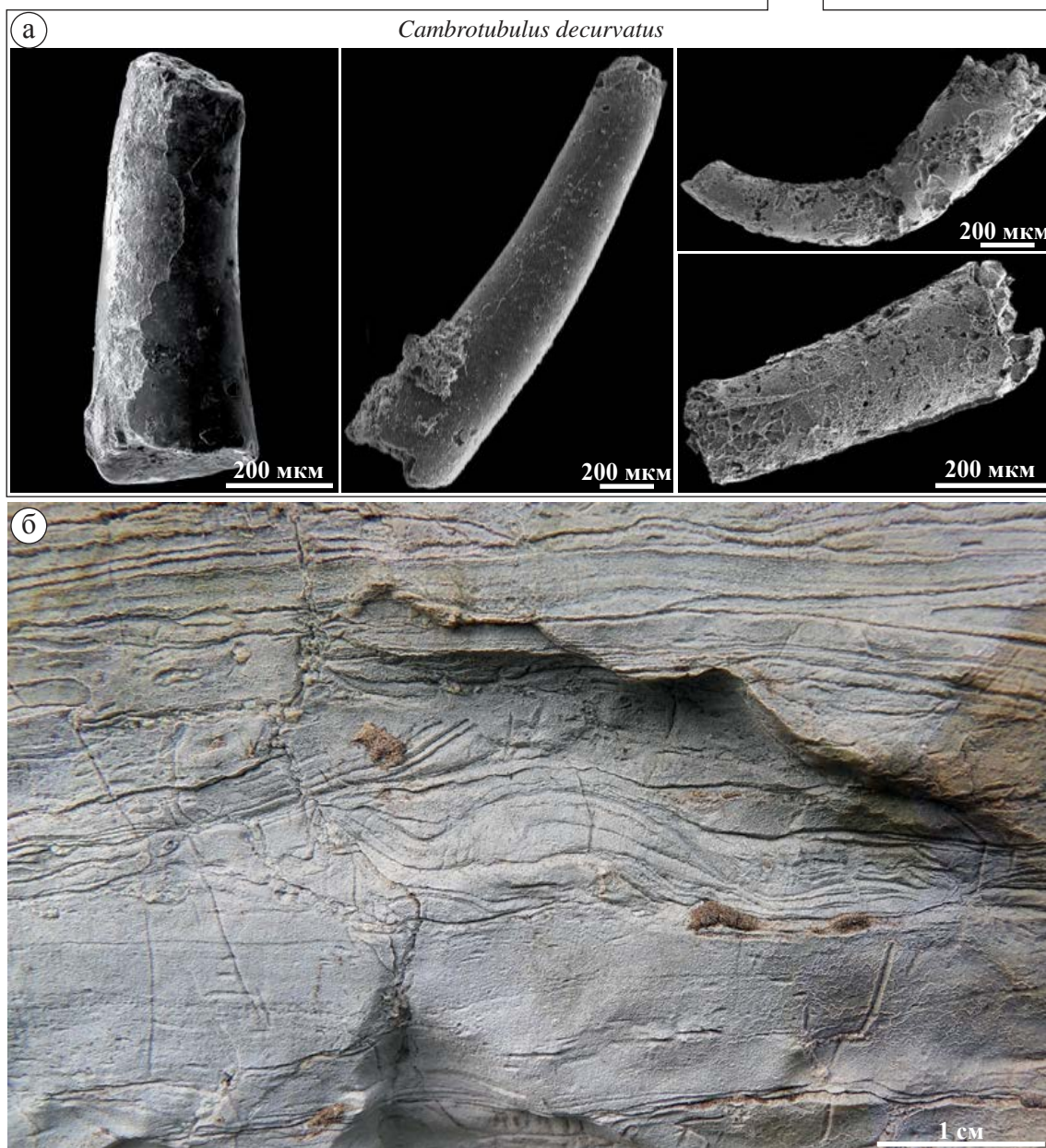
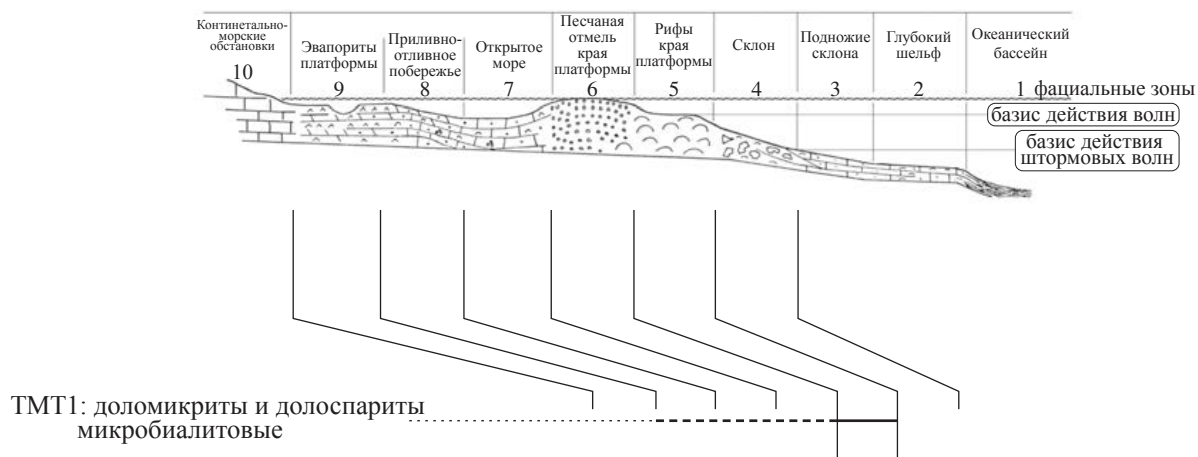


Рисунок 56 - Юрская биофацция рифов края карбонатной платформы (модель платформы по Уилсон [1980]).

а) мелкие скелетные остатки *Cambrotubulus decurvatus*; б) микробиалитовая слоистость в микритовых доломитолитах нижней подсвиты туркутской свиты. Фотографии мелких скелетных остатков выполнены Г.О. Федяниным.

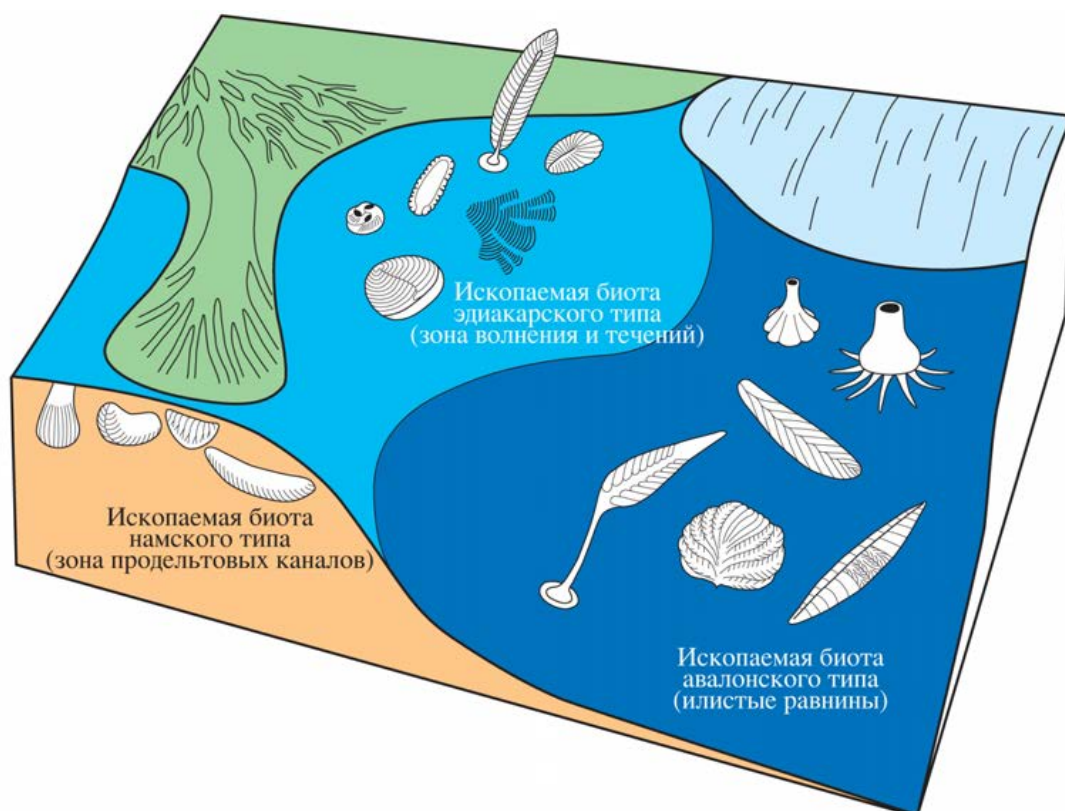


Рисунок 57 - Ископаемые биотические ассоциации поздневендских макроорганизмов в различных обстановках обитания [Grazhdankin, 2004].

10. *Pectinifrons abyssalis* Bamforth et al., 2008; 11. *Trepassia wardae* (Narbonne et Gehling, 2003) Narbonne et al., 2009 comb. nov.; 12. *Vinlandia antecessans* (Laflamme et al., 2007) Brasier et al., 2012; 13. *Charniodiscus procerus* Laflamme et al., 2004; 14. *Charniodiscus spinosus* Laflamme et al., 2004. В настоящее время остается нерешенным вопрос об обстановках обитания биоты авалонского типа. Если принимать во внимание имеющиеся реконструкции обстановок осадконакопления фоссиленосных отложений о. Ньюфаундленд [Myrow, 1995; Wood et al., 2003; Ichaso et al., 2007] и допустить, что эдиакарские мягкотелые организмы (авалонская ископаемая биотическая ассоциация) на о. Ньюфаундленд захоронены в обстановках обитания [Seilacher, 1992; Clapham et al., 2003], то даже при самых осторожных оценках глубина их обитания находилась за пределами досягаемости штормовых волн. При этом, обстановки осадконакопления свит Drook и Briscal реконструируются как глубоководный флишевый конус на дне океанической котловины, а вышележащих формаций Mistaken Point и Trepassey – как континентальное подножие, находившееся под влиянием контурных течений [Wood et al., 2003]. Следует отметить, что, по мнению М.А. Федонкина, авалонская биота на о. Ньюфаундленд захоронена не в прижизненных обстановках обитания, а была привнесена на глубину посредством турбидитных потоков (о чем может свидетельствовать сохранность на кровле турбидитов), что, в свою очередь, позволяет М.А. Федонкину считать более мелководной среду обитания этой биоты [Crimes, Fedonkin, 1994].

В хатыспытской свите биофафии хатыспытского и анабыльского типов демонстрируют морфологическое и таксономическое сходство с ископаемой биотой авалонского типа. Однако, хатыспытская ископаемая мягкотелая биота, по своему составу скорее соответствует



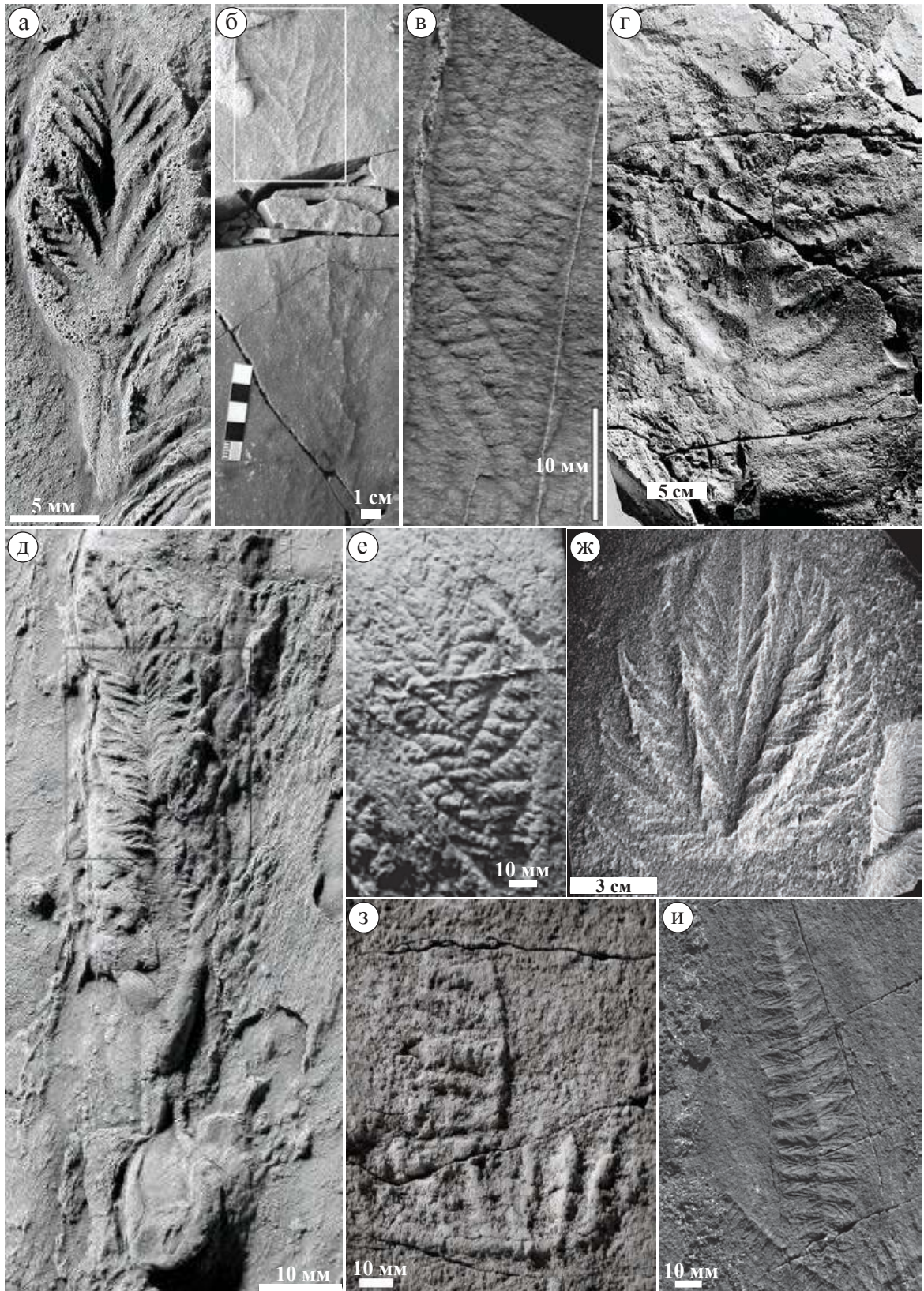


Рисунок 58 - Основные представители авалонской ископаемой биотической ассоциации.  
 а) *Avalofractus abaculus* [Narbonne et al., 2009, fig. 3-1]; б) *Vinlandia antecedens* [Laflamme et al., 2007, fig. 6-b]; в) *Charnia masoni* [Laflamme et al., 2007, fig. 4-e]; г) *Frondophyllas grandis* [Bamforth, Narbonne, 2009, fig. 2-1]; д) *Trepassia wardae* [Narbonne et al., 2009, fig. 10-1]; е) *Beothukis mistakensis* [Brasier, Antcliffe, 2009, fig. 17-a]; ж) *Bradgatia linfordensis* [Flude, Narbonne, 2008, fig. 5-c]; з) *Pectinifrons abyssalis* [Bamforth et al., 2008, fig. 3-2]; и) *Fractofusus misrai* (фото В.И. Рогова).

сообществу нижней части формации Mistaken Point (Lower Mistaken Point community по [Clapham et al., 2003]), в которой присутствуют преимущественно перьевидные таксоны с органами прикрепления и представитель рангеоморф – *Charnia masoni* Ford. Отсутствие рангеоморф (за исключением *Charnia*) также можно объяснить их вымиранием во время котлинского кризиса ~550 млн лет назад [Grazhdankin, 2014]. Интерес к изучению ископаемой мягкотелой биоты хатыспытской свиты обусловлен особенностью таксономического состава, так как в этой биоте, наряду с организмом *Charnia masoni*, присутствуют разнообразные организмы авалонской ископаемой биоты, от которых сохраняются только органы прикрепления. Так, организмы *Aspidella*, *Hiemalora* и *Mawsonites*, установленные на Оленекском поднятии, являются характерными представителями авалонской ископаемой биоты (Рисунок 59) [Hofmann et al., 2008; Grazhdankin, 2014]. Кроме органов прикрепления, на Оленекском поднятии обнаружены отпечатки перьевидного тела *Khatyspytia grandis* Fedonkin [Федонкин, 1985], похожего на *Charniodiscus procerus* Laflamme et al. с о. Ньюфаундленд (Рисунок 60) [Laflamme et al., 2004]. Наконец, в хатыспытской свите в составе анабыльской бифации (тафофации) широко распространены уплощенные пучки нитей, связанные между собой столонами в стелющиеся колонии. Аналогичные взаимоотношения установлены в составе авалонской ископаемой биоты на о. Ньюфаундленд [Liu, Dunn, 2020]. Эти и другие особенности дают основание уверенно утверждать, что в хатыспытском лагерштетте представлена именно биота авалонского типа.

Полученные результаты позволяют реконструировать место обитания ископаемой хатыспытской биоты авалонского типа в пределах проксимальной и дистальной зон внешнего рампа, где формировались две тафофации, характеризующие одну ископаемую биоту, с различными типами сохранности. В **хатыспытской** биофации сохранность мягких тканей обусловлена раннедиагенетической или синседиментационной аутигенной цементацией карбонатного осадка [Vyukova et al., 2017], а для **анабыльской** – уплощенная органостенная сохранность, по всей вероятности, обусловленная раннедиагенетическим или синседиментационным окремнением осадка [Grazhdankin et al., 2008] (см. рисунок 52, 53). Также стоит отметить, что при смещении в бассейн р. Керсюке (керсюкинская биофация) обстановки меняются на более проксимальные, высокоэнергетические, скорее всего – более мелководные, что сопровождается исчезновением авалонской биоты.

Принимая во внимание стратифицированный характер толщи воды с периодическим развитием эвксинных условий в хатыспытском бассейне можно сделать заключение, что авалонская биота могла быть адаптирована к относительно глубоководным (зона внешнего рампа, ниже базиса проникновения штормовых волн), относительно обедненным кислородом безэвксинным обстановкам обитания в пределах фотической зоны моря. Обстановки континентального подножия и дна океанической котловины полностью исключаются для авалонской биоты хатыспытской свиты. В основу представлений о глубоководном характере обстановок осадконакопления группы Conception положены седиментологические особенности отложений: преобладание в осадочной последовательности турбидитов, присутствие отложений обломочных потоков и отсутствие каких-либо признаков переработки



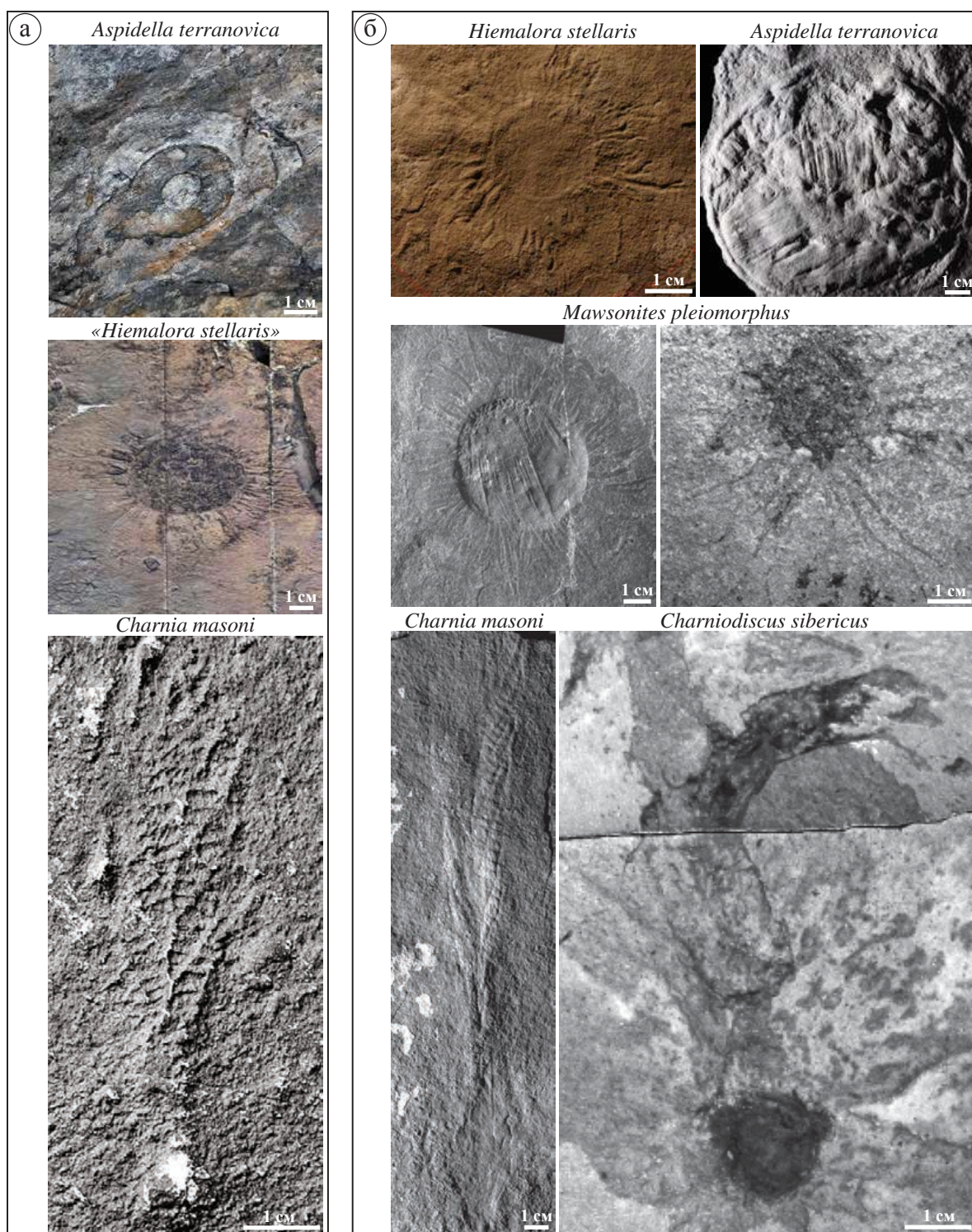


Рисунок 59 - Некоторые представители авалонской ископаемой биотической ассоциации. а) полуостров Бонависта, Канада (фотография *Charnia masoni* из [Hofmann et al., 2008]); б) Оленекское поднятие, Сибирь (фотографии предоставлены Д.В. Гражданкиным и К.Е. Наговициным).



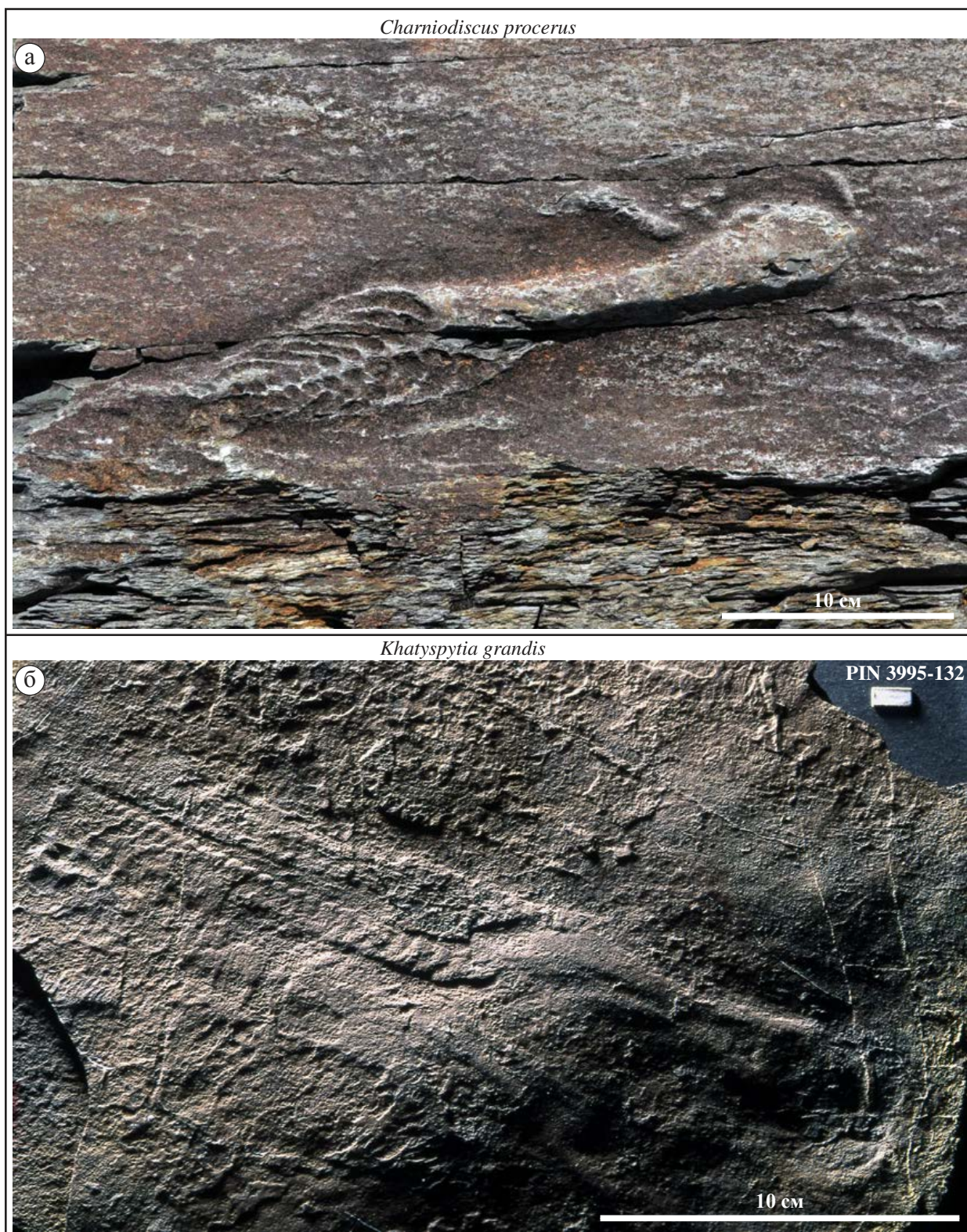


Рисунок 60 - Отпечатки эдиакарских перьевидных организмов.

а) *Charniodiscus procerus* (формация Mistaken Point, Ньюфаундленд, Канада; фотография В.И. Рогова); б) *Khatyspytia grandis* (хатыспытская свита, Оленекское поднятие, Сибирь, фотография предоставлена Д.В. Гражданкиным).

осадка волнами [Mugow, 1995; Wood et al., 2003; Ichaso et al., 2007]. Обращает на себя внимание, что аналогичные признаки характеризуют хатыспытскую свиту, которая, очевидно, сформировалась в пределах континентального шельфа, при этом широко распространенные в хатыспытской свите ископаемые остатки макроводорослей помещают обстановки осадконакопления в фотическую зону. Таким образом, если бы не осадочный бассейн хатыспытской свиты, мы вряд ли бы сейчас стали подвергать сомнению глубоководный характер обстановок обитания авалонской биоты. Хатыспытская свита в геологическом плане представляется собой карбонатный рамп (склон), сформировавшийся в пределах континентального шельфа в условиях некомпенсированного осадконакопления. Именно некомпенсированное осадконакопление обусловило конвергентное сходство хатыспытской свиты с глубоководными отложениями.



## ГЛАВА 6. МОНОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ИСКОПАЕМЫХ СЛЕДОВ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ *NENOXITES CURVUS FEDONKIN*.

Ихнород *Nenoxites* Fedonkin, 1976

*Nenoxites* Fedonkin: Федонкин, 1976, с. 130; Yi et al., 2022, p. 17-18

*Helanoichnus* Yang: Yang, Zheng, 1985, p. 13–14; Shen et al., 2007, p. 1397–1398.

*Ningxiaichnus* Yang: Yang, Zheng, 1985, p. 14.

*Podoliina* Gureev: Гуреев, 1988, с. 72–73.

*Aviculaichnus* Grytsenko: Гриценко, 2009, с. 33.

*Pseudohiemaloraichnus* Grytsenko: Гриценко, 2009, с. 33.

Название рода происходит от названия поселка Нёнокса в Архангельской области.

Типовой вид - *Nenoxites curvus* Fedonkin, 1976.

Диагноз рода. Синусоидальный след, простирающийся в плоскости напластования, выдержанный по ширине и представляющий собой чередование поперечных углублений и выступов, размеры которых не строго одинаковы. Рельеф низкий.

В составе ихнорода выделяется один ихновид: *Nenoxites curvus* Fedonkin, 1976.

Диагноз рода измененный. Прямые либо извилистые ископаемые следы, простирающиеся вдоль поверхностей напластования осадка либо под углом к ним (полный рельеф) и образовавшиеся в результате активного перераспределения осадка в процессе формирования норы и заполнения ее позади роющего организма по мере продвижения (норы возвратного заполнения). Заполнение норы имеет менисковую структуру. След относительно выдержан по ширине, при этом форма и расположение менисков в пределах отдельного следа могут быть сильно изменчивыми. Следы не пересекают сами себя, построены по принципу максимальной переработки осадка и при высокой плотности могут формировать биотурбационные текстуры.

Замечание. Голотип сохранился в прослое темного коричневатого-серого песчаника с эрозионной подошвой на поверхности напластования тонкой слоистости и поэтому представляет собой сохранность в виде полного рельефа (эндорельеф на внутрислоевой поверхности напластования тонкослоистого песчаника). Прослой песчаника, аналогичные тому, в котором сохранился голотип, в разрезах в типовом местонахождении на Онежском п-ове в долине р. Сюзьмы (Восточно-Европейская платформа), имеют небольшую мощность (в пределах 1–2 см) и волнистую кровлю, постепенно переходящую в тонкослоистые алевролиты. Субвертикальные норы в типовом местонахождении не обнаружены, однако их присутствие можно предполагать для объяснения внутрислоевой сохранности *Nenoxites curvus* Fedonkin. В хатыспытской свите разнообразие форм сохранности следов с менисковой структурой больше, чем в типовом местонахождении: наряду с горизонтальными норами (практически не отличимыми от голотипа), также представлены разнообразные извилистые наклонные и субвертикальные норы, переходящие друг в друга, характеризующиеся схожей менисковой структурой. На хатыспытском материале различается три типа сохранности, которые обусловлены постседиментационными и диагенетическими особенностями вмещающих пород. Мы предполагаем, что разнообразие ископаемых нор с менисковой



структурой заполнения в каждом отдельном слое хатыспытской свиты характеризует единую популяцию роющих организмов со схожей морфологией и поведением, обитающую в схожих экологических условиях (на этом основании нами выделяется ихнофация *Nenoxites*), а совокупность всех ископаемых популяций хатыспытской свиты относится нами к одному ихновиду *Nenoxites curvus* Fedonkin.

Ранее А. Зайлахер высказывал предположение, что «морщинистая структура» нор *Nenoxites curvus* Fedonkin обусловлена особенностями строения мантии: предполагалось, что мантия состояла из вытянутых фекальных пеллет, уложенных перпендикулярно к направлению перемещения [Seilacher et al., 2005]. Это предположение не подтвердилось дальнейшими исследованиями.

### ***Nenoxites curvus* Fedonkin, 1976**

*Nenoxites curvus* Fedonkin: Федонкин, 1976, с. 130, фиг. 4; Fedonkin, 1977, p. 184, pl. 1, fig. F [кор. Федонкин, 1976, Рисунок 4]; Палий и др., 1979, с. 81, табл. LX, фиг. 1 [кор. Федонкин, 1976, Рисунок 4]; Федонкин, 1981, с. 77, табл. XV, фиг. 5, 6 [кор. Федонкин, 1976, Рисунок 4]; Palij et al., 1983, p. 93, pl. LXI, fig. 1 [кор. Федонкин, 1976, Рисунок 4]; Федонкин, 1985, с. 113, табл. XXVIII, фиг. 2 [кор. Федонкин, 1976, Рисунок 4]; Sokolov, Iwanowski, 1990, p. 274, pl. 28, fig. 2 [кор. Федонкин, 1976, Рисунок 4]; Fedonkin, Runnegar, 1992, p. 391, fig. 7.6.3D [кор. Федонкин, 1976, Рисунок 4]; Nagovitsin et al., 2015, p. 234, fig. 5D; Vykova et al., 2017, p. 4, fig. 1B; Ivantsov, 2018, p. 1338, Plate 1, figs 5–7; Luo and Miao, 2020, p. 4, fig 3E, F, G.

*Helanoichnus helanensis* Yang: Yang, Zheng, 1985, p. 14, figs 1.3–1.5; Shen et al., 2007, p. 1397, figs 4.1–4.8.

*Ningxiaichnus suyukouensis* Yang: Yang, Zheng, 1985, p. 14, pl. I, fig. 6.

*Ningxiaichnus minimum* Yang: Yang, Zheng, 1985, p. 15, pl. I, fig. 7.

*Shaanxilithes erodus* Zhang: Zhang, 1986, p. 83, pl. IV, fig. 11.

*Podoliina crassa* Gureev: Гуреев, 1988, с. 73, табл. XII, Рисунок 1–3; Иванцов и др., 2015, с. 102, табл. VIII, фиг. 1.

*Palaeopascichnus minimus* Shen et al: Shen et al., 2007, p. 1404, figs 8.1-8.5; Dong et al., 2008, p. 371, fig. 6b.

*Palaeopascichnus meniscatus* Shen et al: Shen et al., 2007, p. 1404, figs 8.6-8.7.

*Palaeopascichnus juimenensis* Dong et al: Dong et al., 2008, p. 372, fig. 7; Chen and Feng, 2019, p. 4, fig. 2E, F.

*Aviculaichnus gureevi* Grytsenko: Гриценко, 2009, с. 33, Рисунок 1, табл. I, фиг. 1, 2; Иванцов и др., 2015, с. 41, табл. VIII, фиг. 3.

*Pseudohiemaloraichnus podolica* Grytsenko: Гриценко, 2009, с. 34, Рисунок 2, табл. II, фиг. 1, 2; Иванцов и др., 2015, с. 45, табл. VIII, фиг. 4 [кор. Гриценко, 2009].

*Nenoxites jishouensis* Yi et al.: Yi et al., 2022, p. 18, fig. 4A, B, E–I.

*Nenoxites irregularis* Yi et al.: Yi et al., 2022, p. 18, fig. 4J–M.

*Nenoxites minimus* (Shen et al.): Yi et al., 2022, p. 18.

*Nenoxites meniscatus* (Shen et al.): Yi et al., 2022, p. 18.

*Nenoxites jiumenensis* (Dong et al.): Yi et al., 2022, p. 18

Этимология – ихновидовое название происходит от *curvus* (лат.) – изогнутый.

Голотип – экземпляр № 4310/202-4, ГИН АН СССР. Валдайская серия, усть-пинежская свита (Д.В. Гражданкин [2003] помещает эти отложения в состав верховской свиты валдайской серии), Архангельская область, правый берег р. Сюзьмы, в 5.8 км выше устья.

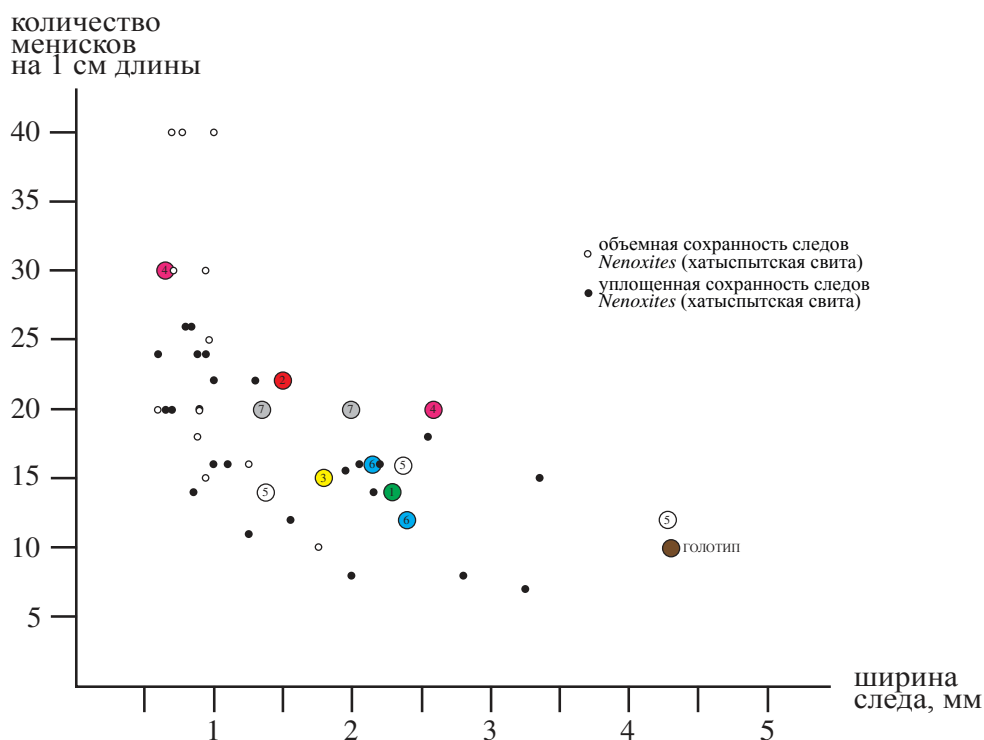
Диагноз как у рода

Первоописание ихновида *Nenoxites curvus* [Федонкин, 1976]. *Nenoxites curvus* Fedonkin, 1976 представляет собой синусоидальный мелкорельефный след (негативный эпирельеф) шириной 5 мм, простирающийся в плоскости напластования в виде чередования поперечных продолговатых углублений и выступов, размеры которых не строго выдержаны, но ширина не превышает 1 мм. Выступы и впадины, многие из которых слабо изогнуты в одну сторону, не всегда пересекают весь след от края до края – некоторые из них смещены к боковой части следа или расположены в середине. Размах синусоиды 25–30 мм, шаг синусоиды 35–40 мм.

Описание. Следы, состоящие из цепочек менисков, представляют собой горизонтальные, ориентированные перпендикулярно и под углом к плоскости напластования норы возвратного заполнения (backfilled burrow). Траектория следов чаще всего имеет меандрирующий характер, но также встречаются незакономерно извилистые и прямые следы. В некоторых образцах коллекции было обнаружено присутствие мантии (мантия – внешняя часть заполнения хода, сформированная в результате гидростатического закоривания при расширении и сужении тела организма при продвижении вперед [Keighley, Pickerill, 1994; Барабошкин, 2017]). Мантия отличается по цвету от вмещающей породы, обычно более светлая. В мелких экземплярах *Nenoxites curvus* Fedonkin мантия отсутствует, либо неотличима от вмещающей породы. На поверхностях напластования, в зависимости от скола следы могут состоять из слабоизогнутых (почти прямолинейных) тонких менисков до сильно изогнутых, а также иметь форму сегментов и полукругов.

Размеры. Ширина следов может достигать 5 мм, однако основная часть следов имеет ширину от 1 до 3 мм. Видимая длина следов в коллекции может достигать 280 мм. Глубина проникновения вертикальных и наклонных следов составляет до 13 мм.

Изменчивость. На материале из хатыспытской свиты (48 экземпляров хорошей сохранности), с привлечением опубликованных данных, выявлена обратная зависимость количества менисков на единицу длины (1 см) от ширины норы (Рисунок 61). За основу анализа были выбраны два параметра – ширина следа (мениска) и количество менисков на 1 см длины. Замеры производились по изображениям, полученным при сканировании следов. В результате эти замеры были вынесены на график, где по оси X находится параметр ширины следа, а по оси Y количество менисков на 1 см длины следа. Предполагается, что организмы перемещались в осадке с помощью волн перистальтики за счёт попеременного сокращения и расслабления



№ образца	Порода	Ширина следа, мм	Кол-во менисков на 1 см длины, шт	№ образца	Порода	Ширина следа, мм	Кол-во менисков на 1 см длины, шт
2027-55 ●	известняк	3,36	15	O-1 ○	окремненный слой	0,9	20
2027-115 ●	известняк	1,29	22	O-2 ○	окремненный слой	1,25	16
2027-16 ●	известняк	1,96	16	O-3 ○	окремненный слой	0,98	40
2027-58 ●	известняк	2,02	8	O-4 ○	окремненный слой	0,77	40
2027-58 ●	известняк	0,86	14	O-5 ○	окремненный слой	0,64	30
2027-96 ●	известняк	2,8	8	O-6 ○	окремненный слой	0,68	40
2027-95 ●	известняк	3,24	7	O-7 ○	окремненный слой	0,94	30
2027-98 ●	известняк	1,54	12	0603-17-2009 ○	окремненный слой	1,75	10
2027-98 ●	известняк	1,04	16	2027-38 ○	окремненный слой	0,88	18
2027-98 ●	известняк	1,25	11	2027-38 ○	окремненный слой	0,91	25
2027-62 ●	известняк	2,06	16	2027-38 ○	окремненный слой	0,9	15
2027-62 ●	известняк	2,14	14	2027-38 ○	окремненный слой	0,6	20
2027-99 ●	известняк	0,81	26	① Zhuravlev et al. 2009 (fig. 2H) Сибирь	доломит	2,3	14
2027-99 ●	известняк	0,98	22	② Tarhan et al. 2014 (fig. 4I) Гималаи	аргиллит	1,5	22
2027-131 ●	известняк	0,82	26	③ Meyer et al. 2012 (fig. 2D) Китай	аргиллит	1,8	15
2027-131 ●	известняк	0,87	24	④ Shen et al. 2007 (fig. 8-7) Китай	алевролит	2,6	20
2027-131 ●	известняк	0,94	24	⑤ Shen et al 2007 (fig. 8-2) Китай	алевролит	0,65	30
2027-131 ●	известняк	0,7	20	⑥ Белое море (3992/3048), верховская св.	песчаник	2,37	16
2027-131 ●	известняк	0,9	20	⑦ Белое море (3992/3048), верховская св.	песчаник	1,38	14
2027-110 ●	известняк	0,58	24	⑧ Белое море (3992/3000), верховская св.	песчаник	4,27	12
2027-110 ●	известняк	0,67	20	⑨ Скв. Усть-Майская366 (1657-1670)	глинистый известняк	2,15	16
2027-109 ●	известняк	1,09	16	⑩ Скв. Усть-Майская366 (1657-1670)	глинистый известняк	2,4	12
2027-54 ●	известняк	2,2	16	⑪ Украина, Подолия, ярышевская св.	алевро-аргиллит	1,35	20
2027-121 ●	известняк	2,56	18	⑫ Украина, Подолия, ярышевская св.	алевро-аргиллит	1,99	20

Рисунок б1 - Зависимость ширины следов *Nenoxytes curvus* от количества менисков на 1 см длины.

В таблице приведены данные замеров следов *Nenoxytes curvus* с Оленекского поднятия (хатыспытская свита) и других регионов.



кольцевых и продольных мышц по всей длине тела [Bromley, 1996, с. 169; Seilacher, 2007]. Для образования одного мениска необходимо прохождение одной перестальтической волны через все тело организма. Обратная зависимость (см. рисунок 61) (с увеличением ширины следа уменьшается количество менисков на 1 см длины) может быть связана с онтогенетической изменчивостью организма: чем больше менисков на единицу длины норы, тем меньше длина тела и наоборот.

Еще одной особенностью ископаемых нор *Nenoxites curvus* Fedonkin является то, что вверх по разрезу хатыспытской свиты происходит усложнение их морфологии и увеличение плотности, причем степень извилистости нор связана прямой зависимостью с их плотностью. Это может отражать эволюционные изменения (постепенное усложнение поведения роющих организмов и освоение толщи осадка в поисках пищи), либо фациальную изменчивость хатыспытской свиты и динамику окислительно-восстановительного ландшафта.

Сохранность (тафономическая изменчивость). Изучение сохранности ископаемых следов *Nenoxites curvus* Fedonkin на сибирском материале было начато в 2009 году. Позднее была опубликована статья, где приводятся данные о двух типах сохранности следов – объемной (мениски сохранили первоначальный объем) и уплощенной (мениски уплотнены и деформированы) [Rogov et al., 2012]. По результатам изучения нового материала с Оленекского поднятия (получены студентом 4 курса ГГФ НГУ М. С. Доржиевым) установлен третий тип сохранности, характеризующийся наличием переотложенных менисков.

При **объемной сохранности** следов мениски не уплотнены и сохраняют первоначальный объем (полный рельеф). Размер менисков в пределах норы сохраняется. Форма менисков в поперечном срезе серповидная, в продольном округлая. Иногда в шлифах наблюдаются цепочки менисков со сложной морфологией, которая, по всей видимости, обусловлена слипанием нескольких менисков. Сами мениски могут быть двух типов: мениски, выполненные материалом, по составу отвечающим вмещающей породе и мениски, выполненные скрытокристаллическим кварцем. В некоторых экземплярах идентифицируется мантия. По всей видимости, объемные следы сохранились за счет раннедиагенетического окремнения (более подробно эта разновидность сохранности описана в главе 7).

Второй тип сохранности (**уплощенная сохранность**) ископаемых следов обратного заполнения норы имеет менисковую структуру, хорошо выраженную на поверхностях напластования (полный рельеф). Следовые дорожки представляет собой чередование валиков и впадин. Форма менисков в поперечном срезе линзовидная, серповидная, слабо изогнутая. Иногда в образцах наблюдаются мениски разной формы в пределах одного следа, что позволяет предполагать присутствие неравномерной постседиментационной деформации нелитифицированного осадка. В некоторых экземплярах идентифицируется мантия.

Особенностью третьей (**переотложенные мениски**) сохранности следов является присутствие нарушенной менисковой структуры нор с частичным и полным переотложением менисков. Мениски залегают на поверхностях напластования (неполный рельеф) и имеют округлое сечение. Кроме этого, встречаются также серповидные, линзовидные и изогнутые мениски. Важной особенностью является то, что в образцах и шлифах наблюдаются

преимущественно отдельные мениски или серии из нескольких менисков, а установить продолжительные следовые дорожки не представляется возможным ввиду этой сохранности. Этот тип сохранности можно интерпретировать как результат слабой волновой переработки нор.

Замечание. Впервые ископаемые норы с менисковой структурой эдиакарского (вендского) возраста, которые относятся к ихновиду *Nenoxites curvus* Fedonkin, были обнаружены в бронницких слоях ярышевской свиты могилев-подольской серии Подольского Приднестровья (Украина) [Соколов, 1972, табл. II, фиг. 3] (Рисунок 62, а). В распоряжении автора имеется материал из бронницких слоев, собранный Д. В. Гражданкиным в 2003 г. на окраине г. Могилев-Подольского (разрез Борщов Яр). Ископаемые следы жизнедеятельности из Подольского Приднестровья демонстрируют две разновидности сохранности, объемную и уплощенную, и имеют выраженное морфологическое сходство (характер извилистости и ширина нор, форма менисков, тип сохранности) с хатыспытским материалом.

Ископаемый ихновид *Nenoxites curvus* был выделен М. А. Федонкиным [1976] по нескольким экземплярам из валдайской серии верхнего венда Юго-Восточного Беломорья на северо-востоке Восточно-Европейской платформы (Архангельская обл., Онежский п-ов, р. Сюзьма). Следует отметить, что типовой материал имеет уплощенную сохранность (Рисунок 62, б); видимо поэтому при первоописании (диагноз отсутствует) ихновида было высказано предположение о том, что *Nenoxites curvus* Fedonkin представляет собой след ползания брюхоногих моллюсков («поедание корма с поверхности субстрата») [Федонкин, 1976]. В 1981 г. описание ихновида было уточнено (в частности отмечено, что размах синусоиды может значительно варьировать у разных экземпляров) [Федонкин, 1981].

Находки представителей *Nenoxites curvus* Fedonkin отмечаются М. А. Федонкиным также и в хатыспытской свите хорбусуонской серии верхнего венда Сибирской платформы [Sokolov, Fedonkin, 1984]. Позднее в материалах совещания «Trace fossils, small shelly fossils and Precambrian-Cambrian boundary», проходившего в Мемориальном университете Ньюфаундленда (8–18 августа 1987 г.), М. А. Федонкиным упоминаются норы с менисковым строением в хатыспытской свите [Fendonkin, 1987]. Эта осторожная интерпретация, к сожалению, не получила продолжения, и изменения диагноза ихновида не последовало. На основе изучения коллекции ископаемых следов из хатыспытской свиты автором диссертации была проведена ревизия диагноза и приведено описание нового материала.

Yi Yuhao с соавторами [2022] в составе ихнорода *Nenoxites*, кроме типового ихновида, предлагают выделять еще два ихновида, *Nenoxites jishouensis* Yi et al. и *Nenoxites irregularis* Yi et al. Эти ихновиды различаются между собой особенностями в сохранности менисков: мениски четкие, двух типов у *N. jishouensis* Yi et al. и неясные, слившиеся у *N. irregularis* Yi et al. По мнению Yi Yuhao с соавторами [2022], от типового вида *N. curvus* Fedonkin эти ихновиды отличаются исключительно размерами. Голотип *N. jishouensis* Yi et al. при ширине 0.4 мм содержит около 70 менисков на 1 см длины, при этом экземпляры, образующие типовую серию, имеют ширину от 0.15 до 1.00 мм. Количество сегментов на 1 см длины у голотипа *N. irregularis* Yi et al. приблизительно такое же, как у *N. jishouensis* Yi et al., при ширине 0.4 мм. Ширина в



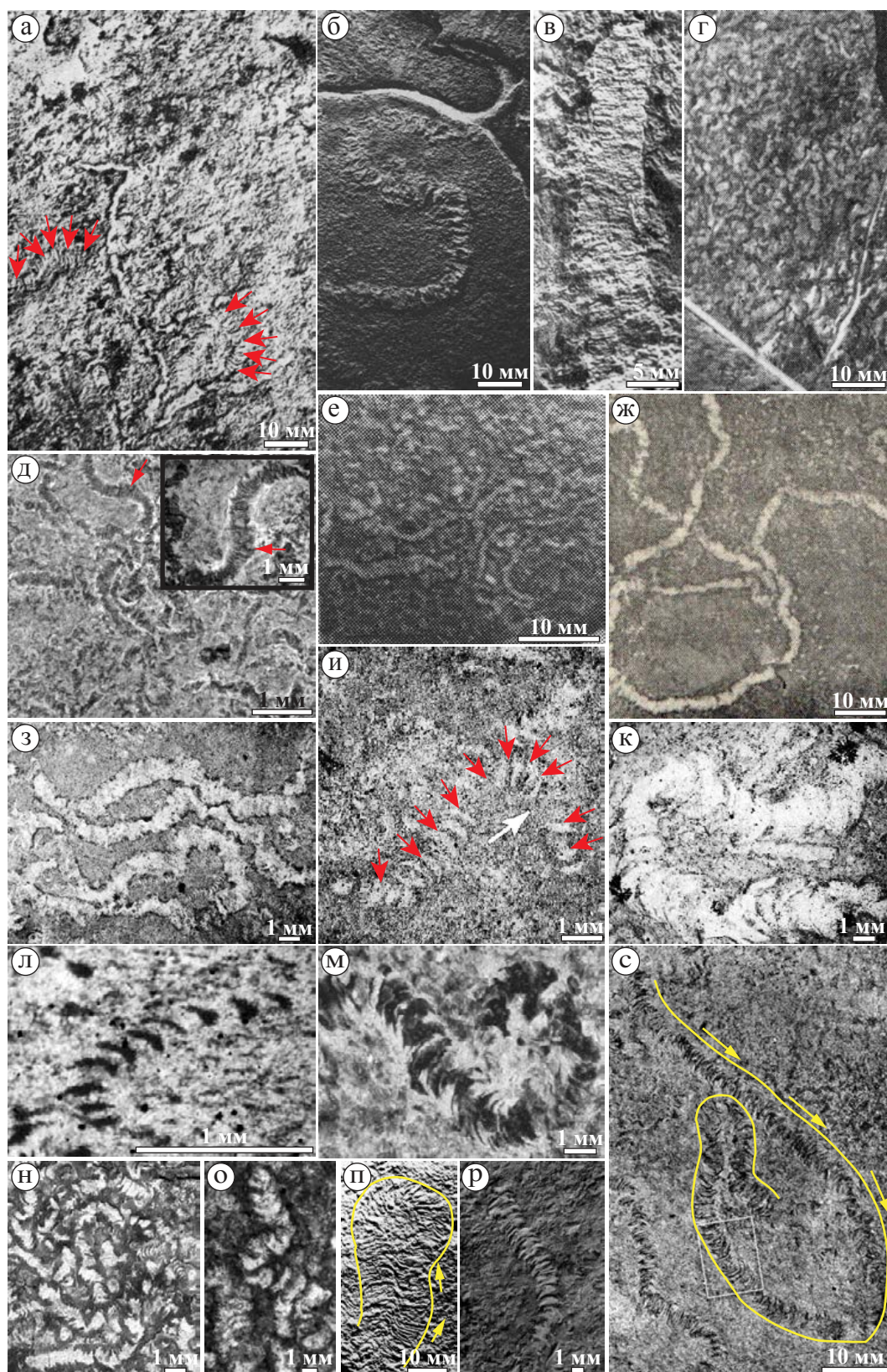


Рисунок 62 - Разнообразие ископаемых следов жизнедеятельности *Nenoxites curvus* и его аналогов в различных регионах мира.

а) *Nenoxites curvus* (Подольское Приднестровье, Украина [Соколов, 1972]), б) *Nenoxites curvus* (Юго-Восточное Беломорье, Россия [Sokolov, Iwanowski, 1990]), в) *Shaanxilithes ningqiangensis* (юго-западная часть региона Шаанкси, Китай [Xing et al., 1984]), г) *Shaanxilithes erodus* (регион Шаанкси, Китай [Zhang, 1986]), д) *Shaanxilithes erodus* (регион Шаанкси, Китай [Hua et al., 2004]) продолжение (см. на стр. 147)

продолжение (начало см. на стр. 146) е) *Shaanxilithes ningqiangensis* (южная часть региона Шаанкси, Китай [Lin et al. 1986]), ж) *Helanoichnus helanensis* (хр. Хэланьшань, Китай [Yang,



Zheng, 1985]), з) *Helanoichnus helanensis* (хр. Хэланьшань, Китай [Shen et al., 2007]), и) *Palaeopascichnus minimus* (хр. Хэланьшань, Китай [Shen et al., 2007]), к) *Palaeopascichnus meniscatus* (хр. Хэланьшань, Китай [Shen et al., 2007]), л) *Palaeopascichnus jiumenensis* (провинция Хэбэй, Китай [Dong et al., 2008]), м) *Shaanxilithes ningqiangensis* (Гималаи, Индия [Tarhan et al., 2014]), н) *Nenoxites curvus* (Оленекское поднятие, Россия), о) *Shaanxilithes ningqiangensis* (регион Шаанкси, Китай [Meyer et al., 2012]), п) *Podoliina crassa* (Подольское Приднестровье, Украина [Гуреев, 1988]), р) *Veprina undosa* (Подольское Приднестровье, Украина [Гриценко, 2009]), с) *Gaojiashania annulucosta* (Учуро-Майский регион, Россия [Zhuravlev et al., 2009]). Красными стрелками показаны отдельные следовые дорожки. Желтыми стрелками показано направление движения организма.

типовой серии *N. irregularis* Yi et al. варьирует от 0.05 до 0.5 мм [Yi et al., 2022]. Метрические параметры и общие морфологические признаки экземпляров, которые послужили основой для выделения видов *N. jishouensis* Yi et al. и *N. irregularis* Yi et al., не противоречат представлениям об онтогенетической изменчивости *N. curvus* Fedonkin и позволяют рассматривать виды *N. jishouensis* Yi et al. и *N. irregularis* Yi et al. в качестве младших синонимов *N. curvus* Fedonkin.

В Китае и Индии широко распространены ископаемые остатки, демонстрирующие поверхностное сходство с ископаемыми следами жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin и известные в литературе под родовым названием *Shaanxilithes* (Рисунок 62, в–е, м, о). В составе рода *Shaanxilithes* выделены два вида, *Shaanxilithes ningqiangensis* (Xing et al.) [Xing et al., 1984] и *Shaanxilithes erodus* Zhang [Zhang et al., 1986], причем *Shaanxilithes ningqiangensis* (Xing et al.) одними исследователями интерпретируется как уплощенные органостенные трубки метазойной природы [Bengtson, Zhao, 1992; Hua et al., 2004; Shen et al., 2007; Cai et al., 2010; Meyer et al., 2012; Zhu et al., 2017], а другими – как следы жизнедеятельности [Xing et al., 1984; Lin et al., 1986; Zhang, 1986; Hua et al., 2000; Weber et al., 2007]. Важно заметить, что для *Shaanxilithes ningqiangensis* (Xing et al.) (голотип имеет ширину 6–8 мм и изображен в статье Xing et al. [1984]) характерны слабая изогнутость, четкие боковые границы и отсутствие менисковой структуры, что скорее характерно для уплощенных органостенных трубок. В этой связи *Shaanxilithes ningqiangensis* (Xing et al.) здесь считается валидным таксоном, не имеющим отношения к следам жизнедеятельности, и поэтому не включается в список синонимов.

Вместе с тем, в статье Hua et al. [2004], где *Shaanxilithes ningqiangensis* (Xing et al.) интерпретируется как ископаемые остатки известковых водорослей, изображены синусоидальные объекты с менисковой структурой, по всей видимости, являющиеся следами жизнедеятельности, похожими на *Nenoxites curvus* Fedonkin. Другой представительный материал показан в статье Meyer et al. [2012], где на Рисунок 2 изображены как ископаемые трубчатые остатки [Meyer et al., 2012, Fig. 2A, B, C, F, H, J(?)], так и изогнутые следы с менисковой структурой [Meyer et al., 2012, Fig. 2D, E, G(?), K]. Материал из Индии также частично представлен трубчатыми остатками [Tarhan et al., 2014, Fig. 3B, D, E, F, I; 4A, B, C], а частично – норами с менисковой структурой [Tarhan et al., 2014, Fig. 3B, D, E, F, I; 4D, H, I]. Судя по всему, ископаемые норы с менисковой структурой широко распространены в Китае и Индии, но ошибочно относятся к *Shaanxilithes ningqiangensis* (Xing et al.).

Что касается второго таксона – *Shaanxilithes erodus* Zhang (впервые описан Zhang et al. [1986]), голотип, судя по изображениям, представляет собой следы жизнедеятельности. Отдельные поверхности напластования в хатыспытской свите демонстрируют плотные

скопления мелких (до 1 мм по ширине) слабо извилистых (иногда прямолинейных) нор с менисковой структурой *Nenoxites curvus*, не отличимых от голотипа *Shaanxilithes erodus* Zhang. Более того, в пределах одной поверхности наблюдаются как следы с менисковым строением, так и следы, в которых мениски плотно прилегают друг к другу и различить отдельные мениски не всегда возможно. Все это позволяет рассматривать *Shaanxilithes erodus* Zhang (Рисунок 62, е) в качестве младшего синонима *Nenoxites curvus* Fedonkin, хотя для большей уверенности необходимо дополнительное изучение типового материала из Китая.

В 1985 году на материале из формации Zhengmuguan верхнего эдиакария (горный хребет Хэланьшань, Китай) выделен ихновид *Helanoichnus helanensis* (Yang) внешне напоминающий *Nenoxites curvus* Fedonkin (Рисунок 62, ж, з). Несмотря на то, что менисковое строение нор не сохранилось, ихнотаксон *Helanoichnus helanensis* (Yang) рассматривается в качестве младшего синонима *Nenoxites curvus* Fedonkin на том основании, что в изученной коллекции из хатыспытской свиты представлены аналогичные формы сохранности нор (хоть и крайне редкие) с плохо сохранившейся менисковой структурой. Вне всякого сомнения, окончательное решение этого вопроса требует дополнительного изучения типового материала.

К обсуждаемой проблеме также имеет отношение род *Palaeopascichnus*, за представителей которого иногда принимаются ископаемые следы *Nenoxites curvus* Fedonkin. Род *Palaeopascichnus* был впервые описан В.М. Палием в 1976 году из вендских отложений Украины и имеет следующий оригинальный диагноз: «**Системы следов** в виде тесно расположенных параллельных мелких желобков (негативный эпирельеф). По краям системы желобки разрываются; окончания их неясные или закругленные. Позитивный гипорельеф в виде узких, тесно расположенных, параллельных валиков». Существует несколько точек зрения на природу этих остатков: их рассматривают как ископаемые системы следов организмов, питающихся илом [Палий, 1976; Палий и др., 1979; Федонкин, 1981, 1985, 1987; Narbonne et al., 1987; Jenkins, 1995]; считают ископаемыми водорослевыми остатками [Haines, 2000]; высказывалось мнение о принадлежности палеопасцихнид к организмам неясной природы ведущих образ жизни погруженными в осадок [Gehling et al., 2000], и наконец в ряде работ было показано, что палеопасцихниды представляют собой цепочки камер со стенкой [Seilacher et al., 2003; Antcliffe et al., 2011]. Таким образом, палеопасцихниды состоят из цепочек вытянутых примыкающих друг к другу камер (за исключением тафономических преобразований, когда камеры располагаются на некотором расстоянии друг от друга) [Kolesnikov et al., 2018]. Цепочки могут искривляться или ветвиться. Учитывая вышесказанное, цепочки, состоящие из серповидных (с острыми окончаниями) сегментов, скорее всего являются не палеопасцихнидами, а менисковым заполнением нор, что позволяет рассматривать виды *Palaeopascichnus minimus* Shen et al. (Рисунок 62, и), *Palaeopascichnus meniscatus* Shen et al. (Рисунок 62, к) и *Palaeopascichnus jiumenensis* Dong et al. (Рисунок 62, л) в качестве младших синонимов ихновиды *Nenoxites curvus* Fedonkin (Рисунок 62, н). Следует отметить, что *Palaeopascichnus jiumenensis* Dong et al. [Dong et al., 2008; fig. 7g, h] сохраняется под углом к поверхности напластования, что характерно для сохранности некоторых следов жизнедеятельности организмов, способных зарываться в осадок. Yi Yu hao с соавторами [2022] справедливо считают экземпляры, описанные под

видовыми названиями *Palaeopascichnus minimus* Shen et al. (Рисунок 62, и), *Palaeopascichnus meniscatus* Shen et al. (Рисунок 62, к) и *Palaeopascichnus jiumenensis* Dong et al. представителями ихнорода *Nenoxites*, но при этом предлагают выделять соответствующие ихновида *Nenoxites minimus* (Shen et al.), *Nenoxites meniscatus* (Shen et al.) и *Nenoxites jiumenensis* (Dong et al.). Автор считает эти таксоны младшими синонимами ихновида *Nenoxites curvus* Fedonkin и поэтому невалидными с точки зрения Международного кодекса зоологической номенклатуры.

Ископаемый вид *Podoliina crassa* Gureev (Рисунок 62, п) выделен на материале из бронницких слоев ярышевской свиты могилев-подольской серии верхнего венда Подольского Приднестровья (Украина) [Гуреев, 1988]. При выделении высказываются две точки зрения на природу остатков: с одной стороны, остатки напоминают уплощенные трубчатые остатки (например, представителей рода *Paleolina*); с другой стороны, не исключается ихногенная природа [Гуреев, 1988]. В 2009 г. на материале из этих же слоев В. П. Гриценко [2009] выделено два новых ископаемых таксона, *Aviculaichnus gureevi* Grytsenko и *Pseudohiemaloraichnus podolica* Grytsenko. По нашим наблюдениям, из этих же слоев происходят ископаемые норы с менисковым строением *Nenoxites curvus* Fedonkin, сохранившиеся в полном рельефе благодаря раннедиагенетическому окремнению [Rogov et al., 2013a]. Это обстоятельство позволяет нам предполагать, что *Podoliina crassa* Gureev, *Aviculaichnus gureevi* Grytsenko и *Pseudohiemaloraichnus podolica* Grytsenko представляют собой невалидные таксоны, являясь различными уплощенными формами сохранности полного рельефа представителей ихновида *Nenoxites curvus* Fedonkin. Кроме этого, в работе В. П. Гриценко [2009, с. 34, Рисунок 3, табл. I, фиг. 6–8, табл. II, фиг. 6] приводится изображение ископаемых следов жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin, ошибочно отнесенных к таксону *Veprina undosa* Fedonkin (Рисунок 62, р), выделенного на материале из Юго-Восточного Беломорья [Федонкин, 1980].

Представители *Nenoxites curvus* Fedonkin также характеризуют аимскую свиту юдомской серии Учуро-Майского региона на востоке Сибирской платформы [Иванцов, 2018]. На ранних этапах изучения [Zhuravlev et al., 2009] (Рисунок 62, с) эти следы были ошибочно отнесены к позднеэдиакарскому таксону *Gaojiashania annulucosta* Zhang et al. [Ding et al., 1992], который был выделен на материале из пачки Gaojiashan формации Dengying Южно-Китайской платформы. Следует отметить, что типовым видом рода *Gaojiashania* служит *Gaojiashania cyclus* Yang et al. [Lin et al., 1986], который был выделен без указания голотипа, поэтому этот таксон сам нуждается в ревизии. Дальнейшее изучение материала из типового местонахождения показало, что *Gaojiashania* представляет собой кольчатые трубчатые остатки, не имеющие отношения к ископаемым норам с менисковой структурой [Cai et al., 2010, 2013].

Автор данной работы считает, что первоначальный диагноз вида *Nenoxites curvus* Fedonkin нуждается в ревизии с учетом наблюдаемых различных форм сохранности нор. Судя по первоначальному описанию, *Nenoxites curvus* Fedonkin – это след ползания по поверхности осадка (негативный эпирельеф), однако наши наблюдения показывают, что ихновид *Nenoxites curvus* Fedonkin представляет собой норы с менисковой структурой заполнения, сохраняющиеся внутри слоя, а не на поверхности кровли. Судя по всему, организм ползал в толще осадке, формируя не только горизонтальные, но и субвертикальные норы. В этой связи предлагается изменить диагноз ихнорода и характеризовать сохранность ископаемых следов как «полный



рельеф». На материале из хатыспытской свиты хорбусуонской серии удалось показать, что ископаемые следы жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin образовывали ихнотекстуру осадка [Rogov et al., 2012, 2013a, 2013b]. Каналогичному заключению независимо пришли Yi Yu hao с соавторами [2022] по результатам изучения менисковых структур, объемно сохранившихся в прослоях тонкослоистых черных кремней формации Liuchapo провинции Хунянь Южного Китая. Yi et al. [2022] также предлагают изменить диагноз ихнорода *Nenoxites*, но исходя из тафономических критериев, объединив признаки объемной и уплощенной сохранности нор. Автор считает такой подход методологически непоследовательным: в практике ихнологических исследований в качестве диагноза ихнорода, как правило, используются особенности поведения организма. Более корректным представляется предлагаемое автором изменение диагноза ихнорода *Nenoxites*, объединяющее связанные между собой в единую систему горизонтальные и субвертикальные норы с менисковой структурой.

Геологическое и географическое распространение. Верхний венд Восточно-Европейской платформы (верховская свита валдайской серии Белого моря [Федонкин, 1976]; ярышевская свита могилев-подольской серии Подолии [Rogov et al., 2013a]). Верхний венд Сибирской платформы (хатыспытская свита хорбусуонской серии Оленекского поднятия [Rogov et al., 2012]; усть-юдомская свита юдомской серии на р. Юдоме, разрез Нууччалаах [Zhuravlev et al., 2009]); сарданинская свита юдомской серии бассейн р. Алдан скв. Усть-Майская 366 (интервал 1700.00–1657.9 м). Эдиакарий северного Китая (верхняя пачка формации Zhengmuguan, Ningxia Hui Autonomous Region), северо-западного Китая (формация Zhoujieshan, Quanjishan area) [Shen et al., 2007]; пачка Gaojiashan формации Dengying, Shaanxi Province [Lin et al., 1986]) и юго-западного Китая (нижняя часть формации Taozichong, Guizhou Province [Hua et al., 2004], нижняя часть формации Liuchapo, Hunan Province [Yi et al., 2022]). Пограничный интервал эдиакария и кембрия Индии (пачка Earthy Siltstone формации Shaliyan группы Tal and пачка Earthy Dolomite группы Krol, Himalayan region [Tarhan et al., 2014]).

Материал. 160 образцов хорошей (по 48 из которых были проведены замеры зависимости ширины следов от количества менисков на 1 см длины (см. рисунок 61)) и удовлетворительной сохранности из следующих местонахождений: хатыспытская свита хорбусуонской серии (Оленекское поднятие, Сибирская платформа) – обн. 0601, 0602, 0603, 0604, 0605, 0606, 0701, 0902, 1004, 1010, 1205; верховская свита валдайской серии (р. Сюзьма, Летний берег Белого моря) – обн. 9613; бронницкие слои ярышевской свиты могилев-подольской серии (Восточно-Европейская платформа, Украина) – обн. Борщов Яр; нижняя часть сарданинской свиты юдомской серии (скв. Усть-Майская-366, Учуро-Майский регион, Сибирская платформа).

Стратиграфическое значение ихнотекстур *Nenoxites*. Хорбусуонская серия Оленекского поднятия включает три свиты: маастахскую, хатыспытскую и туркутскую. Маастахская свита в средней части характеризуется ископаемыми остатками нитчатых микроскопических водорослей *Oscillatoriosis* и *Eomycetopsis*, которые по мнению Н. В. Мельникова [2005] имеют вендский возраст. В хатыспытской свите присутствуют уплощенные органостенные макроостатки, отпечатки и слепки мягкотелых организмов, следы жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin и ихнотекстуры *Nenoxites*. Туркутская свита по всему разрезу содержит

внутренние слепки трубчатых остатков, которые традиционно помещаются в состав вида *Cambrotubulus decurvatus* Missarzhevsky одного из характерных таксонов комплексной зоны *Anabarites trisulcatus*, нижняя граница которой совпадает с подошвой немакит-далдынского яруса и проводится по появлению ископаемых остатков животных с биологически контролируемой минерализацией [Хоментовский, 1975; Карлова, 1987; Рогов и др., 2015]. Наиболее низкий уровень находок *Cambrotubulus decurvatus* Missarzhevsky установлен в 1.4 м выше подошвы туркутской свиты. Следовательно, туркутская свита целиком относится к комплексной зоне *Anabarites trisulcatus*.

Менисковые структуры известны в Учуро-Майском регионе Сибирской платформы [Zhuravlev et al., 2009], а за пределами Сибири – в Китае, Малых Гималаях и на Восточно-Европейской платформе [Shen et al., 2007; Dong et al., 2008; Tarhan et al., 2014; Rogov et al., 2013a]. Эти структуры различными исследователями интерпретируются как ископаемые остатки организмов [Shen et al., 2007; Dong et al., 2008; Zhuravlev et al., 2009; Meyer et al., 2012; Tarhan et al., 2014], а нами рассматриваются как древнейшие ихнотекстуры, результат активного перемешивания осадка роющими организмами [Rogov et al., 2012, 2013a, 2013b; Grazhdankin, 2014].

Типовой материал из верховской свиты валдайской серии Восточно-Европейской платформы имеет возраст, моложе чем U-Pb возраст цирконов  $557.3 \pm 0.6$  млн лет, полученных для вулканических туфов вблизи нижней границы свиты, но древнее U-Pb возраста  $553.0 \pm 0.7$  млн лет, полученных для цирконов из вулканических туфов в основании вышележащей зимнегорской свиты [Yang et al., 2021]. В Учуро-Майском регионе Сибирской платформы ихнотекстуры хатыспытского типа характеризуют аимскую (по данным других исследователей – усть-юдомскую) свиту [Zhuravlev et al., 2009], для которой был получен Pb-Pb-изохронный возраст  $553 \pm 23$  (2 $\sigma$ ) млн. лет [Семихатов и др., 2003], а также сарданинскую свиту, где ископаемые норы *Nenoxites curvus* Fedonkin встречены совместно с мелкими скелетными остатками, характеризующими зону *Purella antiqua* (неопубликованные данные). В Китае ихнотекстуры хатыспытского типа встречены в формациях Zhengmuguan, Zhoujieshan и Dengying [Shen et al., 2007; Dong et al., 2008], а U-Pb возраст цирконов из вулканических туфов в основании пачки Jiucheng формации Dengying (провинция Eastern Yunnan), выше (~15 м) которых появляются ихнотекстуры хатыспытского типа, составляет  $553.6 \pm 2.7$  млн лет [Yang et al., 2017]. Также ихнотекстуры *Nenoxites* были обнаружены в нижней части формации Liuchapo (провинция Hunan), возраст которых оценивается в  $542.1 \pm 5.0$  млн лет [Luo, Miao, 2020]. На Восточно-Европейской платформе идентичные ихнотекстуры установлены в ярышевской свите Подольского Приднестровья [Гуреев, 1988]. Возраст этих ихнотекстур оценивается в  $555.4 \pm 2.9$  млн лет и получен по цирконам из вулканических туфов бернашевских слоев ярышевской свиты [Soldatenko et al., 2019]. В Малых Гималаях и в Южном Китае аналогичные ихнотекстуры присутствуют стратиграфически ниже первого появления мелких скелетных остатков зоны *Anabarites trisulcatus* [Tarhan et al., 2014; Yi et al., 2022].

Таким образом, судя по всему, норы с менисковой структурой *Nenoxites curvus* впервые появляются в отложениях с возрастом 557 млн лет, древнейшие ихнотекстуры хатыспытского типа имеют возраст 555 млн. лет и сразу получают глобальное распространение. В разрезах,

охарактеризованных ихнотекстурами *Nenoxites* и ископаемыми остатками животных с биологически контролируемой минерализацией, появление ихнотекстур всегда предшествует первому появлению комплекса, характеризующего зону *Anabarites trisulcatus* [Zhuravlev et al., 2012; Tarhan et al., 2014]. Стратиграфический интервал распространения *Nenoxites curvus* Fedonkin, таким образом охватывает слои, предшествующие первому появлению мелких скелетных остатков, целиком зону *Anabarites trisulcatus*, и частично зону *Purella antiqua*.



## ГЛАВА 7. ДРЕВНЕЙШИЕ ИНФАУНОВЫЕ СООБЩЕСТВА (ИХНОТЕКСТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХАТЫСПЫТСКОЙ СВИТЫ).

В хатыспытском лагерштетте, наряду с отпечатками и слепками мягкотелых организмов, нами обнаружены признаки перемешивания осадка роющими организмами (биотурбации), прекрасно сохранившиеся объемно и на поверхностях напластования.

Биотурбация играет важную роль в структуре и функционировании современных морских экосистем: она изменяет физические свойства осадка и химический состав морской воды, приводит к дестабилизации химических градиентов в поровой среде осадка, способствует окислению органического вещества, нарушает режим реминерализации и потоков неорганического питательного вещества и улучшает продуктивность микрофитобентоса [Lohner et al., 2004]. Роющие организмы (инфауна) модифицируют окружающую среду и регулируют доступ к ресурсам других организмов, являясь конструкторами новых экологических ниш и способствуя процессу видообразования [Erwin, 2008]. Появление в истории биосферы организмов, способных перемешивать осадок, должно было привести к фундаментальным эволюционным сдвигам и экологическим изменениям, и нарушению структуры бентосных сообществ [Butterfield, 2007, 2011]. До недавнего времени считалось, что первые признаки биотурбации (ихнотекстуры) в ископаемой летописи появляются в нижнем кембрии вблизи границы докембрия и кембрия, причем сначала в мелководных терригенных, а затем в карбонатных осадках [Droser et al., 1999; Droser, Li, 2001]. Поэтому совершенно неожиданным оказалось открытие ихнотекстур фанерозойского облика в карбонатных отложениях докембрийского возраста.

### 7.1. Следы жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin из хатыспытской свиты

Ископаемые следы жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin в хатыспытской свите были впервые обнаружены в 1981 г. Б. С. Соколовым и М. А. Федонкиным [Sokolov, Fedonkin, 1984; Федонкин, 1987]. Кроме того, М. А. Федонкиным [Fedonkin, 1987, с. 12] также было высказано предположение о присутствии в разрезах хатыспытской свиты признаков биотурбации. Первое появление следов *Nenoxites curvus* Fedonkin в хатыспытской свите приурочено к пачке серых тонкослоистых известняков (слой 6 в разрезе 0604, см. главу 2). Следы *Nenoxites curvus* Fedonkin состоят из вытянутых серий менисков (норы возвратного заполнения с менисковым строением) извилистой синусоидальной формы (см. рисунок 55). Длина серий менисков достигает 23 см, а ширина нор варьирует от 0.5 до 5.0 мм. Большая часть нор имеет ширину в пределах от 1.0 до 3.0 мм.

Стратиграфический интервал распространения ископаемых следов *Nenoxites curvus* Fedonkin целиком отвечает объему хатыспытской свиты, начиная с самых нижних слоев, где, наряду с горизонтальными норами, также были обнаружены норы, находящиеся под углом или субвертикально к поверхностям напластования. Вверх по разрезу хатыспытской свиты происходит усложнение морфологии и увеличение плотности нор. Норы не оставались открытыми (т.е., не использовались многократно), но заполнялись осадком. Менисковая структура заполнения представляет собой результат поступательного смещения норы

по мере продвижения роющего организма в толще осадка. Смещение норы обусловлено волнообразным сокращением стенок тела организма, благодаря чему осадок перемещается вдоль тела организма от переднего конца к заднему, заполняя нору позади организма (нора возвратного заполнения) [Bromley, 1996, с. 169] (Рисунок 63). Для совершения волнообразных сокращений в толще осадка организм должен был обладать полостью тела (целомом), заполненной жидкостью, и мышечной системой, благодаря сокращению которой осуществлялась перистальтика и происходило перераспределение жидкости от одного конца тела к другому. И полость тела, и мышечная система имеют мезодермальное происхождение и характерны для трехслойных животных (билатерий).

Изучение небольшого фрагмента окремненных известняков хатыспытской свиты методом рентгеновской микротомографии ( $\mu$ СТ) в Музее Естественной Истории в Лондоне (Великобритания), показало, что роющие организмы избегали пересечения с другими, ранее образовавшимися норами [Psarras et al., 2017]. По принципу «самоизбегания» образуются меандрирующие и спиральные следовые дорожки (и даже целые системы нор, построенные по типу «открытых горных разработок») и происходит «опробование» осадка организмами: например, черви не затрачивают усилия на сбор пищи с территории, которая уже была использована и «переработана». Кроме этого, меандрирующая форма движения организмов является одним из типов поведения, при котором происходит максимально тщательная площадная переработка осадка, исключая пересечения собственной норы. Судя по всему, организмы, оставившие ископаемые следы жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin, обладали органами чувств, которые позволяли им избегать пересечения нор, что также характерно для билатерий.

Следы жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin распространены по всей хатыспытской свите, причем в средней части третьей подсвиты (образец К601-1.5, 1.5 м от основания разреза 0602), наряду с увеличением плотности следов на поверхностях напластования, изменяется простирание нор – они начинают располагаться под разными углами к поверхностям напластования, что отражает особенности поведения роющих организмов (см. рисунок 63). По всей вероятности, увеличение плотности популяции сопровождалось расширением экологической ниши и освоением новых пищевых ресурсов. Возможно, это было связано с недостатком питательных веществ в приповерхностном слое осадка в постоянно увеличивающейся популяции организмов. Недостаточное количество ресурсов, в свою очередь, спровоцировало освоение новых источников, благодаря чему, организмы начали зарываться глубже в осадок и оставлять после себя уже не просто отдельные следы, а интенсивно переработанный (биотурбированный) осадок.

## 7.2. Ихнотекстурная характеристика хатыспытской свиты

Под биотурбацией понимается процесс, который представляет собой все возможные процессы перемешивания и связанные с ними изменения физических свойств субстрата, вызванные деятельностью животных, живущих в нем [Kristensen et al., 2012]. Если исходный осадок был биотурбирован организмами, и следы их жизнедеятельности сохранились в породе (после литификации осадка), то такие текстуры принято называть ихнотекстурами (ichnofabric).

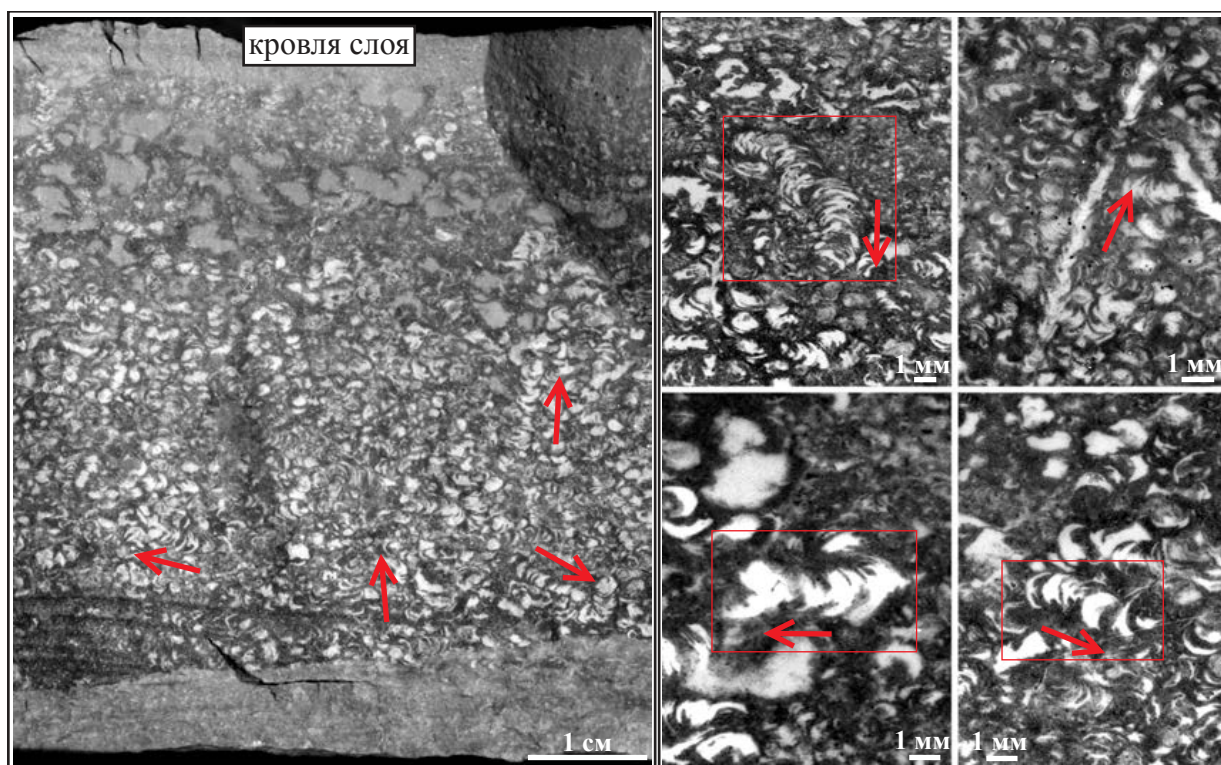
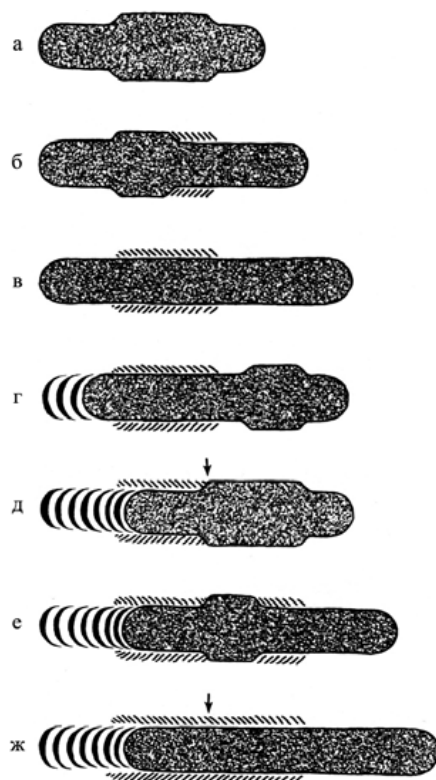


Рисунок 63 - Сравнение динамической модели перемещения червеобразного организма в осадке с помощью волн перистальтики с образованиями менисковой структуры заполнения норы [по Bromley, 1996] (верхняя панель) с менисковой структурой разноориентированных нор *Nepoxites curvus* в окремненном слое из верхней части третьей подбиты хатыспытской свиты (нижняя панель).



Проведение ихнотекстурного анализа заключается в выделении литотипов пород, отличающихся степенью биотурбированности на основе относительного процентного соотношения биотурбированной/небиотурбированной породы. Это соотношение представляет собой индекс биотурбации. Обычно выделяется до 6 индексов от небиотурбированных до полностью биотурбированных пород [Droser, Bottjer, 1988; Taylor, Goldring, 1993]. Таким образом, в разрезе можно оценить степень биотурбированности в целом, что является неотъемлемой частью литолого-седиментологического изучения пород. Особенно это важно для фанерозоя, где следы жизнедеятельности имеют широкое распространение.

Изучение хатыспытской свиты показало, что признаки биотурбации в известняках появляются в верхней половине третьей подсвиты. Третья подсвита хатыспытской свиты сложена чередованием пластов и пачек тонкослоистых известняков (от 15–25 см до 2.5–2.8 м), пластов известняков с грубой волнистой слоистостью (от 0.3–0.5 до 2.2–2.6 м) и относительно маломощных (от 3–4 см до 0.1–0.2 м, в редких случаях – до 0.8 м) интервалов переслаивающихся известняков и аргиллитов. Пласты грубо-волнистослоистых известняков лишены признаков биотурбации, выдержаны по простиранию и могут быть использованы для более подробного расчленения и корреляции разрезов третьей подсвиты.

Ихнотекстурный анализ был применен для трех разрезов третьей подсвиты хатыспытской свиты (0603 на р. Хорбусуонка; 1004 и 1010 на р. Керсюке) (Рисунок 64). В разрезе 0603, расположенном в среднем течении руч. Анабыл (левый приток р. Хорбусуонки), выявлено четыре литотипа отложений, различающихся степенью переработки осадка (индекс биотурбации), от небиотурбированных (встречаются только единичные вертикальные следы) с тонкой слоистостью до практически полностью биотурбированных с реликтами слоистости [Rogov et al., 2012]. В послойно описанных разрезах на р. Керсюке (1004, 1010) также были выявлены четыре литотипа отложений от небиотурбированных с тонкой слоистостью до практически полностью биотурбированных. Для всех разрезов характерной особенностью является наличие пластов грубослоистых известняков, в которых отсутствуют признаки биотурбации. Степень биотурбации осадка является дополнительным корреляционным признаком, позволяющим проводить сопоставление удаленных разрезов внутри осадочного бассейна. Так, в разрезах 0603, 0902, 1004 и 1010 прослеживаются два корреляционных интервала с разной степенью общей биотурбации (см. рисунок 64). Первый корреляционный интервал представляет собой преимущественно тонкослоистые известняки с высокой степенью биотурбации (75–100%). Во втором интервале степень биотурбации варьируется от 25 до 50%, а по мере смещения от разреза 0603 к разрезу 1004 наблюдается постепенное увеличение степени биотурбации (до 50–75%), что может объясняться смещением обстановок в данном пересечении от более дистальных (0603) к более проксимальным (ближе к берегу) (1004). В третьем интервале степень биотурбации снова имеет высокую степень (более 75%). Учитывая полученные данные можно использовать анализ степени биотурбации как дополнительный (подтверждающий) метод сопоставления разрезов.

Результаты полевого изучения третьей подсвиты хатыспытской свиты показали, что осадки, «пригодные» для переработки организмами (преимущественно тонкослоистые микро-

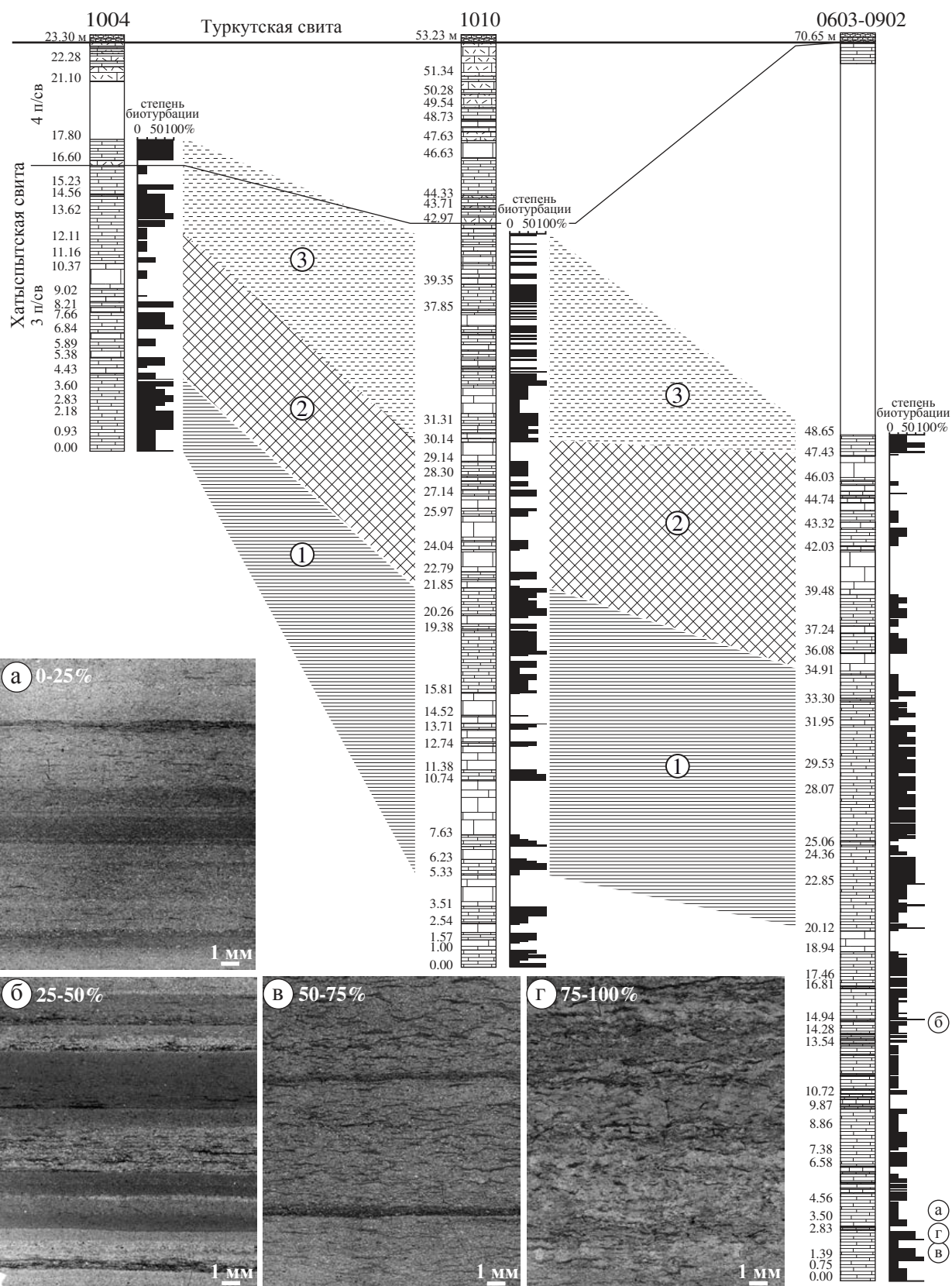


Рисунок 64 - Ихнотекстурная характеристика верхней части третьей подсвиты хатыспытской свиты.

а-г – известняки с разной степенью биотурбации. 1 – корреляционный уровень с высокой степенью биотурбации (75-100%); 2 - корреляционный уровень со слабой-средней степенью биотурбации (25-50%); 3 - корреляционный интервал с высокой степенью биотурбации (более 75%).

тонкокristаллические известковые илы), в среднем были биотурбированы более чем на 50% (см. рисунок 64), что сопоставимо с отложениями фанерозойского возраста [Barras, Twitchett, 2006; Kimura, Watanabe, 2001; Loughlin, Hillier, 2010; Porter, Gallois, 2008]. Данные наблюдения позволяют сделать вывод о том, что несмотря на низкое таксономическое разнообразие следов жизнедеятельности, уже в хатыспитской свите, имеющей вендский возраст [Карлова, 1987; Grazhdankin et al., 2008; Rogov et al., 2012; Rogov et al., 2015], организмы быстро начали осваивать осадок в поисках питательных веществ и навсегда изменили облик осадочной летописи на Земле.

В ихнотекстурах хатыспитской свиты выделяются три типа сохранности: объемная, уплощенная (хорошо выражена на поверхностях напластования) и сохранность, при которой нарушается менисковая структура нор. Объемно сохранившиеся ихнотекстуры были изучена в слое 49 (отметка 26.7 м от основания разреза 0602 на руч. Анабыл), который имеет ровную подошву и эрозионную кровлю (Рисунок 65, а, в). В лабораторных условиях объемная сохранность была изучена с помощью автоэмиссионного электронного сканирующего микроскопа Tescan MIRA3 LM (Аналитический центр ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Результаты изучения под сканирующим электронным микроскопом и построения карт распределения элементов (Ca, Mg, Si, Al, K, S, Fe) показали, что объемная сохранность обусловлена избирательным раннедиагенетическим окремнением менисков (Рисунок 65, г). Уплощенная сохранность характерна для отложений, которые подверглись процессам окремнения после уплотнения осадка. Менисковая структура нор уплощенной сохранности в большинстве случаев наблюдается только на поверхностях напластования (Рисунок 65, б), а на спилах она выглядит как серии тонких линз (см. рисунок 64, в). Для третьего типа сохранности характерно отсутствие длинных следовых дорожек и выражается в виде отдельных менисков серповидной, линзовидной и округлой формы.

### 7.3. Возраст следов жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin

Наиболее древние ископаемые следы ползания с менисковой структурой имеют относительно простое строение (горизонтальные, прямые, без признаков интенсивного биоперемешивания осадка) приурочены к формации Mistaken Point (о. Ньюфаундленд) и имеют возраст 564.8 млн лет [Liu et al, 2010, 2015; Matthews et al., 2020]. Извилистые ископаемые норы с менисковой структурой, формирующие в разной степени проявленную ихнотекстуру, широко распространены в более молодых верхневендских и одновозрастных отложениях Евразии. *Nenoxites curvus* Fedonkin впервые был описан из нижней части валдайской серии венда Юго-Восточного Беломорья на северо-востоке Восточно-Европейской платформы [Федонкин, 1976] (Рисунок 66, а). U–Pb возраст цирконов из вулканических туфов в основании верховской свиты, стратиграфически ниже составил  $557.3 \pm 0.6$  млн лет [Yang et al., 2021]. Позднее следы *Nenoxites curvus* Fedonkin были обнаружены на Оленекском поднятии Сибирской платформы (Рисунок 66, е, ж). Похожие ихнофоссилии под названием *Podoliina crassa* Gureev описаны из бронницких слоев ярышевской свиты могилев-подольской серии верхнего венда Подольского Приднестровья (Украина) на юго-западе Восточно-Европейской платформы [Гуреев, 1988]



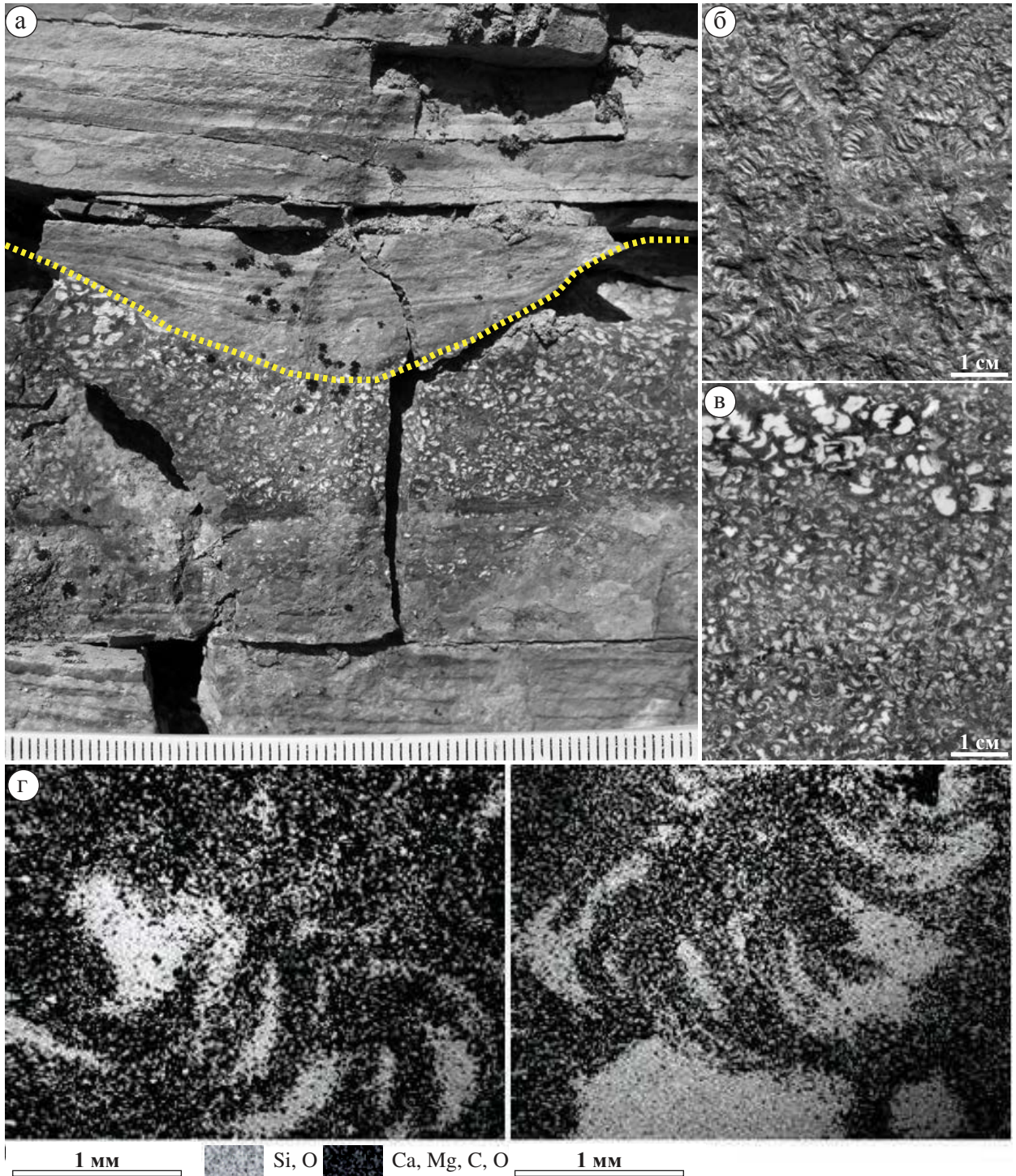


Рисунок 65 - Сохранность ихнотекстур и элементный состав кремневых следов.  
 а) кремневый биотурбированный слой с эрозивной кровлей (показана желтым пунктиром; в масштабной линейке деления через 1 мм); б) уплощенная сохранность ихнотекстур; в) объемная сохранность ихнотекстур (кремневый слой); г) элементный состав отдельных кремневых следов жизнедеятельности *Neoxites curvus*.



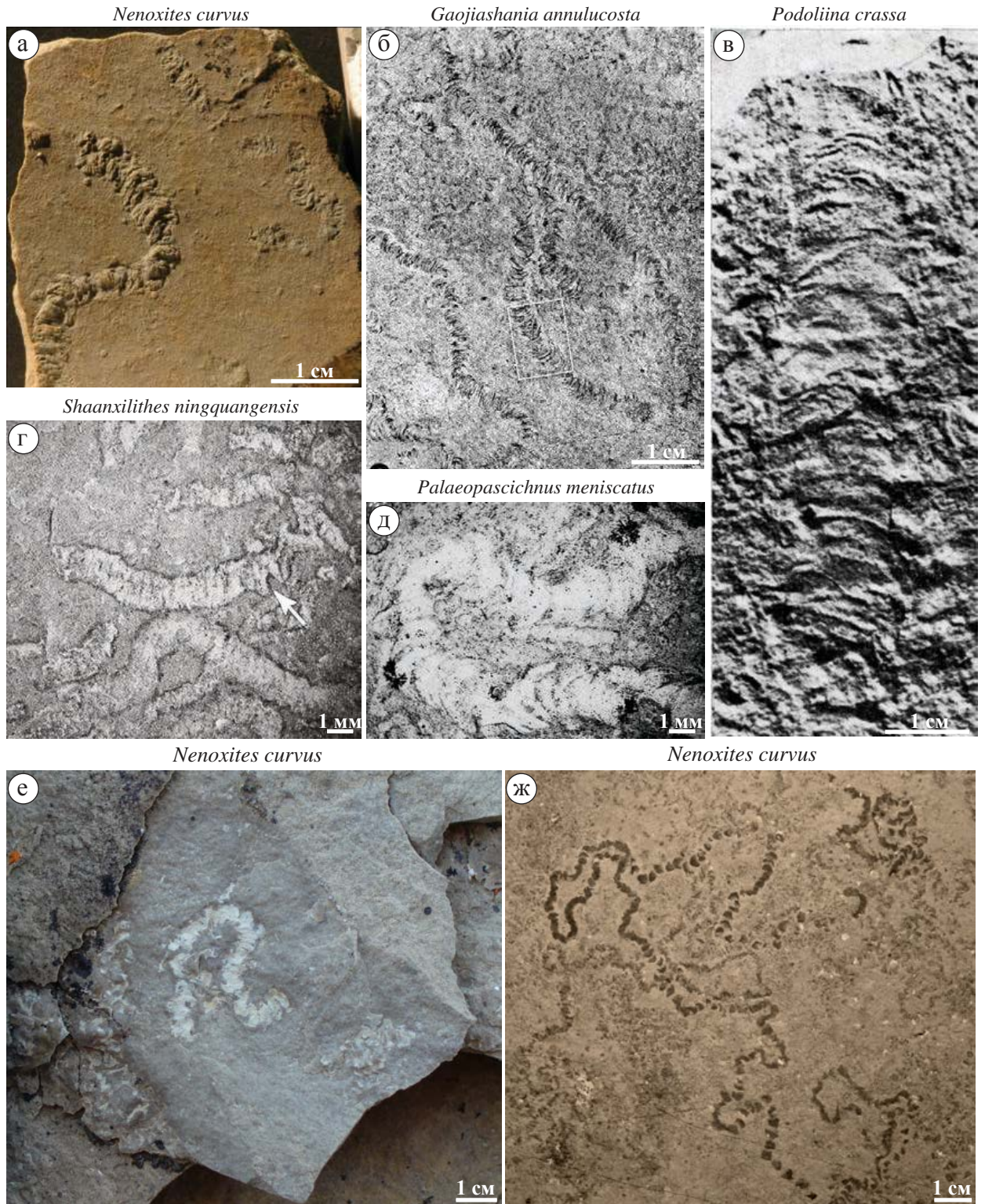


Рисунок 66 - Основные представители неопротозойских следов жизнедеятельности. а) Восточно-Европейская платформа [фото предоставлено Д.В. Гражданкиным]; б) Сибирская платформа, Учуро-Майский регион [Zhuravlev et al., 2009]; в) Восточно-Европейская платформа, Украина [Гуреев, 1988]; г) северная часть Китая [Shen et al., 2007]; д) северная часть Китая [Shen et al., 2007]; е) Сибирская платформа, Оленекское поднятие [фото В.И. Рогова], ж) Сибирская платформа, Оленекское поднятие [фото В.И. Рогова].

(Рисунок 66, в). Возраст этих ихнофоссилий составил  $555.4 \pm 2.9$  млн лет [Soldatenko et al., 2019]. В этих же отложениях присутствуют ихнотекстуры *Nenoxites*. Принимая во внимание возрастные оценки для пачки Jiucheng формации Dengying Южно-Китайской платформы ( $553.6 \pm 2.7$  млн лет) и аимской свиты Учуро-Майского региона юго-востока Сибирской платформы ( $553 \pm 23$  млн лет) можно сделать заключение, что организмы, способные совершать перистальтические движения в толще осадка с образованием менисковой структуры заполнения нор, появились, по крайней мере, 557 млн лет назад. По всей вероятности, при достаточной плотности популяций эти организмы были способны активно перемешивать осадок, как это наблюдается в обстановках карбонатного осадконакопления хатыспытской свиты.

Хатыспытская свита имеет вендский возраст. Об этом, в первую очередь, свидетельствует палеонтологическая характеристика самой свиты, в составе которой представлены отпечатки и слепки мягкотелых организмов (ископаемая биота авалонского типа) и уплощенные органостенные макроостатки (ископаемая биота миаохенского типа) [Grazhdankin et al., 2008]. Во-вторых, хатыспытская свита залегает под палеонтологически охарактеризованными отложениями туркутской свиты немакит-далдынского возраста, содержащими мелкие скелетные остатки организмов *Cambrotubulus decurvatus* Missarzhevsky [Карлова, 1987]. Выше по разрезу, туфобрекчии в основании кессюсинской свиты (серии) содержат цирконы, U–Pb возраст которых составил  $543.9 \pm 0.24$  млн лет [Bowring et al., 1993].

Ископаемые следы жизнедеятельности представляют интерес как объект палеоэкологических (позволяют реконструировать поведение и образ жизни вымерших организмов), седиментологических (позволяют реконструировать обстановки осадконакопления и выявлять скрытые перерывы в седиментации) и палеобиологических исследованиях (указывают на присутствие в сообществах организмов, которые не сохраняются в виде ископаемых остатков), но также могут служить инструментом расчленения и корреляции разрезов. Так, например, глобальный стратотип границы кембрия проводится по первому появлению в ископаемой летописи ископаемых следов *Treptichnus pedum* (Seilacher) [Brasier et al., 1994], которые образовались на поверхности, разделяющей слой ила от вышележащего слоя песка в результате закономерного «опробования» осадка роющими организмами, возможно – приапулидами [Dzik, 2005]. Обычно считается, что к нижней границе кембрия также приурочены первые признаки биотурбации осадка [Droser, Li, 2001]. Следует отметить, что следы жизнедеятельности трептихнид обнаружены в отложениях эдиакарского возраста Намибии [Jensen et al., 2000; Jensen, Runnegar, 2005], а в глобальном стратотипе границы кембрия на о-ве Ньюфаундленд *Treptichnus pedum* (Seilacher) найдены ниже этой границе [Gehling et al., 2001].

Несмотря на то, что признаки перемешивания осадка роющими организмами давно отмечаются различными авторами в верхнем эдиакарии, наша публикация результатов изучения ихнотекстур в хатыспытской свите [Rogov et al., 2012] вызвала оживленную дискуссию на страницах журнала «Geology». Первый комментарий к статье был получен в конце 2012 года от коллектива авторов во главе с Мартином Бразье [Brasier et al., 2013]. М. Бразье с соавторами считают, что за менисковую структуру осадка мы могли ошибочно принять скопления мелких



скелетных остатков. Кроме того, они предполагают, что ихнотекстуры могут иметь более молодой возраст в силу большой погрешности ( $553 \pm 23$ ) в датировке [Семихатов и др., 2003]. Совершенно очевидно, что менисковые структуры в известняках хатыспытской свиты не могут быть скоплениями мелких скелетных остатков, так как эти структуры не приурочены к припошвенной части пластов пластов (более грубозернистая фракция осадка, как правило, сохраняется в виде «остаточных донных отложений» в приподошвенной части пластов), не образуют градационной слоистости и легко подвергаются размыву эрозионными потоками, а позднеэдиакарский возраст менисковых ихнотекстур хатыспытского типа подтверждается находками идентичных признаков биотурбации в бронницких слоях ярышевской свиты могилев-подольской серии верхнего венда Подольского Приднестровья (Украина). U–Pb возраст цирконов из подстилающих бернашевских слоев составил  $555.4 \pm 2.9$  млн лет [Rogov et al., 2013a; Soldatenko et al., 2019]. Вторым комментарием поступил в середине 2013 года от Х. А. Гамес-Винтанеда и А. Ю. Журавлева [Gómez Vintaned, Zhuravlev, 2013]. Авторы подвергли сомнению «билатеральную» природу организмов, которые оставляли ихнотекстуры *Nenoxites*, и предложили свою модель, согласно которой следы могли быть оставлены псевдоплазмодиями миксомицет [Zhuravlev et al., 2009]. Вместе с тем, менисковые структуры в известняках хатыспытской свиты достигают высокой плотности в пределах мощного (70 м) стратиграфического интервала в разрезах, находящихся на удалении до 35 км друг от друга. Если бы менисковые структуры были образованы в результате жизнедеятельности псевдоплазмодиев миксомицет, как это предполагают Х. А. Гамес-Винтанед и А. Ю. Журавлев [Gómez Vintaned, Zhuravlev, 2013], то плотность популяции этих организмов должна была быть колоссальной, соизмеримой с плотностью в современных почвах. Псевдоплазмодии формируются в результате недостатка питательных веществ в окружающей среде, поэтому массовое появление следов жизнедеятельности псевдоплазмодиев могло происходить только вследствие периодического истощения в масштабах всего бассейна [Rogov et al., 2013b]. Далее, чтобы оставить менисковые структуры в иле, псевдоплазмодии должны были достигать гигантских размеров (по сравнению с современными псевдоплазмодиями длиной 2–4 мм при ширине 0.1 мм) и быть способными активно перераспределять осадок. Однако самым важным аргументом против такой интерпретации является исключительно наземный образ жизни псевдоплазмодиев, формирование которых достигается в результате передачи химических сигналов, что в водной среде не представляется возможным [Bengtson et al., 2007]. Менисковые структуры в хатыспытской свите имеют заведомо морской генезис.

Таким образом, менисковые структуры в хатыспытской свите (1) легко подвержены эрозионному воздействию мутьевых потоков и при этом (2) не вымываются из осадка, не переотлагаются и не конденсируются в приподошвенной части прослоев наподобие грубозернистой фракции осадка; (3) нарушают первичную тонкую слоистость осадка, достигая при этом высокой плотности в пределах мощного стратиграфического интервала, (4) образуя в осадке извилистые цепочки, окруженные мантией из вмещающего осадка, (5) избегая при этом соприкосновения друг с другом в толще осадка и (6) не демонстрируя признаков, которые бы свидетельствовали о направленном воздействии со стороны потока. Перечисленные

признаки убедительно свидетельствуют в пользу ихногенной природы менисковых структур, практически нивелируя вероятность других интерпретаций.

Согласно современным представлениям, интенсивная переработка осадка роющими организмами в обстановках с карбонатным осадконакоплением началась на рубеже томмотского и атдабанского веков раннего кембрия (согласно Общей стратиграфической шкале России), что на 8 млн лет позже, чем в обстановках с алюмосиликокластическим осадконакоплением [Droser, Bottjer, 1988]. Изучение хатыспытской свиты Оленекского поднятия показало, что интенсивное перемешивание осадка в обстановках с карбонатной седиментацией, во-первых, началось раньше, чем в алюмосиликокластических осадках, а во-вторых, имеет поздневендский (донемакит-далдынский) возраст. Существует гипотеза, согласно которой появление биотурбации было вызвано стрессом со стороны хищников [Dzik, 2005]. Обнаруженные ихноценозы хатыспытской свиты имеют фундаментальное научное значение, так как показывают, что сложный многоуровневый характер инфауновых сообществ сформировался в вендское время, задолго до «кембрийского взрыва» биоразнообразия (когда впервые появились хищники [Bengtson, 2002; Babcock, 2003; Bush, Vambach, 2011; Leighton, 2011]), и скорее всего был обусловлен освоением новых пищевых ресурсов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты проведенных исследований сводятся к следующему:

1. Хатыспытский лагерштетт отвечает объему хатыспытской свиты и представляет собой самостоятельную осадочную систему. Не подтвердились предположения предыдущих исследователей, отраженные в официально принятых стратиграфических схемах, о том, что хатыспытская свита связана по латерали постепенными переходами с туркутской свитой. Хорбусуонская серия, таким образом, объединяет в своем составе три осадочные системы (маастахскую, хатыспытскую и туркутскую), различающиеся между собой парагенезом микрофациальных признаков, строением латеральных фациальных рядов и палеонтологической характеристикой, и ограниченные снизу и сверху секвентными границами. Каждая осадочная система представляет собой совокупность генетически взаимосвязанных геологических тел, результат взаимодействия различных биотических и абиотических факторов. Соответственно, предлагается изменить объем хатыспытской свиты таким образом, чтобы свита отвечала объему осадочной системы. В таком случае объем маастахской и туркутской свит также приводится в соответствие с выделенными осадочными системами.

2. В составе хатыспытской свиты выделены четыре подсвиты. Первая и вторая подсвиты различаются набором литотипов, но представляют собой непрерывный трансгрессивный латеральный фациальный ряд внешней зоны карбонатного рампа, ограниченный снизу поверхностью максимальной регрессии (с проявлениями палеокарста), а сверху – поверхностью морского затопления. Третья подсвита имеет проградационный характер строения и интерпретируется как регрессивный латеральный фациальный ряд, накопление которого происходило в пределах средней зоны карбонатного рампа. Четвертая подсвита представляет собой трансгрессивный латеральный фациальный ряд, подошва которого имеет эрозионный характер и представляет собой поверхность максимальной регрессии, тогда как сверху подсвита ограничена поверхностью морского затопления. Формирования четвертой подсвиты связывается с нижней зоной внутреннего карбонатного рампа. Хатыспытский лагерштетт, таким образом, представляет собой осадочную систему карбонатного рампа, конечными элементами которой являются обстановки внешнего рампа и нижняя зона внутреннего рампа, связанные между собой постепенными переходами.

3. Туркутская свита сложена преимущественно тонкослоистыми (ламинитовыми), строматолитовыми, сфероагрегатными, обломочными и пелитоморфными доломитолитами, которые формируют латеральный фациальный ряд регрессивного строения. По аналогии с хатыспытской свитой, туркутская свита разделена на нижнюю и верхнюю подсвиты, каждая представляющая собой латеральный фациальный ряд. Туркутская свита реконструируется как карбонатная платформа, которая снизу ограничена поверхностью максимального морского затопления, а сверху – поверхностью максимальной регрессии.

4. Хатыспытская осадочная система функционировала в пределах узкой отрицательной



палеоструктуры на континентальном шельфе, простиравшейся с юго-востока на северо-запад и вдоль которой была локализована основная система палеопотоков (о чем свидетельствует простирающие отпечатки стеблевидных органов мягкотелых организмов, макроводорослей и строматолитовых построек, падение слоев косоугольной слоистости). Независимые геохимические признаки (состав биомаркеров захороненного органического вещества), указывающие на стратификации толщи воды, позволяют предполагать ограниченную циркуляцию в обстановках осадконакопления, что в свою очередь может быть обусловлено дифференцированным прогибанием осадочного бассейна. Дифференцированное прогибание может быть связано с тектонической активностью, что объясняет широкое распространение в хатыспытской свите прослоев вулканических туфов и хорошо согласуется с данными по геохимической специализации туфобрекчий, силлов и даек трахидолеритов и трахибазальтов, прорывающих хатыспытскую свиту. Туфобрекчии, стратиформные брекчии (продукты разрушения туфобрекчий), силлы и дайки трахидолеритов и трахибазальтов выделены в тас-юряхский вулканический комплекс, который функционировал в позднем венде на северо-западном склоне Оленекского поднятия.

5. В составе хатыспытской свиты установлено несколько ориктоценозов, таксономический состав которых зависит от фациально-генетических особенностей вмещающих отложений, что указывает на выраженную биофациальную изменчивость этого стратиграфического подразделения. Изученное фациальное строение хатыспытской свиты и анализ распределения ископаемых макроостатков позволили построить объемную модель хатыспытского лагершета. В его составе выделены три ассоциации ископаемых остатков, характеризующие, соответственно, проксимальную зону внешнего рампа, средний рампа и дистальную зону внутреннего рампа. Обстановки внешнего рампа охарактеризованы единой ископаемой биотой авалонского типа, в составе которой выделяются две биофации, различающиеся условиями фоссилизации. В **хатыспытской биофации** сохранность мягких тканей обусловлена раннедиагенетической или синседиментационной аутигенной цементацией карбонатного осадка, а для **анабыльской биофации** характерна уплощенная органостенная сохранность, обусловленная раннедиагенетическим или синседиментационным окремнением осадка (источником кремнезема, по всей видимости, являлись вулканические туфы, широко распространенные в отложениях). Это позволяет рассматривать хатыспытскую и анабыльскую биофации в качестве тафофаций. **Керсюкинская биофация** (палеопасихниды) формировалась в пределах среднего рампа и дистальной части внутреннего рампа. Палеопасихниды являются характерным представителем ископаемой экологической ассоциации эдиакарского типа, приуроченной к зоне волнения и течений. Третья ассоциация ископаемых остатков распознается по следам жизнедеятельности роющих организмов. **Ихнофация *Nenoxites*** характеризует третью и четвертую подсвиты хатыспытской свиты и формировалась в пределах среднего рампа и дистальной части внутреннего рампа.

6. Особенности сохранности макроводорослей анабыльской биофации (уплощенные органостенные макроостатки захоронены в целостном виде, без признаков переноса

на большие расстояния, в отдельных случаях – в прижизненном положении) позволяют предполагать, что обстановки внешнего рампа располагались в пределах фотической зоны. Анабыльская биофацция, наряду с ископаемыми органостенными макроостатками водорослей, также содержит остатки мягкотелых организмов, характерных для авалонской биоты. Авалонская ископаемая биота традиционно считается наиболее глубоководной; обстановки обитания авалонской биоты реконструируются как континентальный склона и подножие. Результаты проведенного фациально-генетического анализа хатыспытской свиты позволяют заключить, что по крайней мере на северо-западном склоне Оленекского поднятия Сибирской платформы обстановки обитания авалонской биоты располагались в пределах фотической зоны моря на внешнем карбонатном рампе.

7. Туркутская свита охарактеризована мелкими скелетными остатками и микробиялитовыми образованиями, которые приурочены к пластам доломитов и доломитов и в совокупности образуют юрхскую биофаццию. Микрофациальные типы юрхской биофацции, как и всей туркутской свиты характеризуют фациальные зоны окаймленной карбонатной платформы (от рифов края платформы до обстановок приливно-отливного побережья).

8. В хатыспытской свите широко распространены ископаемые норы с менисковым заполнением, которые относятся к ихновиду *Nenoxites curvus* Fedonkin. Следы жизнедеятельности *Nenoxites curvus* Fedonkin вверх по разрезу становятся настолько распространенными, что в породе сложно различить первичную осадочную слоистость. Такая текстура породы образуется в результате переработки осадка роющими организмами (ихнотекстура). Проведенный ихнотекстурный анализ позволил выделить четыре типа отложений, различающихся ихнотекстурным индексом, позволяющих построить непрерывный ряд от практически не биотурбированных до полностью биотурбированных осадков. Степень биотурбации осадка в хатыспытском лагерштетте в среднем соответствует уровню переработки осадков фанерозойского возраста. Хатыспытская свита охарактеризована следами жизнедеятельности и ихнотекстурами *Nenoxites* с самых нижних слоев. Изучение хатыспытской свиты показало, что интенсивное перемешивание осадка роющими организмами, во-первых, началось в обстановках карбонатной седиментации раньше, чем в обстановках с алюмосиликокластических осадках, а во-вторых, имеет поздневендский возраст. Ихнотекстуры в хатыспытской свите являются первым в истории Земли свидетельством биотурбации и наиболее надежным критерием существования билатерий в позднем венде.

### **ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШЕЙ РАЗРАБОТКИ ТЕМЫ**

Дальнейшие исследования хатыспытского лагерштетта должны быть направлены на реконструкцию окислительно-восстановительных условий в обстановках обитания биоты. Предварительные результаты изучения состава биомаркеров захороненного органического вещества и вариаций изотопного состава серы позволяют предполагать, что хатыспытская биота обитала в условиях стратификации толщи воды с низким содержанием кислорода (либо полностью в бескислородных условиях). Перспективным является дальнейшее изучение вариаций редокс-чувствительных элементов, изотопного состава урана и других

показателей окислительно-восстановительных условий в разрезе хатыспытской свиты. Если подтвердятся предположения об адаптации хатыспытской биоты к обитанию в бескислородных условиях, это будет настоящим прорывом в изучении палеоэкологии поздневендской мягкотелой биоты.

Другим перспективным направлением является сравнительный анализ авалонской биоты на материале из хатыспытского ларегерштетта и из группы Conception о. Ньюфаундленд. Представляется маловероятным, что ареал обитания авалонской мягкотелой биоты простирался от подножия континентального склона (именно так реконструируются обстановки обитания биоты на о. Ньюфаундленд) до фотической зоны в пределах внешнего карбонатного рампа (как это удалось показать на примере хатыспытской свиты). Однако, учитывая загадочную природу поздневендской мягкотелой биоты, сравнительный анализ должен быть междисциплинарным и максимально объективным. Если подтвердятся реконструкции обстановок обитания авалонской биоты в пределах континентального склона, необходимо будет выдвигать новые гипотезы, которые бы объясняли этот феномен.

С точки зрения реконструкции хатыспытского бассейна в дальнейшем следует продолжать исследования новых восточных и северо-западных разрезов с целью уточнения модели строения бассейна и корректировки палеогеографии мягкотелой хатыспытской биоты венда.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барабошкин, Е. Е. Проблемы терминологии при изучении ихнофоссилий с менисками [Текст] / Е. Е. Барабошкин // Материалы Международного молодёжного научного форума ЛОМОНОСОВ-2017 [Электронный сборник] / Отв. ред. И. А. Алешковский, А. В. Андриянов, Е. А. Антипов. – М. : МАКС Пресс, 2017.
2. Битерман, И. М. Стратиграфия синийских отложений Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий [Текст] / И. М. Битерман // Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР (г. Якутск, 19–29 октября 1961 г.) : Тезисы докладов. – Ленинград, 1961. – С. 19–21.
3. Битерман, И. М. Новые данные по стратиграфии синийских отложений Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий [Текст] / И. М. Битерман, Е. Р. Горшкова // Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1962. – С. 11–12.
4. Битерман, И. М. Еще раз о предтуркутском размыве на северо-восточной окраине Сибирской платформы [Текст] / И. М. Битерман, Б. Н. Леонов, Л. М. Натапов // Ученые записки НИИГА. Региональная геология. Выпуск 7. – Ленинград, 1965. – С. 228–230.
5. Ботвинкина, Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости : Труды ГИН, выпуск 119 [Текст] / Л. Н. Ботвинкина. – М. : Наука, 1962. – 265 с.
6. Быкова, Н. В. Макро- и микроструктурные характеристики поздневендских макрофитов с Оленекского поднятия Сибирской платформы [Текст] / Н. В. Быкова // II Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. Стратиграфия (г. Санкт-Петербург, 8–11 февраля 2011 г.). – Санкт-Петербург : ФГУП «ВСЕГЕИ», 2011а. – С. 1–5.
7. Бюллетень Межведовственного стратиграфического комитета №2 [Текст] / под ред. Н. К. Наливкина. – М. : Госгеолтехиздат, 1960. – 67 с.
8. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Том 2. Стратиграфия и геологические процессы [Текст] / под ред. Б. С. Соколова, М. А. Федонкина. – М. : Наука, 1985. – 237 с.
9. Виноградов, В. А. Стратиграфия синийских отложений северо-западной части Якутской АССР [Текст] / В. А. Виноградов, В. Я. Кабаньков, А. А. Красильщиков, Э. Н. Эрлих // Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР (г. Якутск, 19–29 октября 1961 г.) : Тезисы докладов. – Ленинград, 1961. – С. 21–23.
10. Воданюк, С. А. Проблемные вопросы стратиграфии вендских отложений бассейна р. Хорбусуонки (Оленекское поднятие) [Текст] / С. А. Воданюк // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее южное складчатое

обрамление : Сборник научных трудов / под ред. В. В. Хоментовского, В. Ю. Шенфиля. – Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1987. – С. 3–17.

11. Воданюк, С. А. О кессюсинской свите Оленекского поднятия [Текст] / С. А. Воданюк, Г. А. Карлова // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд : Сборник научных трудов / под ред. В. В. Хоментовского, В. Ю. Шенфиля – Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1988. – С. 3–20.

12. Воданюк, С. А. Остатки бесскелетных метазоа из хатыспытской свиты Оленекского поднятия [Текст] / С. А. Воданюк // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Актуальные вопросы стратиграфии : Сборник научных трудов / под ред. В. В. Хоментовского, Ю. К. Советова. – Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1989. – С. 61–74.

13. Вологдин, А. Г. О новой группе ископаемых организмов из низов юдомской свиты Сибирской платформы [Текст] / А. Г. Вологдин, А. Б. Маслов // Доклады Академии наук СССР. – 1960. – Т. 134. – № 3. – С. 691–693.

14. Габдуллин, Р. Р. Секвентная стратиграфия : Учебное пособие [Текст] / Р. Р. Габдуллин, Л. Ф. Копаевич, А. В. Иванов. – М. : МАКС Пресс, 2008. – 113 с.

15. Гражданкин, Д. В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в юго-восточном Беломорье [Текст] / Д. В. Гражданкин // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2003. – Т. 11. – № 4. – С. 3–34.

16. Гуреев, Ю. А. Бесскелетная фауна венда [Текст] / Ю. А. Гуреев // Биостратиграфия и палеогеографические реконструкции докембрия Украины / под ред. В. А. Рябенко. – Киев : Наукова думка, 1988. – С. 65–81.

17. Гусев, А. И. Геология, угленосность и нефтеносность низовьев р. Оленек [Текст] / А. И. Гусев // Труды НИИГА, том 1. – Л. : Издательство Главсевморпути, 1950. – С. 16–18.

18. Демочкидов, К. К. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Пур-Оленекского района [Текст] / К. К. Демочкидов, В. А. Первунинский // Труды НИИГА, том 46 / под ред. В. Н. Сакса. – Л. : Издательство Главсевморпути, 1952. – 60 с.

19. Демочкидов, К. К. Синийские отложения Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий [Текст] / К. К. Демочкидов // Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы / под ред. Б. В. Ткаченко. – Л. : Гостоптехиздат, 1959. – Т. 101. – С. 38–39.

20. Журавлев, В. С. Литолого-стратиграфическое подразделение кембрийских отложений Оленекского сводового поднятия [Текст] / В. С. Журавлев, Д. С. Сороков // Сборник статей по геологии Арктики. Выпуск 3 : Труды НИИГА, том 43 / под ред. Б. М. Ткаченко. – Л.–М. : Водтрансиздат, 1954. – С. 27–48.

21. Иванцов, А. Ю. О находках типичных эдиакарских ископаемых в юдомской серии венда Восточной Сибири [Текст] / А. Ю. Иванцов // Доклады Академии наук. –

2018. – Т. 472. – № 5. – С. 542–545.

22. Иванцов, А. Ю. Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы. Среднее Приднестровье и Волынь [Текст] / А. Ю. Иванцов, В. П. Гриценко, В. М. Палий, В. А. Великанов, Л. И. Константиненко, А. Ш. Менасова, М. А. Федонкин, М. А. Закревская, Е. А. Сережникова. – М : ПИН РАН, 2015. – 144 с.
23. Кабаньков, В. Я. К вопросу о возрасте древних толщ северо-востока Сибирской платформы [Текст] / В. Я. Кабаньков // Сборник статей по геологии Арктики. Выпуск 6 : Труды НИИГА, том 89. – М. : Госгелотехиздат, 1956. – С. 38–41.
24. Карлова, Г. А. Первые находки скелетной фауны в туркутской свите Оленекского поднятия [Текст] / Г. А. Карлова // Доклады Академии наук. – 1987. – Т. 292. – № 1. – С. 204–205.
25. Каширцев, В. А. Органическая геохимия нефтидов востока Сибирской платформы [Текст] / В. А. Каширцев. – Якутск : ЯФ издательства СО РАН, 2003. – 160 с.
26. Келлер, Б. М. Вендский комплекс – первое подразделение палеозойской группы [Текст] / Б. М. Келлер, Б.С. Соколов // Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов / Под ред. А. К. Башарина, В. М. Кляровского, Ю. А. Косыгина, Ю. А. Кузнецова, Б. С. Соколова, В. В. Хоментовского. – Новосибирск : ИГиГ СО РАН, 1962. – с. 34–36.
27. Киселев, А. И. Проявление нижнекембрийского плюмового магматизма на северо-востоке Сибирского кратона (Оленекское поднятие) [Текст] / А. И. Киселев, Б. Б. Кочнев, В. В. Ярмолюк, К. Н. Егоров // Современные проблемы геохимии. Материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых). – Иркутск : Изд-во ИГХ СО РАН, 2012. – Т. 1. – С. 54–57.
28. Комар, В.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение [Текст] / В. А. Комар // Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР (г. Якутск, 19–29 октября 1961 г.) : Тезисы докладов. – Ленинград, 1961. – С. 23–25.
29. Комар, В. А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение [Текст] / В. А. Комар // Труды ГИН РАН : выпуск 154 / Отв. ред. М. А. Семихатов. – М. : Наука, 1966. – 122 с.
30. Конторович, А. Э. Биогопаны в отложениях докембрия северо-востока Сибирской платформы [Текст] / А. Э. Конторович, В. А. Каширцев, Р. П. Филп // Доклады Академии наук. – 1995. – Т. 345. – № 1. – С. 106-110.
31. Копылова, Т. Н. Происхождение брекчий на контакте хатыспытской и туркутской свит на Оленекском поднятии Сибирской платформы [Текст] / Т. Н. Копылова // Ученые записки НИИГА. Региональная геология. Выпуск 4 / отв. ред. Н. Н. Урванцев. – Ленинград, 1964. – С. 218–221.



32. Красильщиков, А. А. Протерозойская группа [Текст] / А. А. Красильщиков, И. М. Битерман // Геология СССР. Т. XVIII. Западная часть Якутской АССР. Часть 1. Геологическое описание. Книга 1 / под ред. Ф. Г. Маркова. – М. : Недра, 1970. – С. 91–100.
33. Крупенин, М. Т. Эвапоритовая седиментация в осадочных бассейнах раннего рифея и ее связь с образованием магнезита (Ю. Урал) [Текст] / М. Т. Крупенин, В. А. Котляров // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России : Материалы Всероссийской конференции (12–15 ноября 2007 г., Петрозаводск). – Петрозаводск : Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. – С. 194–199.
34. Кузнецов, В. Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений [Текст] / В. Г. Кузнецов. – М. : Недра, 1992. – 240 с.
35. Кузнецов, В. Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение : Учебное пособие для вузов [Текст] / В. Г. Кузнецов. – М. : ООО «Недра-Бизнесцентр», 2007. – 511 с.
36. Леонов, Б. Н. Особенности тектонического развития Оленекского поднятия в позднем докембрии [Текст] / Б. Н. Леонов, И. М. Битерман, Л. М. Натапов // Доклады Академии наук. – 1965. – Т. 161. – № 5. – С. 1173–1176.
37. Леонов, Б. Н. Раннепалеозойский вулканизм на северо-востоке Сибирской платформы [Текст] / Б. Н. Леонов, Н. И. Гогина // Советская геология. – 1968. – № 4. – С. 94–102.
38. Логвиненко, Н. В. Основы методики исследования осадочных пород [Текст] / Н. В. Кузнецов. – Х. : Издательство Харьковского университета, 1962. – 208 с.
39. Макридин, В. П. Палеобиографические исследования [Текст] / В. П. Макридин, С. В. Мейен // Современная палеонтология. Методы, направления, проблемы, практическое приложение : Справочное пособие : В 2-х томах / Под ред. В. В. Меннера, В. П. Макридина. – Т. 2. – М. : Недра, 1988. – С. 5–13.
40. Мельник, Д. С. Геохимия насыщенных углеводородов-биомаркеров рассеянного органического вещества хатыспытской свиты неопротерозоя (северо-восток Сибирской платформы) [Текст] / Д. С. Мельник, Т. М. Парфенова, В. И. Рогов // Актуальные проблемы геологии нефти и газа Сибири : Материалы 2-й Всероссийской научной конференции молодых ученых и студентов, посвященной 85-летию акад. А.Э. Конторовича (г. Новосибирск, 12-13 марта 2019 г.). – Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2019. – С. 96–99.
41. Мельник, Д. С. Биодegradированные рассеянные битумы в породах хатыспытской свиты венда (неопротерозоя) на северо-востоке Сибирской платформы [Текст] / Д. С. Мельник, Т. М. Парфенова, В. И. Рогов // Георесурсы. – 2020. – № 2. – С. 37–44.
42. Мельник, Д. С. Новые сведения о геохимии органического вещества хатыспытской свиты неопротерозоя (Оленекское поднятие, северо-восток Сибирской

платформы) [Текст] / Д. С. Мельник, Т. М. Парфенова // Трофимуковские чтения – 2019 : Материалы Всероссийской молодежной научной конференции с участием иностранных ученых. (Новосибирск, 7-12 октября 2019 г.). – 2019. – С. 118–121.

43. Мельников, Н. В. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления [Текст] / Н. В. Мельников, М. С. Якшин, Б. Б. Шишкин, А. О. Ефимов, Г. А. Карлова, Л. И. Килина, Л. Н. Константинова, Б. Б. Кочнев, Б. Г. Краевский, П. Н. Мельников, К. Е. Наговицин, А. А. Постников, Л. В. Рябкова, А. А. Терлеев, Е. М. Хабаров. – Новосибирск : Академическое издательство «ГЕО», 2005. – 428 с.

44. Мешкова, Н. П. Нижний кембрий и нижняя часть среднего кембрия Оленекского поднятия [Текст] / Н. П. Мешкова, И. Т. Журавлева, В. А. Лучинина // Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока / отв. ред. И. Т. Журавлева. – Новосибирск : Наука, 1973. – С. 194–214.

45. Мичурин, С. В. К проблеме генезиса магнетитовых залежей на Южном Урале [Текст] / С. В. Мичурин, М. Т. Крупенин, В. М. Горожанин // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий : Материалы VII Межрегиональной научно-практической конференции (19–21 ноября 2008 г., Уфа). – Уфа, 2008. – С. – 192–195.

46. Натапов, Л. М. Отложения типа доманиковой формации на северо-востоке Сибирской платформы [Текст] / Л. М. Натапов // Советская геология. – 1962. – № 11. – С. 110–112.

47. Палий, В. М. Остатки бесскелетной фауны и следы жизнедеятельности из отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия [Текст] / В. М. Палий // Палеонтология и стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы / отв. ред. П. Л. Шульга. – Киев : Наукова думка, 1976. – С. 63–77.

48. Палий, В. М. Мякотелые метазоа и ископаемые следы животных венда и раннего кембрия [Текст] / В. М. Палий, Э. Пости, М. А. Федонкин // Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы / отв. ред. Б. М. Келлер, А. Ю. Розанов. – М. : Наука, 1979. – С. 49–82.

49. Парфенова, Т. М. Геохимия органического вещества хатыспытской свиты (венд, северо-восток Сибирской платформы) [Текст] / Т. М. Парфенова, Б. Б. Кочнев, К. Е. Наговицин, Е. Н. Иванова, В. А. Каширцев, А. Э. Конторович // Успехи органической геохимии : Материалы всероссийской научной конференции (11–15 октября 2010 г., Новосибирск). – Новосибирск, 2010. – С. 265–268.

50. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. 3-е издание [Текст] / В. В. Жданов, А. Е.

Костин, Е. А. Кухаренко, Э. А. Ланда, Л. И. Лукьянова, В. Л. Масайтис, З. Л. Москаленко, Ю. Д. Пушкарев, Л. Н. Шарпенко. – СПб. : Издательство ВСЕГЕИ, 2009. – 200 с.

51. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий [Текст]. – Выпуск 12. – Ленинград : Издательство ВСЕГЕИ, 1972. – 116 с.

52. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий [Текст]. – Выпуск 26. – СПб. : Издательство ВСЕГЕИ, 1992. – 69 с.

53. Решение совещания по стратиграфии отложений верхнего докембрия Сибири и Дальнего Востока, проходившего в ИГиГ СО АН СССР с 1–7 июня 1962 г. [Текст]. – Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1962. – 9 с.

54. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Часть 1 (верхний докембрий, нижний палеозой) [Текст]. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1983. – 215 с.

55. Рогов, В. И. Время формирования первой биостратиграфической зоны венда Сибирской гипостратотипе [Текст] / В. И. Рогов, Г. А. Карлова, В. В. Марусин, Б. Б. Кочнев, К. Е. Наговицин, Д. В. Гражданкин // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 4. – С. 735–747.

56. Розанов, А. Ю. Граница докембрия и кембрия: современный уровень знания [Текст] / А. Ю. Розанов, Б. С. Соколов // Международный геологический конгресс XXVI сессия. Доклады советских геологов. Докембрий. – М. : Наука, 1980. – С. 159–164.

57. Семихатов, М. А. Каталог данных изотопных определений возраста. К–Аг метод. Верхний протерозой. Оленекское поднятие / М. А. Семихатов, Н. М. Чумаков // Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / под ред. М. М. Мануйловой – Л. : Наука, 1968. – С. 255–256.

58. Семихатов, М. А. Уточнение оценок изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия [Текст] / М. А. Семихатов // Дополнения к стратиграфическому кодексу России. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2000. – С. 95–107.

59. Семихатов, М. А. Рb–Рb-изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) [Текст] / М. А. Семихатов, Г. В. Овчинникова, И. М. Горохов, А. Б. Кузнецов, О. К. Каурова, П. Ю. Петров // Доклады Академии наук. – 2003. – Т. 393. – № 1. – С. 83–87.

60. Семихатов, М. А. Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифея и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка [Текст] / М. А. Семихатов, А. Б. Кузнецов, Н. М. Чумаков // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2015. – Т. 23. – № 6. – С. 16–27.

61. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов [Текст] / В. Н.



Шванов, В. Т. Фролов, Э. И. Сергеева, В. И. Драгунов, Д. К. Патрунов, В. Г. Кузнецов, Г. А. Беленицкая, В. В. Куриленко, А. Д. Петровский, В. Н. Кондитеров, Т. К. Баженова, В. В. Жданов, Ф. А. Щербаков, М. Н. Щербакова, Г. А. Мизенс, В. М. Цейслер, Б. А. Трифонов, Ю. Л. Верба, К. Б. Ильин / Отв. ред. В. Н. Шванов. – СПб. : Недра, 1998. – 352 с.

62. Сметанникова, Л. И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Анабаро-Виллюйская. Лист R-51 – Джарджан. Объяснительная записка [Текст] / Л. И. Сметанникова, В. С. Гриненко, Ю. А. Маланин, А. В. Прокопьев, В. Г. Князев, А. М. Трущелев, Л. А. Юганова, Л. П. Жарикова, Г. Г. Казакова, Н. Г. Шепелев, Б. С. Ягнышев / под ред. А. П. Кропачева. – Санкт-Петербург : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. – 397 с. + 9 вкл.

63. Соколов, Б.С. Вендский этап в истории Земли [Текст] / Б. С. Соколов // XXIV сессия МГК. Доклады советских геологов. Палеонтология. – М. : Наука, 1972. – С. 114–124. – Табл. I-V.

64. Соколов, Б. С. Проблема границы докембрия и кембрия [Текст] / Б. С. Соколов // Геология и геофизика. – 1974. – № 2. – С. 3–29.

65. Соколов, Б. С. О венде (вместо предисловия) [Текст] / Б. С. Соколов // Аналогии вендского комплекса в Сибири : Материалы совещания по стратиграфии вендских отложений Сибирской платформы / под ред. Б. С. Соколова, В. В. Хоментовского. – М. : Наука, 1975. – С. 5–10.

66. Соколов, Б. С. Metazoa докембрия и вендо-кембрийский рубеж [Текст] / Б. С. Соколов // Палеонтологический журнал. – 1976. – № 1. – С. 3–18.

67. Соколов, Б. С. Вендский период в истории Земли [Текст] / Б. С. Соколов // Природа. – 1984. – № 12. – С. 3–18.

68. Соколов, Б. С. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование [Текст] / Б. С. Соколов // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / под ред. Б. С. Соколова, М. А. Федонкина. – М. : Наука, 1985. – С. 67–76.

69. Соколов, Б. С. Вендская система и «Неопротерозой III» [Текст] / Б. С. Соколов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1995. – Т. 3. – № 6. – С. 51–67.

70. Соколов, Б. С. Очерки становления венда [Текст] / Б. С. Соколов. – М. : КМК Лтд., 1997. – 156 с.

71. Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное [Текст] / отв. ред. А. И. Жамойда. – СПб. : Издательство ВСЕГЕИ, 2019. – 96 с.

72. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий [Текст] / отв. ред. Б. М. Келлер. – М. : Госгелотехиздат, 1963. – 716 с.

73. Теодорович, Г. И. О структурной классификации известняков [Текст] / Г. И. Теодорович // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. – 1968. – № 7. – С. 72–84.
74. Тимофеев, Б. В. Находки спор в кембрийских и докембрийских отложениях Восточной Сибири [Текст] / Б. В. Тимофеев // Доклады Академии наук СССР. – 1955. – Т. 105. – № 3. – С. 547–550.
75. Уилсон, Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ. [Текст] / Дж. Л. Уилсон. – М. : Недра, 1980. – 463 с.
76. Усыченко, О. Н. Биофациальная зональность в нижнем кембрии Непско-Ботуобинской антеклизы [Text] / О. Н. Усыченко // Известковые водоросли и строматолиты (систематика, биостратиграфия, фациальный анализ) / отв. ред. В. Н. Дубатов, Т. А. Москаленко. – Новосибирск : Наука, 1988. – С. 85–93.
77. Федонкин, М. А. Следы многоклеточных из валдайской серии [Текст] / М. А. Федонкин // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. – 1976. – № 4. – С. 129–132.
78. Федонкин, М. А. Новое местонахождение бесскелетных Metazoa в венде Зимнего берега [Текст] / М. А. Федонкин // Доклады АН СССР. – 1978. – Т. 239. – № 6. – С. 1423–1426.
79. Федонкин, М. А. Новые представители докембрийских кишечнополостных на севере Русской платформы [Текст] / М. А. Федонкин // Палеонтологический журнал. – 1980. – № 2. – С. 7–15.
80. Федонкин, М. А. Беломорская биота венда (докембрийская бесскелетная фауна севера Русской платформы) [Текст] : Труды ГИН, выпуск 342 / М. А. Федонкин. – М. : Наука, 1981. – 100 с.
81. Федонкин, М. А. Систематическое описание вендских Metazoa [Текст] / М. А. Федонкин // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология / под ред. Б. С. Соколова, А. Б. Ивановского. – М. : Наука, 1985. – С. 70–106.
82. Федонкин, М. А. Бесскелетная фауна венда и ее место в эволюции метазоа : Труды ПИН, том 226 [Текст] / М. А. Федонкин. – М. : Наука, 1987. – 176 с.
83. Фролов, В. Т. Литология. Кн. 1: Учебное пособие [Текст] / В. Т. Фролов. – М. : Издательство МГУ, 1992. – 336 с.
84. Фролов, В. Т. Литология. Кн. 3: Учебное пособие [Текст] / В. Т. Фролов. – М. : Издательство МГУ, 1995. – 352 с.
85. Хабаров, Е. М. Сравнительная характеристика позднедокембрийских рифогенных формаций (юг Восточной Сибири, Южный Урал и Тиман) [Текст] / Е. М. Хабаров // Отв. ред. М. А. Жарков. – Новосибирск : Наука, 1985. – 125 с.

86. Хворова, И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы [Текст] / И. В. Хворова. – М. : Изд-во АН СССР, 1958. – 171 с.
87. Хоментовский, В. В. О юдомском комплексе и проблеме венда Сибири [Текст] / В. В. Хоментовский // Аналогии вендского комплекса в Сибири : Материалы совещания по стратиграфии вендских отложений Сибирской платформы / под ред. Б. С. Соколова, В. В. Хоментовского. – М. : Наука, 1975. – С. 11–42.
88. Хоментовский, В. В. Нижняя граница кембрия и принципы ее обоснования в Сибири [Текст] / В. В. Хоментовский, Г. А. Карлова // Геология и геофизика. – 1992. – № 11. – С. 3–26.
89. Швецов, М. С. Петрография осадочных пород [Текст] / М. С. Швецов. – М. : Госгеоллиздат, 1948. – 387 с.
90. Шишкин, Б. Б. О времени проявления вулканизма на северо-востоке Сибирской платформы [Текст] / Б. Б. Шишкин // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сибирской платформы. Сборник научных трудов / Под ред. Н. В. Мельникова, А. В. Хоменко. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1973. – Вып. 167. – С. 67–69.
91. Шпунт, Б. Р. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы [Текст] / Б. Р. Шпунт, И. Г. Шаповалова, Э. А. Шамшина, К. А. Лазебник, В. Т. Саввинов, Э. Д. Пермяков, Э. Я. Келле, Е. В. Янковский / отв. ред. К. Б. Мокшанцев. – Новосибирск : Наука, 1979. – 213 с.
92. Шпунт, Б. Р. Поздний докембрий севера Сибирской платформы [Текст] / Б. Р. Шпунт, И. Г. Шаповалова, Э. А. Шамшина. – Новосибирск : Наука, 1982. – 226 с.
93. Шпунт, Б. Р. Поздневендские калиевые щелочные вулканиты Оленекского поднятия (северо-восток Сибирской платформы) [Текст] / Б. Р. Шпунт, Э. А. Шамшина // Доклады Академии наук. – 1989. – Т. 307. – № 3. – С. 678–682.
94. Якшин, М. С. Хорбусуонская серия бассейна р. Хорбусуонки (Оленекское поднятие) [Текст] / М. С. Якшин, С. А. Воданюк // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Стратиграфия и палеонтология : Сборник научных трудов / под ред. В. В. Хоментовского. – Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1986. – С. 21–32.
95. Якшин, М. С. Венд Оленекского поднятия [Текст] / М. С. Якшин // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее южное складчатое обрамление : Сборник научных трудов / под ред. В. В. Хоментовского, В. Ю. Шенфиля. – Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1987. – С. 18–30.
96. Гриценко, В.П. Нові знахідки іхнофосилій у бронницьких верствах (могилів-подільська серія венду) та палеоекологічні умови подільського морського басейну у бронницький час // Викопа фауна і флора України: палеоекологічний та стратиграфічний аспекти. Зб. наук. праць ІГН НАН України. – Київ, 2009. – С. 30–35.
97. Ahr, W. M. The carbonate ramp: An alternative to the shelf model [Text] / W. M. Ahr



// Transactions, GCAGS. – 1973. – V. 23. – P. 221–225.

98. Amthor, J. E. Extinction of *Cloudina* and *Namacalathus* at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman [Text] / J. E. Amthor, J. P. Grotzinger, S. Schröder, S. A. Bowring, J. Ramezani, M. W. Martin, A. Matter // *Geology*. – 2003. – V. 31. – No. 5. – P. 431–434.
99. Antcliffe, J. B. Testing the protozoan hypothesis for Ediacaran fossils: A developmental analysis of *Palaeopascichnus* [Text] / J. B. Antcliffe, A. J. Gooday, M. D. Brasier // *Palaeontology*. – 2011. – V. 54. – P. 1157–1175.
100. Babcock, L. E. Trilobites in Paleozoic predator-prey systems, and their role in reorganization of early Paleozoic ecosystems [Text] / L. E. Babcock / Ed. by P. Kelley, M. Kowalewski, T. A. Hansen // *Predator–Prey Interactions in the Fossil Record*. – New York : Plenum Publishers, 2003. – P. 55–92.
101. Bamforth, E. L. Growth and ecology of a multi-branched Ediacaran rangeomorph from the Mistaken Point assemblage, Newfoundland [Text] / E. L. Bamforth, G. M. Narbonne, M. M. Anderson // *Journal of Paleontology*. – 2008. – V. 82. – No. 4. – P. 763–777.
102. Bamforth, E. L. New Ediacaran rangeomorphs from the Mistaken Point, Newfoundland, Canada [Text] / E. L. Bamforth, G. M. Narbonne // *Journal of Paleontology*. – 2009. – V. 83. – No. 6. – P. 897–913.
103. Barras, C. G. Response of the marine infauna to Triassic-Jurassic environmental change: Ichnological data from southern England [Text] / C. G. Barras, R. J. Twitchett // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2006. – V. 244. – No. 1–4. – P. 223–241.
104. Bengtson, S. Origins and early evolution of predation [Text] / S. Bengtson // *Paleontological Society Papers*. – 2002. – V. 8. – P. 289–318.
105. Bengtson, S. Predatorial borings in Late Precambrian mineralized exoskeletons [Text] / S. Bengtson, Y. Zhao // *Science*. – 1992. – V. 257. – No. 5068. – P. 367–369.
106. Bengtson, S. The Paleoproterozoic megascopic Stirling biota [Text] / S. Bengtson, B. Rasmussen, B. Krapež // *Paleobiology*. – 2007. – V. 33. – P. 351–381.
107. Bièvre, G. Synsedimentary collapse on a carbonate platform margin (lower Barremian, southern Vercors, SE France) [Text] / G. Bièvre, D. Quesne // *Geodiversitas*. – 2004. – V. 26. – No. 2. – P. 169–184.
108. Boag, T. H. Ediacaran distributions in space and time: Testing assemblage concepts of earliest macroscopic body fossils [Text] / T. H. Boag, S. A. F. Darroch, M. Laflamme // *Paleobiology*. – 2016. – V. 42. – No. 4. – P. 574–594.
109. Bowring, S. A. Calibrating rates of Early Cambrian evolution [Text] / S. A. Bowring, J. P. Grotzinger, C. E. Isachsen, A. H. Knoll, S. M. Pelechaty, P. Kolosov // *Science*. – 1993. – V. 261. – Article number 5126. – P. 1293–1298.

110. Bowring, S. Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf Supergroup, Sultanate of Oman [Text] / S. A. Bowring, J. P. Grotzinger, D. J. Condon, J. Ramezani, M. J. Newall, P. A. Allen // *American Journal of Science*. – 2007. – V. 307. – P. 1097–1145.
111. Boynton, H. E. Ediacaran fossils from the Precambrian (Charnian Supergroup) of Charnwood Forest, Leicestershire, England [Text] / H. E. Boynton, T. D. Ford // *Mercian geologist*. – 1995. – V. 13. – No. 4. – P. 165–182.
112. Brasier, M. D. Decision on the Precambrian-Cambrian boundary stratotype [Text] / M. D. Brasier, J. W. Cowie, M. Taylor // *Episodes*. – 1994. – V. 17. – No. 1–2. – P. 3–8.
113. Brasier, M. D. Evolutionary relationships within the Avalonian Ediacara biota: New insights from laser analysis [Text] / M. D. Brasier, J. B. Antcliffe // *Journal of the Geological Society*. – 2009. – V. 166. – No. 2. – P. 363–384.
114. Brasier, M. D. The architecture of Ediacaran fronds [Text] / M. D. Brasier, J. B. Antcliff, A. G. Liu // *Palaeontology*. – 2012. – V. 55. – Part 5. – P. 1105–1124.
115. Brasier, M. D. The oldest evidence of bioturbation on Earth: Comment [Text] / M. D. Brasier, D. McIlroy, A. G. Liu, L. R. Menon // *Geology*. – 2013. – V. 41. – No. 5. – P. e289.
116. Bromley, R. G. *Trace Fossils. Biology, Taphonomy and Applications*, second edition [Text] / R. G. Bromley. – London : Chapman & Hall, 1996. – xvi + 361 pp.
117. Brown, J. S. Suggested use of the word microfacies [Text] / J. S. Brown // *Economic Geology*. – 1943. – V. 38. – P. 325.
118. Burne, R. V. Microbialites: Organosedimentary deposits of benthic microbial communities [Text] / R. V. Burne, L. S. Moore // *Palaios*. – 1987. – V. 2. – P. 241–254.
119. Bush, A. M. Paleoeologic megatrends in marine metazoan [Text] / A. M. Bush, R. K. Bambach // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 2011. – V. 39. – P. 241–269.
120. Butterfield, N. J. Macroevolution and macroecology through deep time [Text] / N. J. Butterfield // *Palaeontology*. – 2007. – V. 50. – Part. 1. – P. 41–55.
121. Butterfield, N. J. Animals and the invention of the Phanerozoic Earth system [Text] / N. J. Butterfield // *Trends in Ecology and Evolution*. – 2011. – V. 26. – No. 2 – P. 81–87.
122. Bykova, N. Ediacaran holdfasts and their systematics [Text] / N. Bykova // *Journal of Earth Science*. – 2010. – V. 21. – P. 1–3.
123. Bykova, N. A geochemical study of the Ediacaran discoidal fossil *Aspidella* preserved in limestones: Implications for its taphonomy and paleoecology [Text] / N. Bykova, B. C. Gill, D. Grazhdankin, V. Rogov, S. Xiao // *Geobiology*. – 2017. – V. 15. – No. 4. – P. 572–587.
124. Bykova, N. Seaweeds through time: Morphological and ecological analysis of Proterozoic and early Paleozoic benthic macroalgae [Text] / N. Bykova, S. T. LoDuca, Q. Ye,

V. Marusin, D. Grazhdankin, S. Xiao // *Precambrian Research*. – 2020. – V. 350. – Article number 105875.

125. Cai, Y. Biostratinomy of the Late Ediacaran pyritized Gaojiashan Lagerstätte from southern Shaanxi, South China: Importance of event deposits [Text] / Y. Cai, H. Hua, S. Xiao, J. D. Schiffbauer, P. Li // *Palaios*. – 2010. – V. 25. – No. 8. – P. 487–506.

126. Cai, Y. Tube construction and life mode of the late Ediacaran tubular fossil *Gaojiashania cyclus* from the Gaojiashan Lagerstätte [Text] / Y. Cai, H. Hua, X. Zhang // *Precambrian Research*. – 2013. – V. 224. – P. 255–26.

127. Chayka, I. An explosive volcanism on the eve of the Cambrian «explosion» (~540 My ago) in the northeast of Siberia [Text] / I. Chayka, D. Grazhdankin, V. Rogov, A. Izokh // 8th International Maar Conference (Petropavlovsk-Kamchatsky, 24-30 August 2020): Abstract – Petropavlovsk-Kamchatsky. – 2020. – P. 9–10.

128. Chen, Z. Preservation and morphological interpretation of Late Sinian Gaojiashania from southern Shaanxi [Text] / Z. Chen, W.-G. Sun, H. Hua // *Acta Palaeontologica Sinica*. – 2002. – V. 41. – P. 448–454. [на китайском языке с абстрактном на английском языке].

129. Chen, Z. Trace fossil evidence for Ediacaran bilaterian animals with complex behaviors [Text] / Z. Chen, C. Zhou, M. Meyer, K. Xiang, J. D. Schiffbauer, X. Yuan, S. Xiao // *Precambrian Research*. – 2013. – V. 224. – P. 690–701.

130. Chen, Z. New Ediacara fossils preserved in marine limestone and their ecological implications [Text] / Z. Chen, C. Zhou, S. Xiao, W. Wang, C. Guan, H. Hua, X. Yaun // *Scientific Reports*. – 2014. – V. 4. – Article number 4180.

131. Chen, Z. Late Ediacaran trackways produced by bilaterian animals with paired appendages [Text] / Z. Chen, X. Chen, C. Zhou, X. Yuan, S. Xiao // *Science Advances*. – 2018. – V. 4. – No. 6. – P. 1–8.

132. Chen, Z. Death march of a segmented and trilobite bilaterian elucidates early animal evolution [Text] / Z. Chen, C. Zhou, X. Yuan, S. Xiao // *Nature*. – 2019. – V. 573. – P. 412–415.

133. Chen, C. Carbonate carbon isotope chemostratigraphy and U-Pb zircon geochronology of the Luichapo Formation in South China: Constraints on the Ediacaran-Cambrian boundary in deep water sequences [Text] / C. Chen, Q. Feng // *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*. – 2019. – V. 535. – P. 1–14.

134. Clapham, M. E. Paleoecology of the oldest known animal communities: Ediacaran assemblages at Mistaken Point, Newfoundland [Text] / M. E. Clapham, G. M. Narbonne, J. G. Gehling // *Paleobiology*. – 2003. – V. 29. – No. 4. – P. 527–544.

135. Cook, H. E. Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope development [Text] / *SEPM Special Publication*. – 1979. – V. 27. – P. 287–305.

136. Crimes, T. P. Evolution and dispersal of deepsea traces [Text] / T. P. Crimes, M. A. Fedonkin // *Palaios*. – 1994. – V. 9. – P. 74–83.



137. Cui, H. Redox-dependent distribution of early macro-organisms: Evidence from the terminal Ediacaran Khatyspyt Formation in Arctic Siberia [Text] / H. Cui, D. V. Grazhdankin, S. Xiao, S. Peek, V. I. Rogov, N. V. Bykova, N. E. Sievers, X.-M. Liu, A. J. Kaufman // *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*. – 2016. – V. 461. – P. 122–139.
138. Dilliard, K. A. Active synsedimentary tectonism on a mixed carbonate–siliciclastic continental margin: third-order sequence stratigraphy of a ramp to basin transition, lower Sekwi Formation, Selwyn Basin, Northwest Territories, Canada [Text] / K. A. Dilliard, M. C. Pope, M. Coniglio, S. T. Hasiotis, B. S. Lieberman // *Sedimentology*. – 2010. – V. 57. – No. 2. – P. 513–542.
139. Ding, L. F. The Study of the Late Sinian–Early Cambrian Biotas from the Northern Margin of Yangtze Platform [Text] / L. F. Ding, L. Zhang, Y. Li, J. Dong / Ed. Q. Hongbin. – Beijing : Scientific and Technical Documents Publishing House, 1992. – 135 pp. [на китайском языке с аннотацией на английском языке].
140. Dong, L. Silicified *Horodyskia* and *Palaeopascichnus* from upper Ediacaran cherts in South China: Tentative phylogenetic interpretation and implications for evolutionary stasis [Text] / L. Dong, S. Xiao, B. Shen, C. Zhou // *Journal of the Geological Society*. – 2008. – V. 165. – No. 1. – P. 367–378.
141. Droser, M. L. Trends in depth and extent of bioturbation in Cambrian carbonate marine environments, western United States [Text] / M. L. Droser, D. J. Bottjer // *Geology*. – 1988. – V. 16. – No. 3. – P. 233–236.
142. Droser, M. L. When the worm turned: Concordance of Early Cambrian ichnofabric and trace-fossil record in siliciclastic rocks of South Australia [Text] / M. L. Droser, J. G. Gehling, S. Jensen // *Geology*. – 1999. – V. 27. – No. 7. – P. 625–628.
143. Droser, M. L. The Cambrian radiation and the diversification of sedimentary fabrics [Text] / M. L. Droser, X. Li / Ed. by A. Yu. Zhuravlev, R. Riding // *The ecology of Cambrian radiation*. – New York : Columbia University Press, 2001. – P. 137–169.
144. Duda, J. P. Opening up a window into ecosystems with Ediacara-type organisms: preservation of molecular fossils in the Khatyspyt Lagerstätte (Arctic Siberia) [Text] / J. P. Duda, V. Thiel, J. Reitner, D. Grazhdankin // *Palaontologische Zeitschrift*. – 2016. – V. 90. – No. 4. – P. 659–671.
145. Dunham, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture [Text] / R. J. Dunham // *Classification of carbonate rocks* / Ed. by W. E. Ham // *AAPG Memoir*. – 1962. – No. 1. – P. 108–171.
146. Dzik, J. Anatomical information content in the Ediacaran fossils and their possible zoological affinities [Text] // *Integrative and Comparative Biology* – 2003. – V. 43. – No. 1. – P. 114–126.
147. Dzik, J. Behavioral and anatomical unity of the earliest burrowing animals and the cause of the “Cambrian explosion” [Text] / J. Dzik // *Paleobiology*. – 2005. – V. 31. – No. 3. –

P. 503–521.

148. Embry, A. F. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N. W. T. [Text] / A. F. Embry, J. E. Klovan // CSPG Bulletin. – 1971. – V. 19. – No. 4. – P. 730–781.
149. Erwin, D. H. Macroevolution of ecosystem engineering, niche construction and diversity [Text] / D. H. Erwin // Trends in Ecology and Evolution. – 2008. – V. 23. – No. 6. – P. 304–310.
150. Evans, I. An interpretation of the depositional setting of some deep-water Jurassic carbonates of the Central High Atlas Mountains, Morocco [Text] / I. Evans, C. G. St. C. Kendall // Special Publication SEPM. – 1977. – V. 25. – P. 249–261.
151. Fedonkin, M. A. Precambrian-Cambrian ichnocoenoses of the east European platform [Text] / M. A. Fedonkin // Trace fossils 2 : Proceedings of an International Symposium held at Sydney, Australia, 23-24 august 1976 as part of 25<sup>th</sup> IGC / Ed. by T. P. Crimes, J. C. Harper. – Liverpool : Seel House Press, 1977. – P. 183–194.
152. Fedonkin, M. A. Paleoichnology of the Precambrian-Cambrian transition in the Russian platform and Siberia / M. A. Fedonkin // Trace fossils, Small Shelly Fossils and the Precambrian-Cambrian boundary : Proceedings (August 8–18, 1987, Memorial University) : New York State Museum Bulletin No. 463 / Ed. by E. Landing, G. M. Narbonne, P. Myrow. – New York : The University of the State of New York, 1987. – P. 12.
153. Fedonkin, M. A. Proterozoic metazoan trace fossils [Text] / M. A. Fedonkin, B. N. Runnigar // The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study / Ed. by J. W. Schopf, C. Klein. – USA : Cambridge University Press, 1992. – P. 389–395.
154. Fedonkin, M. A. The rise of animals: evolution and diversification of the kingdom Animalia [Text] / M. A. Fedonkin, J. G. Gehling, K. Grey, G. M. Narbonne, P. Vickers-Rich. – Baltimore : The Johns Hopkins University Press, 2007. – 343 p.
155. Folk, R. L. Practical petrographic classification of limestones [Text] / R. L. Folk // Bulletin of the American association of petroleum geologists. – 1959. – V. 43. – No. 1. – P. 1–38.
156. Ford, T. D. Precambrian fossils from Charnwood Forest [Text] / T. D. Ford // Proceedings of the Yorkshire Geological Society. – 1958. – V. 31. – Part 3. – No. 8. – P. 211–217.
157. Flügel, E. Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application [Text] / E. Flügel. – Berlin : Springer, 2004. – xx + 976 pp.
158. Gámez Vintaned, J. A. The oldest evidence of bioturbation on Earth: Comment [Text] / J. A. Gámez Vintaned, A. Yu. Zhuravlev // Geology. – 2013. – V. 41. – No. 9. – P. e299.
159. Gehling, J. G. The first named Ediacaran body fossil, *Aspidella terranovica* [Text] / J. G. Gehling, G. M. Narbonne, M. M. Anderson // Palaeontology. – 2000. – V. 43. – Part 3. – P. 427–546.

160. Gehling, J. G. Burrowing below the basal Cambrian GSSP, Fortune Head, Newfoundland [Text] / J. G. Gehling, S. Jensen, M. L. Droser, P. M. Myrow, G. M. Narbonne // *Geological Magazine*. – 2001. – V. 138. – No. 2. – P. 213–218.
161. Gehling, J. G. Spindle-shaped Ediacaran fossils from the Mistaken Point assemblage, Avalon zone, Newfoundland [Text] / J. G. Gehling, G. M. Narbonne // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 2007. – V. 44. – No. 3. – P. 364–387.
162. Gehling, J. G. How well do fossil assemblages of the Ediacara Biota tell time? [Text] / J. G. Gehling, M. L. Droser // *Geology*. – 2013. – V. 41. – No. 4. – P. 447–450.
163. Glaessner, M.F. Trace fossils from the Precambrian and basal Cambrian [Text] / M. F. Glaessner // *Lethaia*. – 1969. – V. 2. – P. 369–393.
164. Glaessner, M. F. Biogeography and biostratigraphy. Precambrian [Text] / M. F. Glaessner // *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part A. Introduction* / Ed. by R. A. Robinson, C. Teichert. – Boulder : Geological Society of America, 1979. – P. 79–118.
165. Glaessner, M. F. The dawn of animal life : a biohistorical study [Text] / M. F. Glaessner. – Cambridge, UK : Cambridge University Press, 1984. – xi + 244 p.
166. Gradstein, F. M. A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene [Text] / F. M. Gradstein, J. G. Ogg, A. G. Smith, W. Bleeker, L. J. Lourens // *Episodes*. – 2004. – V. 27. – No. 2. – P. 83–100.
167. Grazhdankin, D. Patterns of distribution in the Ediacaran biotas: facies versus biogeography and evolution [Text] / D. Grazhdankin // *Paleobiology*. – 2004. – V. 30. – No. 2. – P. 203–221.
168. Grazhdankin, D. V. Carbonate-hosted Avalon-type fossils in arctic Siberia [Text] 330. / D. V. Grazhdankin, U. Balthasar, K. E. Nagovitsin, B. B. Kochnev // *Geology*. – 2008. – V. 36. – No. 10. – P. 803–806.
169. Grazhdankin, D. V. Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota [Text] / D. V. Grazhdankin // *Journal of Paleontology*. – 2014. – V. 88. – No. 2. – P. 269–283.
170. Grazhdankin, D. V. Quo vadis, Tommotian? [Text] / D. V. Grazhdankin, V. V. Marusin, O. P. Izokh, G. A. Karlova, B. B. Kochnev, G. E. Markov, K. E. Nagovitsin, Z. Sarsembaev, S. Peek, H. Cui, A. J. Kaufman // *Geological Magazine*. – 2020. – V. 157. – No. 1. – P. 22–34.
171. Grotzinger, J. P. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution [Text] / J. P. Grotzinger, S. A. Bowring, B. Z. Saylor, A. J. Kaufman // *Science*. – 1995. – V. 270. – No. 5236. – P. 598–604.
172. Haines, P. W. Problematic fossils in the late Neoproterozoic Wonoka Formation, South Australia [Text] / P. W. Haines // *Precambrian Research*. – 2000. – V. 100. – No. 1–3. – P. 97–108.
173. Hofmann, H. J. Ediacaran biota on Bonavista Peninsula, Newfoundland, Canada [Text] / H. J. Hofmann, S. J. O'Brien, A. F. King // *Journal of Paleontology*. – 2008. – V. 82.



– No. 1. – P. 1–36.

174. Hua, H. Fossil evidences of latest Neoproterozoic Gaojiashan Biota and their characteristics [Text] / H. Hua, Z. Chen, L. Y. Zhang // *Acta Palaeontologica Sinica*. – 2000. – V. 39. – No. 4. – P. 507–515. [на китайском языке с аннотацией на английском языке]

175. Hua, H. *Shaanxilithes* from Taozicchong Formation of Guizhou Province and its significance [Text] / H. Hua, L. Y. Zhang, Z. F. Zhang, J. P. Wang // *Journal on Stratigraphy*. – 2004. – V. 29. – P. 265–269. [на китайском языке с аннотацией на английском языке]

176. Ichaso, A. A. Paleoenvironmental and basin analysis of the late Neoproterozoic (Ediacaran) upper Conception and St. John's groups, west Conception Bay, Newfoundland [Text] / A. A. Ichaso, R. W. Dalrymple, G. M. Narbonne // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 2007. – V. 44. – No. 1. – P. 25–41.

177. Jelby, M. E. Tempestite facies variability and storm-depositional processes across a wide ramp: Towards a polygenetic model for hummocky cross-stratification [Text] / M. E. Jelby, S.-A. Grundvag, W. Helland-Hansen, S. Olaussen, L. Stemmerik // *Sedimentology*. – 2019. – V. 67. – No. 2. – P. 742–781.

178. Jenkins, R. J. F. The problems and potential of using animal fossils and trace fossils in terminal Proterozoic biostratigraphy [Text] / R. J. F. Jenkins // *Precambrian Research*. – 1995. – V. 73. – No. 1–4. – P. 51–69.

179. Jensen, S. Complex trace fossils from the terminal Proterozoic of Namibia [Text] / S. Jensen, B. Z. Saylor, J. G. Gehling, G. J. B. Germs // *Geology*. – 2000. – V. 28. – No. 2. – P. 143–146.

180. Jensen, S. A complex trace fossil from Spitskop Member (terminal Ediacaran–? Lower Cambrian) of southern Namibia [Text] / S. Jensen, B. N. Runneagar // *Geological Magazine*. – 2005. – V. 142. – No. 5. – P. 561–569.

181. Kaufman, A. J. A shorter fuse for the Cambrian explosion? [Text] / A. J. Kaufman, S. Peek, A. J. Martin, H. Cui, D. V. Grazhdankin, V. I. Rogov, S. Xiao, R. Buchwaldt, S. Bowring // *GSA Abstracts with Programs*. – 2012. – V. 44. – No. 7. – P. 326.

182. Kaufman, A. J. The effect of seawater redox stratification on early metazoans from terminal Ediacaran Khatyspyt Formation of Arctic Siberia [Text] / A. J. Kaufman, H. Cui, S. Peek, V. I. Rogov, D. V. Grazhdankin, S. Xiao // *GSA Abstracts with Programs*. – 2013. – V. 45. – No. 7. – P. 186.

183. Keighley, D. G. The ichnogenus *Beaconites* and its distinction from *Ancorichnus* and *Taenidium* [Text] / D. G. Keighley, R. K. Pickerill // *Palaeontology*. – 1994. – V. 37. – Part 2. – P. 305–337.

184. Kimura, H. Oceanic anoxia at the Precambrian-Cambrian boundary [Text] / H. Kimura, Y. Watanabe // *Geology*. – 2001. – V. 29. – No. 11. – P. 995–998.

185. Kiselev, A. I. The Early Paleozoic basite magmatism in the northeastern Siberian Craton

[Text] / A. I. Kiselev, B. B. Kochnev, V. V. Yarmolyuk, V. I. Rogov, K. N. Egorov // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2016. – V. 7. – P. 233–250.

186. Knoll, A. H. Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia [Text] / A. H. Knoll, J. P. Grotzinger, A. J. Kaufman, P. Kolosov // *Precambrian research*. – 1995. – V. 73. – No. 1–4. – P. 251–270.

187. Kolesnikov, A. V. The oldest skeletal macroscopic organism *Palaeopascichnus linearis* [Text] / A. V. Kolesnikov, V. I. Rogov, N. V. Bykova, T. Danelian, S. Clausen, A. V. Maslov, D. V. Grazhdankin // *Precambrian Research*. – 2018. – V. 316. – P. 24–37

188. Kouchinsky, A. The Lower Cambrian fossil Anabaritids: affinities, occurrences and systematics [Text] / A. Kouchinsky, S. Bengtson, W. Feng, R. Kutugin, A. Val'kov // *Journal of Systematic Palaeontology*. – 2009. – V. 7. – No. 3. – P. 241–298.

189. Krause, F. F. Submarine carbonate breccia beds—a depositional model for two-layer, sediment gravity flows from the Sekwi Formation (Lower Cambrian), Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada [Text] / F. F. Krause, A. E. Oldershaw // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1979. – V. 16. – No. 1. – P. 189–199.

190. Kristensen, E. What is bioturbation? The need for a precise definition for fauna in aquatic sciences [Text] / E. Kristensen, G. Penha-Lopes, M. Delefosse, T. Valdemarsen, C. O. Quintana, G. T. Banta // *Inter-Research : Marine Ecology Progress Series*. – 2012. – V. 446. – P. 285–302.

191. Laflamme, M. Morphometric analysis of the Ediacaran frond *Charniodiscus* from the Mistaken Point Formation, Newfoundland [Text] / M. Laflamme, G. M. Narbonne, M. M. Anderson. – *Journal of Paleontology*. – 2004. – V. 78. – No. 5. – P. 827–837.

192. Laflamme, M. Morphology and taphonomy of an Ediacaran frond: *Charnia* from the Avalon Peninsula of Newfoundland [Text] / M. Laflamme, G. M. Narbonne, C. Greentree, M. M. Anderson // *The rise and fall of the Ediacaran Biota* / Eds. P. Vickers-Rich, P. Komarower. – London : Geological Society Special Publication, 2007. – V. 286. – P. 237–257.

193. Laflamme, M. Ediacaran fronds [Text] / M. Laflamme, G. M. Narbonne // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2008. – V. 258. – No. 3. – P. 162–179.

194. Laflamme, M. Ecological tiering and the evolution of a stem: the oldest stemmed frond from the Ediacaran of Newfoundland, Canada [Text] / M. Laflamme, L. I. Flude, G. M. Narbonne // *Journal of Paleontology*. – 2012. – V. 86. – No. 2. – P. 193–200.

195. Leighton, L. R. Analyzing predation from the dawn of the Phanerozoic [Text] / *Quantifying the Evolution of Early Life* / L. R. Leighton // Ed. by M. Laflamme, J. D. Schiffbauer, S. Q. Dornbos. – Dordrecht : Springer, 2011. – P. 73–109.

196. Lin, S. Body and trace fossils of metazoan and algal macrofossils the upper Sinian Gaojiashan Formation in southern Shaanxi [Text] / S. Lin, Y. Zhang, L. Zhang // *Geology of*

- Shaanxi. – 1986. – V. 4. – P. 9–17. [на китайском языке с аннотацией на английском языке]
197. Linnemann, U. New high-resolution age data from the Ediacaran-Cambrian boundary indicate rapid, ecologically driven onset of the Cambrian explosion [Text] / U. Linnemann, M. Ovtcharova, U. Schaltegger, A. Gartner, M. Hautmann, G. Geyer, P. Vickers-Rich, T. Rich, B. Plessen, M. Hofmann, J. Zieger, R. Krause, L. Kriesfeld, J. Smith // *Terra Nova*. – 2019. – V. 31. – P. 49–58.
198. Liu, A. G. First evidence for locomotion in the Ediacara biota from the 565 Ma Mistaken Point Formation, Newfoundland [Text] / A. G. Liu, D. McIlroy, M. D. Brasier // *Geology*. – 2010. – V. 38. – No. 2. – P. 123–126.
199. Liu, A. G. Remarkable insights into the paleoecology of the Avalonian Ediacaran macrobiota [Text] / A. G. Liu, C. G. Kenchington, E. G. Mitchell // *Gondwana Research*. – 2015. – V. 27. – No. 4. – P. 1355–1380.
200. Liu, A. G. Filamentous connections between Ediacaran fronds [Text] / A. G. Liu, F. S. Dunn // *Current Biology*. – 2020. – V. 30. – No. 7. – P. 1–7.
201. Lohner, A. M. Bioturbators enhance ecosystem function through complex biogeochemical interactions [Text] / A. M. Lohrer, S. F. Thrush, M. M. Gibbs // *Nature*. – 2004. – V. 431. – No. 7012. – P. 1092–1095.
202. Loughlin, N. J. D. Early Cambrian *Teichichnus*-dominated ichnofabrics and palaeoenvironmental analysis of the Caerfai Group, Southwest Wales, UK [Text] / N. J. D. Loughlin, R. D. Hillier // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2010. – V. 297. – No. 2. – P. 239–251.
203. Luo, C. A *Horodyskia-Nenoxites*-dominated fossil assemblage from the Ediacaran-Cambrian transition (Luichapo Formation, Hunan Province): Its paleontological implications and stratigraphic potential [Text] / C. Luo, L. Miao // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2020. – V. 545. – P. 1–13.
204. Matthews, J. J. A chronostratigraphic framework for the rise of the Ediacaran macrobiota: New constraints from Mistaken Point Ecological Reserve, Newfoundland [Text] / J. J. Matthews, A. G. Liu, C. Yang, D. McIlroy, B. Levell, D. J. Condon // *GSA Bulletin*. – 2020. – V. 133. – No. 3-4. – P. 612–624.
205. Melnik, D. S. Deposition of the Khatyspyt facies, Northeastern Siberia (Электронный сборник) [Text] / D. S. Melnik, T. M. Parfenova, D. V. Grazhdankin, V. I. Rogov // 29th International Meeting on Organic Geochemistry (IMOG-2019) (Gothenburg, Sweden, 1-6th September 2019) : Abstract book. – 2019.
206. Meyer, M. B. Taphonomy of the Upper Ediacaran enigmatic ribbonlike fossil *Shaanxilithes* [Text] / M. B. Meyer, J. D. Schiffbauer, S. Xiao, Y. Cai, H. Hua // *Palaios*. – 2012. – V. 27. – No. 5. – P. 354–372.
207. Muscente, A. D. Ediacaran biozones identified with network analysis provide evidence



- for pulsed extinctions of early complex life [Text] / A. D. Muscente, N. Bykova, T. H. Boag, L. A. Buatois, M. G. Mangano, A. Eleish, A. Prabhu, F. Pan, M. B. Meyer, J. D. Schiffbauer, P. Fox, R. M. Hazen, A. H. Knoll // *Nature Communication*. – 2019. – V. 10. – No. 1. – P. 1–15.
208. Myrow, P. M. Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf [Text] / P. M. Myrow // *Journal of Sedimentary Research*. – 1992. – V. 62. – No. 1. – P. 99–115.
209. Myrow, P. M. Neoproterozoic rocks of the Newfoundland Avalon Zone [Text] / P. M. Myrow // *Precambrian Research*. – 1995. – V. 73. – No. 1–4. – P. 123–136.
210. Nagovitsin, K. E. Revised Neoproterozoic and Terreneuvian stratigraphy of the Lena-Anabar Basin and north-western slope of the Olenek Uplift, Siberian Platform [Text] / K. E. Nagovitsin, V. I. Rogov, V. V. Marusin, G. A. Karlova, A. V. Kolesnikov, N. V. Bykova, D. V. Grazhdankin // *Precambrian Research*. – 2015. – V. 270. – P. 226–245.
211. Narbonne, G. M. A candidate stratotype for the Precambrian–Cambrian boundary, Fortune Head, Burin Peninsula, southeastern Newfoundland [Text] / G. M. Narbonne, P. M. Myrow, E. Landing, M. M. Anderson // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1987. – V. 24. – No. 7. – P. 1277–1293.
212. Narbonne, G. M. Life after snowball: The oldest complex Ediacaran fossils [Text] / G. M. Narbonne, J. G. Gehling // *Geology*. – 2003. – V. 31. – No. 1. – P. 27–30.
213. Narbonne, G. M. The Ediacara biota: Neoproterozoic origin of animals and their ecosystems [Text] / G. M. Narbonne // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 2005. – V. 33. – No. 1. – P. 421–442.
214. Narbonne, G. M. Reconstruction a lost world: Ediacaran rangeomorphs from Spaniard's Bay, Newfoundland [Text] / G. M. Narbonne, M. Laflamme, C. Greentree, P. Trusler. – *Journal of Paleontology*. – 2009. – V. 83. – No. 4. – P. 503–523.
215. Narbonne, G. M. Deep-water Ediacaran fossils from northwestern Canada: taphonomy, ecology, and evolution [Text] / G. M. Narbonne, M. Laflamme, P. W. Trusler, R. W. Dalrymple, C. Greentree // *Journal of Paleontology*. – 2014. – V. 88. – No. 2. – P. 207–223.
216. Noble, S. R. U-Pb geochronology and global context of the Charnian Supergroup UK: Constraints on the age of key Ediacaran fossil assemblages [Text] / S. R. Noble, D. J. Condon, J. N. Carney, P. R. Wilby, T. C. Pharaon, T. D. Ford // *GSA Bulletin*. – 2015. – V. 127. – No. 1–2. – P. 250–265.
217. Palij, V. M. Soft-bodied metazoa and animal trace fossils in the Vendian and Early Cambrian [Text] / V. M. Palij, E. Posti, M. A. Fedonkin // *Upper Precambrian and Cambrian palaeontology of the East-European Platform* / Eds. A. Urbanek, A. Yu. Rozanov. – Warszawa : Publishing House Wydawnictwa Geologiczne, 1983. – P. 56–95.
218. Pelechaty, S.M. Chemostratigraphic and sequence stratigraphic constraints on Vendian-Cambrian basin dynamics, Northeast Siberian Craton [Text] / S. M. Pelechaty, J. P.

- Grotzinger, V. A. Kashirtsev, V. P. Zhernovsky // *The Journal of Geology*. – 1996. – V. 104. – No. 5. – P. 543–563.
219. Peters, K. E. The biomarker guide (2<sup>nd</sup> edition) [Text] / K. E. Peters, C. C. Walters, J. M. Moldovan // New York : Cambridge University Press, 2005. – 1155 p.
220. Pomoni-Papaioannou, F. Facies analysis of the Trypali carbonate unit (Upper Triassic) in central-western Crete (Greece): an evaporite formation transformed into solution-collapse breccias [Text] / F. Pomoni-Papaioannou, V. Karakitsios // *Sedimentology*. – 2002. – V. 49. – No. 5. – P. 1113–1132.
221. Porter, R. J. Identifying fluvio-lacustrine intervals in thick playa-lake successions: An integrated sedimentology and ichnology of arenaceous members in the mid-late Triassic Mercia Mudstone Group of south-west England, UK [Text] / R. J. Porter, R. W. Gallois // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2008. – V. 270. – No. 3. – P. 381–398.
222. Psarras, C. Examining claims for late Ediacaran (~553 Ma) bioturbation via taphonomy, petrology and 3D reconstruction [Text] / C. Psarras, P. C. J. Donoghue, V. I. Rogov, D. V. Grazhdankin, L. Parry, A. G. Liu // *International Symposium on the Ediacaran-Cambrian Transition (ISECT) (Newfoundland, Canada, 15–29th June 2017) : Abstract Book*. – 2017. – P. 104–104.
223. Rogov, V. I. The oldest evidence of bioturbation on Earth [Text] / V. I. Rogov, V. V. Marusin, N. V. Bykova, Y. Y. Goy, K. E. Nagovitsin, B. B. Kochnev, G. A. Karlova, D. V. Grazhdankin // *Geology*. – 2012. – V. 40. – No. 5. – P. 395–398.
224. Rogov, V. I. The oldest evidence of bioturbation on Earth: Reply [Text] / V. I. Rogov, V. V. Marusin, N. V. Bykova, Y. Y. Goy, K. E. Nagovitsin, B. B. Kochnev, G. A. Karlova, D. V. Grazhdankin // *Geology*. – 2013a. – V. 41. – No. 5. – P. e290.
225. Rogov, V. I. The oldest evidence of bioturbation on Earth: Reply [Text] / V. I. Rogov, V. V. Marusin, N. V. Bykova, Y. Y. Goy, K. E. Nagovitsin, B. B. Kochnev, G. A. Karlova, D. V. Grazhdankin // *Geology*. – 2013b. – V. 41. – No. 9. – P. e300.
226. Rozanov, A. Yu. Precambrian-Cambrian boundary: Recent state of knowledge [Text] / A. Yu. Rozanov, B. S. Sokolov // *Precambrian research*. – 1982. – V. 17. – No. 2. – P. 125–131.
227. Seilacher, A. Vendobionta and Psammocorallia: Lost constructions of Precambrian evolution [Text] / A. Seilacher // *Journal of the Geological Society, London*. – 1992. – V. 149. – No. 4. – P. 607–613.
228. Seilacher, A. Ediacaran biota: The dawn of animal life in the shadow of giant protists [Text] / A. Seilacher, D. Grazhdankin, A. Legouta // *Paleontological Research*. – 2003. – V. 7. – No. 1. – P. 43–54.
229. Seilacher, A. Trace fossils in the Ediacaran-Cambrian transition: Behavioral diversification, ecological turnover and environmental shift [Text] / A. Seilacher, L. A. Buatois, M. G. Mángano // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2005. – V. 227. – No. 4. – P. 323–356.

230. Seilacher, A. Trace fossils analysis [Text] / A. Seilacher. – Berlin : Springer–Verlag. – 2007. – 226 p.
231. Serezhnikova, E. A. Vendian *Hiemalora* from Arctic Siberia reinterpreted as holdfasts of benthic organisms [Text] / E. A. Serezhnikova // The Rise and Fall of the Ediacaran Biota. Special publications / Eds. P. Vickers-Rich, P. Komarower. – London : Geological Society, 2007. – V. 286. – P. 331–337.
232. Shen, B. Problematic macrofossils from Ediacaran successions in the North China and Chaidam blocks: Implications for their evolutionary roots and biostratigraphic significance [Text] / B. Shen, S. Xiao, L. Dong, C. Zhou, J. Liu // Journal of Paleontology. – 2007. – V. 81. – No. 6. – P. 1396–1411.
233. Shen, B. The Avalon explosion: Evolution of Ediacaran morphospace [Text] / B. Shen, L. Dong, S. Xiao, M. Kowalewski // Science. – 2008. – V. 319. – No. 5859. – P. 81–84.
234. Sokolov, B. S. The Vendian as the terminal system of the Precambrian [Text] / B. S. Sokolov, M. A. Fedonkin // Episodes. – 1984. – V. 7. – No. 1. – P. 12–19.
235. Sokolov, B. S. The Vendian System [Text] / B. S. Sokolov // The Vendian System. Vol. 1. Paleontology / Eds. B. S. Sokolov, A. B. Iwanowski. – Berlin–Heidelberg : Springer–Verlag, 1990. – 383 p.
236. Soldatenko, Y. Precise U–Pb age constraints on the Ediacaran biota in Podolia, East European Platform, Ukraine [Text] / Y. Soldatenko, A. El Albani, M. Ruzina, C. Fontane, V. Nesterovsky, J.-L. Paquette, A. Meunier, M. Ovtcharova // Scientific Reports. – 2019. – V. 9. – No. 1. – Article number 1675.
237. Strohmenger, C. A. Proposed extension of Folk's (1959, 1962) textural classification of carbonate rocks [Text] / C. Strohmenger, G. Wirsing // Carbonates and evaporates. – 1991. – V. 6. – No. 1. – P. 23–28.
238. Tarhan, L. G. Precambrian–Cambrian boundary interval occurrence and form of the enigmatic tubular body fossils *Shaanxilithes ningquangensis* from the Lesser Himalaya of India [Text] / L. G. Tarhan, N. C. Huges, P. M. Myrow, O. N. Bhargava, A. D. Ahluwalia, A. B. Kudryavtsev. – Palaeontology. – 2014. – V. 57. – No. 2. – P. 283–298.
239. Taylor, A. M. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric [Text] / A. M. Taylor, R. Goldring // Journal of Geological Society. – 1993. – V. 150. – No. 1. – P. 141–148.
240. Vishnevskaya, I. A. Chemostratigraphy and detrital zircon geochronology of the Neoproterozoic Khorbusuonka Group, Olenek Uplift, Northeastern Siberian platform [Text] / I. A. Vishnevskaya, E. F. Letnikova, N. I. Vetrova, B. B. Kochnev, S. I. Dril // Gondwana Research. – 2017. – V. 51. – P. 255–271.
241. Waggoner, B. M. Biogeographic analyses of the Ediacaran biota: A conflict with paleotectonic reconstructions [Text] / B. M. Waggoner // Paleobiology. – 1999. – V. 25. – No. 4. – P. 440–458.



242. Waggoner, B. M. The Ediacaran biotas in space and time [Text] / B. M. Waggoner // Integrative and Comparative Biology. – 2003. – V. 43. – No. 1. – P. 104–113.
243. Walter, M. R. Introduction [Text] / M. R. Walter // Stromatolites: Developments in sedimentology. – Amsterdam : Elsevier. – 1976. – V. 20. – P. 1–3.
244. Weber, B. Precambrian-Cambrian trace fossils from the Yangtze Platform (South China) and the early evolution of bilaterian lifestyles [Text] / B. Weber, M. Steiner, M.-Y. Zhu // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2007. – V. 254. – No. 1–2. – P. 328–349.
245. Wood, D. A. Paleoenvironmental analysis of the late Neoproterozoic Mistaken Point and Trepassey formations, southeastern Newfoundland [Text] / D. A. Wood, R. W. Dalrymple, G. M. Narbonne, J. G. Gehling, M. E. Clapham // Canadian Journal of Earth Sciences. – 2003. – V. 40. – No. 10. – P. 1375–1391.
246. Wood, R. First macrobiota biomineralization was environmentally triggered [Text] / R. Wood, A. Yu. Ivantsov, A. Yu. Zhuravlev // Proceedings of the Royal Society B. – 2017. – V. 284. – No. 1851. – Article number 20170059.
247. Wright, V. P. A revised classification of limestones [Text] / V. P. Wright // Sedimentary Geology. – 1992. – V. 76. – No. 3–4. – P. 177–186.
248. Xing, Y. The Sinian-Cambrian boundary of China [Text] / Y. Xing, Q. Ding, H. Luo, T. He, Y. Wang // Bulletin of the Institute of Geology Chinese Academy of Geological Sciences. – 1984. – V. 10. – P. 182–183. [на китайском языке с аннотацией на английском языке]
249. Yang, S. The Sinian trace fossils from Zhengmuguan formation of Helanshan mountain, Ningxia [Text] / S. Yang, Z. Zheng // Journal of Wuhan college of geology. – 1985. – V. 10. – P. 9–18. [на китайском языке с аннотацией на английском языке]
250. Yang, C. SIMS U-Pb zircon geochronological constraints on upper Ediacaran stratigraphic correlations, South China [Text] / C. Yang, X.-H. Li, M. Zhu, D. J. Condon // Geological Magazine. – 2017. – V. 154. – No. 6. – P. 1202–1216.
251. Yang, C. The tempo of Ediacaran evolution [Text] / C. Yang, A. D. Rooney, D. J. Condon, X.-H. Li, D. V. Grazhdankin, F. T. Bowyer, C. Hu, F. A. Macdonald, M. Zhu // Science Advances. – 2021. – V. 7. – No. 45. Article eabi9643.
252. Yi, Y. Deep-water fossil assemblages from the Ediacaran-Cambrian transition of western Hunan, South China and their biostratigraphic and evolutionary implications [Text] / Y. Yi, F. Chen, T. J. Algeo, Q. Feng // Palaeontology, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2022. – V. 591. – Article number 110878.
253. Zhang, L. A Discovery and preliminary study of the late stage of late Gaojiashan Biota from Sinian in Ningqiang Country, Shaanxi [Text] / L. Zhang // Bulletin of the Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences. – 1986. – V. 13. – P. 67–88. [на китайском языке с аннотацией на английском языке]

254. Zhuravlev, A. Y. First finds of problematic Ediacaran fossil *Gaojiashania* in Siberia and its origin [Text] / A. Yu. Zhuravlev, J. A. Gámez Vintaned, A. Yu. Ivantsov // *Geological Magazine*. – 2009. – V. 146. – No. 5. – P. 775–780.
255. Zhuravlev, A. Y. New finds of skeletal fossils in the terminal Neoproterozoic of the Siberian Platform and Spain [Text] / A. Y. Zhuravlev, E. Linan, J. A. Gámez Vintaned, F. Debrenne, A. B. Fedorov // *Acta Palaeontologica Polonica*. – 2012. – V. 57. – No. 1. – P. 205–224.
256. Zhu, M. A deep root for the Cambrian explosion: Implications of new bio- and chemostratigraphy from the Siberian Platform [Text] / M. Zhu, A. Yu. Zhuravlev, R. A. Wood, S. S. Sukhov // *Geology*. – 2017. – V. 45. – No. 5. – P. 459–462.

### **Фондовая литература**

257. Быкова, Н. В. Тафономический и палеоэкологический анализы ископаемой биоты хатыспытской свиты верхнего венда Оленекского поднятия Сибири: макрофиты и прикрепительные органы мягкотелых организмов (диссертация магистра геологии). Новосибирский государственный университет, Новосибирск, 2011б. – 164 с.
258. Копылова, Т. Н. Геохимия и условия залегания битумов Оленекского поднятия Сибирской платформы (в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности) [Текст] : диссертация кандидата геолого-минералогических наук / Т. Н. Копылова. – Ленинград, 1966. – 332 с.
259. Марусин, В. В. Ископаемые следы жизнедеятельности и пограничных отложений венда и кембрия Оленекского поднятия Сибирской платформы [Текст] : диссертация кандидата геолого-минералогических наук / В. В. Марусин. – Новосибирск, 2016. – 275 с.
260. Сороков, Д. С. Основы поисков нефти и газа в Лено-Оленекском районе [Текст] / Д. С. Сороков, Т. Н. Копылова, Б. И. Тест, Б. П. Гаврилов, А. Е. Войцеховская // Отчет по теме 240б. – Л. : Министерство геологии и охраны недр СССР. Научно-исследовательский институт геологии Арктики, 1961. – Т. 1. – №3653. – С. 99-101.
261. Красильщиков, А. А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рр. Таас-Эйэкит, Сололи и верхнего течения р. Олонгдо (лист R-51-XI, XII) [Текст] / А. А. Красильщиков, Д. С. Яшин, В. А. Виноградов // Отчет партий №№3 и 4 Ленской экспедиции по проведенной в 1960 г. геологической съемке м-ба 1:200000 и увязочным маршрутам. – Л. : Министерство геологии и охраны недр СССР. Научно-исследовательский институт геологии Арктики, 1961. – №3526д. – С. 93-98.