

ФРАНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА Р. БОЛЬШАЯ НАДОТА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) – СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2016 г. Д. А. Груздев, М. А. Соболева, Д. Б. Соболев, А. В. Журавлев

*Институт геологии Коми научного центра УрО РАН
167982, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54
E-mails: dag79@yandex.ru, matusha.888@mail.ru, dbsobolev@rambler.ru,
micropalaeontology@gmail.com*

Поступила в редакцию 29.02.2016 г.

Принята к печати 22.09. 2016 г.

Приведена характеристика разреза живетско-франских отмельных отложений на Приполярном Урале, представленного маташорской толщей. По конодонтам изученный интервал разреза сопоставляется с интервалом зон varcus (s.l.) – rhenana. В верхней части живета установлен размыв в объеме верхней части зоны varcus и зон hermanni–cristatus и disparilis, отмечаемая выше по разрезу трансгрессивная последовательность сопоставляется с глобальным событием **Frasne** (Manticoceras). Анализ осадочных последовательностей позволяет предположить, что изменения обстановок осадконакопления в маташорское время контролировались эвстатическими колебаниями уровня моря.

Ключевые слова: *Приполярный Урал, франский ярус, маташорская толща, условия осадконакопления, стратиграфия, конодонты.*

ВВЕДЕНИЕ

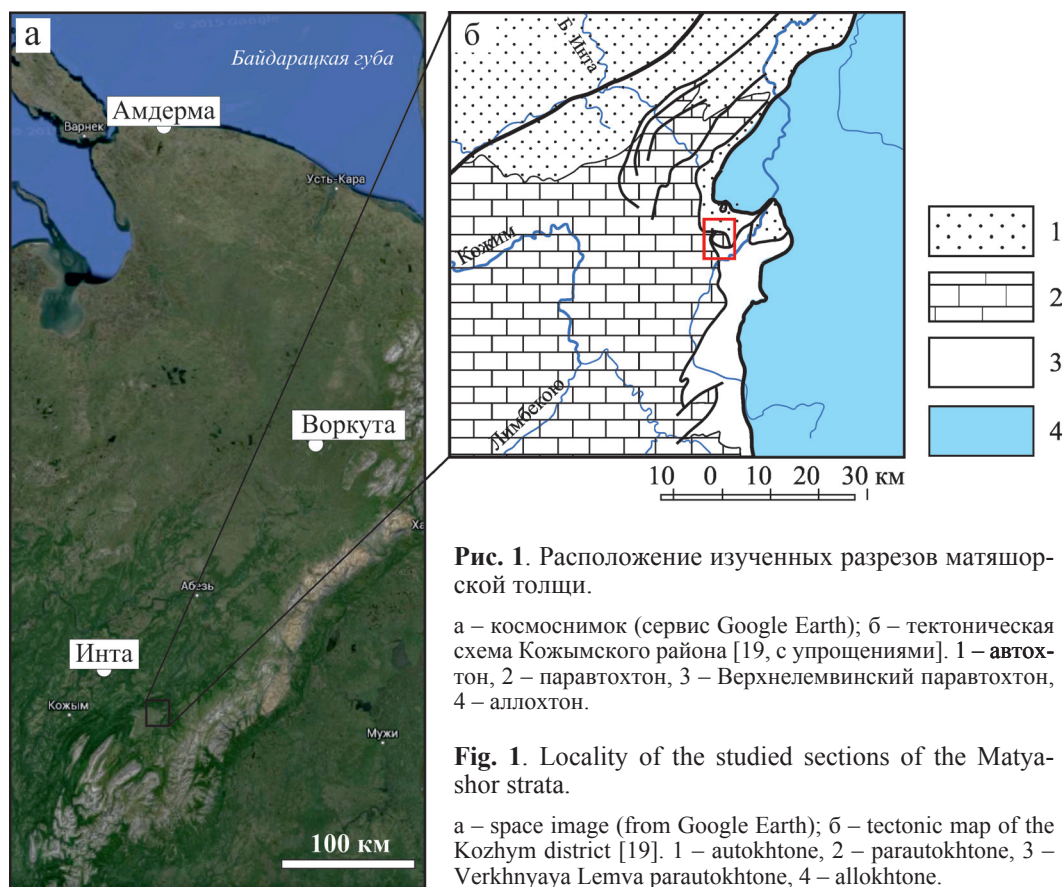
Средний палеозой края шельфа северо-восточной пассивной окраины Восточно-Европейской платформы изучается давно и плодотворно [1, 2, 4–6, 9, 11, 12, 14–18, 22]. Однако рассмотрению истории развития и особенностей строения отмелей края шельфа уделялось мало внимания. Интерес представляет начальный этап формирования изолированной карбонатной платформы края шельфа, который приурочен к рубежу среднего и позднего девона. Этому этапу отвечает маташорская толща, распространенная в Большенадотинском районе Приполярного Урала (рис. 1). Целью работы является изложение новых данных о строении и возрасте маташорской толщи и построении на их базе модели образования карбонатной платформы края шельфа на Приполярном Урале.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

История изучения Большенадотинского района и эволюция представлений о его геологическом строении связаны с именами таких крупных отечественных геологов, как К.Г. Войновский-Кригер, А.А. Чернов, М.Е. Раабен, А.И. Елисеев, В.Н. Пучков, А.К. Афанасьев и др. Каждый из них внес большой вклад в понимание сложного геологического строения района, расположенного в зоне сочленения Елецкой и Лемвинской структурно-формационных зон (СФЗ).

В 40-х гг. XX в. К.Г. Войновский-Кригер показал своеобразие геологического строения этого района и заложил основы знаний о его стратиграфии и тектонике [1]. В работе М.Е. Раабен изложен несколько иной взгляд на геологию района [12]. Она впервые выделила среднедевонские отложения, расположенные в бассейне руч. Матя-Шор, в объеме верхов эйфель–живета, в качестве свиты маташор. Последняя в понимании М.Е. Раабен по облику и характеру слагающих ее пород представляла карбонатный разрез среднего девона, который согласно залегает на терригенных отложениях надотской свиты. В нижней части свита маташор сложена тонкослоистыми известняками с пропластками сланцев, в верхней части – тостослоистыми известняками с криноидеями. Мощность оценивалась приблизительно в 160 м. Согласно К.Г. Войновскому-Кригеру, нижняя часть выделяемой М.Е. Раабен свиты маташор относилась к верхам надотамылькской свиты, являясь ее фациальной разностью. Возраст этой части разреза определялся как эйфельско-живетский и, возможно, франский.

М.А. Шишкиным (неопубликованные данные) при проведении ГДП-200 и съемки масштаба 1 : 50 000 свита маташор была изменена в стратиграфическом объеме от верхней части живетского яруса до франского яруса девона включительно и выделялась в ранге “толщи”. В результате мощность маташорской толщи была оценена в 400–450 м. Доизучение фауны из верхов подстилающей маташорской свиты



шорскую толщу надотомыльской свиты [16] позволило на основе определений строматопорат, ругоз, табулят, брахиопод и конодонтов сопоставить эти отложения с пашийским горизонтом и, возможно, низами кыновского (предположительно конодонтовая зона *hermanni-cristatus*).

Исследованиями К.А. Коковина, С. Скомпки и др. [9, 22] наряду с органогенными постройками раннего карбона установлено присутствие литологически сходных тектонических фрагментов позднеживетско-франских органогенных известняков, которые также были отнесены к матяшорской толще. В предложенном авторами уточненном варианте литостратиграфической схемы (рис. 2) матяшорская толща ($D_{2-3}mt$) соответствует по объему верхней части живетского яруса среднего девона и франскому ярусу верхнего девона и представлена тремя типами разрезов – западным, центральным и восточным [14]. Следует отметить, что все рассматриваемые типы разрезов сформировались в обстановках изолированной карбонатной платформы края шельфа [9].

Западный тип разреза обнажается на руч. Матя-Шор, в верхнем течении р. Б. Надота, где на дневную поверхность выходят органогенно-обломочные и строматопорово-водорослевые известняки. По-

следние образуют отдельные органогенные постройки мощностью 1.0–1.5 м в слоистых известняках. Органогенный детрит представлен остатками красных водорослей, брахиопод, двустворок, криноидей. Верхняя часть матяшорской толщи была изучена в нижнем течении руч. Матя-Шор. Разрез сложен серыми (местами светло-серыми) массивными микрозернистыми известняками с прослоями, содержащими остатки гастропод, брахиопод и криноидей. Здесь появляются прослои мелколитовых известняков, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Мощность матяшорской толщи в западном типе разреза составляет 500–600 м.

Центральный тип разреза расположен восточнее руч. Матя-Шор и обнажается фрагментарно в карстовых воронках. Отложения представлены массивными, серыми и темно-серыми, органогенно-обломочными (водорослевыми) и биогермными известняками. Среди разнообразного детрита выделяются красно-водорослевые и цианофитные образования, остатки мшанок и криноидей. В большом количестве встречаются обломки брахиопод, фораминифер, гастропод и остракод разной степени сохранности. Предположительно, мощность центрального типа разреза около 500 м.

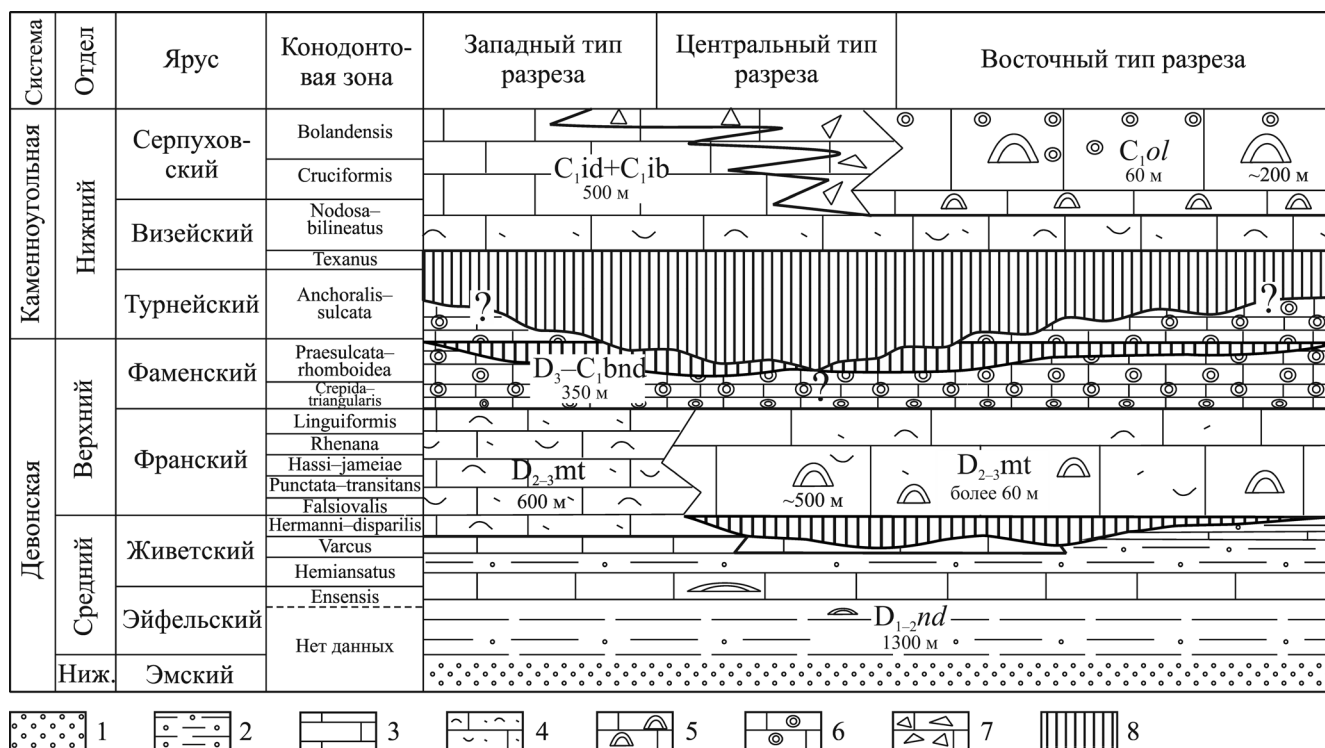


Рис. 2. Местная литостратиграфическая схема Большенадотинского района [14, с уточнениями].

1 – песчаники, 2 – аргиллиты и алевролиты, 3 – известняки, 4 – известняки детритовые, 5 – известняки биогермные, 6 – известняки оолитовый, 7 – известняковые конглобрекции, 8 – отложения отсутствуют. Индексы подразделений: D₁₋₂nd – надотамыльская свита, D₂₋₃mt – матяшорская толща, D₃-C₁bnd – большенотинская толща, C₁id-ib – объединенные известняково-доломитовая и известняково-брекчиевая толщи, C₁ol – риф Олыся.

Fig. 2. Local lithostratigraphical scheme of the Bolshaya Nadota district [14, with additions].

1 – sandstone, 2 – argillite and siltstone, 3 – limestone, 4 – detritic limestone, 5 – bioherm limestone, 6 – oolitic limestone, 7 – limestone breccia, 8 – absence of sediments. Stratigraphical units: D₁₋₂nd – Nadotamyk'k formation., D₂₋₃mt – Matyashor strata, D₃-C₁bnd – Bolshaya Nadota strata, C₁id-ib – united limestone-dolomite and limestone-braccia strata, C₁ol – Olysva Reef.

Восточный тип разреза обнажен в скальных выходах горы Олыся (рис. 3, 4) в обн. Nd8, 1212 (обн. 8 по [5]) и 1207 (обн. 9 по [5]) и представлен разными типами детритовых и водорослевых известняков. Этот тип разреза изучен наиболее детально и для него получена представительная биостратиграфическая характеристика по конодонтам. Мощность маташорской толщи восточного типа разреза составляет более 60 м.

По отношению к подстилающей надотамыль-
кской свите отложения западного и централь-
ного типов разрезов маташорской толщи находятся
в стратиграфически нормальном залегании, а от-
ложения восточного типа разреза – в аллохтонном.
Верхняя граница маташорской толщи для запад-
ного типа разреза проводится по появлению пачки
светло-серых оолитовых известняков большенадот-
тинской толщи. В центральной фациальной подзо-
не вышележащие отложения большенадоттинской
толщи (D_3fm-C_1t) не установлены. В данной ра-
боте рассматриваются только разрезы восточного
типа.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

Обнажение Nd8 (N4)

Снизу вверх по разрезу (рис. 5) выделяются следующие пакки.

1. Известняки серые и темно-серые массивные в нижней части крупно-грубодетритовые (брахиоподы, криноидеи, конодонты) с микритовым и тонкодетритовым заполнителем (табл. I, фиг. 1), а в верхней — средне-крупнодетритовые. Видимая мощность 0.7 м.

2. Известняки серые мелко-грубодетритовые микробально-водорослевые массивные. В нижней части преобладают микробально-водорослевые желваки и корки (табл. I, фиг. 2). В кровле пачки размер детрита (криноидеи, брахиоподы) достигает гравелитовой размерности в мелкозернистой пелоидной основной массе (табл. I, фиг. 3). Мощность 1.9 м.

3. Известняки от темно- до светло-серых. В нижней части – мелко-тонкозернистые с редкими (единичными) полуокатанными обломками (до 3 мм)

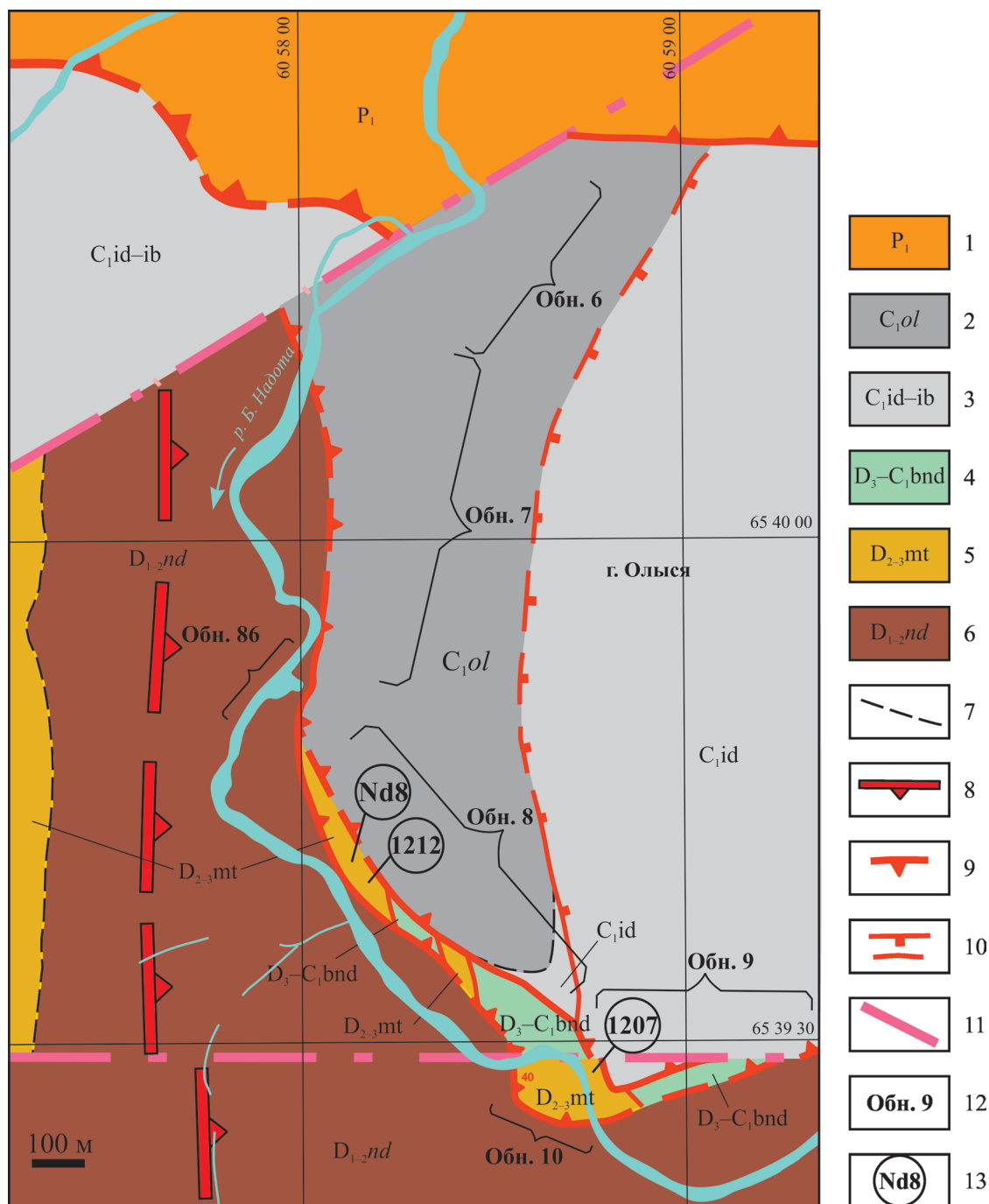


Рис. 3. Геологический план горы Олыся [14, с дополнениями].

1 – нижняя пермь, гусинская свита, 2 – рифовый массив “Олыся”, 3 – нерасчлененные известняково-доломитовая и известняково-брекчиевая толщи, 4 – болшенадотинская толща, 5 – матяшорская толща, 6 – надотамыльская толща, 7 – предполагаемые геологические границы, 8 – предполагаемый надвиг между Нерцетинским и Верхнелемвинским параавтохтонами, 9 – надвиги, 10 – взбросо-надвиги и сбросы, 11 – предполагаемые неотектонические разломы, 12 – номера обнажений по [6], 13 – номера обнажений, изученных авторами.

Fig. 3. Geological sketch map of the Olysa Mt. district [14, with additions].

1 – Lower Permian Gusikha formation, 2 – reef “Olysa”, 3 – undifferentiated limestone-dolomitic and limestone-breccial strata, 4 – Bolshaya Nadota strata, 5 – Matyashor strata, 6 – Nadota-Myl’k strata, 7 – estimated geological border, 8 – estimated thrust between Nurtsetinski and Verhnelemvinsky paraautochthonous, 9 – thrusts, 10 – upthrust-thrusts and throws, 11 – probable neotectonic faults, 12 – outcrops in [6], 13 – outcrops studied by the authors.

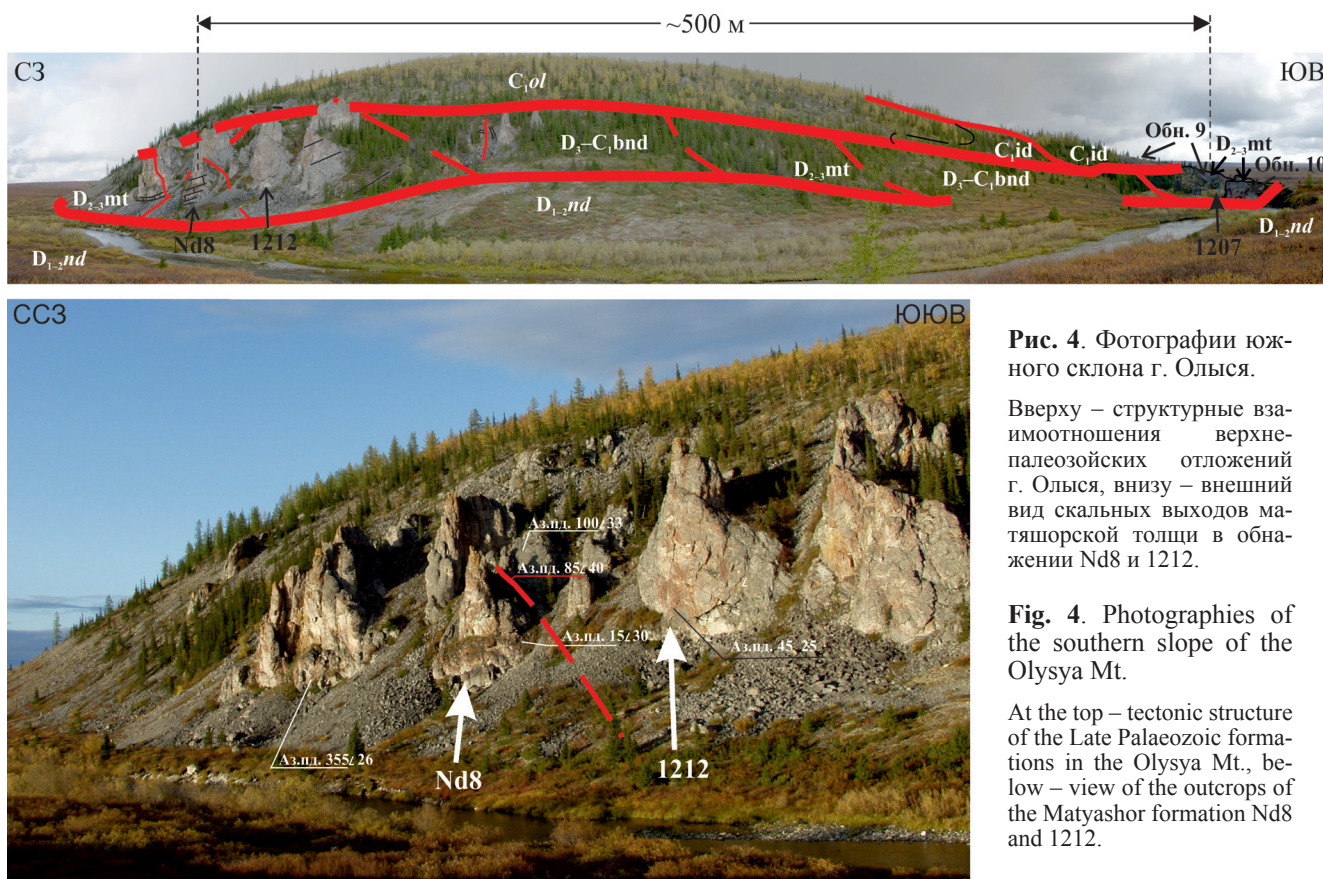


Рис. 4. Фотографии южного склона г. Олыся.

Вверху – структурные взаимоотношения верхнепалеозойских отложений г. Олыся, внизу – внешний вид скальных выходов матяшорской толщи в обнажении Nd8 и 1212.

Fig. 4. Photographies of the southern slope of the Olysa Mt.

At the top – tectonic structure of the Late Palaeozoic formations in the Olysa Mt., below – view of the outcrops of the Matyashor formation Nd8 and 1212.

микритового известняка в пелоидной основной массе (табл. I, фиг. 4). Верхняя часть сложена тонкоплитчатыми пелит-тонкозернистыми известняками (табл. I, фиг. 5) с конодонтами, редкими целыми раковинами остракод и разрозненными целыми створками брахиопод (до 2–3 мм). Мощность 5.8 м.

4. Известняк серый массивный грубодетритовый с микритовым карбонатным цементом. Биокластовый материал представлен остатками водорослей (?), полуокатанными и окатанными фрагментами криноидей, а также створками брахиопод (табл. I, фиг. 6). Мощность 0.4 м.

5. Известняки серые линзовидно-слоистые средне-мелкозернистые тонкоплитчатые. Диагностируются как карбонатные песчаники с микритовым цементом и неравномерным распределением мелкого детрита криноидей, конодонтов с редкими целыми створками брахиопод. Мощность 0.2 м.

6. Известняки серые массивные органогенные (водорослевые). В нижней части распространены водорослевые структуры с примесью криноидей, конодонтов и редкими пелоидами (табл. I, фиг. 7). Немного выше средней части отмечаются пелоидно-детритовые известняки с водорослевыми корками и желваками. Верхняя часть пачки сложена биоморфными известняками со следами нарастания микробальных сообществ, образующих

в шлифе характерную узорчатую текстуру (табл. I, фиг. 8). Мощность 13.4 м. Выше по разрезу наблюдается зона скалывания и тектонического дробления. Мощность 2.0 м.

7. Известняки серые массивные от тонко- до грубодетритовых разностей. В нижней части с редкими литокластами (до 5 мм) в основной пелоидно-детритовой (криноидной) грубозернистой массе (табл. I, фиг. 9). Выше по разрезу размер детритовой составляющей увеличивается от тонко- до мелкозернистой. Мощность 7.6 м.

8. Известняки серые массивные с грубо-крупнозернистым органогенным детритом (иглокожие, брахиоподы) в мелкопесчаной основной массе. В нижней части пачки встречаются единичные оолиты (табл. I, фиг. 10). В верхней части известняки неотчетливо слоистые, тонкодетритовые, частично перекристаллизованные, вероятно, с пелит-тонкозернистым заполнителем. Встречены конодонты. Видимая мощность 4.0 м.

Обнажение 1207

Тектонический блок I. Снизу вверх по разрезу (рис. 6) выделяются следующие пачки.

1. Известняки светло-серые и коричневатые массивные детритовые с постепенным уменьше-



Рис. 5. Сводная стратиграфическая колонка разреза Nd8 и кривая колебаний относительного уровня моря.

1 – органогенный детрит; 2, 3 – скопления органогенного детрита: 2 – линзовидные, 3 – гнездовидные; 4 – литокласты; 5 – кораллы; 6 – брахиоподы; 7 – единичные оолиты; 8 – водорослевые корки; 9 – фрагменты водорослевых корок; 10 – криноидеи; 11 – онколиты (желваки); 12 – гнезда кальцита; 13 – разрывные нарушения и тектонические брекчии; 14 – относительный уровень моря.

Fig. 5. Assembled stratigraphical column of the section Nd8 and curve of relative fluctuations of basin depth.

1 – organic detritus; 2, 3 – detritus accumulation: 2 – lens-like, 3 – nest-like; 4 – lithoclasts; 5 – corals; 6 – brachiopods; 7 – rare oolites; 8 – algal crusts; 9 – fragments of the algal crusts; 10 – crinoids; 11 – oncolites (nodules); 12 – calcite nests; 13 – faults and tectonic breccia; 14 – relative sea level.

нием размера биокластического материала от подошвы к кровле пачки. В нижней части пачки известняки мелко-среднетритовые с водорослевыми корками, целыми раковинами остракод, фрагментами створок брахиопод, члениками криноидей и инкрустационными структурами. В верхней части пачки происходит постепенный переход к тонкодетритовым известнякам, в которых найдены конодонты. Помимо фрагментов водорослевых корок встречаются и мелкие водорослевые желваки (до 1 см), при этом количество водорослевых образований вверх по разрезу несколько снижается. Кровля пачки волнисто-мелкобугристая. Видимая мощность 4.3 м.

2. Известняки светло-серые массивные мелко-тонкодетритовые с многочисленными водорослевыми корками и желваками. Корки иногда в близком к прижизненному положению, длиной до 10 см, желваки в среднем 3–4 см. Гнездовидно-рассеянный детрит представлен остракодами, обломками створок брахиопод, члениками криноидей. В целом размер детрита выдержан по всему интервалу и лишь в верхах пачки достигает микрозернистых (пелитоморфных) значений. Кровля пологоволнистая с водорослевыми корками. Мощность 3.5 м.

3. Известняки светло-серые тонко-мелкодетритовые с рассеяно-гнездовидным распределением мелкого и среднего детрита (остракоды, конодонты, членики криноидей). Отмечается присутствие водорослевых желваков (1–3 см) и редких корок в аллохтонном залегании. Текстура от массивной до неотчетливо волнистой в верхней части. Видимая мощность 1.1 м.

Тектонический блок 2. Снизу вверх по разрезу (см. рис. 6) выделяются следующие пачки.

1. Светло-серые известняковые плохо сортированные конглобрекции (обломки до 5–6 см) в пелитоморфно-тонкодетритовом матриксе. Количество обломков возрастает от подошвы к кровле. Обломки представлены биоморфными (водорослевыми) и тонкодетритово-пелитоморфными известняками, а также водорослевыми корками и желваками, характерными для нижней части пачки. В верхней части слоя отмечается кремнистость (вторичное окремнение) по матриксу. Кровля от пологоволнистой до ровной. Видимая мощность 1.3 м.

2. Известняк серый пелит-тонкодетритовый с рассеяно-гнездовидным до линзовидного распределением мелкого детрита. Текстура от неотчетливо волнисто-слоистой до массивной. Слоистость подчеркнута распределением детрита. В нижних 3–4 см пачки – водорослевые желваки и единичные обломки водорослевого известняка. С глубины 0.2 м от подошвы – горизонты “узорчатых” водорослевых корок мощностью первые сантиметры с прослоями детритового известняка мощностью 2–5 см. Отмечены единичные брахиоподы в близком к прижизненному положению, членики криноидей, остракоды, конодонты, мелкие известковые водоросли, единичные одиночные ругозы. В верхней части пачки известняки серые, тонко-мелкодетритовые с рассеянным средним детритом, неотчетливо волнисто-слоистые за счет “узорчатых” водорослевых корок (мощностью 10–20 см) и детритовых прослоев (3–20 см по мощности). Кровля пологоволнистая по водорослевой корке. Присутствуют остракоды, конодонты, брахиоподы, редкие членики криноидей. В верхних 0.6 м – водорослевые желваки до 2 см в поперечнике, единичные одиночные ругозы и фрагменты стеблей криноидей. Мощность 3.3 м.

3. Известняк серый, до светло-серого массивный мелко-тонкодетритовый с гнездовидно-рассеянным средним детритом. Присутствуют членики криноидей, остракоды, брахиоподы. Видимая мощность 2.4 м.

Обнажение 1212

Снизу вверх по разрезу (рис. 7) выделяются следующие пачки.

1. Известняк светло-серый пелит-тонкодетритовый с гнездовидным распределением мелко-среднего детрита. Гнезда размером не более первого десятка сантиметров сложены водорослевыми желваками (до 1 см в поперечнике) и криноидным детритом. Отмечаются отдельные инкрустационные структуры. Текстура массивная. Кровля волнистая. Видимая мощность 1.2–1.0 м.

2. Известняки светло-серые массивные тонко-мелкодетритовые с рассеянным мелким и средним детритом, диагностируемым как остатки известковых водорослей, остракод, редких члеников кри-

Таблица I

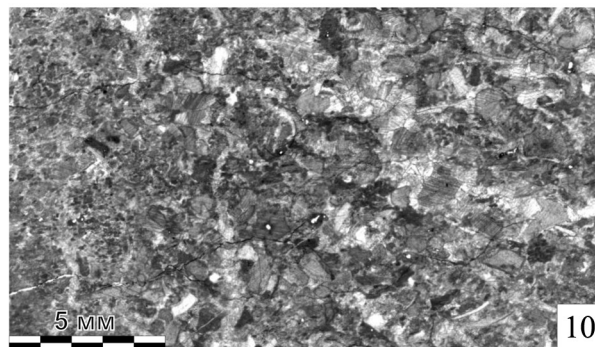
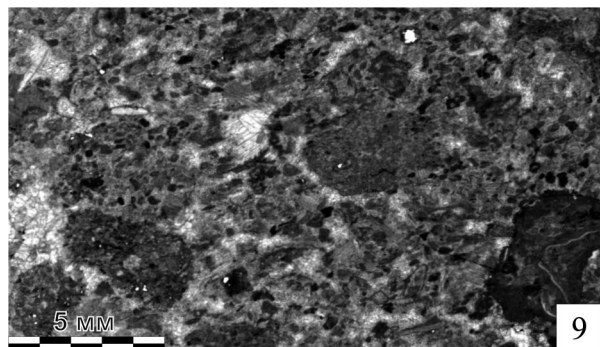
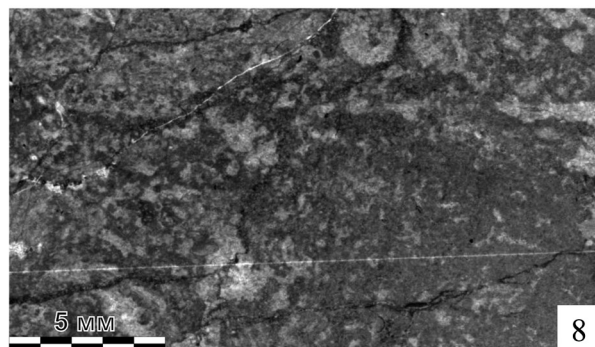
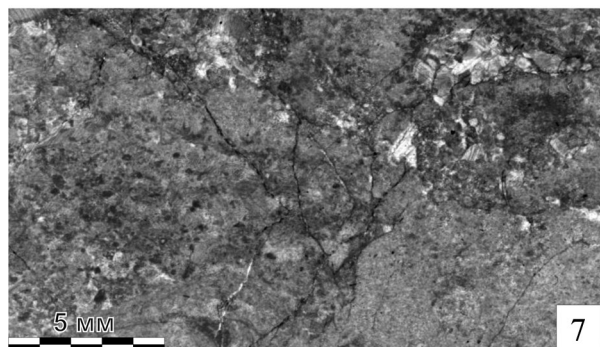
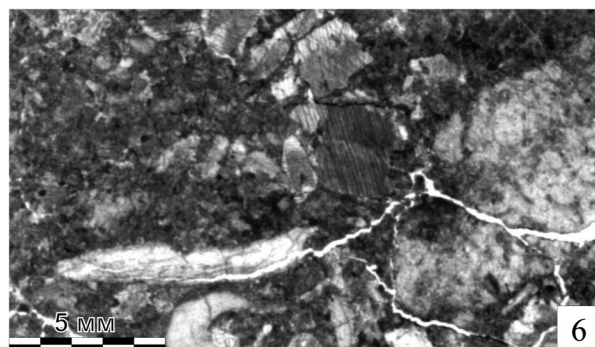
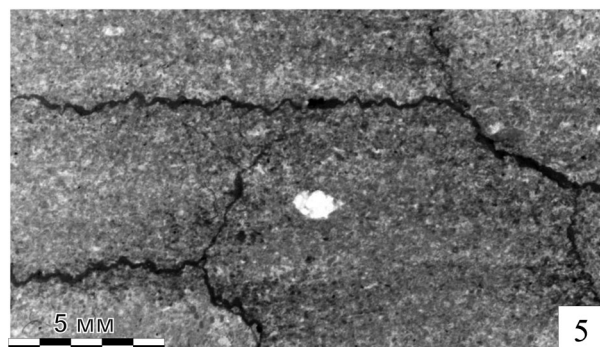
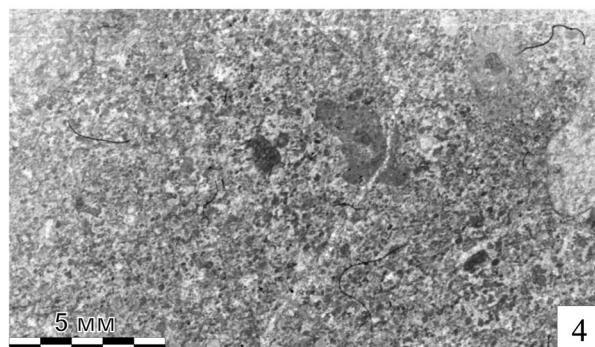
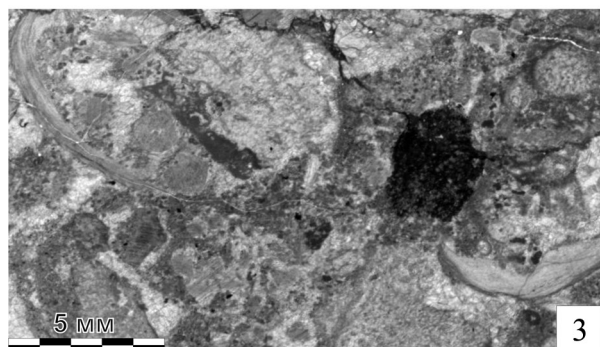
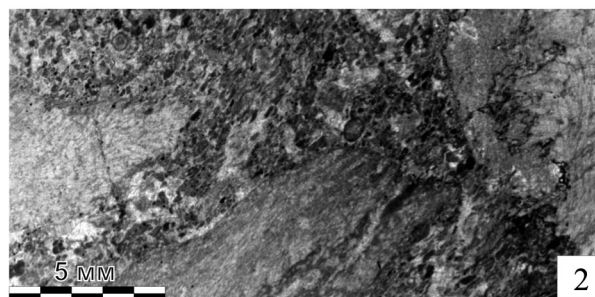
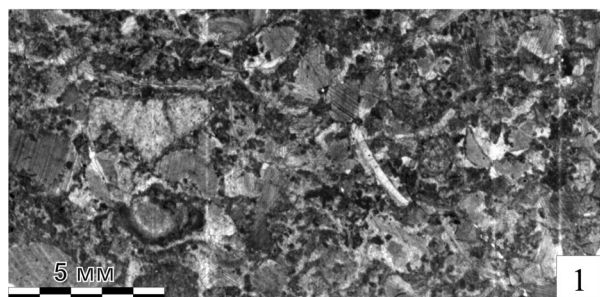


Таблица I. Фотографии шлифов характерных типов пород из обнажения Nd8.

Фиг. 1. Известняк крупно-грудетритовый брахиоподово-криноидный, обр. Nd8-1. **Фиг. 2.** Известняк мелкодетритовый с водорослевыми желваками и корками, обр. Nd8-3. **Фиг. 3.** Известняк грудетритовый, обр. Nd8-3/1. **Фиг. 4.** Известняк мелко-тонкозернистый, обр. Nd8-4. **Фиг. 5.** Известняк пелит-тонкозернистый, обр. Nd8-6. **Фиг. 6.** Известняк грудетритовый, обр. Nd8-7. **Фиг. 7.** Известняк микробально-водорослевый, обр. Nd8-9. **Фиг. 8.** Известняк микробально-водорослевый, обр. Nd8-10. **Фиг. 9.** Известняк грудетритовый, обр. Nd8-12. **Фиг. 10.** Известняк крупнодетритовый, обр. Nd8-16.

Table I. The thin-sections microphotos from the outcrop Nd8.

Fig. 1. Coarse-grained detritic limestone with brachiopodes and crinoids, sample Nd8-1. **Fig. 2.** Fine-grained detritic limestone with algal nodules and crusts, sample Nd8-3. **Fig. 3.** Coarse-grained detritic limestone, sample Nd8-3/1. **Fig. 4.** Fine-grained detritic limestone, sample Nd8-4. **Fig. 5.** Micritic limestone with fine detritus, sample Nd8-6. **Fig. 6.** Coarse-grained detritic limestone, sample Nd8-7. **Fig. 7.** Microbial-algal limestone, sample Nd8-9. **Fig. 8.** Microbial-algal limestone, sample Nd8-10. **Fig. 9.** Coarse-grained detritic limestone, sample Nd8-12. **Fig. 10.** Coarse-grained detritic limestone, sample Nd8-16.

ноидей. Среди этой массы встречаются крупные гнезда (20–40 см в поперечнике) с крупным и грубым биокластическим материалом, представленным преимущественно члениками криноидей и водорослевыми желваками. Гнезда чередуются с прослоями тонко-мелкодетритового известняка мощностью 10–20 см. В верхней части пачки отмечаются линзы мелко-среднезернистого детрита с брахиоподами (*Spiriferida*), члениками криноидей и конодонтами. Линзы мощностью до 20–30 см с интервалом 10–20 см. Мощность 2.6 м.

3. Известняки серые массивные детритовые с гранулометрическим максимумом в нижней трети пачки (мелкодетритовый) и минимумом в верхней части (пелитоморфно-тонкодетритовый). Нижняя часть сложена светло-серым, мелкодетритовым известняком с рассеянными члениками криноидей, водорослевыми желваками и мелкими известковыми водорослями. Гнезда со средне-грубым детритом (0.2–0.3 м в поперечнике). Выше по разрезу происходит переход к тонкодетритовым разностям, вплоть до пелитоморфных, с конодонтами. Гнезд средне-грубого детрита становится меньше, в кровле они исчезают совсем. В верхней части пачки наблюдается частичное окремнение. Тонкий детрит местами образует гнездовидно-рассеянные скопления. Кровля пачки волнистая. Мощность 5.6 м.

4. Известняки светло-серые массивные мелко-тонкодетритовые. В нижней части известняки с рассеянно-гнездовидным распределением мелко-го детрита и водорослевых желваков. Отмечаются членики криноидей, ветвистые известковые водоросли. Верхняя часть представлена известняком светло-серым тонкодетритовым массивным с частыми гнездами (до 0.2 м в поперечнике) мелко-среднезернистого детрита (членики криноидей, водорослевые корки и желваки, редкие брахиоподы). В гнездах встречаются инкрустационные структуры. Кровля волнистая. Мощность 4.0 м.

5. Известняки от светло-серых до серых массивные детритовые с гранулометрическим максимумом в средней части пачки. Нижняя часть пред-

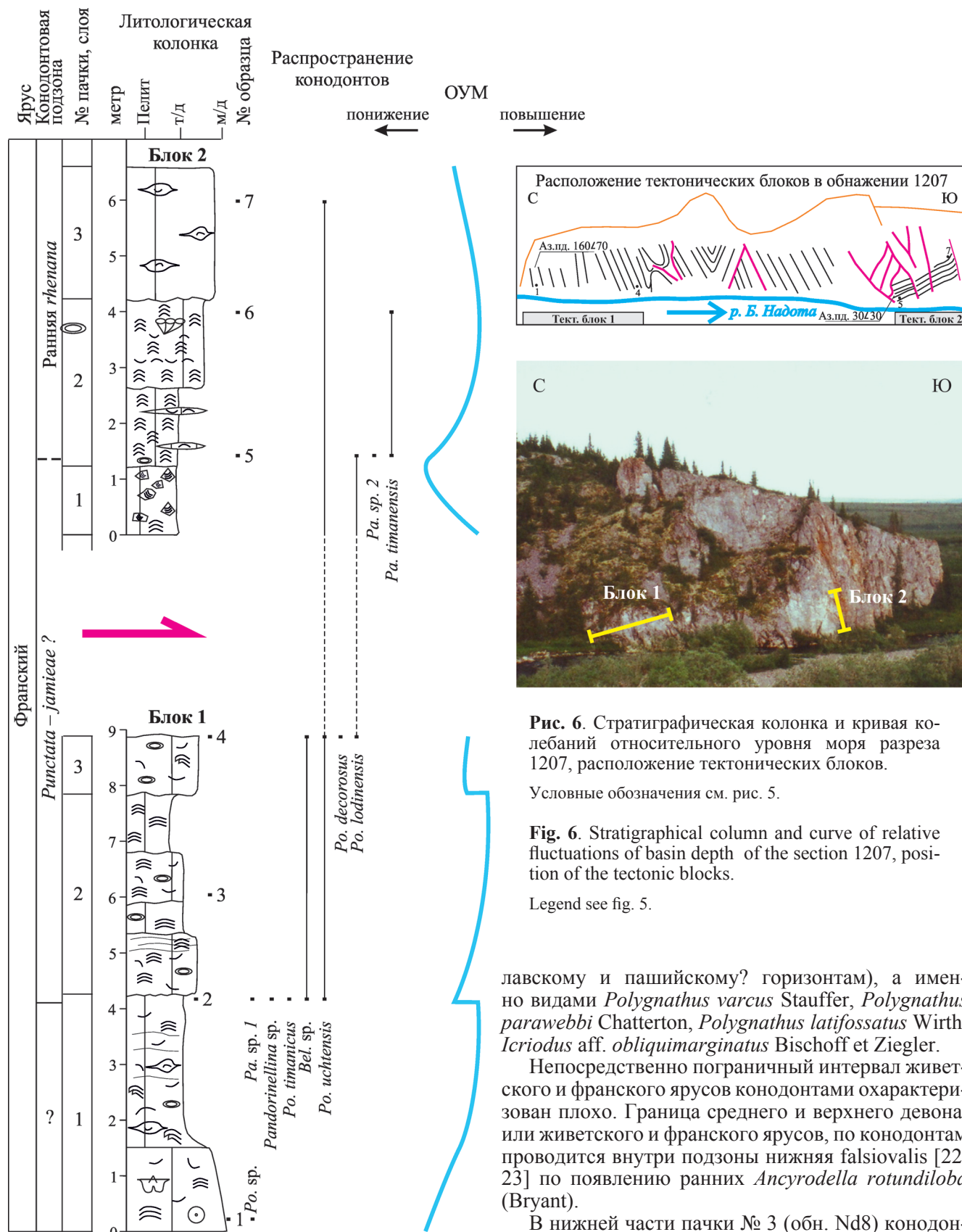
ставлена пелит-тонкодетритовым массивным известняком, вверх по разрезу до тонкодетритового с гнездовидно-рассеянным тонко-мелкозернистым детритом и водорослевыми желваками и корками. Выше происходит переход в мелко-тонкодетритовый известняк с гнездами мелко-грубого детрита, представленного члениками криноидей, водорослевыми корками и желваками. В верхней части известняк пелит-тонкодетритовый. Вверх по разрезу в гнездах возрастает количество криноидей, а сами гнезда становятся меньше. Верхний контакт с постепенным переходом. Мощность 4.0 м.

6. Известняки светло-серые детритовые с постепенным переходом вверх по разрезу от пелитоморфно-тонкодетритовых до тонкодетритовых разностей. В нижней части пачки известняк пелитоморфно-тонкодетритовый с водорослевыми корками, подчеркивающими волнистую текстуру. Присутствуют гнезда от мелко-среднего до грубого детрита с обломками водорослевых корок и желваков, а также остатками конодонтов. Водорослевые корки вне гнезд крупные, мощностью до 10 см. Выше с постепенным переходом залегает тонкодетритовый массивный известняк с рассеянным мелким детритом и гнездовидным распределением мелко-среднего детрита, водорослевых корок и желваков. Размер детритовых гнезд – до 0.2 м. Вне гнезд – редкие маломощные водорослевые корки и желваки. Видимая мощность 10.3 м.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ПО КОНОДОНТАМ

Незначительное содержание конодонтов и их неравномерное распределение по разрезу не позволили выделить зональную последовательность, поэтому датировка маташорской толщи дана лишь для отдельных интервалов тектонически разрозненных блоков. Распространение конодонтов в разрезах представлено на рис. 5–7 (изображения – в табл. II, III).

Самая нижняя часть маташорской толщи в разрезе на р. Б. Надота (обн. Nd8, см. рис. 5) охарактеризована конодонтами зоны *varcus* s.l. (отвеча-



ет интервалу “стандартных” конодонтовых зон timorensis-semialternans и приблизительно чes-

Рис. 6. Стратиграфическая колонка и кривая колебаний относительного уровня моря разреза 1207, расположение тектонических блоков.

Условные обозначения см. рис. 5.

Fig. 6. Stratigraphical column and curve of relative fluctuations of basin depth of the section 1207, position of the tectonic blocks.

Legend see fig. 5.

лавскому и пашийскому? горизонтам), а именно видами *Polygnathus varcus* Stauffer, *Polygnathus parawebbi* Chatterton, *Polygnathus latifossatus* Wirth, *Icriodus* aff. *obliquimarginatus* Bischoff et Ziegler.

Непосредственно пограничный интервал живетского и франского ярусов конодонтами охарактеризован плохо. Граница среднего и верхнего девона, или живетского и франского ярусов, по конодонтам проводится внутри подзоны нижняя falsiovalis [22, 23] по появлению ранних *Ancyrodella rotundiloba* (Bryant).

В нижней части пачки № 3 (обн. Nd8) конодонты малочисленны и представлены *Icriodus brevis* Muller et Youngquist, *Polygnathus dubius* Hinde, *Polygnathus xylus* Stauffer. Предположительно, этот

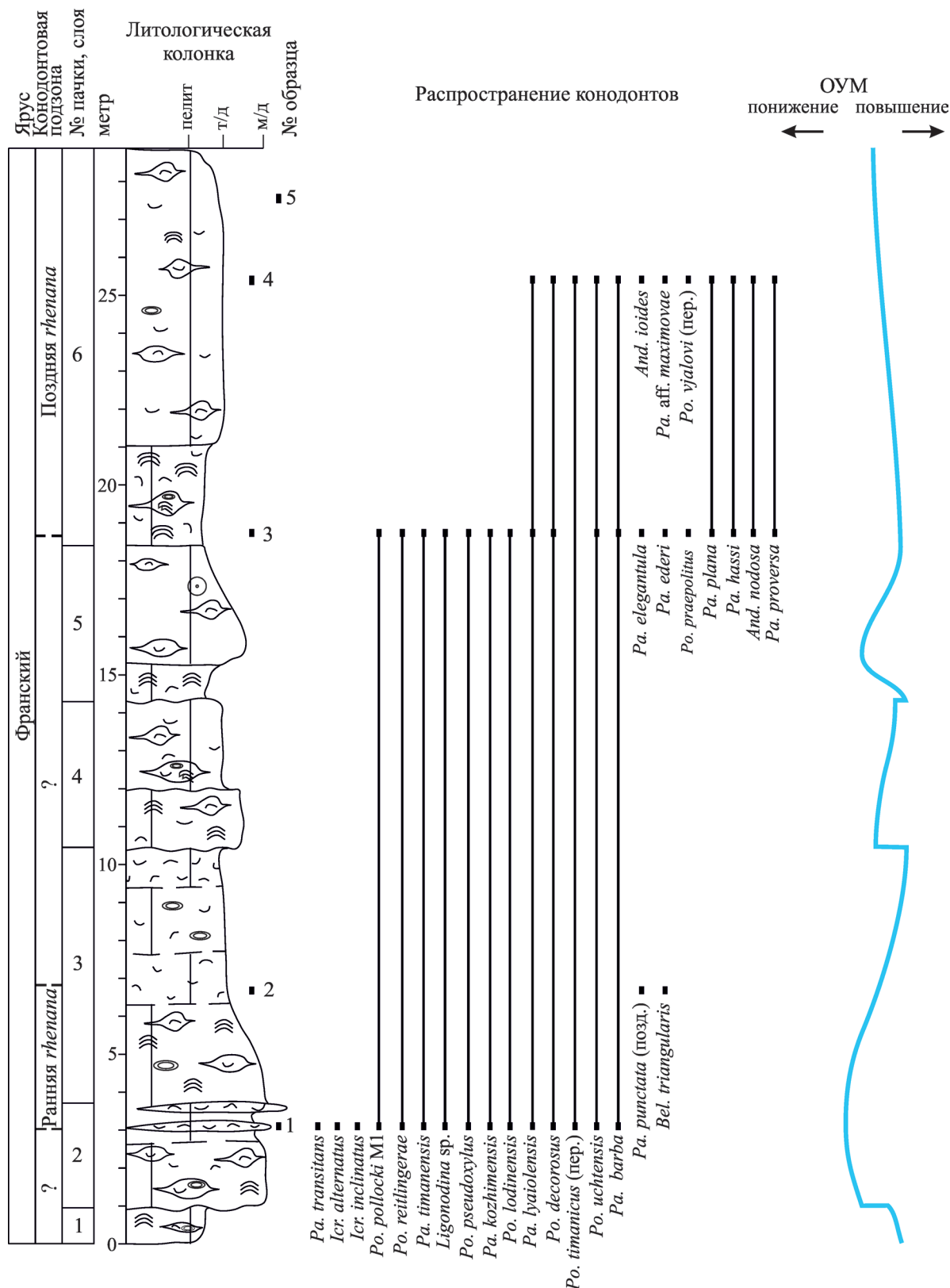


Рис. 7. Стратиграфическая колонка разреза 1212 и кривая колебаний относительного уровня моря. Условные обозначения см. рис. 5.

Fig. 7. Stratigraphical column of the section 1212 and curve of relative fluctuations of basin depth. Legend see fig. 5.

Таблица II

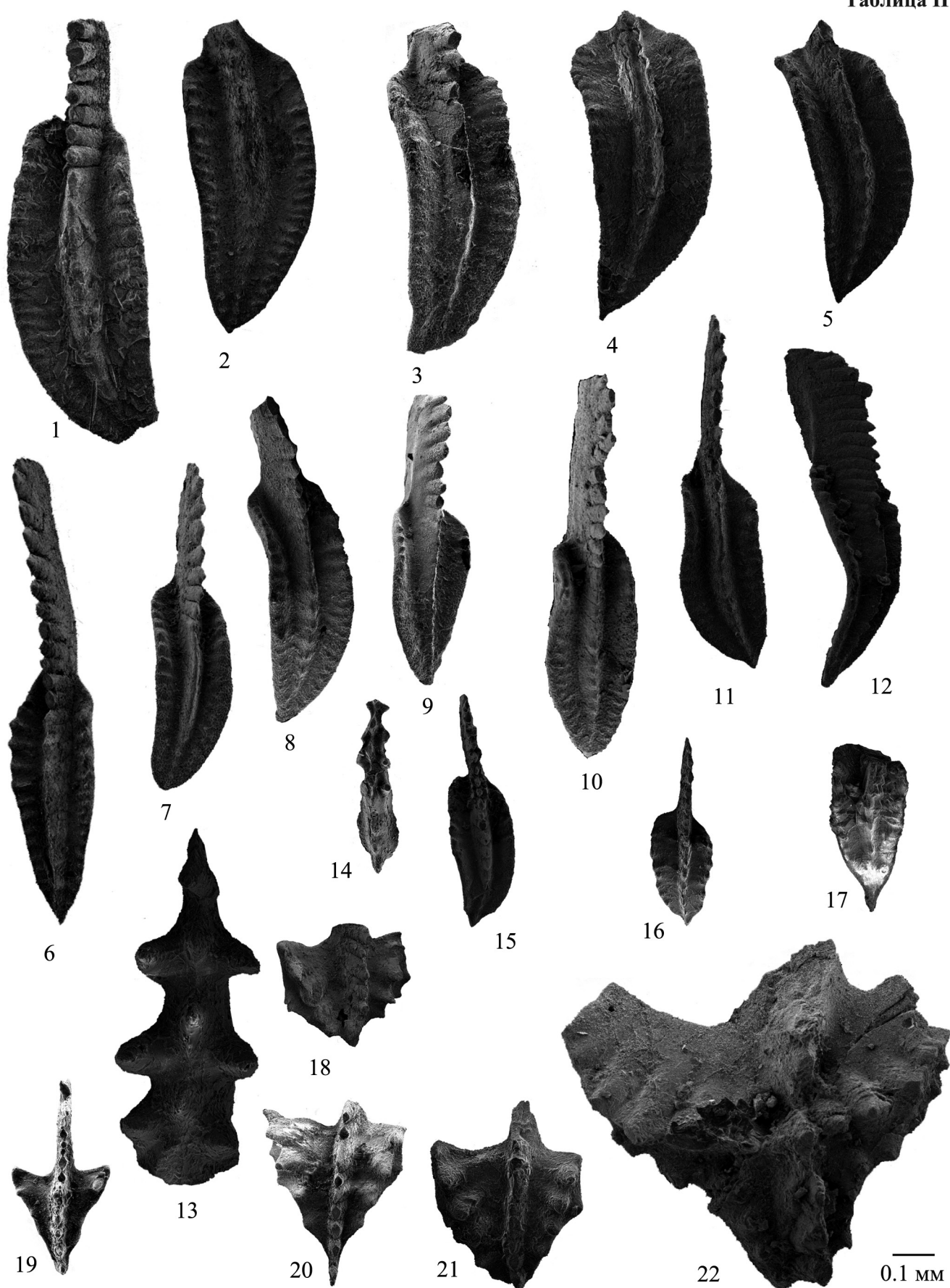


Таблица II. Приведенные на фототаблицах II, III экземпляры происходят из франских отложений Приполярного Урала, р. Б. Надота, обнажения Nd8, 1212, 1207.

Table II. All the specimens figured on the plates II, III are from the Frasnian of Subpolar Urals, the B. Nadota River, outcrops Nd8, 1212, 1207.

Фиг. 1. *Polygnathus decorosus* Stauffer; экз. № 492/8-94, обр. Nd8-16. **Фиг. 2.** *Polygnathus aequalis* Klapper et Lane; экз. № 492/8-78, обр. Nd8-14. **Фиг. 3, 5, 8.** *Polygnathus mirificus* Ji et Ziegler; (3) экз. № 492/8-94, обр. Nd8-16; (5) экз. № 492/8-99, обр. Nd8-16; (8) экз. № 492/8-88, обр. Nd8-14. **Фиг. 4.** *Polygnathus* aff. *decorosus* Stauffer; (4) экз. № 492/8-102, обр. Nd8-17. **Фиг. 6.** *Polygnathus pollocki* Druce M1; экз. № 492/8-79, обр. Nd8-14. **Фиг. 7, 12, 15.** *Polygnathus uchtensis* Ovnatanova et Kuzmin; (7) экз. № 492/8-62, обр. 1212-3; (12) экз. № 492/8-75, обр. 1207-4; (15) экз. № 492/8-74, обр. 1207-4. **Фиг. 9.** *Polygnathus praepolitus* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimers; экз. № 492/8-68, обр. 1212-3. **Фиг. 10-11.** *Polygnathus pseudoxylus* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimers; (10) экз. № 492/8-65, обр. 1212-3; (11) экз. № 492/8-92, обр. Nd8-14. **Фиг. 13-14.** *Icriodus alternatus* Branson et Mehl; (13) экз. № 492/8-76, обр. Nd8-13; (14) экз. № 492/8-59, обр. 1212-1. **Фиг. 16.** *Polygnathus lodinensis* Pölsler; экз. № 492/8-89, обр. Nd8-14. **Фиг. 17.** *Polygnathus* sp.; экз. № 492/8-77, обр. Nd8-13. **Фиг. 18-22.** *Andyrodella* cf. *nodosa* Ulrich et Bassler; (18) экз. № 492/8-80, обр. Nd8-14; (19) экз. № 492/8-70, обр. 1212-4; (20) экз. № 492/8-87, обр. Nd8-14; (21) экз. № 492/8-98, обр. Nd8-16; (22) экз. № 492/8-71, обр. 1212-4.

интервал отвечает верхней части живетского или/и нижней части франского яруса.

Первые находки конодонтов рода *Ancyrodella* установлены в верхней части пачки № 3, а именно в обр. 6/1. Там же определены *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynck, *Mesotaxis bogoslovskyi* Ovnatanova et Kuzmin, *Klapperina ovalis* Ziegler et Klapper, *Polygnathus webbi* (Stauffer), *Polygnathus ljaschenkoi* Kuzmin, *Polygnathus* aff. *pennatus* Hinde, *Polygnathus decorosus* Stauffer и др., которые характеризуют интервал зон *falsiovalis*–*transitans* (саргавский горизонт). Этот возрастной диапазон охватывает интервал разреза до обр. Nd8-9 (самой нижней части пачки № 6).

В залегающих выше слоях в обн. Nd8 (пачке № 6 и самой нижней части пачки № 7) конодонты не обнаружены. В верхнем тектоническом блоке в обр. Nd8-12 определены *Palmatolepis hassi* Muller et Muller, *Polygnathus uchtensis* Ovnatanova et Kuzmin, *Icriodus alternatus* Branson et Mehl, *Polygnathus webbi* (Stauffer), *Polygnathus decorosus* Stauffer. На этом основании мы можем предположительно сопоставить интервал нижней и средней частей пачки № 7 с зонами *hassi*?–*rhenana* (верхняя часть доманикового и мендымский горизонты).

К подзоне нижняя *rhenana* мы условно отнесли пачки № 2 и 3 тектонического блока 2 обн. 1207 (см. рис. 6). Здесь определены *Polygnathus uchtensis* Ovnatanova et Kuzmin, *Polygnathus decorosus* Stauffer, *Polygnathus lodinensis* Pölsler и *Palmatolepis timanensis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova.

Наиболее полный комплекс подзоны нижняя *rhenana* (мендымский горизонт) определен в обн. 1212 (см. рис. 7). Здесь отмечаются многочисленные *Palmatolepis timanensis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Palmatolepis barba* Ziegler et Sandberg, поздняя форма *Palmatolepis punctata* (Hinde), *Palmatolepis kozhimenis* Savage et Yudina, *Palmatolepis lyaiolensis* Khrustcheva et Kuzmin, *Polygnathus reitlingerae* Ovnatanova et Kononova, *Icriodus alternatus* Branson et Mehl, *Polygnathus*

pollocki M1 Druce, также найдены, возможно, перетолженные *Polygnathus praepolitus* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimers и *Polygnathus pseudoxylus* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimers. Нижнюю подзону *rhenana* характеризуют находки *Palmatolepis barba* Ziegler et Sandberg и *P. timanensis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova.

Более многочисленный и разнообразный комплекс конодонтов был установлен в интервале, который сопоставляется с подзоной верхняя *rhenana* “стандартной” конодонтовой шкалы [26] (аскынский горизонт). В обн. Nd8 (верхней части пачки № 7 и пачке № 8) определены *Palmatolepis foliacea* Youngquist, *Palmatolepis elegantula* Wang et Ziegler, *Palmatolepis barba* Ziegler et Sandberg, *Palmatolepis provera* Ziegler, *Palmatolepis kireevae* Ovnatanova, *Palmatolepis ederi* Ziegler et Sandberg, *Palmatolepis plana* Ziegler et Sandberg, *Polygnathus mirificus* Ji et Ziegler, *Polygnathus lodinensis* Pölsler, *Polygnathus aequalis* Klapper et Lane, *Polygnathus pollocki* Druce M1, *Ancyrodella ioides* Ziegler. В обн. 1212, кроме указанных видов, обнаружены *Palmatolepis timanensis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Palmatolepis hassi* Muller et Muller, *Palmatolepis kozhimenis* Savage et Yudina, *Palmatolepis lyaiolensis* Khrustcheva et Kuzmin, *Polygnathus reitlingerae* Ovnatanova et Kononova, *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler и, вероятно, перетолженные *Polygnathus pseudoxylus* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimers и *Polygnathus praepolitus* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimers. Этот комплекс сопоставлен с комплексом подзоны верхняя *rhenana* “стандартной” конодонтовой шкалы на основании сонахождения видов *Palmatolepis foliacea* Youngquist и *Palmatolepis elegantula* Wang et Ziegler.

Таким образом, изученные разрезы маташорской толщи сопоставляются с интервалом конодонтовых зон *varcus*–*rhenana* (верхняя часть нижнего живета – верхний фран; чеславский? – аскынский горизонты).

Таблица III

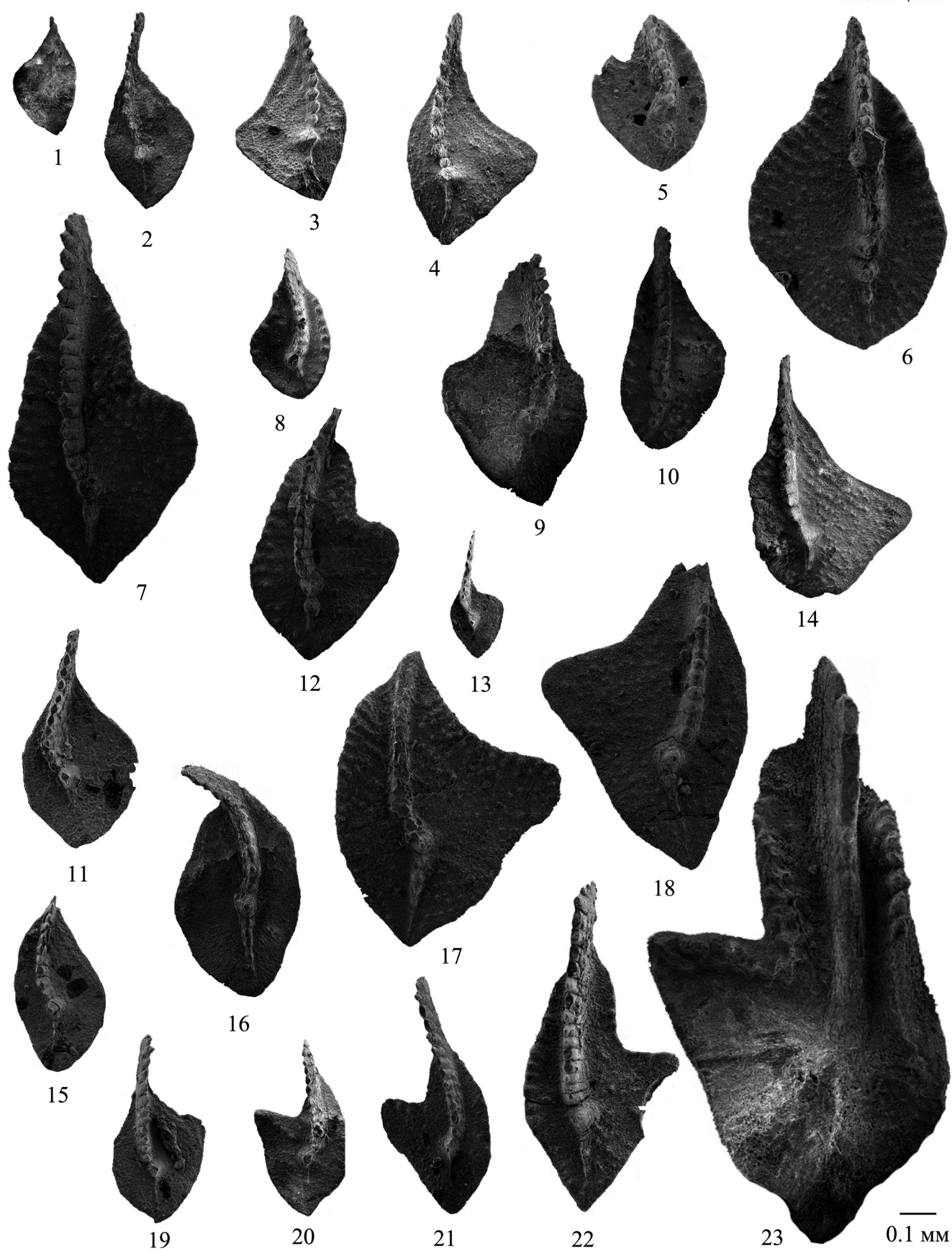


Таблица III.

Фиг. 1-2. *Palmatolepis* sp.; (1) экз. № 492/8-97, обр. Nd8-16; (2) экз. № 492/8-82, обр. Nd8-14. **Фиг. 3-4.** *Palmatolepis kireevae* Ovnatanova; (3) экз. № 492/8-86, (4) экз. № 492/8-85, обр. Nd8-14. **Фиг. 5-6.** *Palmatolepis kozhimensis* Savageet Yudin; (5) экз. № 492/8-58, обр. 1212-1; (6) экз. № 492/8-60, обр. 1212-3. **Фиг. 7, 12.** *Palmatolepis plana* Ziegler et Sandberg; (7) экз. № 492/8-91, обр. Nd8-14; (12) экз. № 492/8-101, обр. Nd8-17. **Фиг. 8.** *Palmatolepis foliacea* Youngquist; экз. № 492/8-83, обр. Nd8-14. **Фиг. 10.** *Palmatolepis* aff. *foliacea* Youngquist; экз. № 492/8-93, обр. Nd8-16. **Фиг. 9.** *Palmatolepis* sp.; экз. № 492/8-96, обр. Nd8-16. **Фиг. 11, 19.** *Palmatolepis timanensis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova; (11) экз. № 492/8-64, обр. 1212-3; (19) экз. № 492/8-61, обр. 1212-3. **Фиг. 13.** *Palmatolepis* aff. *elegantula* Wang et Ziegler; экз. № 492/8-67, обр. 1212-3. **Фиг. 14.** *Palmatolepis* aff. *jamieae* Ziegler et Sandberg; экз. № 492/8-81, обр. Nd8-14. **Фиг. 15-16.** *Palmatolepis ederi* Ziegler et Sandberg; (15) экз. № 492/8-63, обр. 1212-3; (16) экз. № 492/8-100; обр. Nd8-17. **Фиг. 17.** *Palmatolepis hassi* Muller et Muller; экз. № 492/8-90, обр. Nd8-14. **Фиг. 18.** *Palmatolepis* aff. *maximovae* Kuzmin; экз. № 492/8-72, обр. 1212-4. **Фиг. 20-22.** *Palmatolepis barba* Ziegler et Sandberg; (20) экз. № 492/8-84, обр. Nd8-14; (21) экз. № 492/8-73, обр. 1212-4; (22) экз. № 492/8-66, обр. 1212-3. **Фиг. 23.** *Palmatolepis proversa* Ziegler; экз. № 492/8-95, обр. Nd8-16.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Изучение разрезов маташорской толщи в бассейне р. Б. Надота позволило реконструировать обстановки осадконакопления и их изменение во времени. В конце живецкого века район исследования располагался на окраине мелководного шельфа, был ограничен с запада Кожымской внутришельфовой впадиной, а с востока – континентальным склоном Уральского палеобассейна. Формировавшаяся ландшафтная система характеризовалась развитием отмелей и органогенных построек изолированной карбонатной платформы. Колебания уровня моря приводили к чередованию относительно глубоководных (преимущественно спокойноводных) и мелководных (преимущественно активноводных) обстановок.

В фазу *varcus* накапливался разнообразный по составу обломочный, преимущественно биокластический, материал на фоне осаждения микрозернистых карбонатных илов. При этом по мере ослабления гидродинамического режима формировались грации в гранулометрическом составе осадков от грубообломочных до пелитоморфных (обн. Nd8, пачки 1–3). Некоторое увеличение глубины вследствие повышения уровня моря создавало благоприятные условия для существования микробных и брахиоподово-криноидных бентосных сообществ. В конце фазы *varcus* наблюдалась обширная регрессия, краевая часть шельфа, вероятно, ненадолго осушалась, и часть ранее накопленных отложений размывалась. Продукты этого размыва создали обломочный шлейф, отложения которого фиксируются в верхней части толщи заполнения Кожымской впадины. Глубина размыва оценивается в объеме зон *cristatus–disparilis* и, вероятно, части зоны *varcus* (рис. 8) (пашийский и кыновский горизонты).

С началом франского века территория испытывает новое погружение (фазы *falsiovalis–transitans*, саргаевское время). В течение фаз *falsiovalis–transitans* формируются органогенные водорослевые постройки, которые ростом компенсируют повышение относительного уровня моря (обн. Nd8, пачка № 6).

Отложения зоны *punctata* (нижней части доманиковского горизонта) в изученном районе не обнаружены. Вероятно, в фазу *punctata* органогенные постройки прекратили существование по причине затопления вследствие значительной трансгрессии (Среднефранское событие).

В фазы *hassi* и *jamieae* (позднедоманиковское время) периодически возникающие регрессивные тенденции приводили к появлению обломочных и детритовых маломощных осадков и, вероятно, миграции области формирования органогенных построек на восток (обн. 1207, тектонический блок 1, пачка № 1–3).

В начале фазы ранняя *thenana* (мендымское время) часть биогермного комплекса подверглась деформации в результате очередного регрессивного этапа, вследствие чего восточнее сформировался обломочный шлейф (обн. 1207, тектонический блок 2, пачка № 1). По мере повышения относительного уровня моря устанавливались спокойноводные условия, продолжали существовать водорослевые постройки (обн. 1212, пачка № 3), которые, расширяясь далее на восток (обн. 1207, пачка № 2), заселяли накопившийся ранее обломочный шлейф. Параллельно с этим на западе, на фоне трансгрессии, накапливался обломочный грубо-тонко детритовый материал (обн. Nd8, пачка № 7).

Очередное понижение уровня моря произошло на рубеже ранней и поздней *thenana* (начало аскынского времени). На ранней стадии относительно резкая регрессия привела к появлению оолитов в грубозернистых осадках на западе (обн. Nd8, пачка № 8), а восточнее – к прекращению формирования органогенных построек (обн. 1212, пачка № 4). Впоследствии, в течение поздней *thenana* (аскыновское время), трансгрессивно-регрессивные циклы привели к появлению разных аккумулятивных форм, сложенных разнозернистым биокластическим материалом (обн. 1212, пачки № 5, 6), но оживления и возникновения биоценозов, отвечающих за образование органогенных построек, уже не произошло.

Реконструированным в изученном районе трансгрессиям и регрессиям можно найти соответ-

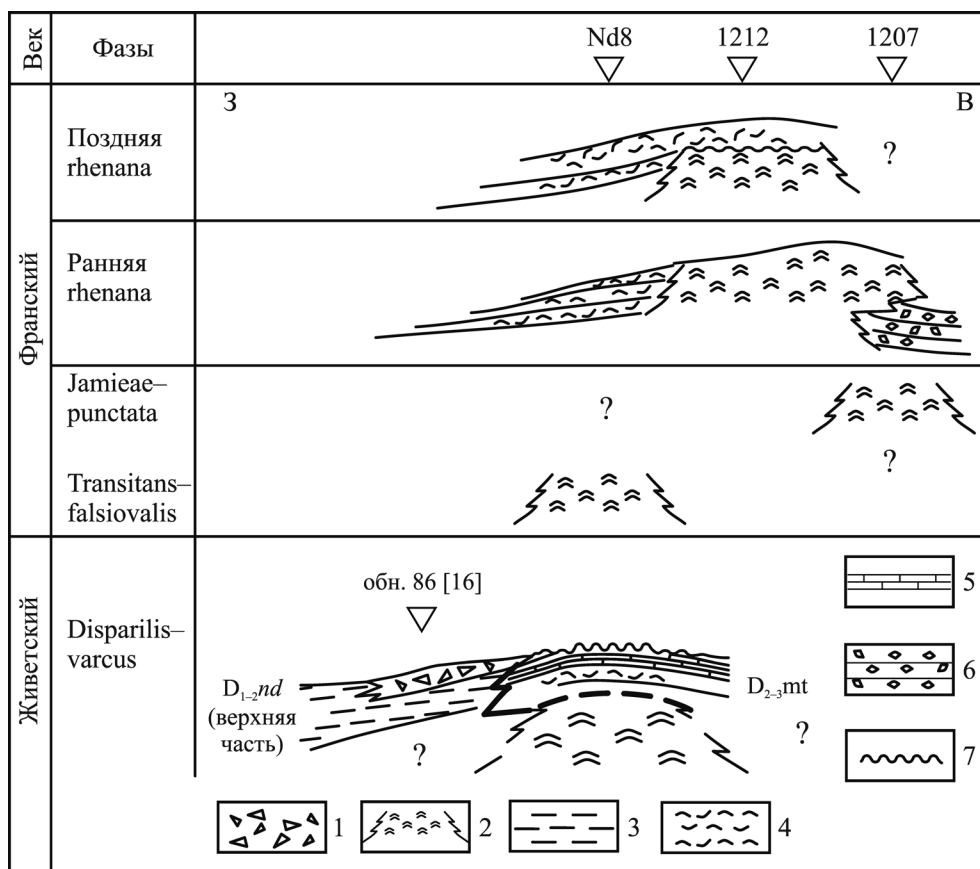


Рис. 8. Схема развития осадконакопления в матышорское время для восточного типа разреза.

1 – продукты размыва, 2 – органические постройки, 3 – сланцы, 4 – известняк детритовый, 5 – известняк пелитоморфный, 6 – конглобрекции, 7 – размыв отложений.

Fig. 8. Development of sedimentation in the Matyashor time (Eastern sequence type).

1 – products of erosion, 2 – organic buildups, 3 – shales, 4 – detritic limestone, 5 – micritic limestone, 6 – conglomerate-breccia, 7 – erosion of deposits.

ствие с эвстатической кривой [20] (рис. 9), попутно сопоставив их с субрегиональной трансгрессивно-регрессивной последовательностью для Тимано-Печорской провинции и Приполярного Урала [10, рис. 1]. Верхнюю часть цикла If, включающую обширную трансгрессию в фазе varcus s.l., мы сравниваем с пачками № 1–3 обн. Nd8. Следующая за ней резкая и кратковременная регрессия на рубеже циклов Па и Pb привела к размыву верхнеживетских (пашийско-кыновских?) отложений, отвечающих циклу Па (от зоны varcus s.l. до disparilis включительно). Следы этого события можно наблюдать в верхах надотамыльской свиты, в обн. 86 (по В.С. Цыганко), где на глинисто-сланцевой пачке, залегают 12-метровая пачка известняков и перекрывающая ее алевролитисто-глинистая с линзами детритовых известняков.

Анализ фаунистических остатков, проведенный В.С. Цыганко с коллегами [16], свидетельствует о возможности отнесения данных отложений к

конодонтовой зоне hermanni–cristatus (пашийско-нижнекыновский интервал по [16]), при этом отмечается, что характер сохранности конодонтов указывает на их предположительное переотложение. Данные отложения соответствуют по времени образованию цикла Па и, вероятно, представляют собой обломочный шлейф с размываемых верхнеживетских отложений бровки шельфа.

Вслед за регрессивным максимумом, фиксируемым в обн. Nd8, наступает трансгрессивный этап осадконакопления. Он соответствует нижней части цикла Pb, отвечающей глобальному событию **Frasne** (Manticoceras) (основание конодонтовой зоны falsiovalis) и субрегиональному циклу fr1 [5, рис. 1].

Цикл Пс мы условно сопоставляем с двумя трансгрессивными пиками, наблюдаемыми в тектоническом блоке 1 обн. 1207. В обнажении Nd8 этот интервал отсутствует вследствие тектонического нарушения.

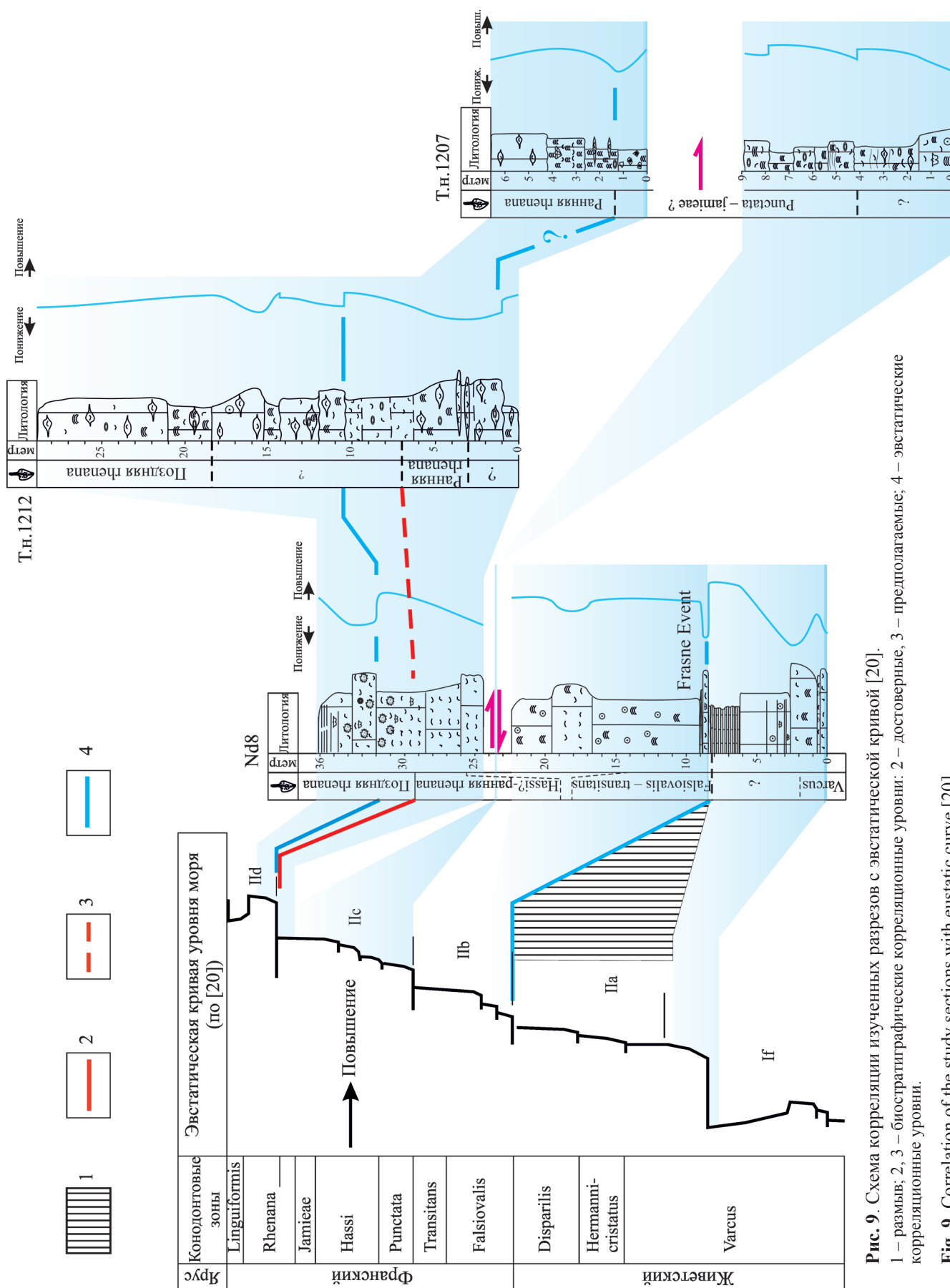


Рис. 9. Схема корреляции изученных разрезов с эвстатической кривой [20].
1 – размыт; 2, 3 – биостратиграфические корреляционные уровни: 2 – достоверные, 3 – предполагаемые; 4 – эвстатические корреляционные уровни.

Fig. 9. Correlation of the study sections with eustatic curve [20].

1 – erosion; 2, 3 – biostratigraphical correlative levels: 2 – reliable, 3 – supposed; 4 – eustatic correlative levels.

Начало цикла Pd достаточно уверенно распознается в трансгрессивно-регрессивной последовательности, наблюдаемой в верхней части обн. Nd8 и нижней – обн. 1212. Циклам Ps и Pd отвечает субрегиональный цикл fr2 [5, рис. 1].

Таким образом, фациальный анализ и сопоставление кривых изменений уровня моря с глобальной и региональной кривыми позволяют предположить эвстатическую природу этих колебаний. Причины, обусловившие эвстатику в позднем девоне, до сих пор являются предметом дискуссий [10]

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Стратиграфический объем мятяшорской толщи с учетом полученных данных по конодонтам можно расширить – от верхней части нижнего живета (зона *varcus* s.l.) до верхней части франского яруса включительно (зона *rhenana*), что отвечает чешавско-аскынскому интервалу в региональной схеме Урала. Предполагается размыв верхней части среднего и верхнего живета включительно (пашийский и кыновский горизонты). Начало последующего этапа осадконакопления связано с трансгрессией, отвечающей глобальному событию **Frasne** (*Manticoceras*) в начале саргаевского времени.

Фациальный анализ и сопоставление кривых изменений уровня моря с глобальной кривой [21] позволяют соотнести мятяшорскую толщу с циклами If–Pd. Совпадение реконструированных для мятяшорского времени локальных изменений уровня моря с эвстатическими колебаниями дает возможность говорить о тектонически относительно стабильном режиме осадконакопления в Большенадотинском районе Приполярного Урала в конце среднего–начале позднего девона.

Авторы выражают благодарность рецензенту за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-35-00049 мол а), УрО РАН (проекты № 15-18-5-37 и 15-15-5-73 АРКТИКА) и исследовательского проекта MAESTRO “Devonian deep-water marine realm as a key to elucidate global ecosystem perturbations”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Войновский-Кригер К.Г. (1945) Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. *Сов. геол.*, (6), 27-44.
2. Войновский-Кригер К.Г. (1963) Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, XXXVIII(2), 56-76.
3. Груздев Д.А., Журавлев А.В. (2003) Конодонты мятяшорской толщи (девон Большенадотинского района). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (1), 14-16.
4. Елисеев А.И. (1963) Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. М.: Изд-во АН СССР, 173 с.
5. Елисеев А.И. (1973) Карбон Лемвинской зоны Севера Урала. Л.: Наука, 95 с.
6. Елисеев А.И. (1978) Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. Л.: Наука, 204 с.
7. Жерлыгин А.Л., Еременко Н.М., Журавлев А.В. (2012) Строение франского биогермно-отмельного комплекса края шельфа на Приполярном Урале (г. Олыся). *Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента*. Сыктывкар: Геопринт, 68-70.
8. Журавлев А.В. (2012) Седиментационная модель области сочленения Елецкой и Лемвинской формационных зон Приполярного Урала в пограничном девонско-каменноугольном интервале. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 7(4). http://www.ngtr.ru/tub/2/59_2012.pdf
9. Коковин К.А. (1999) Новые данные о возрасте Большенадотского рифа (Приполярный Урал). *Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента*. Сыктывкар: Геопринт, 97 с.
10. Мизенс Г.А. (2003) Колебания уровня мирового океана и осадконакопление в девонских глубоководных бассейнах юга Урала. *Литосфера*, (4), 43-64.
11. Пучков В.Н. (1979) Батимальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 260 с.
12. Раабен М.Е. (1959) Стратиграфия древних свит Полярного Урала. Стратиграфия и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала. М.: Наука, 131 с.
13. Соболев Д.Б., Груздев Д.А., Коновалова В.А., Журавлев А.В., Вевель Я.А., Карманов Р.С., Камзалакова С.Ю. (2005) Тектоническое положение живетско-визейских биогермных комплексов на р. Б. Надота. *Геология рифов. Мат-лы междунар. совещ. Ресублики Коми*. Сыктывкар: Геопринт, 158-161.
14. Соболев Д.Б., Журавлев А.В., Карманов Р.С., Груздев Д.А. (2000) Новые данные о геологическом строении района Большенадотинского рифа (Приполярный Урал). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (8), 6-7.
15. Цыганко В.С. (1981) Девонские ругозы севера Урала. Л.: Наука, 220 с.
16. Цыганко В.С., Лукин В.Ю., Журавлев А.В. (1999) К вопросу о границе среднего и верхнего отделов девона на Приполярном Урале. *Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Новые результаты и новые перспективы. Т. 2*. Сыктывкар: Геопринт, 240-243.
17. Шишкин М.А. (1989) Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал). *Геотектоника*, (3), 86-95.
18. Шишкин М.А. (1999) Стратиграфическая схема расчленения палеозойских отложений западного склона Полярного Урала и гряды Чернышева применительно к задачам составления нового поколения геологических карт масштаба 1 : 200 000. *Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Новые результаты и новые перспективы. Т. 2*. Сыктывкар: Геопринт, 247-249.

19. Шишкин М.А. (2003) Геология зоны сочленения Елецких и Лемвинских фаций на западном склоне Полярного Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 20 с.
20. Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A. (1985) Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Amer.*, (96), 567-587.
21. Klapper G., Feist R., House M.R. (1987) Decision on the Boundary Stratotype for the Middle/Upper Devonian Series Boundary. *Episodes*, **10**(2), 97-101.
22. Skompski S., Paszkowski M., Krobicki M., Kokovin K., Korn D., Tomas A., Wrzolek T. (2001) Depositional setting of the Devonian/Carboniferous biohermal Bol'shaya Nadota Carbonate Complex, Subpolar Urals. *Acta Geologica Polonica*, **51**(3), 217-235.
23. Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The Late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forschungs-institute Senckenberg*, (121), 115 p.

The Frasnian deposits in the Bol'shaya Nadota River region (Sub-Polar Urals) – stratigraphy and depositional environment

D. A. Gruzdev, M. A. Soboleva, D. B. Sobolev, A. V. Zhuravlev

Institute of Geology, Komi ScC, UB RAS, Syktyvkar

The main features of the Givetian–Frasnian shoal deposits of the Sub-Polar Urals (Matyashor formation) are considered. The study part of the section corresponds to varcus – rhenana zones on the basis of conodonts. The unconformity corresponding to the upper part of the varcus zone as well as hermanni-cristatus and disparilis zones is detected, the following transgressive sequence is supposed as a sign of the Frasnian (Manticoceras) Global Event. Analysis of the sequence allows us to suppose that environment changes in the Matyashor time were controlled by eustatic oscillation of the sea level.

Key words: *Sub-Polar Urals, Frasnian, Matyashor formation, stratigraphy, conodonts.*

REFERENCES

1. Voinovskii-Kruger K.G. (1945) Two Paleozoic complex on the western slope of the Polar Urals. *Sovetskaya geologiya*, (6), 27-44. (In Russian)
2. Voinovskii-Kruger K.G. (1965) Features of geotectonic development Lemva facial-structural zone (western slope of the Urals). *Trudy Kazakhskogo politekh. in-ta*, (25), 91-99. (In Russian)
3. Gruzdev D.A., Zhuravlev A.V. (2003) Conodonts of Matya-Shor strata (Devonian Bolshaya Nadota district). *Vestn. IG Komi Science Centre*, (1), 14-16. (In Russian)
4. Eliseev A.I. (1963) *Stratigrafiya i litologiya kamennougol'nykh otlozhenii gryady Chernysheva* [Stratigraphy and lithology of Carboniferous deposits Chernyshev Ridge]. Moscow; Leningrad, AN SSSR Publ., 173 p. (In Russian)
5. Eliseev A.I. (1973) *Carbon Lemvinskoi zony Severa Urala* [Carboniferous deposits of Lemva Zone North Urals]. Leningrad, Nauka Publ., 95 p. (In Russian)
6. Eliseev A.I. (1978) *Formatsii zon ogranicheniya severo-vostoka Evropeiskoi platformy* [Formations of limit zones north-east European platform]. Leningrad, Nauka Publ., 204 p. (In Russian)
7. Zherlygin A.L., Eremenko N.M., Zhuravlev A.V. (2012) The structure of the Frasnian shelf edge biohermal sand-bank complex in the Polar Urals (Olyssa Mt.). *Struktura, veshchestvo, istoriya litosfery Timano-Severoural'skogo segmenta* [The structure, the substance, the history of Timan-Severouralsk segment of lithosphere]. Syktyvkar, Geoprint, 68-70. (In Russian)
8. Zhuravlev A.V. (2012) Sedimentation model of the junction area of Yelets and Lemva formational zones Polar Urals in the Devonian-Carboniferous boundary interval. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 7(4). http://www.ngtp.ru/rub/2/59_2012.pdf
9. Kokovin K.A. (1999) New data on the age Bolshaya Nadota reef (Polar Urals). *Struktura, veshchestvo, istoriya litosfery Timano-Severoural'skogo segmenta* [The structure, the substance, the history of Timan-Severouralsk segment of lithosphere]. Syktyvkar, Geoprint, 97. (In Russian)
10. Mizens G.A. (2003) Fluctuations of sea level and sedimentation in the Devonian deep-water basins of the Southern Urals. *Litosfera*, (4), 43-64. (In Russian)
11. Puchkov V.N. (1979) *Batial'nye komplekсы passivnykh okrain geosinclinal'nykh oblastei* [Bathyal complexes of geosynclinal regions passive margins]. Moscow, Nauka Publ., 260 p. (In Russian)
12. Raaben M.E. (1959) *Stratigrafiya drevnikh svit Polyarnogo Urala* [Stratigraphy of the ancient formations of the Polar Urals]. Moscow, Nauka Publ., 131 p. (In Russian)
13. Sobolev D.B., Gruzdev D.A., Konovalova V.A., Zhuravlev A.V., Vevel' Ya.A., Karmanov R.S., Kamzalakova S.Yu. (2005) Tectonic setting Givetian-Visean biohermal complexes on Bol'shaya Nadota River. *Geologiya rifov: Mat-ly Mezhdunar. soveshch. Respubliki Komi* [Geology reefs. Materials of the

- International Meeting of the Republic Komi]. Syktyvkar, Geoprint, 158-161. (In Russian)
14. Sobolev D.B., Zhuravlev A.V., Karmanov R.S., Gruzdev D.A. (2000) New data on the geological structure of the area Bolshaya Nadota reef (Sub-Polar Urals). *Vestn. IG Komi NTs UrO RaAN*, (8), 6-7. (In Russian)
 15. Tsygankov V.S. (1981) *Devonskie rugozy severa Urala* [Devonian tetracorals North Urals]. Leningrad, Nauka Publ., 220 p. (In Russian)
 16. Tsygankov V.S., Lukin V.Yu., Zhuravlev A.V. (1999) On the question of the boundary of middle and upper parts of the Devonian in the Sub-Polar Urals. *Geologiya i mineral'nye resursy Evropeiskogo severo-vostoka Rossii. Nove rezul'taty i novye perspektivy. T. 2* [Geology and mineral resources of the European North-East of Russia. The new findings and new perspectives. V. 2]. Syktyvkar, Geoprint, 240-243. (In Russian)
 17. Shishkin M.A. (1989) Tectonics South Lemva zone (Polar Urals). *Geotektonika*, (3), 86-95.
 18. Shishkin M.A. (1999) Stratigraphic scheme of partition of Paleozoic rocks on the western slope of the Polar Urals and Chernyshev Ridge applied to the problems of drawing up a new generation of geological maps of scale 1 : 200 000. *Geologiya i mineral'nye resursy Evropeiskogo severo-vostoka Rossii. Nove rezul'taty i novye perspektivy. T. 2* [The Geology and mineral resources of the European North-East of Russia. The new findings and new perspectives. T. 2]. Syktyvkar, Geoprint, 247-249. (In Russian)
 19. Shishkin M.A. (2003) *Geologiya zony sochleneniya Eletskikh i Lemvinskikh fatsii na zapadnom sklone Polyarnogo Urala. Avtoref. dis. ... kand. geol.-min. nauk* [Geology of the junction zone Elets and Lemva facies in the western slope of the Polar Urals. Cand. geol. and min. sci. abstr. diss.]. Syktyvkar, 20 p.
 20. Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A. (1985) Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Amer.*, (96), 567-587.
 21. Klapper G., Feist R., House M.R. (1987) Decision on the Boundary Stratotype for the Middle/Upper Devonian Series Boundary. *Episodes*, **10**(2), 97-101.
 22. Skompski S., Paszkowski M., Krobicki M., Kokovin K., Korn D., Tomas A., Wrzolek T. (2001) Depositional setting of the Devonian/Carboniferous biohermal Bol'shaya Nadota Carbonate Complex, Subpolar Urals. *Acta Geologica Polonica*, **51**(3), 217-235.
 23. Ziegler W., Sandberg C.A. (1990) The Late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forschungs institute Senkenberg*, (121), 115 p.