

УДК 551.35+551.73

## НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ МЕЖДУ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМОЙ И ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫМ БАССЕЙНОМ (ВОСТОЧНЫЙ ТАЙМЫР)

© 2022 г. М. К. Данукалова<sup>а</sup>, \*, А. Б. Кузьмичев<sup>а</sup>, А. А. Багаева<sup>б</sup>, Т. Ю. Толмачева<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

<sup>б</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,  
Средний просп., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

\*e-mail: DanukalovaMK@yandex.ru

Поступила в редакцию 12.01.2021 г.

После доработки 07.04.2021 г.

Принята к публикации 26.08.2021 г.

В статье обсуждаются седиментологические особенности пород верхнего кембрия—среднего ордовика, обнаженных на востоке Таймыра в районе залива Фаддея. Изученные фрагменты разрезов принадлежат переходной фациальной зоне, располагавшейся между карбонатной платформой<sup>1</sup> (продолжением Сибирской платформы) на юге и относительно глубоководным бассейном на севере. Показано, что изученные отложения слагают генетически единую последовательность, которая сформировалась в удаленной от берега области карбонатно-силикокластической рампы, на глубине, превышающей базис штормовых волн. Нижняя часть последовательности (верхний кембрий—низи ордовика) представлена известняками и доломитизированными карбонатными алевролитами и песчаниками с прослоями сланцев. В верхней части изученного интервала (нижний—средний ордовик) преобладают глинистые сланцы, карбонатные алевролиты встречаются в виде маломощных прослоев. Источником карбонатной кластики служила мелководная зона шельфа, расположенная южнее изученных разрезов. Источником силикокластической примеси, присутствующей в карбонатных алевролитах и песчаниках, являлась островная суша на севере современной Сибирской платформы. Обломочный материал песчаной размерности транспортировался штормовыми придонными течениями, тонкая взвесь — поверхностными течениями, ветрами и в виде облаков суспензии в придонном слое. Пласты карбонатных песчаников с типичной для турбидитов последовательностью текстур, распространенные в нижней части разреза, отлагались мутьевыми потоками, инициированными штормами. В это время предположительно существовал выраженный перегиб в профиле дна бассейна. Преимущественная СВ ориентировка слепков промоин (flute casts) указывает на транспорт материала подводными течениями, ориентированными вдоль склона или вдоль оси трога. Во второй половине раннего ордовика — в среднем ордовике рельеф дна был сnivelирован.

**Ключевые слова:** Центральный Таймыр, верхний кембрий—нижний ордовик, грустнинская свита, весеннинская толща, обстановки осадконакопления, турбидиты, штормы, карбонатно-силикокластический рампы.

DOI: 10.31857/S0024497X22010037

Начиная с середины прошлого века, на полуострове Таймыр выделяется два типа разреза нижнего—среднего палеозоя: мелководный карбонатный и более глубоководный (“бассейновый”) черносланцевый [Обут, Соболевская, 1964; Беззубцев и др., 1986 и др.]. Первый тип распространен в Южно-Таймырском, второй — в Центрально-Таймырском домене (рис. 1). Граница между ними проводится по Пясино-Фадеевскому надвигу [Беззубцев и др., 1986; Уфлянд и др.,

1991]. Если карбонатный разрез ордовика—среднего карбона Южного Таймыра традиционно рассматривается как отложения пассивной окраины Сибири, то относительно Центрально-Таймырского домена существовали разные взгляды. Например, Л.П. Зоненшайн с коллегами [1990] предполагали, что в палеозое и раннем мезозое он был отделен от Сибири океаном. Позднее было установлено, что переход от карбонатного к черносланцевому типу разреза происходит постепенно, и был выделен третий, переходный, тип разреза палеозоя [Соболевская и др., 1997]. Это полностью опровергало возможность присут-

<sup>1</sup> В данной статье термин “карбонатная платформа” употребляется в широком смысле, по [Ротар, 2001].

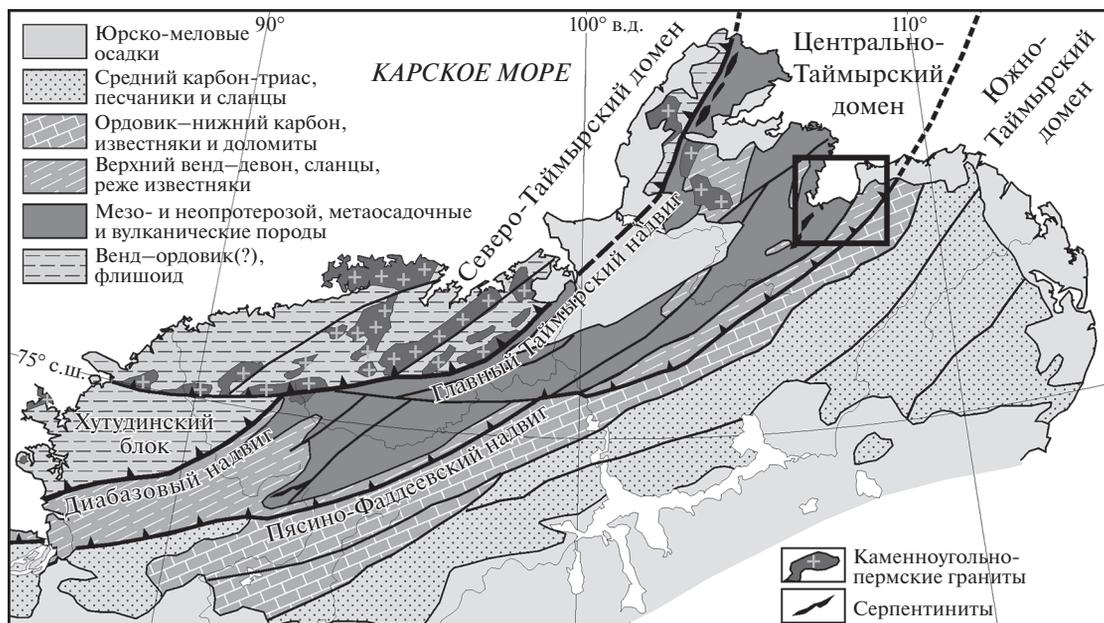


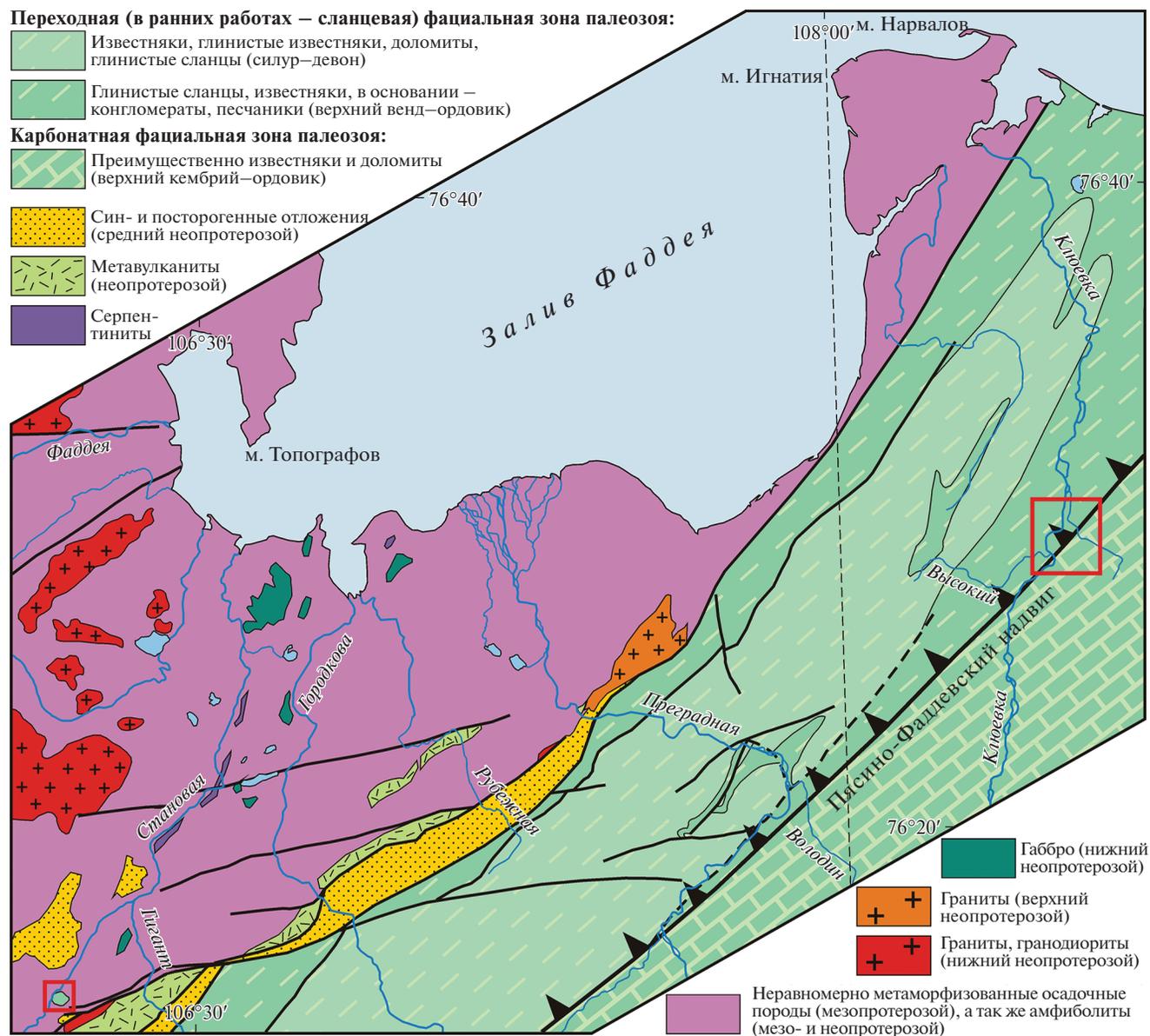
Рис. 1. Структурно-фациальная зональность Таймыра – по [Беззубцев и др., 1983]. Квадратом показан участок, для которого приведена геологическая схема на рис. 2.

ствия океана между Южно-Таймырской и Центрально-Таймырской зонами в палеозое. Черносланцевые разрезы раннего-среднего палеозоя Центрального Таймыра стали рассматриваться как дистальный компонент пассивной окраины Сибири [Верниковский, 1996].

Вышеупомянутая фациальная зональность характеризует стратиграфический интервал от второй половины нижнего ордовика (арениг) до верхнего девона [Атлас ..., 2003]. Породы значительной части кембрия на Южном Таймыре не обнажены, а в ниже-среднекембрийских толщах Центрального Таймыра фациальная зональность не проявлена. Однако для верхнего кембрия-низов ордовика на Таймыре уже выделяется два типа разреза: преимущественно карбонатный (широкосланцевая и грустнинская свиты) на Южном Таймыре (локально) и в южной части Центрально-Таймырского домена, и сланцевый – северо-западнее (стефановская свита) [Атлас ..., 2003]. Карбонатный тип разреза распространен более широко и является, по характеристике В.В. Беззубцева, “литологическим маркером” на Таймыре [Беззубцев и др., 1986, стр. 104]. Интересно отметить, что в аналогичных фациях карбонатные породы верхнего кембрия-тремадока проявлены в Хутудинском блоке на юго-западе Северо-Таймырского домена (см. рис. 1). Последний традиционно включается в состав Карского террейна, отделявшегося от Центрально-Таймырского домена океаном в раннем-среднем палеозое [Верниковский, 1996 и др.]. Более того, именно в Хутудинском блоке расположен стратотипический разрез грустнинской свиты [Соболевская, Ка-

баньков, 2014 и др.]. Отложения среднего кембрия в этом районе также демонстрируют схожие черты с одновозрастными толщами Центрального Таймыра [Кабаньков и др., 2003]. Однако в целом нижнепалеозойские породы большей части Северо-Таймырского домена входят в состав венд-кембрийского метаморфизованного флиш-оидного комплекса [Беззубцев и др., 1986; Качурина и др., 2012; Pease, Scott, 2009] и в настоящей статье не рассматриваются.

В 2016 г. авторами (А.А. Багаевой, М.К. Данукаловой, А.Б. Кузьмичевым) проведены полевые исследования на северо-востоке Таймырского полуострова, в составе Фаддеевской геологической съемочной партии ВСЕГЕИ, выполнявшей Государственную геологическую съемку масштаба 1 : 200000 территории листов Т-48-XXXIV–XXXVI. В ходе работ было изучено несколько фрагментов разреза верхнего кембрия – низов среднего ордовика переходной фациальной зоны, расположенных на картируемых листах, а также за их восточной рамкой (рис. 2). В породах этого интервала хорошо сохранились седиментационные текстуры, позволяющие судить об условиях осадконакопления. Возраст отложений (на одном из участков) обоснован находками конодонтов и остракод, извлечение и определение которых проведено Т.Ю. Толмачевой. Цель данной статьи – представить наглядные данные о седиментологических особенностях изученных нижнепалеозойских осадочных пород и реконструировать условия их формирования. В опубликованных работах текстуры описаны схематично, почти не проиллюстрированы фотографиями, а их интер-



**Рис. 2.** Расположение изученных участков на упрощенной геологической схеме, составленной по наблюдениям авторов с использованием данных [Беззубцев и др., 1983; Марковский и др., 2003]. Модифицировано из работы [Kuznetsov et al., 2019].

Положение и вергентность зоны Пясино-Фаддеевского надвига и приуроченная к нему граница фациальных зон палеозоя показаны по [Беззубцев и др., 1983]. Тонкая пунктирная линия соответствует границе листов карты Т-48 и Т-49. Каменноугольные и более молодые отложения не показаны. Красными прямоугольниками обозначены участки работ, рассмотренные в статье (см. рис. 3, 8). Жирные черные линии соответствуют разломам (жирный пунктир — предполагаемому разлому).

претация, по нашему мнению, требует пересмотра.

#### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ ВЕРХНЕГО КЕМБРИЯ–ОРДОВИКА НА ИЗУЧЕННОЙ ПЛОЩАДИ

Изученные разрезы расположены на двух участках: в бассейне нижнего течения р. Ключевка и на правом берегу р. Становая, в ее среднем тече-

нии (см. рис. 2). Выходы нижнепалеозойских пород в среднем течении р. Становая были предположительно отнесены Г.И. Степановым [1965] к кембрию, а В.В. Беззубцевым [1983] к венду–среднему кембрию. На современных картах масштаба 1 : 1 000 000 [Марковский и др., 2003; Макарьев, Макарьева, 2011] эти выходы не показаны, вероятно, вследствие их небольшой площади. По литологическим признакам их следует относить к верхнекембрийско-тремадокской груст-

нинской свите. Непосредственно на другом участке наших работ, в бассейне р. Ключевка, на карте В.В. Беззубцева [1983] изображен надвиг, к югу от которого распространены карбонатные отложения нижнего ордовика, а к северу — разновозрастные породы черносланцевой зоны. Переходная зона в то время еще не была выделена. Ранее на карте [Беззубцев, 1979] граница фациальных зон с разным типом разреза была изображена в 20 км южнее, что лучше соответствует нашим полевым наблюдениям. Следует отметить, что Пясино-Фаддеевский надвиг, разделяющий фациальные зоны, вряд ли может быть аппроксимирован на карте одной линией, так как представляет собой широкую зону деформированных пород [Беззубцев и др., 1986]. На более поздней карте [Марковский и др., 2003] надвиг обозначен как взброс, а к северу от него показано распространение аренигско-карадокской весеннинской толщи переходной фациальной зоны. Ниже приведена краткая характеристика грустнинской свиты и весеннинской толщи по ранее опубликованным данным.

Грустнинская свита, по данным [Соболевская, 2011; Соболевская, Кабаньков, 2014], имеет выдержанное строение на огромной площади от Пясинского залива до моря Лаптевых. Для свиты характерны известняки и доломитистые известняки с алевритовой примесью кварца и богатым набором седиментационных текстур (косая, волнистая и горизонтальная слоистость, текстуры ряби течения, следы подводного оползания и др.). Эти породы переслаиваются с черными глинистыми сланцами (в т.ч. известковистыми), серыми глинистыми и пелитоморфными известняками. В ряде разрезов переслаивание ритмичное. Количество сланцевых прослоев и их мощность вверх по разрезу заметно увеличиваются. Мощность свиты 200–300 м.

Возраст грустнинской свиты обоснован по трилобитам и граптолитам; в опорном разрезе были также определены нижнеордовикские конodontы и остракоды [Атлас ..., 2003], однако остатки фауны встречаются не во всех разрезах. В публикациях [Соболевская, 2011; Соболевская, Кабаньков, 2014] грустнинская свита интерпретируется как крайне мелководная на основании присутствия в породах разнообразных “динамических” текстур, а также признаков субаэральной экспозиции — трещин усыхания и следов капель дождя.

Весеннинская толща сложена темноокрашенными граптолитовыми сланцами, содержащими прослойки пачки известняков и глинистых известняков [Соболевская, 2011]. Характерной особенностью отложений является тонкая горизонтальная слоистость. Строение частных разрезов, приведенных в работе [Соболевская, 2011], существен-

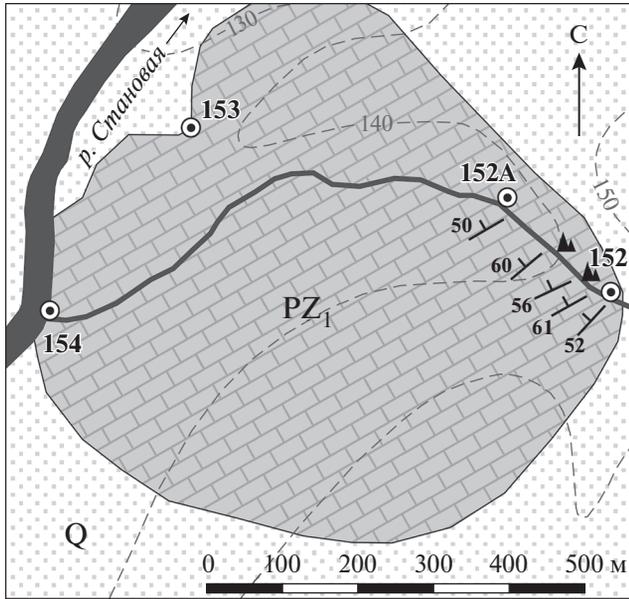
но различается. Складывается ощущение, что к весеннинской толще отнесены разнофациальные отложения, главным объединяющим признаком для которых является одинаковый стратиграфический интервал распространения. В ряде разрезов породы нижней части толщи очень похожи на отложения грустнинской свиты, и в работе [Соболевская, 2011] прямо указано, что граница между ними проведена исключительно на основании смены комплексов фауны. Мощность пород, отнесенных к весеннинской толще, в полных разрезах достигает 300–400 м.

### РАЗРЕЗ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ В БАССЕЙНЕ р. СТАНОВАЯ

Локальный выход пород нижнего палеозоя на правобережье р. Становая, отнесенных по литологическим признакам (фауна не найдена) к грустнинской свите, изучен в 5 км к северо-западу от горы Урванцева, в междуречье р. Становая — руч. Гигант. Этот выход, в плане почти изометричный, диаметром менее 1 км, представлен преимущественно делювием. Единственное скальное обнажение расположено в его восточной части, на правом берегу правого притока р. Становая, между точками 152 и 152А (рис. 3). Хорошо обнажен только отрезок длиной 70 м от точки 152 вниз по течению. Далее на протяжении 30 м непрерывное обнажение продолжается, но в конце августа 2016 г. большая его часть была закрыта снежником. На этом стометровом интервале описан моноклиальный фрагмент разреза мощностью около 70 м. Ниже по течению до точки 152А на осыпном склоне обнажены только наиболее крепкие пласты; однако характер толщи не меняется, как и характер ее залегания. Если на этом плохо обнаженном участке не скрыты разломы, то к мощности изученного разреза можно добавить (сверху) еще около 60 м (определено путем графического построения).

Изученный фрагмент грустнинской свиты имеет следующее строение (снизу вверх; рис. 4).

**Пачка 1 (видимая мощность 3,5 м).** Желтые на выветрелой поверхности доломитизированные карбонатные алевролиты и тонко-мелкозернистые карбонатные песчаники, серые на свежем сколе. Образуют пласты мощностью от нескольких сантиметров до 40 см (рис. 5). Нижние части пластов неслоистые или с неотчетливо выраженной горизонтальной слоистостью, верхние — косослоистые (в ряде случаев видна взбирающаяся рябь). Встречены валики ряби не вполне ясной лингоидной формы и на кровлях слоев. Некоторые пласты обнаруживают прямую градационную слоистость. В породах распространены подошвенные знаки, преимущественно крупные слепки промоин (flute casts, далее в тексте “флюты”, рис. 6а). Карбонатные алевролиты и песча-



- Коренные скальные обнажения
- Точки наблюдения и их номера
- Элементы залегания слоистости

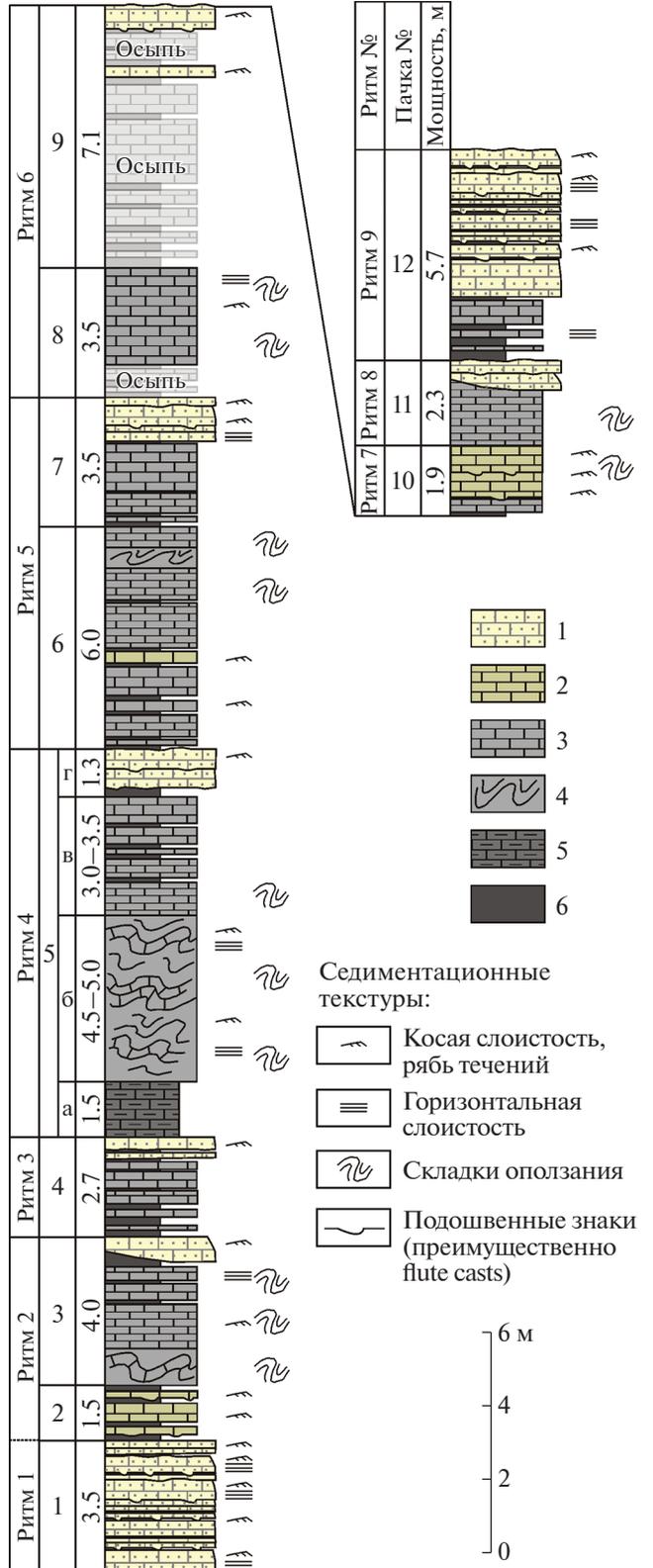
**Рис. 3.** Схема выхода нижнепалеозойских пород на правобережье р. Становая (положение участка см. на рис. 2). Пунктирные серые линии – горизонтали рельефа.

ники, как в этой пачке, так и выше по разрезу, содержат примесь силикокластики (в некоторых пластах до 40%). Обломки представлены преимущественно кварцем, в подчиненном количестве присутствуют зерна мусковита и плагиоклаза. Карбонатные обломки в основном перекристаллизованы.

**Пачка 2** (около 1.5 м, плохо обнажена) образована чередованием пластов (мощностью первые дециметры) известняков и сланцев. Известняки серые тонкозернистые, с тонкими косыми слоями желтого карбонатного алевролита (см. рис. бб). Сланцы темно-серые, известковистые (слабо реагируют с HCl) – представляют собой смесь гли-

**Рис. 4.** Литологическая колонка фрагмента разреза грустнинской свиты в бассейне р. Становая (между точками 152 и 152А, см. рис. 3).

1 – карбонатные алевролиты и тонкозернистые песчаники (желтые на выветрелой поверхности); 2 – серые известняки с контрастными тонкими прослоями карбонатных алевролитов; 3 – серые тонкозернистые плитчатые известняки; 4 – серые известняки, подобные предыдущим, но выглядят массивными или неясноплитчатыми из-за подводно-оползневых деформаций; 5 – черные глинистые известняки; 6 – аргиллиты и глинистые алевролиты, в том числе известковистые.

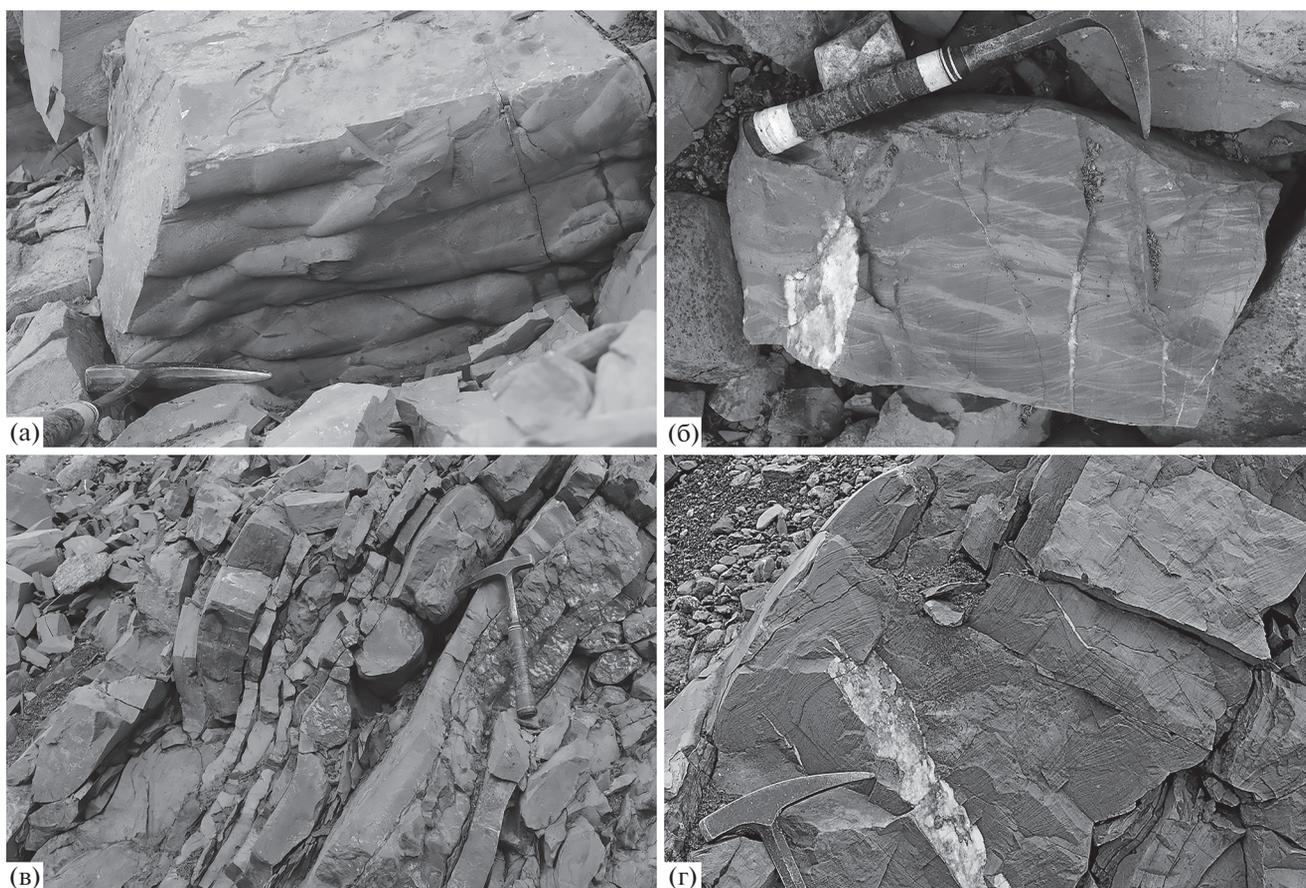


- Седиментационные текстуры:
- Косая слоистость, рябь течений
  - Горизонтальная слоистость
  - Складки оползания
  - Подошвенные знаки (преимущественно flute casts)





**Рис. 5.** Фрагмент обнажения в борту притока р. Становая, вскрывающий нижнюю часть изученного разреза (пачки 1–3, см. рис. 4). Высота мерной рейки 2 м.



**Рис. 6.** Седиментационные текстуры нижнепалеозойских отложений на р. Становая. а – слепки промоин (флюты) на подошве пласта карбонатного песчаника; б – контрастная косая слоистость взбирающейся ряби течения в известняке; в – нарушенное залегание, вызванное, вероятно, подводным оползанием (деталь рис. 5); г – верхняя часть косослоистого пласта карбонатного алевролита с крупными валиками ряби течений на кровле.

нистого материала с карбонатными обломками алевролитовой размерности.

**Пачка 3 (4 м).** Плитчатые серые тонкозернистые известняки, нарушенные складками под-

водного оползания (см. рис. 6в). Иногда в пластах прослеживается тонкая горизонтальная, косая и косо-волнистая (вероятно, оползшая косая) слоистость. Присутствуют маломощные прослой-

темно-серых известковистых сланцев. В нижней части пачки известняки более темные и неявноплитчатые. В кровле пачки залегает мощный (до 0.6–0.7 м) пласт желтого карбонатного песчаника с нормальной градационной слоистостью. По-видимому, он на коротком расстоянии сильно уменьшается в мощности (см. рис. 5), но высота и характер обнажения не позволяют об этом судить уверенно.

Пачка 4 (2.5–3 м, плохо обнажена). Породы нижней части пачки (около 1 м) устанавливаются по высыпкам глинистых алевролитов и известняков. Выше залегают известняки с редкими тонкими прослоями сланцев. В верхней части известняки близки породам пачки 1.

Пачка 5 (10.5–11 м). В целом похожа на пачку 3. В ее основании залегают почти черные кливажированные глинистые известняки (слой 5а, около 1.5 м). Основную часть пачки над слоем 5а составляют темно-серые слабо комковатые известняки с маломощными прослоями сланцев и глинистых известняков: нарушенные складками оползания в нижней части (слой 5б, 4.5–5 м) и отчетливо плитчатые – в верхней (слой 5в, 3–3.5 м). В слое 5б наблюдалась оползшая горизонтальная и косая слоистость, подчеркнутые желтой (на выветрелой поверхности) окраской отдельных доломитистых слоев. Серые известняки слоев 5б и 5в почти не содержат примесь силикокластики.

Пачка 5 венчается двумя массивными желтыми пластами карбонатного алевропесчаника (по 0.5 м каждый), которые отделены от подстилающего разреза прослоем черного глинистого алевролита (см. рис. 4). Этот интервал выделен в слой 5г (1.3 м). В верхней части верхнего пласта алевропесчаника заметна неправильная косая (вероятно, оползшая) слоистость, и на его кровле наблюдаются крупные бугры. Они интерпретированы как конкреционные стяжения, образовавшиеся вокруг валиков ряби.

Пачка 5 может служить “эталоном” ритма, типичного для рассматриваемого фрагмента грустинской свиты. Этот ритм снизу вверх демонстрирует постепенный переход от темных глинистых известняков (1) к тонкозернистым серым известнякам с текстурами оползания (2), которые сменяются аналогичными по составу, но плитчатыми известняками без оползневых деформаций (3). Верхний элемент ритма представлен карбонатными алевропесчаниками (4). Пачки 2 и 3 совместно образуют похожий ритм, но его нижний элемент несколько отличается: он представлен переслаиванием сланцев и известняков с текстурами течений.

Пачка 6 (около 6 м, плохо обнажена). Нижняя половина пачки представлена, судя по составу осыпи, переслаиванием косослоистых серых известняков и сланцев. Пласты известняков дости-

гают 0.4 м мощности и, по-видимому, линзовидные (плитки в осыпи имеют переменную толщину). В верхней части пачки (2–2.5 м) преобладают серые известняки, в том числе комковатые. В них наблюдались признаки оползания. Возможно, нижняя половина пачки представляет собой сокращенный ритм, а верхняя является нижним элементом следующего ритма, надстраиваемого породами пачки 7.

Пачка 7 (около 3.5 м). Нижняя часть (2–2.5 м) пачки сложена серыми, в отдельных прослоях – желтоватыми плитчатыми известняками. В основании они переслаиваются со сланцами (обнажено плохо). Верхняя часть пачки сложена серией пластов карбонатных алевропесчаников (1.2 м) с рябью течений и подошвенными знаками (нагрузки?).

Пачка 8 (3.5 м). Нижние 0.8–1 м скрыты осыпью, в которой встречаются тонкие плитки серого известняка. Над осыпью обнажены серые комковатые известняки (2.5 м), в верхней части которых видна тонкая горизонтальная и пологая косая слоистость.

Пачка 9 (7.1 м). Значительная часть (около 5 м) пачки скрыта осыпью, среди которой наблюдаются скопления глыб и щебня серых известняков, в том числе с косой слоистостью. В верхней части пачки (2.1 м) присутствуют два желтоватых пласта карбонатного алевролита (см. рис. 4), разделенных плохообнаженным интервалом мощностью 1 м. В строении последнего участвуют известковистые сланцы и, выше, серые известняки. Верхний из двух пластов карбонатного алевролита (0.8 м) является сдвоенным: он содержит в средней части выклинивающийся глинистый горизонт (см. рис. 6г). Для верхней половины пласта характерны подошвенные знаки, пологовзбирающаяся рябь и крупные валики ряби течений неправильной формы на кровле (срез такого валика показан на рис. 6г). В нижней половине пласта косая слоистость более крупная.

Пачка 10 (1.9 м). Нижняя часть пачки (0.5 м) закрыта осыпью, в которой опознаются плитки серых известняков. Выше залегают серые известняки (1.4 м) с контрастными (желтыми) алевроитистыми косыми слойками. Сходные породы с контрастно-выраженной косой слоистостью встречены в пачке 2 (см. рис. 6б). Слоистость местами нарушена подводным оползанием. Некоторые пласты демонстрируют подошвенные знаки (флюты, знаки нагрузки).

Пачка 11 (около 2.3 м). Значительная часть пачки сложена серыми плитчатыми известняками с мелкими складками оползания на отдельных уровнях. В кровле залегают два желтых пласта (линзы?) карбонатного алевропесчаника общей мощностью около 0.8 м; на подошве верхнего

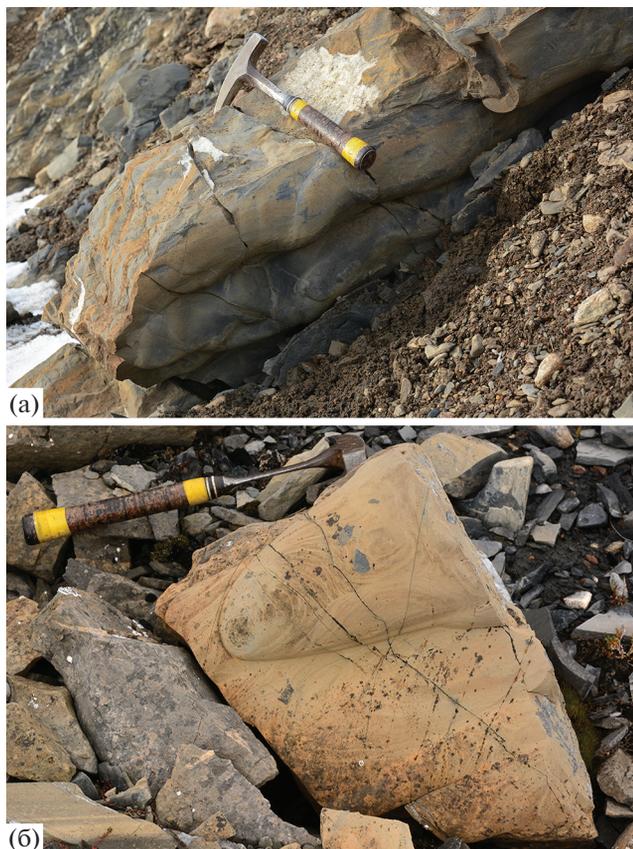


Рис. 7. Крупные флюты на подошвах карбонатных песчаников и алевролитов нижнего палеозоя в коренном залегании (а) и в элювии (б).

пласта заметны крупные бугры (предположительно, знаки нагрузки).

**Пачка 12 (5.7 м).** Нижние 1.7 м пачки представлены серыми известняками с маломощными слойками карбонатного песка, а также тонкоплитчатыми глинистыми известняками. Вблизи подошвы последние преобладают. Как и в других пачках, этот интервал, сложенный тонкозернистыми породами, обнажен плохо. Выше залегает мощная (4 м) серия пластов карбонатных алевропесчаников с горизонтальной и косой слоистостью и крупными флютами на подошвах. В нижних частях пластов обычно сосредоточен наиболее крупнозернистый материал. В петрографическом шлифе, изготовленном из флюта, наблюдается обилие (более 50% объема породы) округлых карбонатных пеллоидов и интракластов размером от алеврита до крупного песка, а также присутствие обломков, по форме напоминающих членики криноидей. Если диагностика последних верна, то осадки этой пачки могли накапливаться не ранее начала ордовика (например, [Guensburg, 2012]). Однако не исключено, что за фрагменты криноидей приняты водорослевые(?) образования по-

добные микропроблематике *Nuia* [Flügel, 2010]. Последние существовали и в кембрии.

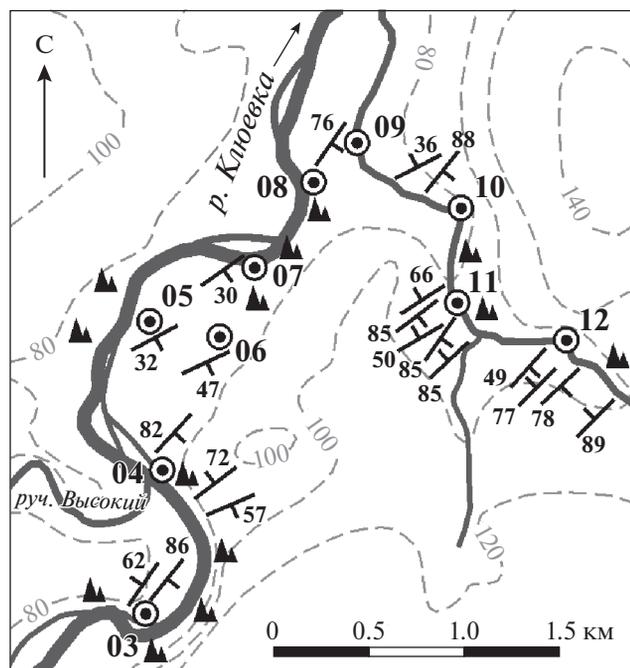
Общая мощность пачек 1–12 составляет 52–53 м.

В изученном разрезе с некоторой долей условности можно выделить 9 ритмов, включая один неполный в основании толщи (только верхний элемент; см. рис. 4). Некоторые из ритмов (№№ 2, 3, 9) опознаются четко и очень похожи по строению на “эталонный” четвертый ритм (пачка 5; см. выше). Другие видны менее явно, что связано, отчасти, с неполной обнаженностью. Обычно граница ритмов проводилась по кровле пласта или серии пластов карбонатного алевролита или песчаника с текстурами течений, выше которых залегают сланцы или тонкозернистые известняки, являющиеся, по-видимому, фоновыми осадками (см. раздел “Условия осадконакопления”). Однако иногда переход от одного ритма к другому постепенный. Например, между карбонатными песчаниками кровли ритма 1 и тонкозернистыми известняками со складками оползания, принадлежащими следующему ритму, залегает пачка переслаивания косослоистых известняков и сланцев.

Вышележащая часть толщи обнажена хуже: доступна только верхняя часть низкого обрыва над снежником в виде отдельных гривок, разделенных осыпью. Эта часть детально не описана и в колонку (см. рис. 4) не включена. Ее мощность определена по фотопанораме и составляет около 18 м. Строение этого интервала, в целом, похоже на строение приведенного выше фрагмента. Отличие заключается в меньшем количестве доломитизированных карбонатных песчаников и алевролитов. Большая часть гривок представлена серым известняком (как со складками оползания, так и с желтыми алевритовыми слойками, намытыми течениями). Примерно в средней части интервала встречено несколько пластов таких контрастно-косослоистых известняков с крупными подошвенными знаками (рис. 7а) и очень крупными буграми неясного генезиса на кровлях. Похожие впечатляющие подошвенные знаки наблюдались также в элювиальных развалах вблизи точки 153 (см. рис. 3). Здесь это явные флюты длиной более полуметра и до 15–20 см в поперечнике (рис. 7б).

## НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ В БАССЕЙНЕ р. КЛЮЕВКА

Наилучшее обнажение нижнего палеозоя на изученном участке расположено в обрыве правого берега р. Ключевка непосредственно выше устья ручья Высокий, в крутой излучине реки между точками 03 и 04 (рис. 8, 9). Однако большая часть обнажения недоступна для непосредственных наблюдений, по крайней мере, при высокой воде. Здесь вскрыт фрагмент толщи, мощность



**Рис. 8.** Схема обнажений нижнего палеозоя в бассейне нижнего течения р. Ключевка. Условные обозначения см. на рис. 3.

которого, по-видимому, достигает нескольких сотен метров, но достоверно ее оценить трудно из-за сложных складчато-надвиговых деформаций. Границы с подстилающими и перекрывающими отложениями не обнажены. Толща нижнепалеозойских пород имеет ритмичный (“флишоидный”) характер и сложена чередованием (в разных соотношениях) глинистых сланцев, алевролитов и желтых на выветрелой поверхности карбонатных алевропесчаников. На долю последних приходится не менее половины мощности вскрытого в правом берегу р. Ключевка разреза, о чем можно судить по фотопанораме, снятой с противоположного берега (см. рис. 9). Часто они образуют серии пластов мощностью до нескольких метров. Кроме того, в разрезе в подчиненном количестве присутствуют пачки серых плитчатых известня-

ков сопоставимой мощности. Мощность прослоев сланцев редко превышает несколько дециметров.

Во время наших работ доступным оказался небольшой фрагмент обнажения на правом берегу р. Ключевка близ точки 04, а также участок обрыва левого берега реки близ точки 03 (см. рис. 8).

#### Обнажение 03

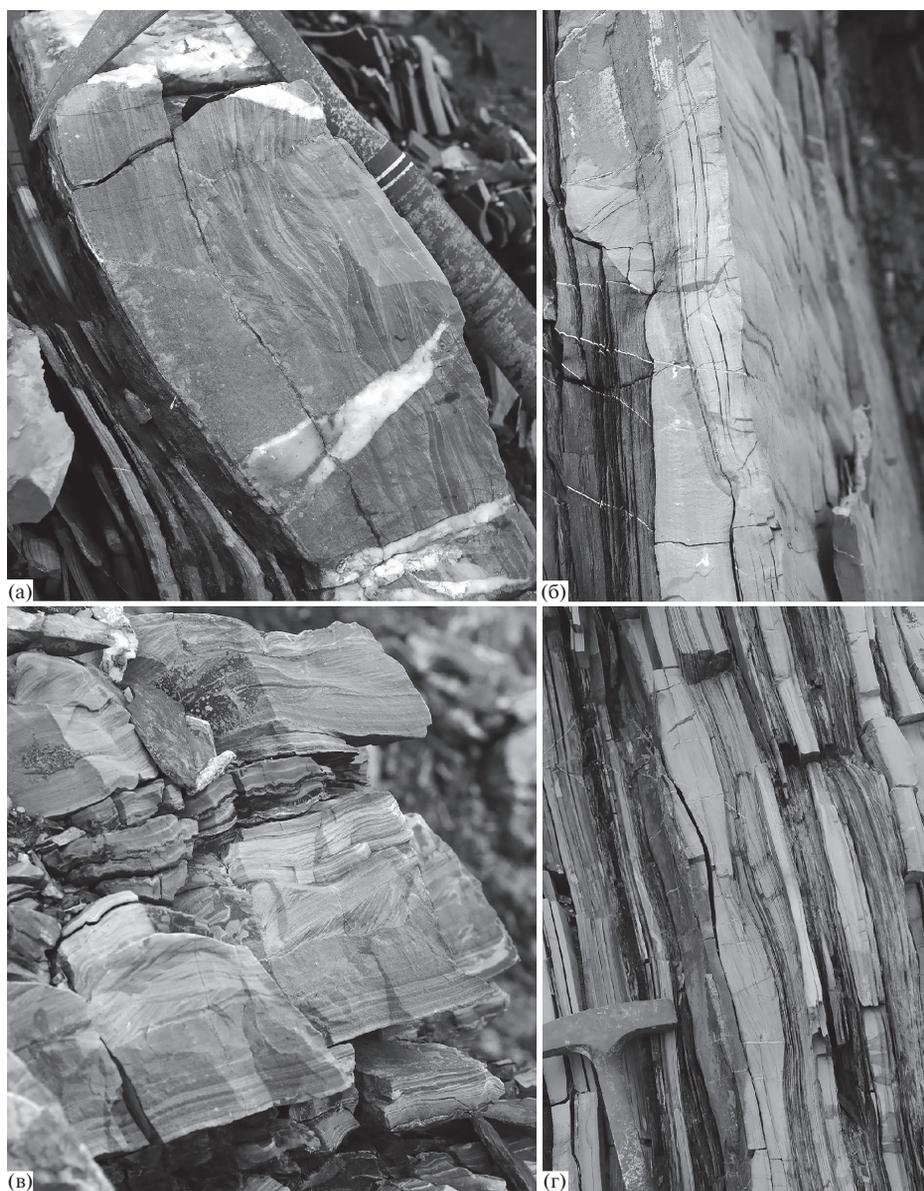
На участке берега длиной 90 м (вверх по течению реки от точки 03 до прижима) обнажен сильно дислоцированный фрагмент разреза толщи. Породы смяты в сжатые (почти изоклинные) складки; в аргиллитах интенсивно проявлен кливаж осевой плоскости. Снизу вверх выделены две пачки.

Пачка 1 (видимая мощность около 25 м), наиболее сложно деформированная. Образована чередованием темно-серых глинистых сланцев, серых бескарбонатных и слабокарбонатных алевролитов, а также желтоватых карбонатных алевролитов и мелкозернистых карбонатных песчаников. Слои последних имеют мощность от первых миллиметров до 10–20 см (редко до 40 см), содержат примесь тонкой силикокластики. В них наблюдается горизонтальная и косая слоистость, горизонты валиков ряби течения (рис. 10а–в). Обломочные карбонатные породы в разной степени доломитизированы. Нередко они слагают линзовидные пласты с волнистой кровлей и подошвой (см. рис. 10г). Волнистый характер подошвы объясняется заполнением осадком углублений между валиками ряби предыдущей генерации. Слои сланцев обычно маломощные (до 10 см). В породах толщи (преимущественно в сланцах) рассеян мелкий пирит.

Пачка 2 (мощность около 40 м). Подобна подстилающей пачке 1, но породы более тонкоплитчатые (см. рис. 10г) и залегают практически моноклиально. Мощность карбонатных прослоев измеряется первыми сантиметрами, редко до 10–15 см. Пласты сланцев также маломощные (первые сантиметры–первые дециметры), однако в верхней части пачки некоторые из них достигают 1 м.



**Рис. 9.** Фотопанорама северного фрагмента обнажения пород нижнего палеозоя в обрыве правого берега р. Ключевка. Этот фрагмент длиной около 150 м характеризуется наименее сложной структурой.



**Рис. 10.** Седиментологические особенности нижнепалеозойских пород (обнажение 03 по р. Ключевка). а – пласт карбонатного алевропесчаника с параллельной слоистостью в нижней части и косой слоистостью ряби течений – в средней. Вблизи подошвы материал более грубозернистый; пологое выклинивание слойков в левой верхней части фотографии указывает на заполнение осадком эрозионного рельефа. Вблизи кровли наблюдаются отдельные субгоризонтальные и косые слойки карбонатного алевролита (светлые) в более тонкозернистом матриксе. Такая последовательность текстур указывает на постепенное ослабление силы течения, намывавшего обломочный материал; б – пласт с валиками ряби течений на кровле (направление течения на фото снизу вверх); в подошве линза, являющаяся результатом заполнения подводного канала. Ее простираение не совпадает с простираением валиков ряби, что указывает на трансформацию направления течения. Высота кадра 40 см; в – карбонатный алевролит с горизонтальной слоистостью в основании и провалившейся косой слоистостью в средней части. Выше видны срезы крупных валиков ряби, которые драпируются параллельнослоистой серией. Высота кадра 25 см; г – тонкое переслаивание сланцев и карбонатных алевролитов с косой слоистостью ряби течения.

#### Обнажение 04

От точки 04 вверх по течению доступен для изучения отрезок обрыва длиной 70 м. Породы залегают моноклинально, нарушены мелкими складками волочения. Вскрытый здесь фрагмент разреза мощностью 60 м имеет те же седиментологические особенности, что и предыдущий (об-

нажение 03), однако породы содержат больше карбонатного материала (многие разновидности бурно вскипают с HCl). Толща представлена переслаиванием сланцев (известковистых и безизвестковых) и обломочных карбонатных пород примерно в равных соотношениях. Сланцы тонкоплитчатые, карбонатные алевролиты и песча-



**Рис. 11.** Фотопанорама основной части обнажения 11 на правом притоке р. Ключевка (видны пачки 2 и 3). Кровли пластов слева (обращены к северо-западу).

ники — толстоплитчатые (до 20 см). Последние иногда образуют “пакеты”, состоящие из нескольких пластов, разделенных тонкими прослойками аргиллитов. В разрезе присутствуют прослой глинистых известняков. В одном из пластов карбонатного песчаника встречена небольшая складка подводного оползания. В его основании заметны подошвенные знаки (вероятно, знаки нагрузки). На одной из плит в осыпи видны горизонтальные ихноструктуры (простые тоннели диаметром 1–2 см).

Ниже по течению р. Ключевка, в пойме ее правого берега изучена отдельная скала-останец длиной около 20 м (точка 05, см. рис. 8), сложенная породами той же толщи. Здесь наблюдается переслаивание карбонатных алевролитов и листоватых сланцев, которые присутствуют в подчиненном количестве. Это обнажение интересно тем, что пласты алевролитов демонстрируют отчетливо выраженные подошвенные знаки, в том числе великолепные флюты. Кроме того, в алевролитах присутствуют валики ряби течений на поверхностях напластования и приповерхностные следы питания (?) донных организмов.

Между точками 07 и 08 (см. рис. 8) расположено еще одно скальное обнажение пород толщи. Значительная его часть оказалась закрыта снежником и не проходима в высокую воду. Породы вскрыты почти по простиранию и сильно кливажированы, существенных отличий от вышеописанных не демонстрируют. Большой интерес представляет обнажение на противоположном берегу реки (напротив точки 05), которое во время наших работ было также не доступно. В связи с этим нужно отметить, что было бы целесообразно провести изучение береговых обрывов р. Ключевка (которые присутствуют также к северу и югу от изученного нами участка) по максимально низкой воде, желательно в начале осени.

Интересные и более богатые по набору седиментационных текстур обнажения изучены восточнее, в бортах правого притока р. Ключевка,

впадающего в нее в 3.7 км ниже устья ручья Высокий. Коренные выходы (как развалы, так и скальные обнажения) пород нижнего палеозоя эпизодически присутствуют в интервале точек 09–12 (см. рис. 8), а также выше по ручью (не изучались). Ниже дано описание двух из них, наиболее полных и обладающих наиболее простой структурой. В строении других участков долины ручья участвуют те же разновидности пород и их сочетания. Составить сводный разрез палеозойских отложений, вскрытых между точками 09–12 не удалось из-за фрагментарной обнаженности и сложных деформаций.

#### *Обнажение 11*

Обнажение вскрывает фрагмент толщи нижнепалеозойских пород мощностью 24 м и протягивается от точки 11 на 25 м вверх по течению вдоль правого берега ручья. Породы залегают вертикально или круто падают на северо-запад, подмяты в складки (рис. 11); иногда падение слоев обратное (крутое). Разрез похож на изученный по притоку р. Становая (см. выше), однако явной крупной ритмичности в строении толщи здесь не наблюдается.

Пачка 1 (видимая мощность 10 м) сложена темно-серыми, преимущественно тонкоплитчатыми пелитоморфными известняками; среди них присутствуют прослой сланцев, а также карбонатных песчаников и алевролитов. Последние содержат примесь силикокластики (иногда до 30%; в основном кварц) и образуют относительно мощные (до первых дециметров) пласты и небольшие серии (до 1 м) сближенных пластов. Наиболее мощный (0.4 м) слой карбонатного песчаника залегает в видимом основании пачки и демонстрирует выраженные подошвенные знаки (рис. 12а). В пачке наблюдались темно-серые пелитоморфные известняки с сантиметровыми светлыми алевролитистыми прослоями, которые менее подвержены выветриванию. Похожие

ленточно-слоистые известняки иногда встречались и в других подобных пачках (в том числе и на р. Становой).

**Пачка 2 (8 м).** В составе пачки существенно преобладают доломитизированные карбонатные алевролиты и песчаники, которые переслаиваются с темно-серыми аргиллитами. Количество и мощность обломочных прослоев увеличивается вверх по разрезу (от первых сантиметров до 0.4 м, см. рис. 11, правая половина панорамы). На склоне алевролиты и песчаники серые “сахаровидные”, отдельные зерна почти не различимы. В них хорошо сохранились седиментационные текстуры (см. рис. 12б–г). В основании слоев обычно присутствуют крупные подошвенные знаки, преимущественно флюты. В нижней и средней частях пластов наблюдается горизонтальная слоистость, в верхней части – косая, в том числе представленная взбирающейся рябью. Однако в ряде случаев горизонтальная слоистость проявлена по всей мощности пласта. В нижней части пачки, где слои обломочных пород маломощны, они, напротив, зачастую косослоисты от подошвы до кровли (см. рис. 12г). Иногда в карбонатных песчаниках явно видна прямая градационная сортировка материала. Редко присутствуют линзочки карбонатного гравия и мелких уплотненных кластеров алевролитистого аргиллита, ориентированных по напластованию. Косая слоистость в некоторых случаях пологая, ундулирующая, и напоминает мелкомасштабную штормовую (*hummocky cross-stratification*, см. рис. 12в). Резкие линзовидные раздувы отдельных пластов песчаника интерпретированы нами как результат заполнения небольших подводных каналов.

**Пачка 3 (6 м).** В составе пачки преобладают плитчатые пелитоморфные известняки (см. рис. 11, левая половина панорамы), подобные таковым пачки 1. Иногда в них заметны горизонты мелких валиков ряби течений, сложенных более светлым материалом. В нижней части пачки известняки более толсто плитчатые и слегка комковатые. В кровле залегает серия (0.9 м) желтоватых пластов (до 20 см) карбонатного алевролита.

Выше, судя по обломкам в осыпи, залегают глинистые сланцы с тонкими прослоями карбонатных алевролитов.

#### *Обнажение между точками 10 и 11*

Следующее представительное обнажение расположено в 70–100 м ниже по течению ручья (см. рис. 8). Здесь, в правом борту ручья, наблюдался непрерывный обрыв, частично закрытый снежником. По-видимому, в нем обнажены более высокие горизонты толщи. Слагающие его породы, как и на предыдущем участке, круто (до вертикального залегания) падают на северо-запад, со-

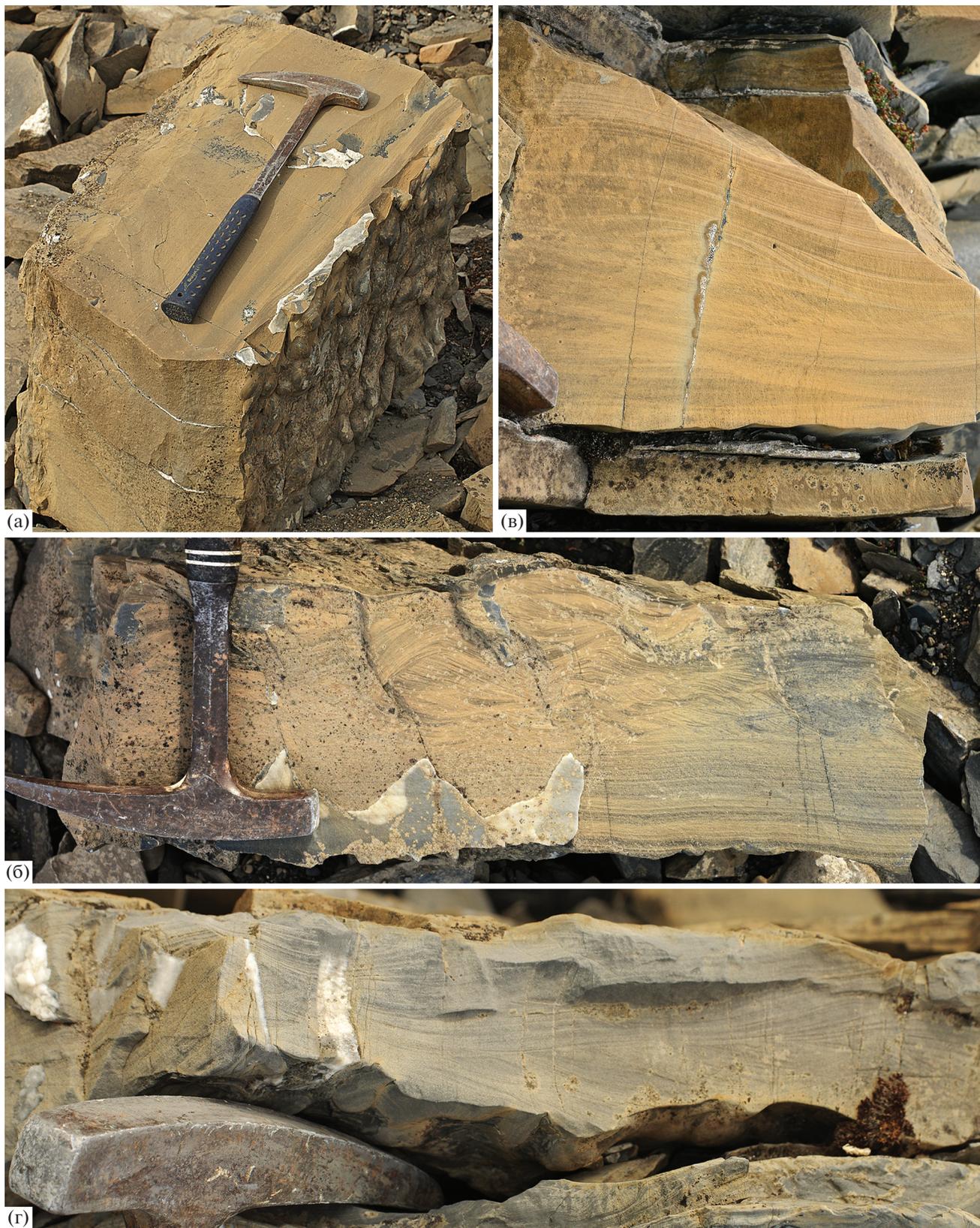
браны в открытые складки и пронизаны кливажем осевой плоскости. Видимый разрез мощностью около 25 м представлен переслаиванием темно-серых, в разной степени известковистых аргиллитов и желтых на выветрелой поверхности карбонатных алевролитов. Присутствуют редкие пласты серых массивных тонкозернистых известняков. На некоторых интервалах разреза (мощностью до нескольких метров) преобладают аргиллиты–глинистые алевролиты. В них присутствуют редкие маломощные (сантиметры) прослои карбонатных алевролитов, зачастую представляющих собой горизонты валиков ряби (рис. 13а).

Помимо тонких слоев, в разрезе присутствуют отдельные довольно мощные (около 30 см) пласты карбонатных алевролитов или серии (мощностью до 1 м), состоящие из пластов (5–20 см) этих пород, разделенных тонкими горизонтами аргиллитов. Карбонатные алевролиты демонстрируют горизонтальную и косую слоистость, рябь течений, в том числе взбирающуюся, конволютную слоистость (см. рис. 13б). Изредка видны небольшие подошвенные знаки, напоминающие знаки нагрузки или, в одном случае, флюты. Четливо выраженные знаки ряби, по форме близкие лингоидной, иногда заметны на кровлях пластов.

#### *Проблема определения границы между грустнинской свитой и весеннинской толщей*

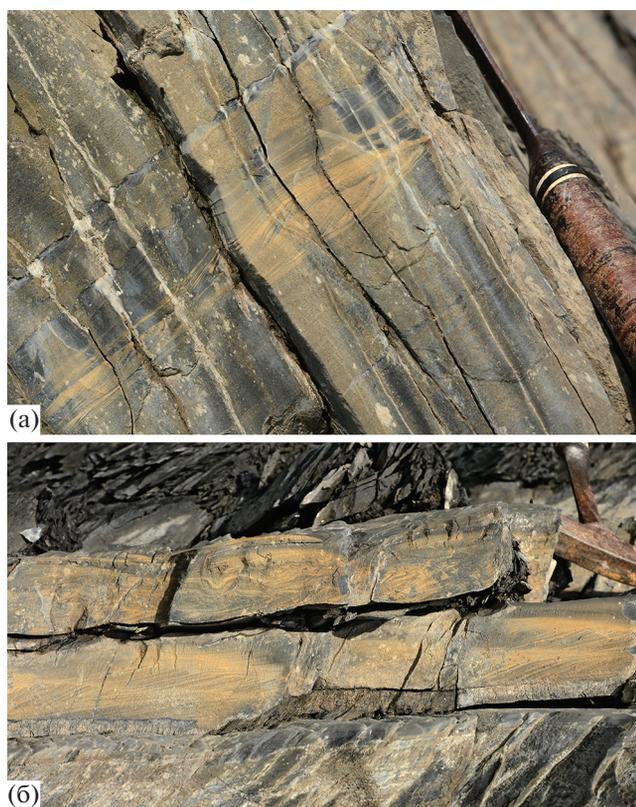
Весь рассмотренный выше участок ранее был отнесен к весеннинской толще нижнего–верхнего ордовика (арениг–карадок, согласно предыдущей редакции стратиграфической шкалы ордовика, или фло–нижний катий, по современной шкале) [Марковский и др., 2003]. Сложная складчато-надвиговая структура участка осталась нерасшифрованной, но можно предположить, что разрез, в целом, наращивается в СЗ направлении, так как при движении вверх по ручью Высокий (см. рис. 8) в этом направлении последовательно вскрываются все более молодые свиты палеозоя.

В отобранных нами пробах известняков остатки микрофауны не найдены. Однако ранее в нижнепалеозойских отложениях изученной территории микрофауна была обнаружена. Одна из проб отобрана в 2015 г. А.Н. Ларионовым (ВСЕГЕИ) на левом берегу р. Ключевка (76.484756 N, 108.404329 E) – напротив точки 05 (см. рис. 8). Исходя из структуры, она происходит из верхней части вскрытого на участке разреза. В этой пробе Т.Ю. Толмачевой определен следующий комплекс конодонтов (около двадцати элементов): *Periodon macrodentatus* (Graves et Ellison), *Protopan-derodus* sp., *Drepanodus* sp. *Paroistodus* cf. *P. originalis* (Sergeeva, 1963). Комплекс принадлежит нижней части дарривильского яруса среднего ордовика.



**Рис. 12.** Текстуры карбонатных песчаников и алевролитов (обнажение 11).

а – мощный пласт с флютами и горизонтальной слоистостью, переходящей к кровле в косую; б – менее мощный пласт, вся верхняя половина косослоистая (взбирающаяся рябь); в – пологая косая слоистость, имеющая сходство со штормовой (hummocky cross-stratification); г – полностью косослоистый пласт с крупными подошвенными знаками.



**Рис. 13.** Седиментологические особенности пород в обнажении между точками 10 и 11 на правом притоке р. Ключевка.

а – тонкообломочный интервал разреза с маломощными горизонтами карбонатного алевролита, собранными в валики ряби течений; б – два пласта карбонатного алевролита, демонстрирующих слоистость взбирающейся ряби (нижний пласт), оползшую косую и конволютную слоистость (верхний). В основании нижнего пласта виден подошвенный знак (нагрузки?). Фотография развернута на 90 градусов по часовой стрелке. Направление течения – справа налево.

Вторая проба была отобрана К.В. Борисенковым, также в 2015 г., в обнажении 03 (см. рис. 8). В ней обнаружено большое количество створок остракод, присутствие которых указывает, что возраст вмещающих пород не может быть древнее флоского яруса нижнего ордовика [Williams et al., 2008].

Принадлежность пород в изученных в бассейне р. Ключевка обнажениях к нижней части весеннинской толщи подтверждается также литологическими признаками. Так, в более высоких горизонтах весеннинской толщи (дарривил–нижний катий), вскрытых в среднем течении р. Жданова (в 10 км к западу от рассмотренного выше разреза на р. Становая), присутствует значительно меньше карбонатных песчаников и алевролитов. Основываясь на тех же литологических принципах, нельзя исключить, что некоторые пачки на правом притоке р. Ключевка могут принадлежать вер-

хам грустнинской свиты. В верхней части разреза этой свиты в стратотипической местности (бассейн р. Хутудабига) соотношение сланцевых и карбонатных пачек аналогично таковому в обнажении 11, а в вышележащей толще ордовика (возрастной аналог весеннинской толщи) мощные пласты массивных известняков с флютами отсутствуют.

Проблема проведения картируемой литологической границы между грустнинской свитой и весеннинской толщей стоит и за пределами исследованного в бассейне р. Ключевка участка. А.А. Багаевой с коллегами было предложено нижнюю часть весеннинской толщи (и одновозрастные литологически схожие отложения “карбонатной” фациальной зоны) выделить в отдельную пронинскую толщу [Багаева и др., 2019]. Однако это не решает проблемы определения кровли грустнинской свиты. Как видно из приведенного описания разрезов, породы грустнинской свиты и весеннинской (или пронинской) толщи на изученной территории слагают генетически единую последовательность, и четкая литологическая граница между ними едва ли может быть проведена. В этом районе целесообразнее картировать их в составе единого подразделения. Тем более, что в зоне Пясино-Фаддеевского разлома породы интенсивно кливажированы, что делает почти невозможным обнаружение в них граптолитов для определения возраста. В любом случае, граница таких литостратиграфических подразделений как свита или толща не может быть обоснована только граптолитами.

## УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Изученные разрезы характеризуют разные этапы формирования единого комплекса отложений, накапливавшегося в течение позднего кембрия, раннего и начала среднего ордовика. В нижней части этого комплекса преобладают известняки и обломочные породы смешанного карбонатно-силикокластического состава, тогда как в верхней части увеличивается доля глинистых сланцев. Эта тенденция отмечалась и ранее [Соболевская, 2011].

В составе комплекса выделяются три основных литологических типа пород: 1) сланцы, образовавшиеся из глинистых осадков, 2) пелитоморфные и тонкозернистые темные известняки с размером зерен, как правило, менее 0.02 мм, образовавшиеся из карбонатного ила; 3) обломочные карбонатные породы (алевролиты и песчаники) с примесью силикокластического материала.

Согласно общей схеме фациальной зональности [Атлас ..., 2003], изученные разрезы характеризуют более удаленную от берега часть палеобассейна относительно карбонатной зоны шельфа (Южный Таймыр), поэтому присутствие в них значительного количества аргиллитов и глинистых

алевролитов требует пояснения. Как известно, глинистая взвесь может долго оставаться в толще воды и переноситься на значительное расстояние поверхностными и придонными течениями. Однако обилие глинистого и тонкозернистого силикокластического материала именно во внешней зоне шельфа могло быть связано с особым механизмом транспортировки — транзитом этого материала через более проксимальную зону преимущественно карбонатной седиментации в составе вызванных штормами “облаков суспензии” (storm-generated suspension clouds) [Yancey, 1991] в придонном слое.

Пелитоморфные и тонкозернистые известняки слагают обособленные пласты или серии пластов. Обычно они неслоистые. Вероятно, эти породы образовались за счет осаждения тонкой карбонатной взвеси из толщи воды. Мы предполагаем, что это были остаточные “облака” наиболее тонкодисперсного материала, принесенного турбидитовыми потоками с карбонатного мелководья (см. ниже), основная часть которых была разгружена выше по склону. Вероятно, и упомянутые выше штормовые “облака суспензии” несли во внешнюю зону шельфа не только глину, но и захваченный карбонатный ил. Не исключено, что часть материала была отложена придонными течениями, о чем можно судить по наблюдавшейся в некоторых пластах косой слоистости (см. рис. 6б). Слоистость в тонкозернистых известняках хорошо видна только в случае присутствия зерен доломита песчаной либо алевроитовой размерности, которые препарируются при выветривании.

Обломочные породы, названные в настоящей работе карбонатными алевролитами и песчаниками, имеют схожий состав во всех изученных разрезах. Зерен песчаной размерности в обломочных прослоях сравнительно мало; нередко порода, которая макроскопически выглядит как песчаник, в шлифе оказывается песчанистым алевролитом. Помимо преобладающих перекристаллизованных карбонатных обломков, в породах присутствуют зерна некарбонатных минералов той же размерности (15–20%, иногда до 40% от объема породы). Преимущественно они представлены кварцем и, в небольшом количестве — мусковитом, плагиоклазом (до нескольких процентов), единичными обломками кремней. Вблизи основания пластов, породы нередко плохо сортированы и насыщены карбонатными пелоидами, биокластами и интракластами размером до 1–2 мм. Интракласты представляют собой комки тонкозернистого карбоната (микроспарит) с отдельными алевроитовыми зернами кварца и/или тонкой сыпью пирита.

Очевидно, кластика (как карбонатная, так и некарбонатная) транспортировалась из мелководной части бассейна в область осадконакопления подводными течениями. Причем профилей дна бассейна характеризовался выраженным перегибом в период накопления осадков грустни-

ской свиты, изученных в бассейне р. Становая, и сходных отложений в обнажении 11 в бассейне р. Ключевка. Значительная часть обломочных прослоев этой части разреза была отложена турбидитовыми потоками, что подтверждается стандартной последовательностью седиментационных текстур [Mutti, Ricci Lucchi, 1978; Amy et al., 2005 и мн. др.] в индивидуальных ритмах. Полные ритмы выглядят следующим образом: массивная более крупнозернистая нижняя часть с подошвенными знаками (слепки промоин, знаки нагрузки), средняя горизонтальнослоистая часть, верхняя косослоистая (рябь течений, взбирающаяся рябь) часть с наиболее тонкозернистым материалом в кровле. Для турбидитов также характерна встречающаяся в некоторых пластах конволютная и оползшая косая слоистость. Однако относить весь комплекс изученных пород к турбидитам нет оснований; скорее, в некоторые интервалы времени мутьевые потоки действительно могли инициироваться штормами и участвовать в формировании пород толщи (например, [Dott, Bourgeois, 1982, fig. 22 и обзор вопроса в этой работе]). Для отложений из разреза по р. Ключевка (обн. 03 и 04) мы предполагаем доминирующую роль собственно штормовых течений в формировании карбонатных алевролитов и песчаников.

В целом, накопление изученного комплекса отложений происходило ниже уровня воздействия обычных волн и, вероятно, ниже базиса штормовых волн, на большом удалении от берега. Зерен песчаной размерности в обломочных породах сравнительно мало. Крупный песок и гравий встречаются нечасто и тяготеют к подошвам пластов. Остатки макрофауны отсутствуют, биокласты (по наблюдениям в шлифах) редки. Текстуры, которые могут быть интерпретированы как следы волнового воздействия, не наблюдались. Явная штормовая слоистость (hummocky cross-stratification) не наблюдалась, хотя в нескольких пластах присутствуют похожие текстуры (см. рис. 12в). Глубина накопления отложений иногда могла быть близка к базису штормовых волн.

По мнению Р.Ф. Соболевской и В.Я. Кабанькова [Соболевская, 2011; Соболевская, Кабаньков, 2014], породы грустнинской свиты являются крайне мелководными. На основании этого предположения ими даже было намечено положение береговой линии в позднем кембрии—начале ордовика в северной части Южно-Таймырской зоны. В качестве признаков мелководья упомянутые геологи указывают на присутствие косой слоистости, волновой ряби, следов течений и оползания осадка, следов капель дождя и трещин усыхания. Фотографии текстур в публикациях [Соболевская, 2011; Соболевская, Кабаньков, 2014] отсутствуют, за исключением одной фотографии валиков ряби на поверхности пласта. По этой иллюстрации не ясно, симметричны ли валики и могут ли они быть отнесены к волновой ряби. Очевидно, что косая слоистость и подводно-оползневые деформации не всегда являются

признаками мелководья. На рассматриваемой территории и в других частях Таймыра, где мы изучали разрезы грустнинской свиты, текстуры волновой ряби, следы капель дождя и трещины усыхания в породах отсутствуют.

### ОРИЕНТИРОВКА ПАЛЕОСКЛОНА

Как уже отмечалось, вкост современного простираения Таймырских структур, в направлении с ЮЮВ на ССЗ наблюдаются фациальные изменения нижнепалеозойских отложений, указывающие на углубление бассейна в этом направлении [Беззубцев и др., 1986; Атлас ..., 2003 и др.]. Для того, чтобы подтвердить направление погружения палеосклона, было выполнено определение ориентировки флютов (flute casts) на подошвах пластов. Замеры проводились в разрезах грустнинской свиты, включающей пласты карбонатных песчаников с турбидитовой последовательностью текстур, а также в литологически сходных породах, картировавшихся в составе весеннинской толщи. Ориентировка флютов также замерялась в обнажениях по ручью Володин — правому притоку р. Преградная. Этот участок, согласно схеме фациальной зональности [Атлас ..., 2003], расположен на простираении разрезов в бассейне р. Ключевка, к юго-западу от них (см. рис. 2). Кроме того, при анализе использованы замеры двунаправленных подошвенных знаков, которые наблюдались авторами в породах верхней части весеннинской толщи (верхи среднего—низы верхнего ордовика) на р. Жданова (к западу от разреза в бассейне р. Становая, за рамкой схемы, приведенной на рис. 2).

В обнажении на притоке р. Становая мы предпринимали также попытки измерить ориентировку текстур, напоминающих конседиментационные складки. Деформации пластов известняка в этом выходе первоначально интерпретировались нами как следствие подводного оползания нелитифицированных осадков. В таком случае ориентировка вергентности складок волочения указывала бы на направление погружения склона. Однако после обработки полевых наблюдений мы не исключаем, что складки волочения могли быть связаны с проскальзыванием пластов, вызванным их смятием в складку во время мезозойского этапа деформаций. Это подтверждается примерным совпадением (или различием на 180 градусов) азимутов падения пластов, кливажа и предполагаемого направления оползания осадков. Вероятно, линейные неровности на подошвах пластов, напоминающие борозды вымывания или каналы (см. рис. 6в), действительно представляют собой первичные седиментационные текстуры, однако их вергентность может быть обусловлена наложенными деформациями.

Флюты (промоины на подошвах пластов) формируются придонными течениями и указывают на их направление. Течения могут быть ориенти-

рованы вдоль склона, а в случае мутьевых гравитационных потоков — перпендикулярно простираению склона. Замеры ориентировки флютов, сохранившихся в нижнепалеозойских породах бассейна р. Становая (рис. 14а), указывают на СВ направление палеотечений. Принимая во внимание общую схему фациальной зональности [Атлас ..., 2003], предполагающую погружение склона бассейна к северо-западу, полученное направление можно интерпретировать как вдольсклоновое. Сходную ориентировку имеют флюты в обнажении на притоке р. Ключевка (см. рис. 14б) и двунаправленные подошвенные знаки в породах на р. Жданова (см. рис. 14г). На ручье Володин замеры флютов разбились на две группы, соответствующие разным обнажениям (см. рис. 14в). СВ группа замеров аналогична рассмотренным выше вдольсклоновым направлениям, а ССЗ направление, вероятно, соответствует погружению склона. Следует подчеркнуть, что вывод о соответствии ориентировки большей части промоин вдольсклоновым подводным течениям сделан на основании общей фациальной зональности и, отчасти, на присутствии двух групп направлений флютов ручья Володин. Однако замеров, подтверждающих второе направление, слишком мало для уверенных выводов.

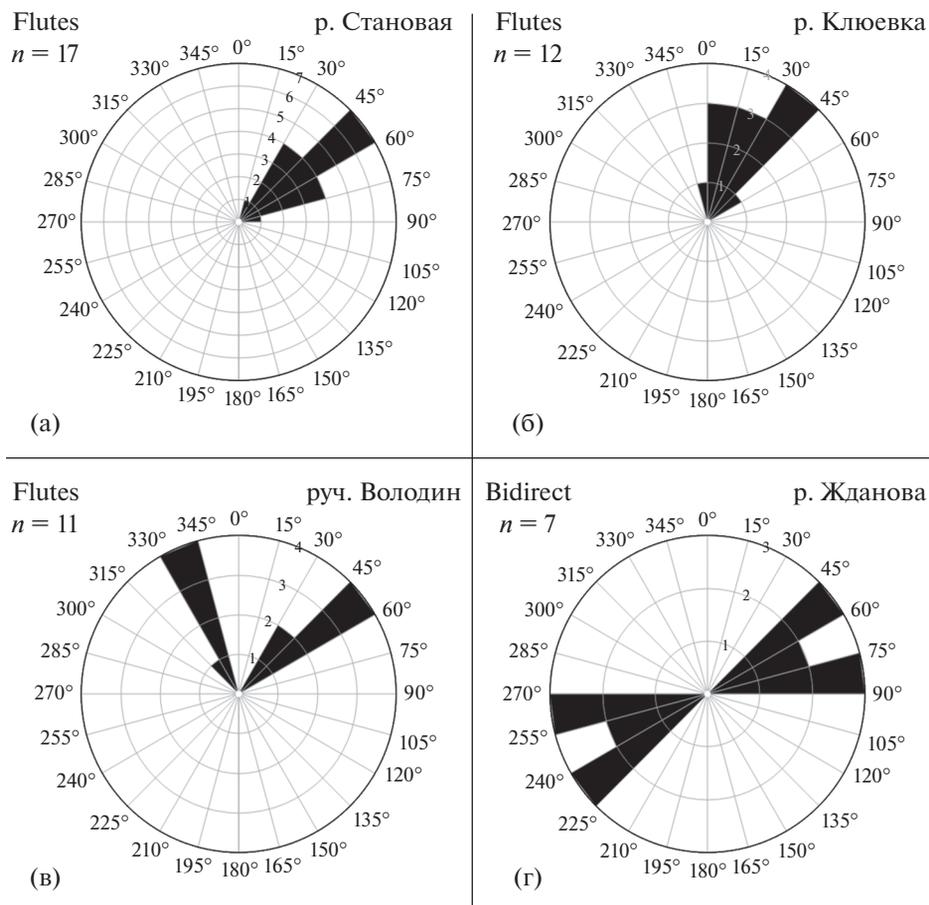
Предположение о вдольсклоновой ориентировке слепков промоин требует дополнительных пояснений. Если мы интерпретируем пласты с флютами на подошвах и характерным набором текстур как турбидиты, то оказывается, что мутьевые потоки транспортировали материал не вниз по склону, а вдоль него. Возможны следующие варианты объяснения такой ситуации.

1) Турбидитовые потоки распространялись вдоль оси прогиба в направлении с ЮЗ на СВ в современных координатах. Такая ситуация задокументирована для некоторых турбидитовых прогибов Альп-Пиренеев [Argnani, Lucchi, 2001].

2) Турбидитовые потоки, перемещающиеся вниз по склону, отклонялись вдольсклоновыми подводными течениями.

3) Возможна первоначальная вдольсклоновая ориентировка мутьевых потоков, инициированных штормами [Sarkar et al., 2002; Basilici et al., 2012, p. 88]. В работе [Sarkar et al., 2002] на основе анализа разнонаправленных подошвенных знаков показано, что штормовое течение на ранней стадии ориентировано параллельно берегу, но позднее становится более турбулентным и меняет свое направление на перпендикулярное берегу (off-shore). На ранней стадии отложение осадка не происходит, но эрозионные текстуры (подошвенные знаки) формируются.

Первую модель мы считаем более вероятной. Специфические обломочные карбонатные осадки грустнинской свиты были отложены высокоэнергетическими подводными течениями, транспортирующими большой объем кластики. Направление этих течений было одинаковым на



**Рис. 14.** Розы-диаграммы ориентировки директивных седиментационных текстур в изученных отложениях верхнего кембрия—нижнего(?) ордовика.

а — в обнажении на притоке р. Становая; б — в обнажении 11 на притоке р. Клюевка; в — на ручье Володин (см. текст). Также показаны замеры двунаправленных подошвенных знаков (bidirect.) в породах среднего—верхнего ордовика на р. Жданова (г). Flutes — слепки промоин, n — количество замеров. Диаграммы построены в программе GeoRose 0.5.1. Две группы флютов на ручье Володин происходят из двух разных обнажений.

значительной площади. Формирование устойчивых однонаправленных высокоэнергетических подводных течений требует наличия перегиба склона, это является необходимым условием как для вдольсклоновых, так и для поперечных течений. Таким образом, мы предполагаем, что фации грустинской свиты маркируют подножие трогового прогиба, сформировавшегося на шельфе в конце кембрия и продолжавшего существовать в начале ордовика.

#### ОБЩАЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ В РЕГИОНЕ

В конце кембрия и ордовике исследуемый район располагался в промежуточной области между относительно глубоководным бассейном, который реконструируется в современной северной части Таймыра, и Сибирской платформой, большая часть которой была занята мелководным морем с преимущественно карбонатным осадко-

накоплением. В позднем кембрии на северо-востоке и северо-западе (в современных координатах) в эту платформу вдавались два глубоководных “залива”, в которых происходило формирование “бассейновых” отложений (черных сланцев и карбонатно-силикокластических турбидитов) [Сухов и др., 2016]. Переход от мелководных областей к более глубоководным происходил через зону баров и карбонатных банок. В целом, профиль шельфа соответствовал рампу (по-видимому, рампу с перегибом склона) [Сухов и др., 2016]. Распределение фаций показывает, что карбонатная платформа (в узком смысле, т.е. мелководная зона, или “внутренний шельф”, [Сухов и др., 2016]) продолжалась на север, в сторону Таймыра и моря Лаптевых.

К концу кембрия проградация карбонатной платформы, происходившая в течение всего периода, привела к исчезновению, или, скорее, вытеснению “бассейновых” фаций за пределы Сибирской платформы в традиционном понимании

ее границ. В ордовике на ее территории и по периферии реконструируется несколько массивов суши (фактически, крупных островов), которые служили локальными источниками обломочного материала, в том числе силикокластического [Kanygin et al., 2010]. Вероятно, часть из них была унаследована с кембрия. Центральная и северо-западная части платформы рассматриваются как полузамкнутый “Тунгусский бассейн”, который к северу (Таймыр) и востоку постепенно переходил в открытое море [Каныгин и др., 2007]. В Южно-Таймырском домене ордовикский интервал разреза представлен относительно мелководными преимущественно карбонатными породами [Атлас ..., 2003].

Ближайшая к изученному нами району суша (“Анабарская”, [Kanygin et al., 2010]) реконструирована на северо-востоке Сибирской платформы. Учитывая, что в скважинах, пробуренных в междуречье Хатанги и Анабара (в их нижнем течении), средний кембрий перекрыт каменноугольно-пермскими толщами [Бобров и др., 2000], можно предполагать, что в этом районе верхнекембрийские—нижнеордовикские отложения не накапливались или были маломощными и подверглись размыву. Вполне вероятно, что ордовикская суша продолжалась до современного Хатангского залива, а, возможно, и далее на северо-северо-запад. Палеогеография позднего кембрия Сибирской платформы [Сухов и др., 2016, рис. 16] также не исключает существование подобного острова в районе Хатангского залива, но с несколько смещенными к северо-западу (относительно ордовикского положения) контурами. По-видимому, именно эта суша служила источником силикокластики для пород грустнинской свиты и весеннинской толщи на северо-востоке Таймыра. Терригенный материал мог транспортироваться через пологонаклонный мелководный карбонатный шельф ветрами, поверхностными и придонными течениями [Hequette, Hill, 1993; Yancey, 1991]. По крайней мере, часть карбонатной кластики (интракласты, пелоиды) выносилась из прибрежной зоны штормовыми течениями. Можно предполагать, что и карбонатный алеврит, и песок являются продуктом механической дезинтеграции биокластов и прочих карбонатных образований на мелководе [Chaudhuri, 2005 и др.]. Как было показано выше, специфические осадки грустнинской свиты накапливались у подножия предполагаемого перегиба рампа, где периодически инициировались турбидитовые потоки. Позднее (во второй половине раннего — начале среднего ордовика, то есть в период накопления осадков весеннинской толщи), профиль рампа был снивелирован.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Шельфовые карбонатные фации Сибирской платформы в позднем кембрии и ордовике распространялись на территорию Южно-Таймыр-

ского и отчасти Центрально-Таймырского доменов. Отложения верхнего кембрия — низов среднего ордовика, изученные в обнажениях на двух участках на востоке Центрального Таймыра, сформировались в удаленной от берега части открытого наклонного шельфа (рампа) со смешанной карбонатно-силикокластической седиментацией. Рамп, вероятно, примыкал к островной суше, располагавшейся в современной северной части Сибирской платформы и служившей источником силикокластики (преимущественно кварцевого алеврита). Отложения прибрежной зоны не известны (не обнажены либо размывы). Средней части рампа соответствуют карбонатные фации ордовика Южно-Таймырской зоны. Черносланцевые толщи верхнего кембрия — ордовика, известные на северо-востоке Таймыра, накапливались в бассейновых обстановках. Изученные нами разрезы характеризуют переходную область между ними. Накопление осадков в этой области происходило ниже уровня воздействия обычных волн и, скорее всего, ниже базиса штормовых волн. Присутствие в нижней части видимого разреза (верхний кембрий—низы ордовика) карбонатных алевролитов и песчаников с характерным для турбидитов набором текстур указывает на существование выраженного перегиба в профиле дна бассейна. Сlepки промоин (флюты) на подошвах пластов ориентированы однонаправленно на всей изученной территории и интерпретированы как индикатор переноса обломочного материала течениями вдоль оси трога или вдоль подножия уступа на рампе в северо-восточном направлении (в современных координатах). Позднее рельеф дна бассейна был снивелирован, и в конце раннего — в среднем ордовике карбонатно-сланцевые толщи накапливались в пределах полого наклоненного выровненного рампа.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны В.Ф. Проскурнину и другим коллегам из Отдела региональной геологии и полезных ископаемых Восточных районов России ФГБУ “ВСЕГЕИ” за содействие в организации и проведении полевых работ.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 19-05-00926). Исследования М.К. Данукаловой и А.Б. Кузьмичева проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас палеозойской фауны Таймыра. Ч. I. Брахиоподы, ostracоды, конодонты. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2003. 240 с.

Багаева А.А., Мозолева И.Н., Борисенков К.В. Новое стратиграфическое подразделение в Ленинско-Клю-

- евской структурно-формационной зоне Таймыра // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: материалы IX Всероссийского литологического совещания. Казань: Изд-во Казанского университета, 2019. С. 28–29.
- Беззубцев В.В. Геологическое строение и полезные ископаемые Таймырской складчатой области. Отчет Таймырской опытно-производственной партии по результатам аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 200000 Таймырской складчатой области в 1972–1979 гг. Красноярск, 1979.
- Беззубцев В.В., Залаяев Р.Ш., Гончаров Ю.И., Сакович А.Б. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1 : 500000. Красноярск, 1983.
- Беззубцев В.В., Залаяев Р.Ш., Сакович А.Б. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1 : 500000. Объяснительная записка / Ред. В.В. Беззубцев. Красноярск, 1986. 177 с.
- Бобров В.Н., Бардеева М.А., Клейкова Н.И., Ляпина Г.Г., Ян Г.Х. Легенда Оленекской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200000 (издание второе). Объяснительная записка. М.: ФГУ НПП “Аэрогеология”, 2000. 194 с.
- Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 202 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
- Кабаньков В.Я., Соболевская Р.Ф., Проскурнин В.Ф. Позднекембрийско-раннепалеозойский этап развития Новоземельско-Таймыро-Североземельской складчато-надвиговой системы // Природные ресурсы Таймыра. 2003. Вып. 1. С. 210–228.
- Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2007. 269 с.
- Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Лист Т-45–48 – м. Челюскин. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. 472 с.
- Макарьев А.А., Макарьева Е.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000 (третье поколение). Лист Т-45–48 (м. Челюскин). СПб.: ФГУНПП “ПМГРЭ”, 2011.
- Марковский В.А., Шнейдер Г.В., Проскурнин В.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). Масштаб 1 : 1000000. Лист Т-48–50 (о. Большевик). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2003.
- Обут А.М., Соболевская Р.Ф. Граптолиты ордовика Таймыра. М.: Наука, 1964. 87 с.
- Степанов Г.И., Успенская И.Б., Тарутин О.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые между речья Жданова, Фаддея и Преградной. Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 200000 в центральной части листа Т-48–XXXIV, XXXV, XXXVI, проведенной отрядом № 2 Таймырской партии летом 1964 г. Л.: НИИГА, 1965. 546 с.
- Соболевская Р.Ф. Атлас палеозойской фауны Таймыра. Часть II. Граптолиты ордовика и силура // Труды НИИГА – ВНИИОкеангеология. Т. 221. СПб.: Изд-во ФГУП “ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга”, 2011. 282 с.
- Соболевская Р.Ф., Кабаньков В.Я. Стратиграфия кембрийских отложений Горного Таймыра // Труды НИИГА – ВНИИОкеангеология. Т. 228. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2014. 43 с.
- Соболевская Р.Ф., Соболев Н.Н., Матвеев В.П. Новые стратиграфические подразделения в ордовике и силуре Таймыра // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики / Под ред. В.И. Бондарева. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 7–11.
- Сухов С.С., Шабанов Ю.Я., Пегель Т.В. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. Т. 1. Стратиграфия. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. 497 с.
- Уфлянд А.К., Натанов Л.М., Лопатин В.М. и др. О тектонической природе Таймыра // Геотектоника. 1991. № 6. С. 76–93.
- Amy L.A., Talling P.J., Peakall J. et al. Bed geometry used to test recognition criteria of turbidites and (sandy) debrites // *Sediment. Geol.* 2005. V. 179. P. 163–174.
- Argnani A., Lucchi F.R. Tertiary silicoclastic turbidite systems of the Northern Apennines // *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins* / Eds G.B. Vai, I.P. Martini. Dordrecht: Springer, 2001. P. 327–349.
- Basilici G., Vieira de Luca P.H., Poiré D.G. Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): A turbiditic deep-water or storm-dominated prodelta inner-shelf system? // *Sediment. Geol.* 2012. V. 267–268. P. 73–92.
- Chaudhuri A.K. Climbing ripple structure and associated storm-lamination from a Proterozoic carbonate platform succession: their environmental and petrogenetic significance // *J. Earth Syst. Sci.* 2005. V. 114(3). P. 199–209.
- Dott R.H., Bourgeois G. Hammock stratification: significance of its variable bedding sequences // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1982. V. 93. P. 663–680.
- Flügel E. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application.* Springer, 2010. P. 564–566.
- Guensburg T.E. Phylogenetic implications of the oldest crinoids // *J. Paleontol.* 2012. V. 86. Is. 3. P. 455–461.
- Hequette A., Hill P.R. Storm-generated currents and offshore sediment transport on a sandy shoreface, Tibjak Beach, Canadian Beaufort Sea // *Mar. Geol.* 1993. V. 113. P. 283–304.
- Kanygin A., Dronov A., Timokhin A., Gonta T. Depositional sequences and palaeoceanographic change in the Ordovician of the Siberian craton // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2010. V. 296(3–4). P. 285–296.
- Kuzmichev A.B., Danukalova M.K., Proskurnin V.F. et al. The pre-Vendian (640–610 Ma) granite magmatism in the Central Taimyr fold belt: the final stage of the Neoproterozoic evolution of the Siberian paleocontinent active margin // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2019. V. 10. Is. 4. P. 841–861.
- Mutti E., Ricci Lucchi F. Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis // *International Geology Review.* 1978. V. 20(2). P. 125–166.
- Pease V., Scott R.A. Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Palaeozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr // *J. Geol. Soc. London.* 2009. V. 166. P. 517–527.
- Potter L. Types of carbonate platforms: a genetic approach // *Basin Research.* 2001. V. 13. P. 313–334.

*Sarkar S., Banerjee S., Chakraborty S., Bose K.B.* Shelf storm flow dynamics: insight from the Mesoproterozoic Rampur Shale, central India // *Sediment. Geol.* 2002. V. 147. P. 89–104.

*Williams M., Siveter D.J., Salas M.J. et al.* The earliest ostracods: the geological evidence // *Senckenbergiana lethaea*. 2008. V. 88. P. 11–21.

*Yancey T.E.* Controls on carbonate and siliciclastic sediment deposition on a mixed carbonate–siliciclastic shelf (Pennsylvanian Eastern Shelf of north Texas) // *Sedimentary modeling: computer simulations and methods for improved parameter definition* / Eds E.K. Franseen, W.L. Watney, C.G. Kendall, W. Ross // *Kansas Geol. Surv. Bull.* 1991. V. 233. P. 263–272.

## The Lower Paleozoic Deposits of the Transitional Zone between Carbonate Platform and Black Shale Basin (Eastern Taimyr)

**M. K. Danukalova<sup>1, \*</sup>, A. B. Kuzmichev<sup>1</sup>, A. A. Bagaeva<sup>2</sup>, and T. Yu. Tolmacheva<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

<sup>2</sup>*Karpinsky Russian Geological Research Institute, Sredny ave., 74, St. Petersburg, 199106 Russia*

*\*e-mail: DanukalovaMK@yandex.ru*

Sedimentological features of the Upper Cambrian–Middle Ordovician rocks exposed in the eastern Taimyr in vicinity of the Gulf of Faddey are discussed in the paper. The studied sections belong to the transitional facies zone located between the carbonate platform (continuation of the Siberian platform) in the south and a relatively deep-water basin in the north. Studied deposits compose a genetically coherent sequence, which was formed in the distal part of siliciclastic-carbonate ramp at a depth exceeding the storm wave base. The lower part of the section (Upper Cambrian–lowermost Ordovician) is represented by limestones, carbonate siltstones and sandstones with shale interbeds. The upper part of the studied interval (Lower–Middle Ordovician) is dominated by shales with thin layers of carbonate siltstones. The source of the carbonate detritus was the shallow-water shelf located to the south of the studied sections. The source of the siliciclastic admixture in carbonate siltstones and sandstones was an island in the north of the modern Siberian platform. Sandy material was transported by storm bottom currents, while fine-grained particles – by surface currents, winds and in the form of suspension clouds in bottom waters. Carbonate sandstones with the typical turbidite sedimentary structures, common in the lower part of the section, were deposited by turbidity currents initiated by storms. At that time, a pronounced break in the ramp profile supposedly existed. The predominant NE orientation of flute casts indicates along-slope (or along trough axis) transport. In the second half of the Early Ordovician and in the Middle Ordovician the ramp topography was leveled.

*Keywords:* Central Taimyr, Upper Cambrian–Lower Ordovician, Grustnaya Formation, Vesenniyaya Formation, depositional environments, turbidites, storms, siliciclastic-carbonate ramp.